

РУДЫ  
И  
МЕТАЛЛЫ

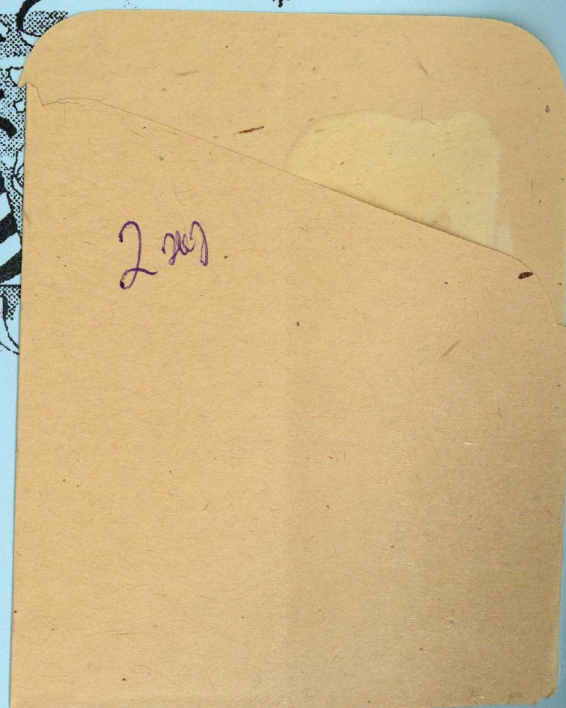


6/1998

ISSN 0869-5997



**С  
НОВЫМ  
1999  
ГОДОМ !**



2009



# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

## 6/1998

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ISSN 0869-5997

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

Москва ЦНИГРИ 1998



РУДЫ  
и  
МЕТАЛЛЫ

6/1998

Технический редактор Н.П.Кудрявцева  
Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова, А.Э.Седельникова, Е.В.Розова

Сдано в набор 19.10.98  
Подписано в печать 18.12.98  
Тираж 300 экз.

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

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



## СОДЕРЖАНИЕ

## CONTENTS

### Прикладная металлогения

Коробейников А.Ф.  
Классификация комплексного золото-редко-металльного оруденения складчатых поясов

5

Киселев А.И.  
Кратоны, интракратонные и окраинные мобильные пояса и их алмазоносность

15

### Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Алексеев В.Ю., Кравцов В.С., Миловский Г.А.  
О дизъюнктивной тектонике района Дукатского золото-серебряного месторождения и ее влиянии на локализацию эндогенного оруденения (по космогеологическим данным)

25

### Строение рудных месторождений

Петренко И.Д.  
Модель близповерхностного рудообразования в вулканических областях на примере золото-серебряных месторождений Камчатки и современных гидротермальных систем

38

Блюман Б.А., Шапошников Г.Н.  
Медно-порфировые месторождения Алтае-Саянской складчатой области: возраст, тектонический режим формирования, перспективы

49

### Аппаратурно-технические средства и технологии геолого-разведочных работ

Кязимов Р.А.  
Совершенствование технологий переработки упорных золотосодержащих колчеданных руд

59

Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Пыстин А.Б., Виноградова М.Н.  
Петрофизическая характеристика пород зоны Восточного разлома Мирнинского поля Западной Якутии в связи с поисками алмазов

66

### Дискуссии

Полянин В.С.  
Структурно-вещественная эволюция и минерогеническая классификация офиолитов

75

### Applied Metallogeny

Korobeinikov A.F.  
Classification of multi-commodity gold-rare metal ores in fold belts

Kiselev A.I.  
Cratons, intracratonal and marginal mobile belts and their diamond potential

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

Alekseev V.Yu., Kravtsov V.S., Milovsky G.A.  
On the disjunctive tectonics of the Dukat gold-silver deposit area and its effect on the localization of endogenic ore occurrences as estimated from spacecraft-borne and geological surveying data

### Structure of Ore Deposits

Petrenko I.D.  
A model of epithermal ore formation processes in volcanic areas: gold-silver deposits of Kamchatka and recent hydrothermal systems as cases in point

Bluman B.A., Shaposhnikov G.N.  
Porphyry copper deposits in the Altai-Sayan fold area: age, tectonic mode of formation and prospectivity

### Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Kyazimov R.A.  
Advancement of technologies for refractory gold-containing massive sulfide ore treatment

Zinchuk N.N., Bondarenko A.T., Pystin A.B., Vinogradova M.N.  
Petrophysical characteristics of rocks from the Eastern fault zone of the Mirny field in the West Yakuta with respect to diamond exploration

### Discussions

Polyanin V.S.  
Structural-material evolution and minerogenetic classification of ophiolites



## Новости. Информация

Международная конференция "Металлургия XXI века: шаг в будущее"

88

## Памятные даты

Шумилихина Н.А.

К 300-летию учреждения в России Приказа рудокопных дел

90

К 100-летию Александра Петровича Бурова

92

Список статей, опубликованных в журнале "Руды и металлы" в 1998 году

93

## News

International Conference "Metallurgy - XXI: a step to the future"

## Memorable anniversaries

Shumilikhina N.A.

On the tercentenary of the founding of the Mining Department in Russia

Hundredth birth anniversary A.P.Burov

«Ores and Metals» in 1998: List of publications





# ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.411.463

© А.Ф.КОРОБЕЙНИКОВ, 1998

## КЛАССИФИКАЦИЯ КОМПЛЕКСНОГО ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

**А.Ф.КОРОБЕЙНИКОВ (ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ)**

*Комплексная золото-редкометальная минерализация распространена среди золоторудных, золото-медно-порфировых и редкометальных месторождений промышленного типа. Среди них выделяются редкометальносодержащие золоторудные, золото-платиноидные, золото-шеелитовые, золото-медно-порфировые и собственно золото-редкометальные типы проявлений. Комплексное оруденение генетически связано с автометасоматическими процессами габбро-плагиогранитных, диорит-гранодиорит-гранитных и сиенит-порфировых интрузий орогенных, рифтогенных структур земной коры.*

Золото-редкометальная минерализация распространена в золоторудных, золото-медно-порфировых и редкометальных месторождениях [1—15]. В группе собственно золоторудных месторождений многими исследователями выделялись объекты с сопутствующей редкометальной Bi-Te-W-Mo минерализацией. Такие рудные объекты установлены в жильно-штокверковых, прожилково-вкрапленных образованиях золото-скарновой, золото-кварцево-сульфидно-березит-лиственитовой, золото-серебро-сульфидно-аргиллизитовой, золото-платиноидно-сульфидно-лиственитовой, золото-медно-порфировой формаций [1—4, 8—14]. В этих месторождениях и рудопроявлениях золото является главным рудным компонентом, а платина, палладий, висмут, теллур, вольфрам, молибден, олово — попутными. Руды состоят из минералов золота, серебра с сопутствующими минералами Bi, Te, Se, Mo, W, V, Pt, Pd — шеелитом, вольфрамитом, станнином, висмутином, галеновисмутином, молибденитом, турмалином, аксинитом, флюоритом, айкинитом, берцелианитом, козалитом, молибденитом, виттихенитом, бенжаминитом, тетрадимитом, теллуrowисмути-

том, нагиагитом, сиванитом, креннеритом, калаверитом, петцитом, золотом, серебром, висмутом, редко сперритом, куперитом, ферроплатиной, порпецитом. Массовое содержание сульфидов в рудных телах разных месторождений колеблется в пределах 1—12 %. В других случаях в кварц-золото-карбонатных жилах и штокверках находятся обычные сульфиды, а из редкометальных минералов — лишь шеелит и очень редко вольфрамит [3, 8, 14]. Для золото-медно-порфировых объектов характерны ассоциации халькопирита, борнита, блеклых руд, пирита, галенита, сфалерита, молибденита, золота, серебра с сульфосолями Ag, Bi, Sn и теллуридами Pb, Ag, Bi, Cu, Pt, Pd [2, 9, 12].

Автором в редкометальных месторождениях выявлена золоторудная минерализация в метасоматических альбититах-калишпатитах и грейзенах [7]. Продуктивные минеральные ассоциации таких комплексных руд включают берилл, колумбит, танталит, касситерит, вольфрамит, шеелит, паризит, ортит, турмалин, топаз, флюорит, эвксинит, молибденит, висмутин, теллуrowисмутит, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфа-



лерит, галенит, золото. Среди рудообразующих редкометалльные минералы являются главными, а самородное золото и сульфиды, теллуриды — попутными. Но на отдельных участках сульфидизации и окварцевания альбититов-калишпатитов и грейзенов золото образует концентрации вплоть до десятков—сотен граммов на 1 т.

В современной геологической литературе этим нетрадиционным комплексным рудным объектам уделялось мало внимания. Подробно освещались лишь условия образования и размещения золоторудных и золото-медно-порфировых месторождений с сопутствующей Bi-Te-W-Mo-Sn минерализацией. Среди них выделяется золото-редкометалльная формация, которая включает и месторождения собственно золотых руд с сопутствующей Bi-Te-W-Sn минерализацией. В данной работе основное внимание уделено классификации всех известных комплексных золото-редкометалльных рудных объектов, условиям их формирования и размещения в разновозрастных структурах земной коры (таблица).

По геологическим условиям нахождения все изученные типы потенциальных комплексных золото-редкометалльных месторождений и рудопроявлений объединяются в четыре группы: I — золото-сульфидно-скарновые, золото-сульфидно-кварцевые, золото-кварцевые, золото-серебро-сульфидные прожилково-вкрапленные, вкрапленные, жильно-штокверковые с сопутствующей Bi-Te-Mo-Sn-Pt-Pd минерализацией в березитах-лиственитах, аргиллизитах; II — золото-шеелит-кварцевые жильно-штокверковые с сопутствующей шеелитовой, реже шеелит-вольфрамитовой минерализацией в скарнах и лиственитах; III — золото-медно-порфировые с сопутствующей Bi-Te-Sn-Mo-W-Pd-Pt минерализацией в прожилках-калишпатитах-аргиллизитах; IV — золото-редкометалльные (с Bi, Nb, Ta, Sn, W, Mo, Au) в альбититах-калишпатитах, грейзенах и березитах. Ранее автор собственно золото-редкометалльную продуктивную минерализацию в метасоматических альбититах-калишпатитах, грейзенах относил к самостоятельной золото-альбититовой рудной формации.

I — золото-сульфидно-скарновые, золо-

то-сульфидно-кварцевые, золото-серебро-сульфидные месторождения с сопутствующей Bi-Te-Mo-Sn-Pt-Pd минерализацией. Редкометаллоносные золото-рудные месторождения (с Bi, Te, Mo, Sn, Pt, Pd) размещаются в орогенных, рифтогенных структурах и зонах тектономагматической активизации. Орогенные и рифтоподобные геодинамические обстановки оказывались благоприятными для формирования флюидонасыщенных металлоносных магм и гидротермальных палеосистем.

В эту группу комплексных рудных объектов входят благороднометалльные месторождения различных типов в зонах скарнов, березитов-лиственитов, гумбеитов, аргиллизитов в структурах разного возраста — от протерозоя до кайнозоя [1, 10, 11, 15]. Для них характерны жильные, штокверковые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные структурно-морфологические типы руд, несущие кварцевую, кварц-сульфидную, магнезиально- и известково-скарновую висмут-теллуридную минерализацию. К ним относятся золото-скарновые месторождения Алтае-Саянского (Тарданское, Ольховско-Чибисежское, Синюхинское), Тянь-Шаньского (Куру-Терекское, Тарорское, Гишдар-винское, Кумторское, Мурунтауское) складчатых регионов, а также кварц-золоторудные, кварц-золото-сульфидно-теллуридные жильно-штокверковые в рифей-фанерозойских складчато-рифтогенных структурах Сибири (Саралинское, Знаменитинское, Коммунаровское, Балахчинское, Васильевское, Ирокиндинское, Зун-Холбинское, Ключевское, Дарасунское, Балейское), Северо-Востока (Многовершинное, Дукатское, Карамкенское), Якутии (Нежданнинское, Кючус), Казахстана (Бакырчикское, Бестюбе, Джеламбет, Степнякское), Киргизии (Кумторское), Узбекистана (Мурунтауское), Урала (Воронцовское, Светлинское).

В орогенных и рифтогенных структурах офиолитовых и вулканических поясов фанерозоя нередко располагаются рудные поля и месторождения собственно золотых, комплексных и платиновых руд, а также руд редких металлов. Они размещаются в черносланцевых толщах и структурно сопряже-



Классификация комплексных золото-редкометалльных месторождений

Геологические особенности рудных полей и месторождений	Группы потенциальных комплексных месторождений золота и редких металлов			
	I — золото-висмут-теллуридно-кварцевые	II — золото-шеелит-кварцевые	III — золото-медно-висмут-теллуридно-порфировые	IV — золото-редкометалльные
Геотектоническая позиция рудоносных регионов	Складчатые вулканические офиолитовые пояса, рифтоподобные складчатоглыбовые структуры островодужных и окраинно-континентальных активных палеосистем протерозоя — фанерозоя	Складчатые вулканические офиолитовые пояса с наложенными структурами рифтогенеза и тектономагматической активизации рифея — фанерозоя	Складчатые и вулкано-плутонические пояса, центры, зоны рифея — фанерозоя	Складчатые вулканические пояса фанерозоя с зонами площадного Na-K метасоматоза на участках орогенеза, рифтогенеза, тектономагматической активизации
Главные рудно-формационные типы комплексных рудных месторождений	Золото-скарновые, золото-кварц-сульфидные с сопутствующими Bi, Se, Te, Mo, Sn минерализациями	Кварц-золото-сульфидные с сопутствующей шеелитовой минерализацией	Золото-медно-висмут-теллуридно-порфировые	Золото-редкометалльные (Be, Sn, Nb, Ta, W, Mo) в зонах альбититов-калишпатитов и грейзенов
Господствующие метасоматические формации	Березит-лиственитовые и аргиллизитовые	Лиственитовые, скарновые	Пропилитовые, калишпатит-альбититовые, аргиллизитовые	Альбитит-калишпатитовые и грейзеновые
Структурно-морфологические и минеральные типы руд	Жильно-штокерковые и вкрапленные кварц-сульфидно-теллуридные	Жильно-штокерковые кварц-карбонатно-сульфидные с шеелитом	Магнетит-пиритовые, халькопирит-борнитовые, пирит-халькопиритовые, полисульфидные с теллуридами Cu, Ag, Au, Pd, Pt вкрапленно-прожилковые	Вкрапленно-прожилковые сульфидно-теллуридно-золотые в берилл-колумбит-касситеритовых телах среди альбититов, калишпатитов, грейзенов



Геологические особенности рудных полей и месторождений	Группы потенциальных комплексных месторождений золота и редких металлов			
	I — золото-висмут-теллуридно-кварцевые	II — золото-шеелит-кварцевые	III — золото-медно-висмут-теллуридно-порфировые	IV — золото-редкометалльные
Минералого-геохимическая зональность месторождений (протяженность колонны)	Рудно-метасоматическая вертикальная: сверху — аргиллизиты, березиты-листвениты, внизу — альбититы, калишпатиты с разными типами руд (1,2—3,8 км)	Рудно-метасоматическая вертикальная: листвениты с кварц-сульфидными рудами вверху и шеелитовой минерализацией внизу колонны (0,5—0,6 км)	Рудно-метасоматическая: внешняя зона — пропилиты; внутренняя — калишпат-серцит-аргиллизит-кварцевая с сульфидами и теллуридами (0,4—0,8 км)	Не установлена
Геохимические индикаторы оруденения	Bi, Se, Te, Tl, As, Sb, Mo, иногда Pd, Pt, Ag, Rh, Os, Ir	Cu, Pb, Zn, Sb, As, W, Mo, Ag, Bi	Cu, Bi, Se, Te, Re, Au, Ag, In, Cd, Ga, иногда Pd, Pt	Be, Li, Sn, Nb, Ta, W, Mo, Bi, Te, B, Zr, иногда Pd, Pt
Примеры месторождений комплексных руд	Дарасунское, Ирокиндинское, Сухоложское в Забайкалье; Зун-Холбинское, Ольховское-Чибикское в Восточном Саяне; Тардинское в Туве; Синюхинское в Горном Алтае; Знаменитинское в Кузнецком Алатау; Воронцовское на Урале	Спаское и Кундатское золото-шеелит-кварцевые жильные в лиственитах в Кузнецком Алатау; Андрюшкинское золото-шеелитовое в скарнах Забайкалья; Айдырлинские кварц-золото-шеелитовые на Урале	Месторождения Камчатки, Забайкалья, Казахстана, Урала	Верхнеманское золото-колумбит-берилл-касситерит-сульфидное в Восточном Саяне; Рябиновое в Якутии



ны с зонами глубинных разломов I порядка и наложенными компенсационными синклиналями. Самые крупные рудные поля и месторождения такого типа располагаются на площадях активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма, магматизма и метасоматизма. Комплексные рудные объекты возникали под воздействием глубинных флюидных потоков в расколах земной коры на фоне длительного развития мантийно-коровых палеодиапиров. Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов (трогам), рифтогенным антиклинально-синклинальным структурам горсто-грабенного типа, терригенным синклиналям наложенно-компенсационного типа на участках гидротермально-метасоматического разуплотнения блоков пород, разрывным структурам ТМА. Они формировались под воздействием мантийно-корового магматизма и метасоматизма. Островодужные, окраинно-континентальные, орогенно-рифтогенные геодинамические обстановки оказывались наиболее благоприятными для формирования флюидонасыщенных металлоносных интрузий базит-гипербазит-плагиигранитных серий, их дайковых комплексов и гидротермальных палеосистем. Рудно-метасоматические ассоциации возникали благодаря развитию палеофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового метасоматизма, магматического замещения и дифференциации. Основные геодинамические причины проявления мантийно-коровых палеодиапиров — периодически повторяющиеся объемные деформации крупных блоков земной коры и мантии (деформации упругого последействия по Е.Д.Глухманчуку, 1992 г.), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов.

Для различных рудоносных блоков земной коры характерны проявления гипербазит-базитовых, базит-плагиигранитных или диорит-гранодиорит-гранитных, сиенит-монцонит-гранитных, порфириновых интрузий и их дайковых комплексов. Отдельным структурно-формационным зонам свойствен-

но проявление унаследованных и наложенных впадин, прогибов орогенно-рифтогенного типа, выполненных терригенно-вулканогенными или терригенными углеродистыми (до 1—7 %  $C_{org}$ ) отложениями со слабым или интенсивным развитием интрузивного магматизма и метасоматизма. Глубинные разломы и оперяющие их разрывы II порядка контролировали размещение этих интрузий, их дайковых комплексов, базит-андезит-дацитовых вулканитов, кварцитов и метасоматитов. Оперяющие разрывы, зоны трещиноватости, дробления, милонитизации в магматических и терригенных породах обеспечивали размещение комплексного золотоплатиноидно-редкометального оруденения на участках интенсивного гидротермального метасоматизма.

В приконтактовых зонах интрузивов формировались скарновые зоны магнезиально-известкового типа с золотоплатиноидно-редкометальной минерализацией. Сопутствующая золоту платиноидно-редкометальная ассоциация представлена чаще Bi-Te-Mo сульфидами, теллуридами и редко шеелитом, вольфрамитом, станнином. В эндоконтактах гранитоидных интрузий натриевого типа, а также в вулканогенно-терригенных, терригенно-карбонатных толщах рифей-мезозойского возраста распространены кварцевожильно-штокверковые руды золота с сопутствующей платиноидно-редкометальной продуктивной минерализацией в березитах-лиственитах или пропилитах-аргиллизитах.

В вулканогенных толщах мезозоя—кайнозоя нередко распространены золотые или золото-серебряные месторождения в пропилитах-аргиллизитах с сопутствующей теллуридной минерализацией. Поэтому среди таких рудных объектов выделяется особый золото-теллуридный тип руд. Здесь кроме теллуридных минералов находятся висмутовые сульфосоли, станнин и иногда шеелит, молибденит. Однако промышленной оценки такой сопутствующей редкометальной минерализации обычно не дается, и элементы Bi, Te, Mo, Sn из этих руд, как правило, не извлекаются.

Сопутствующая платиноидная минерализация таких комплексных типов руд обыч-



но представлена самородной платиной, твердыми растворами Pt—Fe—Cu (туламинитом  $Pt_3Cu$ , изоферроплатиной  $Pt_3Fe$ , тетраферроплатиной  $PtFe$  и твердым раствором  $Pt_3(Cu, Fe)$ ), сперрилитом  $PtAs_2$ , теллуридами Pd и Ag  $(Bi, Ag)_n(Te, Bi)_m$  в сростании с пиритом, халькопиритом, борнитом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом [15]. Кроме сульфидов и теллуридов в таких рудах распространены самородные металлы и их сплавы — Au, Ag, Fe, Sn, Pb, Cu, Ti, W, Cr, (Au, Ag), (Au—Ag—Cu—Hg), (Ni, Sn), (Pb, Sn), (Sb, Sn), (Pb, Sn, Sb), (Cu, Zn), (Bi, Te).

Редкометалльная продуктивная минерализация складывается шеелитом, висмутином, галенобисмутитом, молибденитом, турмалином, айкинитом, берцелианитом, козалитом, виттихенитом, бенжаминитом, тетрадимитом, теллуровисмутитом, силъванитом, креннеритом, калаверитом, петцитом, редко вольфрамитом и станнином.

Комплексным месторождениям свойственно проявление вертикальной рудно-метасоматической зональности снизу вверх: ранние площадные (ортоклаз-микроклиновые, кварц-альбитовые, биотитовые, графитовые), поздние локальные (березит-лиственитовые, гумбеитовые, мусковитовые, хлоритовые или пропилит-аргиллизитовые) метасоматиты и сопутствующие вкрапленные, прожилково-вкрапленные сульфидные, жильно-штокерковые кварц-золоторудные и кварц-сульфидно-теллуридные руды. Щелочные метасоматиты картируются в апикальных и приконтактных частях интрузивов, осложненных разрывами и зонами трещиноватости и чаще несут убогую продуктивную минерализацию вкрапленного типа. Жильно-штокерковые, прожилково-вкрапленные руды чаще залегают на участках смены ранних площадных щелочных метасоматитов на локальные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания — березиты—листвениты—аргиллизиты. На участках богатого оруденения более развито окварцевание пород.

Рудно-метасоматическая зональность подчеркивается зональностью эндогенных ореолов рудных элементов. Геохимические

ореолы представлены положительными и отрицательными аномалиями, размещенными над и под рудными телами и разными метасоматитами. Отрицательные аномалии и ореолы пониженных концентраций рудных элементов ассоциируют с зонами щелочных метасоматитов, а положительные аномалии — с участками развития сульфидоносных березитов-лиственитов или аргиллизитов и рудных тел. Золото-сульфидно-теллуридные метасоматические залежи в скарнах, кварц-золото-сульфидно-теллуридные жилы, штокерки в березитах-лиственитах отмечаются положительными геохимическими ореолами: надрудными (Ba, Sb, Hg), окolorудными (Cu, Bi, Te, Au, Ag, Pb, Zn, As-1) и подрудными (Cr, Ni, Co, V, Ti, W, As-2, Mo, Be). Они образуют внешние чехлы вокруг рудолокализирующих структур, в объеме представляющие собой уплощенные факелы шириной, превышающей таковую рудных тел в 10—30 раз и рудных тел окружающих метасоматитов в 2—10 раз. Надрудные ореолы на десятки—сотни метров больше по вертикали, чем рудные тела. Их расположение подчиняется направлениям контролирующих разрывов и зон трещиноватости пород. Пириты II генерации метасоматитов характеризуются примесями рудных элементов, пириты III генерации рудных тел несут максимальные количества Au, Ag, Bi, Te, Zn, Pb, As, Sb, Co на горизонтах развития рудных столбов, а минимальные — на их выклинивании. Верхние части рудно-метасоматических колонн обычно обогащены элементами-примесями; соотношения окolorудных и подрудных геохимических ореолов, Cu:Zn и Cu:Ni равны единице. В нижней их половине преобладают элементы-примеси подрудных ореолов, Cu:Zn > 1, Co:Ni > 1. Здесь дополнительно появляются Mo, Be, иногда W, Sn, а содержание As достигает максимума. Но в каждом конкретном месторождении могут наблюдаться частные отклонения от такой обобщенной рудно-метасоматической и геохимической зональности.

II — золото-шеелит-кварцевые месторождения в скарнах и лиственитах. Шеелит как сопутствующий рудный минерал отмечается во многих золоторудных место-



рождениях, но в отдельных рудных полях он наравне с золотом формирует кварцеворудные тела в скарнах и лиственитах. К ним относятся, например, золото-вольфрамовое оруденение в скарнах Андрушкинского, кварц-вольфрамовое оруденение в лиственитах Спасского и Кундатского месторождений Забайкалья и Кузнецкого Алатау [3].

На Андрушкинском месторождении по контактам гранитоидов развиты рудоносные магнезиальные и известковые скарны, сложенные шпинель-пироксеновыми, шпинель-форстеритовыми, пироксен-гранатовыми, скаполит-гранатовыми ассоциациями. Скарново-рудные тела представлены золото-шеелитовыми, золото-шеелит-сульфидными комплексами. Из рудных минералов распространены пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теллуrowисмутит, козалиит, лилианит, жозеит, самородный висмут, шеелит двух генераций, золото. Золото чаще дисперсное с частицами размером 0,002—0,004 и 0,01—0,03 мм в сульфидах и кварце; проба его 880—940 ‰, при отношениях Au:Ag 4:1—9:1; примеси в золотинах представлены Fe, Cu, As, Sb, Bi, Te, Hg от 0,35 до 0,5 %.

На Спасском месторождении кварц-золото-шеелитовая продуктивная минерализация слагает промышленные жилы на контакте диоритов и гранодиоритов Спасского массива с рифейскими диабазовыми порфиритами. Жилы сложены кварцем (80—95 %), кальцитом, анкеритом (5—10 %), шеелитом, пиритом, халькопиритом, редкими блеклой рудой, сфалеритом, галенитом, золотом. Содержание Au не превышает 3 г/т, а  $WO_3$  от 0,03 до 0,8 %. Месторождение обрабатывалось на вольфрам.

III — *золото-медно-висмут-теллуридно-порфировые месторождения в пропилитах, аргиллизитах*. Золото-медно-порфировые месторождения нередко несут сопутствующую висмут-теллуридно-вольфрамовую и платиноидную минерализацию. Такие рудные объекты более всего свойственны орогенным и рифтогенным структурам островодужного и окраинно-

континентального типов [4, 9]. Они размещаются в гранодиорит-порфировых, монцитит-порфировых, сиенит-гранит-порфировых малоглубинных интрузивах. Наиболее золотоносны малоглубинные интрузии среднего состава [2]. Среди них выделяются следующие минеральные типы: магнетит-пиритовый, молибденитовый, халькопирит-борнитовый, пирит-халькопиритовый, полисульфидный, энаргит-полисульфидный [9, 12].

В магнетит-пиритовой ассоциации кроме магнетита и пирита присутствуют гематит, пирротин, рутил, молибденит, халькопирит. Эта рудная минерализация обычно приурочена к скоплениям темноцветных минералов рудоносной порфировой интрузии. Пирит-халькопиритовые и халькопирит-борнитовые минеральные комплексы развиты во многих месторождениях. При этом халькопирит-борнитовые руды приурочены к центральным частям рудных зон, а пирит-халькопиритовые — к внешним. Соотношение минералов борнит:халькопирит от 3:1 до 1:10. Халькопирит-борнитовые парагенезисы содержат включения минералов Bi, Te, Se, Mo, Au, Ag, Pt, Pd, W. Содержания Au, Pt, Pd обычно не превышают 3 г/т. Благородные металлы концентрируются преимущественно в халькопирите и борните в форме самородных Au, Ag, Pt, реже электрума и аргентита. Золото в виде субизометричных выделений в сульфидах размером 0,01—0,07 мм; проба его 550—850 ‰.

Для полисульфидной ассоциации характерны галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, пирит, золото и серебро. Основным концентратором Au и Ag является халькопирит. Эти руды содержат тонкодисперсные включения сульфидов Ag, Bi, Sn, теллуридов Pb, Ag, Bi. Им свойственны тонкодисперсные (0,01—0,02 мм) выделения золота (проба 500—750 ‰) и видимое золото с размером зерен до 1 мм (проба 650—850 ‰). Содержание золота в таких ассоциациях достигает 11 г/т [2].

Как правило, рудные тела порфировых месторождений контролируются эндо- и эк-



зонами порфировых штоков диорит-гранодиорит-гранитного или гранодиорит-монцит-сиенит-гранитного составов. Для месторождений характерна рудно-метасоматическая зональность со сменой сверху вниз и от центра к периферии зон разных типов руд и метасоматитов. В ядерной и нижней зонах калиево-кремнивого метасоматоза (калишпатизации-альбитизации) преобладают магнетит-пиритовая и пирит-халькопиритовая продуктивные ассоциации; в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах промежуточной зоны — молибденит-борнитовые рудные комплексы; в кварц-хлорит-серицит-аргиллизитовой зоне — пирит-халькопиритовые руды; в краевых пропилитах — пиритовые, полисульфидные ассоциации. Эта рудно-метасоматическая зональность подчеркивается геохимической зональностью:  $\text{Fe} \rightarrow \text{Mo}(\text{Rb}, \text{Sn}, \text{W}) \rightarrow \text{Cu}(\text{Fe}, \text{Mo}, \text{Au}, \text{Ag}, \text{Bi}, \text{Te}) \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{Pb}, \text{Zn}(\text{Cu}, \text{Ag}, \text{Au})$  [12].

Среди комплексных месторождений порфирового семейства выделяются собственно медно-порфировый ( $\text{Au}$  до 0,4 г/т,  $\text{Cu}/100\text{Au}$  от 500 до 2000) и золото-медно-порфировый ( $\text{Au}=1\text{—}3$  г/т,  $\text{Cu}/100\text{Au}=11\text{—}150$ ) типы [2]. Они различаются по содержанию золота в сульфидах: для первых оно не превышает 0,01—0,9 г/т, для вторых — 1—11 г/т. Для золотоносных типов отмечается прямая корреляция между  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$  и  $\text{Cu}$ :  $r_{\text{Cu-Au}}=0,91$ ;  $r_{\text{Cu-Ag}}=0,9$ ;  $r_{\text{Au-Ag}}=0,8$ . Значимой корреляции  $\text{Mo}$  с  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$  не выявлено. Все это, вероятно, свидетельствует о совместном привносе  $\text{Cu}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$  ювенильными флюидами. При эволюции порфировых флюидных систем могло происходить селективное обогащение золотом апикальных частей рудно-метасоматических колонн с образованием золото-медно-редкометалльно-порфировых месторождений.

IV — золото-редкометалльные потенциальные месторождения в альбититах-калишпатитах и грейзенах гранитоидных интрузий. Золото-редкометалльные проявления и месторождения обнаружены в интрузивах габбро-плагиогранитной, гранитной и сиенит-гранитной формаций [5—7]. Типичный

представитель этой группы объектов — Верхнеманское месторождение в Восточном Саяне [7]. Здесь среди альбитизированных, грейзенизированных гранитов и даек сиенит-порфиров Кутурчинского гранитоидного нижнепалеозойского комплекса ( $\text{Сз—О}$ ) размещается золото-берилл-касситерит-колумбитовое оруденение штокверково-вкрапленного типа. Рудный штоквер локализован в линейной зоне трещиноватости среди гранитоидов и гранат-пироксеновых скарнов. Жилки, прожилки, вкрапленность среди метасоматитов сложены кварцем (60—90 %), кальцитом (1—12 %), флюоритом (3—4 %), мусковитом (5—10 %) с примесью берилла, шеелита, вольфрамита, колумбита, эвксенита, касситерита, паризита, висмутина, молибденита, пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, буланжерита, блеклой руды, золота. Золото высокопробное (проба 920—950 ‰), нередко крупное. Формирование комплексных руд происходило в две стадии: золото-берилловую (золото-редкометалльную) относительно высокотемпературную (480—360 °С) в грейзенах и альбититах (с золотом I генерации) и золото-сульфидную в березитизированных альбититах (с золотом II генерации). Парагенетический анализ минеральных комплексов свидетельствует о близкоодновременном непрерывно-прерывистом формировании ассоциаций ранних альбититов, затем грейзенов, березитов и золото-редкометалльных руд [7].

Продуктивная минерализация обусловлена процессами щелочного и кислотного метасоматоза среди гранитов и сиенит-порфиров. Изучение баланса вещества при щелочном автометасоматозе показало подвижность  $\text{Na}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$  в зонах альбитизации гранитоидов: породы замещены кварц-альбитовым агрегатом с незначительными примесями метасоматического амфибола, мусковита, эпидота, ортита, кальцита, обособившихся в линзочки, жилки, гнезда среди кварц-альбитового вторичного агрегата. Минералотермометрические исследования газовой-жидких включений в метасоматитах и рудах свидетельствуют о том, что процесс щелочного метасоматоза ин-



трузивных пород протекал при температурах 510—300 °С, а рудоотложение — при 360—180 °С. По характеру гомогенизации газовой-жидких включений в минералах можно полагать, что минералообразующие растворы были существенно жидкими [6]. Изучение состава водных вытяжек этих включений в альбититах, кварцах, мусковитах рудоносных зон показало, что в них повышены содержания фтора и хлора (при соотношениях  $\text{Cl}^-:\text{F}^-$  1:1), концентрация  $\text{Na}^+$  (отношение  $\text{Na}^+:\text{K}^+$  1,3:1—4:1) при соотношениях  $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}$  от 2:4:1 до 13:30:1 [5, 6]. Среднетемпературные березиты того же рудного штокверка характеризуются кальциево-кальево-гидрокарбонатно-хлоридно-сернистым составом газовой-жидких включений в кварце, серпите, карбонатах. В них калий незначительно преобладает над натрием (отношение  $\text{Na}^+:\text{K}^+$  1:1—1:5,  $\text{Cl}^-:\text{F}^-$  от 48:1 до 111:1), а хлор и гидрокарбонат-ион преобладают над сернистыми соединениями ( $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}$  от 2:2:1 до 1:10:3) [5—7].

Основные минералы-носители золота в автометасоматитах — альбит и кварц. По сравнению с исходными гранитоидами в них наблюдается 1,3—10-кратное понижение количества этого элемента: в исходных породах содержания Au составляют 2,8—4,1 мг/т, а в кварц-альбитовых агрегатах — 1,5—3,2 мг/т. Распределение золота между альбитом и кварцем в метасоматитах изменяется от 1:1 до 2:1. Лишь на отдельных участках метасоматических зон количество золота в интенсивно окварцованных альбититах достигает 60 мг/т и более.

Значительный привнос золота зафиксирован при образовании грейзенов по альбитизированным гранитам, сиенит-порфирам: содержание Au в грейзенах возрастает до 86—300 мг/т по сравнению с 1,5—4 мг/т в исходных породах. В околорудных березитах обнаружены интенсивный привнос этого металла и его перераспределение в зонах завершающего метасоматоза — до 0,5—0,9 г/т. Расчет объемного баланса вещества с учетом пористости пород показал, что в зонах щелочного автометасоматоза отмечаются перерас-

пределение и вынос Au до 12,5 мг/м<sup>3</sup>, а при формировании березитов — его привнос до 5—25 мг/м<sup>3</sup> и более [7].

В зонах щелочного автометасоматоза выявлены широкие отрицательные и узкие положительные геохимические аномалии Ba, Hg, Sb, Cu, Pb, Zn, Bi, As, W, Mo, Ag, Be. Отрицательные ореолы соответствуют зонам бессульфидных альбититов-калишпатитов. Протяженность и ширина их соответственно 0,5—2 км и 0,1—0,6 км; обычно они не выходят за пределы метасоматических тел. Положительные аномалии развиты непосредственно около рудных тел в альбититах-калишпатитах, грейзенах, березитах и характеризуются узколинейным характером проявления по контролирующим разрывам и зонам трещиноватости пород. Они редко превышают размеры рудных тел в 17—20 раз.

Итак, комплексное золото-редкометальное оруденение отличается следующими показателями: 1) пространственным совмещением берилл-касситерит-колумбит-молибденитовой и золото-висмут-теллур-сульфидной минерализаций в общих зонах автометасоматоза гранитоидных интрузий; 2) приуроченностью продуктивной редкометально-золотой минерализации к метасоматитам калишпат-альбитового, грейзенового состава; 3) закономерно последовательным развитием минеральных парагенезисов в зонах метасоматоза — калишпатит-альбититов → грейзенов → березитов → золото-редкометальных руд и их геохимическим родством (сквозные элементы-примеси в минералах руд и метасоматитов — Mo, Sn, Bi, Te, Pb, Ag, Au, Se, Pd, Cu); 4) проявлением золотого оруденения в двух стадиях: золото I в берилл-касситерит-колумбитовых и золото II — в сульфидных минеральных комплексах; 5) господствующим прожилково-вкрапленным типом комплексного оруденения; 6) проявлением двух тенденций в поведении золота при автометасоматозе и оруденении: при площадном щелочном автометасоматозе — перераспределение и вынос Au из зон метасоматоза (коэффициент накопления 0,5—0,4) и при око-



лотрепчинной грейзенизации, березитизации — привнос металла в зоны метасоматоза и оруденения (коэффициент накопления 42—1300); двойственное поведение золота при гидротермально-метасоматических процессах обусловлено различием состава и свойств минералообразующих растворов; 7) проявлением металлоносных гранитоидных интрузий в зонах орогенеза, рифтообразования или тектономагматической активизации орогенов с натриево-фторно-хлорной специализацией сопровождающих флюидов (при  $Cl:F$  от 1:1 до 2:1).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-64005).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Критерии связи золото-редкометалльного оруденения в структурах мезозой с гранитоидным магматизмом / Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики // Тез. докл. Всерос. совещ., Магадан, 4—6 сент. 1997 г. — Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН, 1997. С. 134—137.
2. Грабежев А.И., Коробейников А.Ф., Молошаг В.П. Золото в медно-золото-порфировых месторождениях Урала // Геохимия. 1995. № 10. С. 1465—1471.
3. Золото-вольфрамовое оруденение в скарнах Андрушкинского месторождения (Россия) / Авторы: К.В.Подлесский, В.И.Рехарский, Д.К.Власова, А.Л.Галямов // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 1. С. 58—73.
4. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня / Авторы: В.С.Кудрин, С.Г.Соловьев, В.А.Ставинский, Л.Л.Кабардин // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 4. С. 13—26.
5. Коробейников А.Ф. Особенности поведения золота при площадном и локальном метасоматозе гранитоидных интрузий Саяно-Алтайской складчатой области // Геохимия. 1977. № 2. С. 288—297.
6. Коробейников А.Ф. Состав и свойства минералообразующих растворов золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области по включениям в минералах / Параметры природного эндогенного рудообразования. — Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 161—174.
7. Коробейников А.Ф. Новый тип золотого оруденения в щелочных метасоматитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 1. С. 179—182.
8. Криволуцкая Н.А. Парагенетические ассоциации минералов и условия образования руд Ключевского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 4. С. 344—361.
9. Кривцов А.И., Мизгачев И.Ф., Минина О.В. Зональность и золотосодержание руд медно-порфировых месторождений. — М.: ВИЭМС, 1985.
10. Мельников Е.К., Петров Ю.В., Савицкий А.В. Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15—19.
11. Некрасов И.Я. О соотношении золотого и оловянного оруденения (на примере Северо-Востока СССР) // Геология рудных месторождений. 1973. Т. 15. № 3. С. 16—28.
12. Оценка золотосодержимости медно-порфировых месторождений / Методические рекомендации. Прогностно-поисковые комплексы. Вып. V. — М.: ЦНИГРИ, 1984.
13. Сахарова М.С., Криволуцкая Н.Н., Рябов И.Н. Эволюция минерального состава золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 1. С. 35—57.
14. Типохимизм шеелита плутоногенных гидротермальных месторождений золота различных фаций глубинности / Авторы: Н.Ф.Соколова, Э.М.Спиридонов, Г.Н.Назьмова, Ю.С.Шалаев // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С. 43—47.
15. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / Авторы: В.В.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467—486.

A.F.Korobeinikov

#### Classification of multi-commodity gold-rare metal ores in fold belts

*Multi-commodity gold-rare metal ores occur in gold, gold-porphyry copper and rare metal commercial deposits. These can be subdivided into a number of ore occurrence types, including the rare metal-containing, gold-PGE, gold-scheelite, gold-porphyry copper and essentially gold-rare metal ones. Multi-commodity ores are genetically related to autometasomatic processes in gabbro-plagiogranite, diorite-granodiorite-granite and syenite-porphyrific intrusions of orogenic and riftogenic structures in the Earth's crust.*



УДК 552.323.6:553.81 (571.56)

© А.И.КИСЕЛЕВ, 1998

## КРАТОНЫ, ИНТРАКРАТОННЫЕ И ОКРАИННЫЕ МОБИЛЬНЫЕ ПОЯСА И ИХ АЛМАЗОНОСНОСТЬ

**А.И.КИСЕЛЕВ (ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН)**

*По литературным данным рассмотрена связь алмазоносных кимберлитов и лампроитов со стабилизацией (кратонизацией) литосферы. Предполагается, что в недрах кратонов образование и рост алмазов происходили в малоградиентных и относительно низкотемпературных условиях, возникающих, в частности, во время коллизий, вызывающих переутолщение литосферы.*

Связь алмазоносных кимберлитов с областями архейской кратонизации установлена практически на всех древних платформах. Это обстоятельство всегда привлекало внимание к структурно-вещественному анализу алмазоносных или потенциально алмазоносных провинций, и успехи поисковых стратегий определялись глубиной понимания закономерностей геотектонического и регионального структурного контроля в развитии кимберлитового магматизма. Положение коренным образом изменилось после того, как было установлено, что большая часть алмазов в кимберлитах имеет ксеногенную природу, а сами кимберлитовые магмы главным образом выполняют роль переносчика. Важной в поисковом отношении представляется проблема выяснения геотектонических и термодинамических условий образования и сохранности алмазов в недрах Земли.

Пространственная сопряженность алмазоносных кимберлитов с архейскими кратонами подтверждается данными о возрасте минеральных включений в алмазах. Архейский возраст части минеральных включений в сочетании с особенностями их минералогии, геохимии и изотопии позволяет предполагать, что рост алмазов в основании утолщенной литосферы происходил более 3 млрд. лет назад. Последующие эпохи тектонотермальной активизации подкратонной мантии связаны с проявлениями кимберлитового, лампроитового, карбонатитового и базальтового магматизма в пределах кратонов и с новообразованием алмазов.

Возраст кимберлитов обычно более поздний, чем возраст заключенных в них алмазов, но имеются исключения. Так, в трубке Премьер установлены три генерации микровключений в алмазах: гарцбургитовая (3 млрд. лет), лерцолитовая (1930 млн. лет) и эклогитовая (1150 млн. лет), совпадающая по времени с внедрением кимберлитов  $1180 \pm 30$  млн. лет назад [16].

«Эклогитовые» алмазы часто находятся в кимберлитах и лампроитах краевых частей кратонов, что дает основание связывать их происхождение с субдукцией более молодой океанической коры в подкратонную мантию. Важно подчеркнуть, что извержения глубинных кимберлитовых магм, транспортировавших архейские алмазы сквозь архейскую кору во временном интервале от позднего протерозоя до третичного периода, свидетельствуют о длительном существовании стабильной комплементарной корово-мантийной системы в виде кратонов с термальными градиентами, сравнимыми с градиентами современной литосферы. Наиболее масштабная эпоха архейского алмазообразования тесно связана со стабилизацией (кратонизацией) континентальной литосферы в раннем докембрии, особенности которой нашли отражение в термальном состоянии и вещественном составе корневых частей кратонов.

Сохранность алмазов возможна, если тугоплавкие, относительно холодные и низкоплотностные мантийные корни оказываются сцепленными с кратонами в течение длительного времени движения плит и со-



храняют способность противостоять последующим тектонотермальным деструктивным событиям. Присутствие коматиитовых лав среди архейских пород — одно из главнейших свидетельств того, что температура архейской мантии была на  $200^{\circ}\text{C}$  выше современной. Вместе с тем, сравнительная редкость нахождения коматиитов в архейских комплексах позволяет предполагать, что они были присущи лишь аномально горячим ( $1800^{\circ}\text{C}$ ) адвектирующим частям мантии. С коматиитами в архее ассоциировали средние и высокотемпературные породы, которые по  $P$ — $T$  параметрам аналогичны породам более молодых метаморфических комплексов. Трудности в расшифровке тектонических условий докембрийского метаморфизма и буферирование коровых температур неоднократными процессами плавления обуславливают неоднозначность оценки древних температурных градиентов в коре. Тем не менее, многие исследователи склоняются к мнению, что термальное состояние системы кратонных блоков континентальной коры и литосферы в целом, стабилизированной в раннем докембрии, изменилось не очень существенно в течение последних 3,5 млрд. лет. Как  $P$ — $T$  параметры метаморфизма пород архейской коры, так и устойчивость алмазов в основании архейской литосферы согласуются с низкими и средними температурными градиентами континентальной литосферы.

Термальное состояние кратонизированной литосферы. Термальное состояние недр кратонов отражается в современном распределении теплового потока на поверхности. Значения теплового потока наиболее низкие в центральных частях кратонов и увеличиваются к их периферии. На Сибирской платформе минимальные значения теплового потока ( $Q=20\text{ мВт/м}^2$ ) характерны для Анабарской антеклизы, Ботубинской седловины и Мархинского вала. Среднее значение теплового потока для Сибирской платформы составляет  $37\text{ мВт/м}^2$ , а в ее складчатом обрамлении с юга —  $40$ — $80\text{ мВт/м}^2$  [4]. Аналогичный тренд установлен в пределах южноафриканского Каапваальского кратона. Внутри кратона  $Q$  равен  $40\text{ мВт/м}^2$ , на его

краях  $60\text{ мВт/м}^2$ , в смежных регионах, включая протерозойский мобильный пояс,  $70\text{ мВт/м}^2$ . Приведенное распределение теплового потока получило объяснение в модели латерального конвективного переноса тепла из-под толстого ( $\approx 200\text{ км}$ ) подкратонного литосферного кила в смежные мобильные области с относительно тонкой и подвижной литосферой.

Независимым способом определения термального состояния недр является термобарометрия, позволяющая строить геотермы, которые отвечают времени становления кимберлитов в интервале глубин от основания коры до  $210$ — $220\text{ км}$  (рис. 1). Сходство разновозрастных геотерм из разных районов и даже континентов указыва-

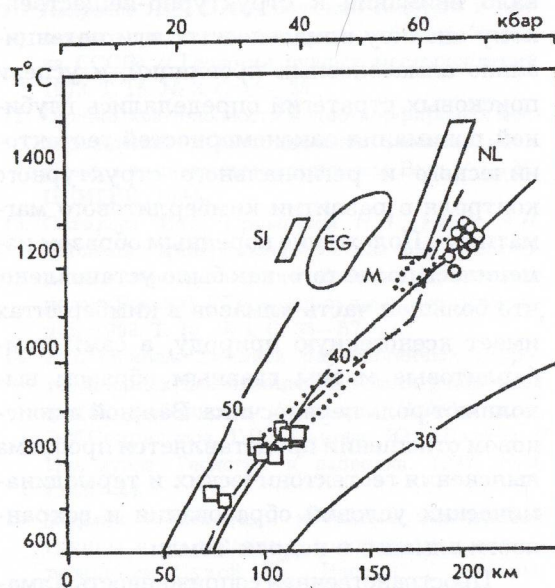


Рис. 1.  $P$ — $T$  параметры для ксенолитов гранатовых лерцолитов из трубки Удачная по отношению к теоретически предполагаемым геотермам, соответствующим тепловому потоку 30, 40 и  $50\text{ мВт/м}^2$ , по [6, 7] с добавлениями.

Кружки — высокотемпературные лерцолиты с порфирикластической структурой; квадраты — низкотемпературные лерцолиты с зернистой структурой; очерченные поля — высокотемпературные (более  $1100^{\circ}\text{C}$ ) лерцолиты Северного Лесото (NL), Восточного Гриквалленда (EG) и Соломоновых островов (Малаита) (SI); пунктир — геотерма для трубки Удачная, по [2]; точками оговорены поля низко- и высокотемпературных (три образца) гранатовых перидотитов из трубки Мир, по [17].



ет на близость температурных условий в низах кратонизированной литосферы от протерозоя до кайнозоя. Сохранность архейских алмазов позволяет датировать начало периода существования холодной кратонизированной литосферы к возрастному рубежу порядка 3,5 млрд. лет (ранний докембрий).

В настоящее время существует мало прямых доказательств проявления кимберлитового магматизма древнее, чем поздний протерозой. Однако наличие алмазов и индикаторных минералов в известном осадочном месторождении Витватерсранд может косвенно указывать на вероятность становления архейских кимберлитов в Южной Африке более 2,9 млрд. лет назад.

О мощности кратонных мантийных корней и теплогенерации раннедокембрийской литосферы можно судить по значениям поверхностного теплового потока и данным термобарометрии кратонных мантийных ксенолитов и сейсмической томографии. По термобарометрии ксенолитов и находкам алмазов в кимберлитах предполагается, что мощность кратонной литосферы может достигать 220 км при температуре ее основания 1300—1400 °C. Средняя мощность кратонной литосферы, оцененная по распределению высокоскоростных аномалий в районах развития архейской и протерозойской коры, составляет 250 км с вариациями от 100 до 450 км. Древняя кратонная мантия по этим параметрам повсеместно отличается от мантии более молодых регионов, что может быть связано со спецификой ее развития в раннем докембрии.

Основание кратонной литосферы обычно рассматривается как пограничный слой над конвектирующей мантией. На Северо-Американской платформе этот слой регистрируется по скачку скоростей поперечных сейсмических волн  $v_s$  от 4,78 км/с в основании кратона до 4,65 км/с для подкратонной литосферы [8]. На Сибирской платформе отмечаются скачки скоростей продольных волн  $v_p$  на глубине 200 км от 8,80 до 8,35 км/с в ее северной части и 8,48—8,09 км/с в центре платформы [1]. По данным анализа дисперсии поверхностных

волн Рэлея, различия в скоростных характеристиках пород по разрезам платформы и Саяно-Байкальского складчатого пояса исчезают на глубинах 240—270 км.

**Петрологические индикаторы раннедокембрийской кратонизированной литосферы.** Петрографическое разнообразие глубинных ксенолитов из кимберлитов свидетельствует о гетерогенности состава кратонизированной мантийной литосферы, существенно отличающейся по минералогии и химизму от мантии внекратонных частей континентов и океанов [2, 6]. Литосферная мантия кратонов содержит максимально обедненные перидотиты-гарцбургиты, возникшие при глубоком плавлении первичных субстратов и экстракции из них коматиитовых и базальтовых расплавов. В сопряженных орогенах мантия менее истощена и имеет в среднем лерцолитовый состав. Считается общепринятым, что литосферная мантия древних кратонов образовалась в результате многостадийных процессов дегазации и плавления горячей примитивной мантии. После стабилизации в нее поступали литофильные элементы, привносимые глубинными флюидами и расплавами в результате периодической тектонотермальной активизации подлитосферной мантии. Это нашло отражение в развитии структур замещения и в появлении вторичных минералов, таких как флогопит и калиевый рихтерит в перидотитовом матриксе. Установлено также обогащение перидотитов редкими элементами без явного минералогического выражения — так называемый «скрытый метасоматоз». Результаты изучения микровключений в алмазах позволяют говорить о таком обогащении литосферы под Южной Африкой в период между ее базальт-коматиитовым истощением и кристаллизацией алмазов. Корни кратонов в архее и позднее играли роль геохимического и термального барьеров, благоприятных для роста алмазов. С воздействием восстановленных флюидов на основание стабильных и относительно холодных блоков кратонной литосферы связана эпоха архейского алмазообразования, вероятно, наиболее масштабная в геологической истории.



Согласно геофизическим и изотопно-геохимическим данным, кратоны, подобные архейским, никогда больше не возникали в протерозойских и более молодых континентальных структурах. Архейская кратонная мантия гетерогенна по изотопному составу. На поверхности ей соответствуют области с холодной и стабильной архей-раннепротерозойской корой. Постархейская литосферная мантия, наоборот, изотопно гомогенна, и ей соответствуют области с горячей нестабильной корой [13]. Наряду с изотопными, существуют резкие различия между архейской и протерозойской литосферной мантией по главным и редким компонентам. Ксенолиты из базальтов, характеризующие протерозойскую мантию, богаче Са, Al и Fe, чем ксенолиты из кимберлитов, в большинстве случаев представляющие архейскую мантию. В целом архейская литосферная мантия более магнезиальная, чем протерозойская, которая по составу подобна океанической литосфере.

**Деструкция кратонной литосферы.** В последующей геологической истории кратоны подвергались воздействию деструктивных процессов, таких как деляминация или термальная эрозия, а также глубинных расплавов и флюидов. Постстабилизационная эволюция литосферной мантии рассмотрена на примере Каапваальского кратона в интервале 200—80 млн. лет, когда произошло внедрение большинства известных кимберлитов [11]. Проникновение астеносферных расплавов в кратонную мантию привело к ее нагреванию, утонению от 220 до 170 км и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в крупномасштабном превращении гарцбургитов в лерцолиты за счет привноса кальция, общем нарастании окислительной обстановки, снижении качества алмазов в более поздних кимберлитах и сокращении поля стабильности алмаза в литосфере под Каапваалем.

Таким образом, длительная термальная и химическая активность подлитосферного магматического источника неизбежно приводит к образованию утоненной, более окисленной и магнезиальной (фертильной) литосферы с относительно горячей геотермой и с низкой перспективой

на поиски алмазов. Преобразование кратонной литосферы предполагается также под меловым кимберлитовым полем Гибеон в Намибии, расположенным в западном протерозойском ограничении Каапваальского кратона. Недавние геофизические исследования подтвердили вероятность глубинного продолжения на запад кратонного основания Каапваала. По особенностям состава низкотемпературных перидотитов из кимберлитов мантийную литосферу можно охарактеризовать как промежуточную между типично кратонной и океанической вследствие неоднократных метасоматических изменений. Раннепротерозойский (2,1 млрд. лет) возраст коры и мантии, подстилающей поле Гибеон, указывает на связь между образованием коры и мантийной литосферы. В тектоническом отношении это могло быть обусловлено растяжением литосферы, которое сопровождалось подъемом подкратонной мантии (астеносферы) и ее взаимодействием с утоненным краем литосферного корня, что и привело к образованию специфической литосферы под кимберлитовым полем Гибеон [17].

Особенно яркий пример эрозии кратонной литосферы в фанерозое — Сино-Корейский кратон, в пределах которого расположены палеозойские (~400 млн. лет) ксенолитсодержащие кимберлиты. Данные по термобарометрии ксенолитов указывают на существование толстой кратонной литосферы (180—220 км) с низким тепловым потоком (менее 40 мВт/м<sup>2</sup>). С другой стороны, пространственно сопряженные с кимберлитами кайнозойские ксенолитсодержащие базальты подтверждают наличие под Сино-Корейским кратоном тонкой литосферы с высокотемпературной геотермой, близкой геотерме океанов или тектонически активных континентальных областей. Перидотитовые ксенолиты представляют собой сложный гибридный протолит, содержащий архейские гарцбургиты и постархейские лерцолиты. Современная мощность литосферы, по данным сейсмической томографии, не превышает 80 км, что хорошо согласуется с



преобладанием шпинелевых лерцолитов (глубина около 75 км) и редкой встречаемостью гранатовых лерцолитов. Низкие скорости сейсмических волн в породах мантии и высокий тепловой поток (около  $100 \text{ мВт/м}^2$ ) не соответствуют кратонной обстановке. Таким образом, толстый, холодный и стабильный архейский киль Сино-Корейского кратона в результате фанерозойских тектонотермальных процессов потерял около 120 км своей мощности. Тектоническое утонение кратона и кайнозойский магматизм, проявленные в условиях растяжения, вероятно, связаны с индоевразийской коллизией. Деструкция основания кратона должна была резко ухудшить его алмазный потенциал и изменить металлогению региона.

Утонение основания кратонной литосферы отмечено в Якутской кимберлитовой провинции в направлении от ее центральных районов до низовьев р. Оленек [12]. Совпадение палеозойской астеносферно-литосферной границы в Далдынском поле с современной сейсмической границей дает основание полагать, что нижняя часть кратонной литосферы сохранилась с палеозоя до настоящего времени и лежит на глубине 210 км. В Алакитском и Малоботубинском кимберлитовых полях эта граница находится на глубине 210 и 180 км соответственно. В низовьях р. Оленек литосфера утоняется до 120 км. Минералогическое картирование северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции, проведенное Н.П.Похиленко и Н.В.Соболевым, включающее изучение пиропов и хромитов из 25 позднеюрских кимберлитовых трубок, показало почти полное отсутствие минералов, свойственных алмазоносным гарцбургитам и дунитам, и отсутствие признаков алмазов в самих трубках. Наряду с этим, здесь отмечаются высокие концентрации продуктов дезинтеграции алмазоносных гарцбургитов в кимберлитах палеозойского возраста. Упомянутые исследователи объясняют данный феномен изменением корневых частей кратонной литосферы в период тектонотермальной активизации в пермо-триасовое время. Поступление глубинных расплавов, обогащенных некоге-

рентными элементами, к основанию кратонной литосферы привело к ее частичной эрозии, превращению части гарцбургитов и дунитов в лерцолиты и к окислению алмазов.

Из приведенных примеров следует, что периодически возникающие тектонотермальные импульсы в подлитосферной мантии производят термальный и метасоматический «массаж» кратонных корней, сокращают их мощность и, как следствие, уменьшают их алмазный потенциал. Повышенная алмазоносность палеозойского этапа кимберлитового магматизма в Якутии относительно мезозойского, вероятнее всего, обусловлена лучшей сохранностью корневых частей кратонной литосферы в палеозое. Поэтому поиски алмазов целесообразно вести главным образом в районах, где мантийные корни сохранились, по крайней мере, до внедрения кимберлитов. На кратонах с геофизически подтвержденными мантийными корнями все кимберлиты должны иметь высокий алмазный потенциал. С другой стороны, кимберлиты на кратонах, у которых наличие мантийных корней не доказано геофизически, должны обладать высокой алмазоносностью, если они внедрились до разрушения кратонных корней. В таких случаях необходима тщательная оценка тектонических и магматических процессов, которые могли частично или полностью разрушить корни кратонов. К ним относятся мощное литосферное растяжение, активность горячих точек и плюмов, которые нередко контролируют проявления кимберлитового магматизма, но отрицательно влияют на их алмазоносность.

На Сибирской платформе к деструктивным процессам относятся пермо-триасовый трапповый магматизм, связанный с плюмом, а также интенсивный метасоматоз мантии под Анабарским щитом и в низовьях р. Оленек. Краевая деструкция литосферы платформы в Присяянье в протерозое реализовалась в виде Ийско-Урикского рифтогенного грабена и внедрения базальтовой магмы в форме даек и более крупных интрузивных тел. В раннем докембрии,



вероятно, имело место переутолщение литосферы на границе кратона и саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в результате субдукционно-коллизийных процессов, которое в позднем протерозое сменилось утонением литосферы путем деламации или термальной эрозии. В Присаянье известны маломощные жилы алмазоносных кимберлитов, но в целом перспективы этого района на открытие промышленных месторождений алмазов еще не определены.

**Интракратонные и окраинные мобильные пояса и алмазоносность протерозойской литосферы.** Практика поисковых работ показывает, что развитие кимберлитового магматизма проявляется и за пределами кратонов, где иногда встречаются кимберлиты с промышленной алмазоносностью. Это прежде всего архей-протерозойские интракратонные мобильные пояса, которые вместе с кратонами составляют структурную основу древних платформ, но их стабилизация была более поздней, чем у кратонов. Кроме того, значительное количество алмазоносных кимберлитов и лампроитов расположено на территориях с протерозойским фундаментом. Примером интракратонного мобильного пояса является хорошо изученный южноафриканский пояс Лимпопо, расположенный между кратонами Каапваальский и Зимбабве. В его пределах находятся алмазные месторождения Венетия и Ривер Рэнч. Пояс сформировался 2,7 млрд. лет назад, а затем испытал повторную активизацию около 2 млрд. лет назад [8]. Тектоническая природа пояса трактуется неоднозначно: «коллизийный ороген», «аккреционный пояс», «продукт переработки архейской коры». Важно подчеркнуть, что пояс Лимпопо — своего рода полигон, на котором демонстрируется применимость моделей плитной тектоники в архейских террейнах с метаморфизованными породами. По аналогии с гималайско-тибетской обстановкой коллизия кратонов Каапваальский и Зимбабве должна была привести к переутолщению коры и литосферы в целом в поясе Лимпопо. Глубинные минералы из кимберлитов Ривер Рэнч типичны для

алмазоносных гранатовых гарцбургитов, и это дает основание считать, что литосфера архей-протерозойских поясов, хотя и отличается по механизму образования от кратонных корней, тем не менее может обладать в некоторых случаях высоким алмазным потенциалом. Авторы [8] оценивают алмазный потенциал пояса Лимпопо выше потенциала кратона Зимбабве на современной стадии изученности.

Эмпирически установленная Т.Клиффордом связь алмазоносных кимберлитов с кратонами побуждает многих исследователей к поискам остатков их корней и под протерозойскими окраинными поясами с алмазоносными кимберлитами, которые могли там появиться после надвигания протерозойских пород на архейское основание. Однако изотопные исследования включений в алмазах дают широкий спектр протерозойских возрастов образования алмазов как на кратонах, так и за их пределами в смежных переработанных и вновь образованных террейнах.

Вещественная специфика микровключений в алмазах из внекратонных обстановок позволяет предполагать наличие другого алмазоносного источника под протерозойскими мобильными поясами. Полагают, что этот источник невелик по объему и имеет более узкий диапазон условий для роста и сохранности алмазов по сравнению с источниками алмазов на кратонах. Неоднократные процессы магматизма и метаморфизма в мобильных поясах приводят к снижению алмазного потенциала, который мог бы реализоваться в такой тектонической обстановке.

Внекратонные алмазоносные кимберлиты и лампроиты, расположенные в районах с протерозойским основанием, в последние годы привлекли особое внимание исследователей в связи с открытием крупного месторождения Аргайл в основном с техническими алмазами и Эллендэйл — с ювелирными алмазами в лампроитах Австралии. Алмазоносные кимберлиты известны в Форт-а-ля-Корне (Канада), на Верхнемичиганском полуострове и в Стэйт-Лайн-Дистрикт (США), в Родонии, Мату-Гросу и Минас-Жерайс (Бразилия), Гане, Бушменленде (Афри-





Рис. 2. Схема, отражающая переутолщение литосферы в пределах протерозойского окраинного подвижного пояса.

Положение механического (МПС) и термального (ТПС) пограничных слоев внутри литосферного корня архейского кратона допускает возможность его деламинации и термальной эрозии; Г/А — изограды графит — алмаз.

ка), Южной Австралии, Северных Территориях и Кимберли на севере Австралии. Алмазоносные лампроиты представлены на месторождениях Прейри Крик в США, Капамба в Замбии (Восточная Африка), Боби Секвела (Западная Африка). К этой же группе можно отнести также породы, описанные как лампроиты в Китае.

Высокая тектоническая активность протерозойских мобильных поясов определяет небольшие размеры месторождений и низкое качество алмазов. Из правила Т.Клиффорда, в частности, следует, что мощная литосфера кратонов обладает высокой устойчивостью в течение более 3 млрд. лет, обеспечивая тем самым высокую алмазоносность кратонных кимберлитов, обогащающихся материалом из области алмазообразования в кратонном киле. Именно только в стабильных и стационарных  $P$ — $T$  условиях кратонных корней могли кристаллизоваться крупные ювелирные и прочие алмазы. Кроме того, эпохи алмазообразования неоднократно повторялись. Экономически ценные кимберлитовые и лампроитовые месторождения алмазов характеризуются специфической тектонической обстановкой и возрастом пород. При

этом одним из главных критериев образования и сохранности алмазов являются малоградиентные и относительно низкотемпературные условия в недрах кратонов и протерозойских мобильных поясов. Механизмы появления холодной мантийной литосферы в мобильных поясах рассматривали Г.Гонзага с соавторами, а также Н.В.Соболев и В.С.Шацкий. К ним относится погружение относительно холодной плиты, при котором возникают  $P$ — $T$  условия, обеспечивающие стабильность алмаза. В этом случае условия для роста крупных алмазов крайне ограничены. Фрагменты таких плит могут подстилать протерозойские мобильные пояса и выводиться на поверхность путем обдукции (Бени Бушера) или при реализации кимберлитового и лампроитового магматизма. Другой возможный механизм достижения литосферой  $P$ — $T$  параметров устойчивости алмаза предложен Г.Хаусманом с соавторами. Неустойчивость термального пограничного слоя в переутолщенной литосфере орогенов может сопровождаться деламинацией и, как следствие, опусканием блоков литосферы на глубины, отвечающие области устойчивости алмаза (рис. 2). Однако допускается, что в некото-



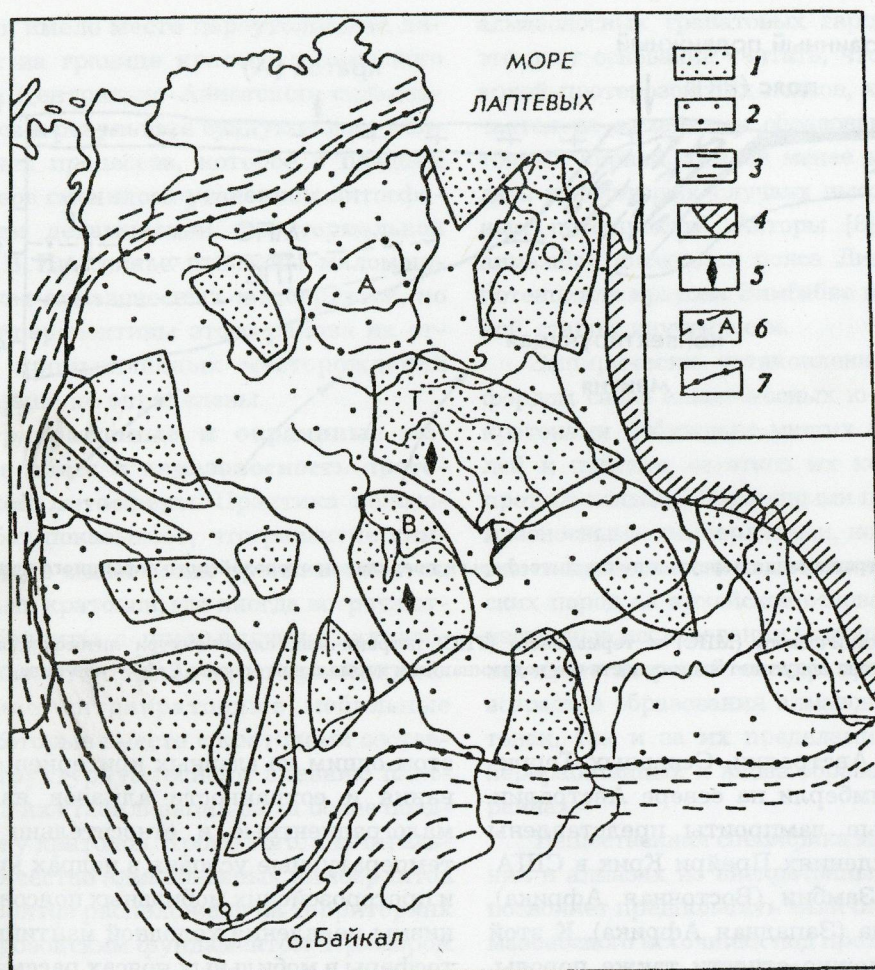


Рис. 3. Схема расположения кратонов и интракратонных подвижных поясов в фундаменте Сибирской платформы, по [5] в интерпретации автора.

1 — архейские кратоны (возраст кратонизации более 3,2 млрд. лет); 2 — интракратонные подвижные пояса, стабилизированные в интервале 3,2—2,5 млрд. лет; 3 — складчатые окраинные пояса раннедокембрийских террейнов (аккреционно-коллизионные); 4 — фанерозойские складчатые сооружения; 5 — проявления кимберлитового магматизма с промышленной алмазностью; 6 — Анабарский щит; 7 — граница Сибирской платформы; кратоны: В — Вилуйский, О — Оленекский, Т — Тюнгский.

рых случаях переутолщение литосферы после коллизии может составлять 10—20 % и сохраняться в течение длительного времени без значительного плавления или катастрофической деляминации. Примером этого является глубинная структура домена Гленни в орогене Трансхадсон, содержащего алмазносные кимберлиты Саскачеван на Северо-Американской плите. До коллизии домен Гленни, вероятно, существовал как архейский микроконтинент, который во время протерозойской коллизии был вовлечен в процесс утолщения лито-

сферы, сопровождаемый общим ее погружением примерно на 30 км ниже глубин, соответствующих графит-алмазной изограде [10]. Отсутствие в постколлизии орогене проявлений щелочного магматизма древнее, чем меловые кимберлиты, дает основание полагать, что в течение 1,6 млрд. лет после протерозойского утолщения и сопутствующего ему роста алмазов здесь не было термальной эрозии или деляминации литосферы. Анализ распределения теплового потока в коре и мантии в областях поднятий позволил разработать мо-



дель, в которой предлагается корреляция изменений геотермического градиента с процессами воздымания и эрозии [9]. Показано, что тектонически поднятые части коры должны иметь более низкий геотермический градиент в мантийной части литосферы вследствие конвективной разгрузки глубинного тепла в верхах коры. Известны области поднятий в мобильных поясах с тепловым потоком, характерным для кратонов, например,  $25 \text{ кВт/м}^2$  в Джойе Карама на северо-востоке Бразилии или  $22\text{—}28 \text{ мВт/м}^2$  в некоторых участках Восточно-Африканской рифтовой системы. Охлажденные таким путем низы литосферы в областях поднятий должны иметь иные, чем их окружение, реологические и термодинамические параметры, благоприятные для зарождения и роста алмазов. Лампроиты Капамба в Замбии, кимберлиты Кундулунгу в Заире и Стэйт Лайн Дистрикт в США расположены в приподнятых частях мобильных поясов. Приведенные примеры тектонического положения кимберлитов и лампроитов уже не позволяют с прежней решительностью отрицать перспективность протерозойских сегментов литосферы на поиски алмазов. Хотя алмазоносные кимберлиты Архангельской провинции отнесены к кратонным, их краевое положение на кратоне, а также факт завершения кратонизации Беломоро-Балтийского мегакратона в протерозое заставляют отказаться от упрощенного подхода к перспективности архейских кратонов и бесперспективности более молодых, сложенных исключительно протерозойскими и более молодыми комплексами пород или содержащих фрагменты архейской кратонной литосферы, как в поясе Лимпопо [5].

Довольно сложными для дальнейшего прогнозирования поисков алмазов являются платформенные области с мощным осадочным чехлом. Система кратонных блоков и интракратонных архей-протерозойских мобильных поясов между Анабарским и Алданским щитами на Сибирской платформе перекрыта фанерозойскими осадками, и структурные особенности этих доменов устанавливаются главным образом по

геофизическим данным (рис. 3). Три крупных алмазоносных района связываются с архейскими кратонами: Малоботубинский с Вилуйским, а Далдыно-Алакитский и Мунский с Тунгским [3]. Вроде бы подтверждается правило Т.Клиффорда, но перспективность остальных кратонов на этой территории остается проблематичной. Кимберлитовые поля, расположенные на Оленекском кратоне, пока «пусты». Возможно, ко времени внедрения кимберлитов корневая часть этого кратона уже находилась вне поля стабильности алмаза. Нет однозначности в тектонической трактовке структуры Анабарского щита. В.Г.Кушевым с соавторами он отнесен к архей-раннепротерозойским мобильным поясам [3], и наличие на его восточном склоне известных промышленных россыпей алмазов и проявлений алмазоносных кимберлитов противоречит правилу Т.Клиффорда. Сами архейские кратоны имеют резко различную алмазную продуктивность, а концепция алмазоносности мобильных поясов нуждается в пересмотре. Продуктивность и тех, и других наиболее вероятна там, где реализованы структурные условия, благоприятные для образования и сохранности наиболее утолщенных частей литосферы. Это могут быть древние кратонные домены, повторно кратонизированные домены в пределах мобильных поясов или фрагменты архейских кратонов, играющие роль локальных автохтонов под облекающими протерозойскими аллохтонами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 97-05-96407).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // 27 Межд. геол. конгр. Геофизика. — М.: Наука, 1984. С. 27—42.
2. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами / Авторы: Л.В.Соловьева, Б.М.Владимиров, Л.В.Днепровская и др. — Новосибирск: Наука, 1994.
3. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции / Авторы: В.Г.Кушев, А.В.Синицын, А.М.Мишнин, Л.М.Натапов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 61—74.



4. Тепловое поле недр Сибири / Авторы: А.Д.Дучков, С.В.Лысак, В.Т.Валабаев и др. — Новосибирск: Наука, 1987.
5. Янсе А.Д. Новый подход к классификации кратонов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 12—32.
6. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96. № 1—2. P. 15—26.
7. Grand S.P., Helmberger D.V. Upper mantle shear structure of North America // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1984. V. 76. P. 399—438.
8. Hildebrandt P.R., Gurney J.J. Lithosphere evolution in rifted, craton and mobile belt environments from Zimbabwe and implication for diamond prospectivity // 6-th IKC. Novosibirsk, Russia. Ext. Abst. 1995. P. 236—238.
9. Jeanloz R. and Morris S. Temperature distribution in the crust and mantle // Annual Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 377—415.
10. Leathy K., Taylor W.R. The influence of the deep structure of the Glennie Domain on the diamonds in Saskatchewan kimberlites // 6-th IKC. Novosibirsk, Russia. Ext. Abst. 1995. P. 314—316.
11. Lithosphere evolution beneath Kaapvaal craton: 200—80 Ma / Authors: W.L.Griffin, C.G.Ryan, S.Y. O'Reilly et al. // 6-th IKC. Novosibirsk, Russia, Ext. Abst. 1995. P. 203—204.
12. Mapping the Siberian lithosphere with garnets and spinels / Authors: W.L.Griffin, F.Kaminsky, S.Y.O'Reilly et al. // 6-th IKC. Novosibirsk, Russia, Ext. Abst. 1995. P. 194—195.
13. Menzies M.A. Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the Western United States // J.Geophys. Res. 1989. V. 94. № 86. P. 7899—7915.
14. Mineralogy of peridotite xenoliths from Mir kimberlite, Yakutia, Russia / Authors: M.F.Roden, E.E.Lazko, A.I.Ponomarenko, V.P.Serenko // 6-th IKC. Novosibirsk, Russia. Ext. Abst. 1995. P. 462—464.
15. Peridotite xenoliths from Udachnaya pipe / Authors: F.R.Boyd, N.P.Pokhilenko, D.G.Pearson et al. / 6-th IKC. Novosibirsk, Russia. Ext. Abst. 1995. P. 57—59.
16. Richardson S.H., Harris J.W. and Gurney J.J. Three generations of diamonds from old continental mantle // Monthly Nature. 1993. V. 1. № 11. P. 90—92.
17. Tectonic setting and mantle composition inferred from peridotite xenoliths, Gibeon kimberlite field, Namibia / Authors: B.G.Hoal, K.E.O.Hoal, F.R.Boyd et al. // 6-th IKC. Novosibirsk, Russia. Ext. Abst. 1995. P. 239—241.

A.I.Kiselev

#### Cratons, intracratonal and marginal mobile belts and their diamond potential

Based on published data, the correlation of diamondiferous kimberlite and lamproite occurrences with specific characteristics of lithosphere stabilization (cratonization) is analyzed. It is suggested that the nucleation and growth of diamonds deep in the cratons proceeded at relatively low temperature gradients in a comparatively cool environment which, in particular, arises during the collisions which result in the overthickening of the lithosphere.



# МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 551.243.8:553.41/45

© В.Ю.Алексеев, В.С.Кравцов, Г.А.Миловский, 1998

## **О дизъюнктивной тектонике района Дукатского золото-серебряного месторождения и ее влиянии на локализацию эндогенного оруденения (по космогеологическим данным)**

**В.Ю.Алексеев, В.С.Кравцов (ИГЕМ РАН), Г.А.Миловский (НГИЦ РАН)**

*Компьютерная обработка космических снимков с учетом геологических данных позволила выявить в районе Дукатского золото-серебряного месторождения неизвестные ранее группы и системы дуговых, кольцевых и прямолинейных дизъюнктивных дислокаций. Установлено, что дуговые и кольцевые разрывные нарушения принадлежат к разномасштабным концентрическим системам, возникновение которых связано с развитием очаговых структур. Прямолинейные разрывные нарушения являются фрагментами региональных систем разломов Яно-Колымской мезозойской складчатой области. Системы дуговых и концентрических разломов определили концентрически-зональное распределение золото-серебряного и оловянного оруденения. Положение Дукатского золото-серебряного и относительно крупных оловорудных месторождений в границах концентрических структур контролируется узлами пересечения дуговых и разноориентированных зон прямолинейных разломов.*

Дукатское золото-серебряное месторождение, располагающееся в Омсукчанском рудном районе Северного Приохотья (Магаданская область), по разведанным запасам относится к числу уникальных рудных объектов, выяснение закономерностей размещения и условий образования которых представляет важную задачу металлогенических исследований. Одно из направлений в ее решении — выяснение структурной позиции уникальных по запасам месторождений, определившей высокую концентрацию рудного вещества в земной коре на определенных этапах ее развития.

Первостепенную, если не главенствующую, роль в локализации оруденения играют разрывные нарушения. В этой работе, опирающейся в основном на результаты компьютерного дешифрирования космических снимков, мы постарались детализировать представления о разрывной текто-

нике Омсукчанского рудного района и уточнить ее влияние на размещение золото-серебряного и оловянного оруденения. В процессе компьютерной обработки космоснимков удалось выявить новые, ранее не выделявшиеся, разрывные нарушения и зоны трещиноватости, которые в большинстве случаев оказываются соподчиненными региональным системам разломов Северного Приохотья. Одновременно была выделена большая группа дуговых и кольцевых разрывных нарушений, принадлежащих к разномасштабным концентрическим структурам. И те, и другие в сочетании оказывали определяющее влияние на локализацию разнотипного оруденения в Омсукчанском рудном районе.

Омсукчанский рудный район приурочен к южной, наиболее широкой, части одноименного позднеорогенного мелового угленосного прогиба, наложенного на



складчатые мезозойды и контролируемого протяженным скрытым тектоническим швом северо-северо-западного простирания. В его строении участвуют раннемеловые кислые эффузивы аскольдинской свиты и апт-сеноманская континентальная преимущественно песчано-сланцевая угленосная толща, накапливавшаяся в условиях замкнутого озерного бассейна. В конце альба и в сеномане зона Омсукчанского прогиба стала ареной интенсивной магматической и гидротермальной деятельности. Здесь возникла узкая и протяженная субмеридионально ориентированная апофиза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — Кэнский приразломный прогиб, выполненный эффузивами среднего и кислого состава, и внедрились многочисленные интрузии диоритов, гранодиоритов, лейкократовых гранитов и наиболее поздние дайки базальтов. В Омсукчанском рудном районе магматические образования сгруппированы в едином изометричном ареале (рис. 1, I), в границах которого в связи с тектономагматическими процессами сформировалось сводовое поднятие. С альб-сеноманским этапом магматической деятельности сопряжено образование Дукатского золото-серебряного и оловянных месторождений, а также многочисленных рудопроявлений серебра и олова.

В границах Омсукчанского магматического ареала и соответствующего ему сводового поднятия интрузивные и эффузивные образования концентрируются в нескольких длительно функционировавших вулканоплутонических центрах, имеющих в плане изометричную форму и достигающих в диаметре 50—60 км [7]. Под вулканоплутоническими центрами мы, в соответствии с представлениями Ю.П. Масуренкова, понимаем совокупность в различной степени эродированных палеовулканов, объединенных «единством локализованного в пространстве и устойчивого во времени эндогенного потока вещества и энергии», генерировавшего магму и имевшего структурное воплощение в кольцевом купольно-вулканоплутоническом комплексе [1, с. 3]. Вулканоплутонические центры по типу

развития соответствуют вулканическим системам или центрам эндогенной активности, по О.Н.Егорову [2]. На пересечении фланговых зон двух вулканоплутонических центров сформировалось Дукатское месторождение. Его абсолютный возраст одними исследователями по рубидий-стронциевой изохроне оценивается в  $84 \pm 1$  и  $74 \pm 1$  млн. лет [3], другими, по данным калий-аргонового метода, в  $109 \pm 2$ ,  $104 \pm 2$  млн. лет [4].

В результате геологических исследований, проведенных в Омсукчанском районе в предшествующие годы, здесь обнаружена серия разрывных нарушений, игравших определенную роль в локализации золото-серебряного и оловянного оруденения. Среди закартированных разломов наиболее широко развиты нарушения широтного и северо-восточного простираний. Значительно более редки меридиональные и северо-западные разломы. Компьютерное дешифрирование космических снимков позволило нам выявить новые системы разрывных нарушений, которые в сочетании с уже известными дают более представительную картину дизъюнктивной тектоники рудного района. Примененная при компьютерном дешифрировании методика обработки космических данных освещена ранее в совместной работе одного из авторов [5]. Для автоматизированного выявления в Омсукчанском районе разрывных структур были использованы снимки в видимом и инфракрасном диапазонах м-ба 1:500 000, полученные с космических аппаратов класса «Ресурс». Результаты автоматизированного дешифрирования снимков фиксировались в виде схем, на которых при различных процедурах обработки изображения выступали площадные и линейные признаки, отражающие структурные элементы изучаемой территории (рис. 2, 3). Первые из них проявлялись в различной плотности (интенсивности) фототона на определенных участках территории. С ними идентифицировались тектонические блоки, вулканические депрессии, вулканоконтинентально-купольные постройки, локальные сводовые поднятия. Линейные



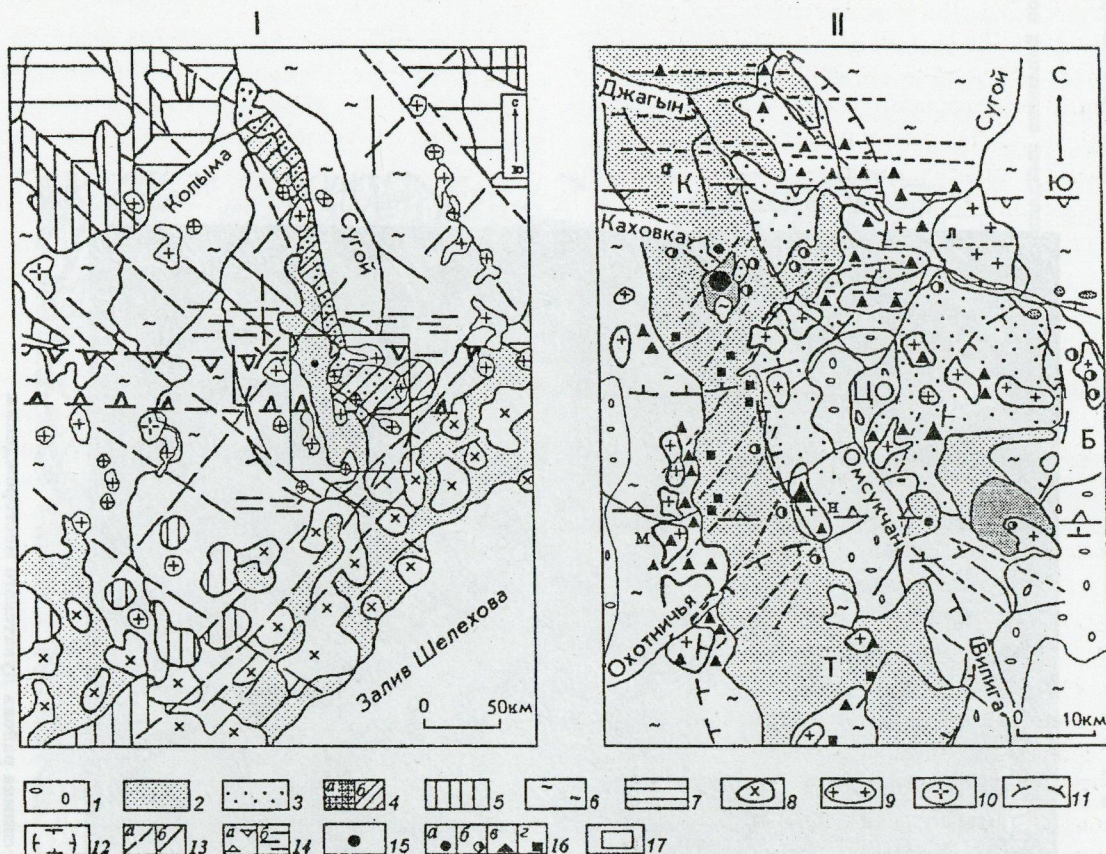


Рис. 1. Геолого-структурная схема правобережной части бассейна верхьев р. Колымы (I) и геологическое строение территории, изученной с помощью компьютерного дешифрирования космических снимков (II).

1 — четвертичные отложения; 2 — эффузивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его апофизы — Канского приразломного прогиба,  $K_{1-2}$ ; 3 — озерные угленосные отложения позднеорогенного Омсукчанского прогиба,  $K_{1art}-K_{2sep}$ ; 4 — эффузивы аскольдинской свиты,  $K_1$ : а — выходы, б — область распространения; 5 — терригенно-вулканогенные образования раннеорогенных прогибов,  $J_3okf-vol$ ; 6 — отложения верхоянского комплекса Яно-Колымской складчатой области,  $C_1-J_3$ ; 7 — докаменноугольные комплексы, AR—D, Приколывского поднятия и Омолонского массива; гранитоиды: 8 — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса,  $K_{1-2}$ ; 9 — перивулканической зоны,  $K_{1-2}$ ; 10 — колымского комплекса,  $K_1$ ; 11 — Омсукчанский ареал меловых гранитов, массивы лейкократовых гранитов: Л — Лево-Омсукчанский, Н — Невский, М — Маякская группа интрузивов; 12 — границы вулканоплутонических центров: К — Каховского, ЦО — Центрально-Омсукчанского, Б — Буксундинского, Е — Тапского; 13 — разломы: а — закартированные, б — отдешифрированные по космическим снимкам; 14 — разрывные дислокации скрытого типа: а — границы Средникано-Гижинского пояса разломов, б — отдельные зоны разломов; 15 — Дукаское золото-серебряное месторождение; 16 — месторождения и рудопроявления: а — золото-серебряные, б — серебро-полиметаллические, в — олово-серебряные, г — касситерит-силикатные; 17 — территория, изученная с использованием компьютерного дешифрирования космических снимков.

признаки проявлялись в штриховых различиях фототона, отражающих прямолинейные и дуговые дизъюнктивные дислокации разной протяженности и ориентировки.

Результаты интерпретации площадных аномалий фототона отражены на рис. 3. Здесь выделяются площади темного и более светлого тонов, которые группируются в кон-

центрические зонально построенные системы. Одна из них (система А) расположена на северо-западе района. Центральная округлая часть системы отличается темным фоном с радиально расходящимися штриховыми линиями. Она обрамлена почти замкнутой более светлой дуговой зоной, сменяющейся фланговой зоной темного



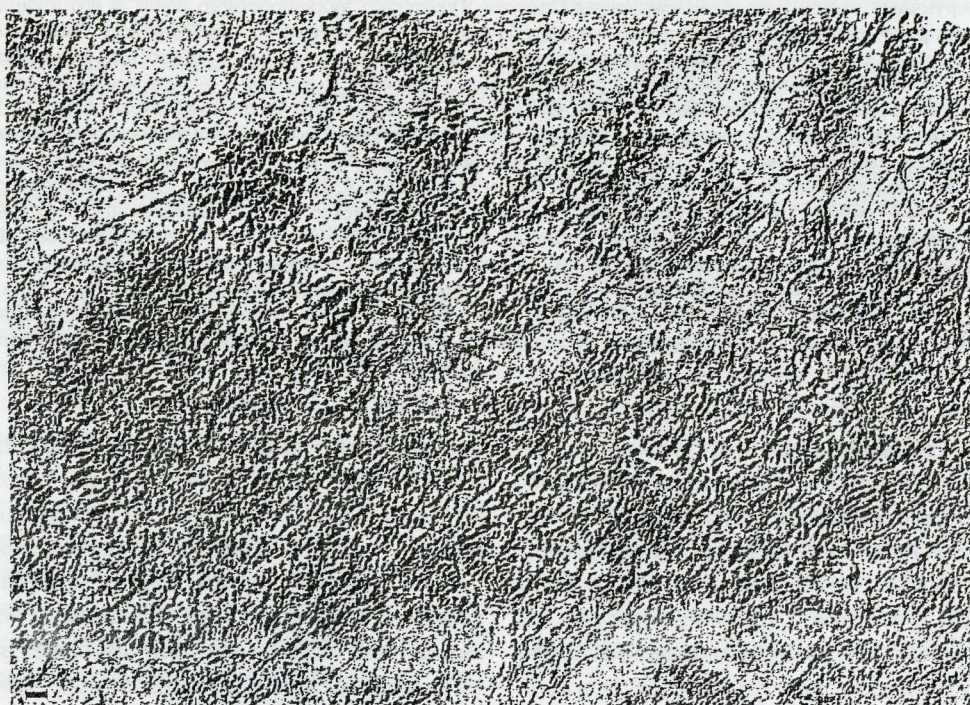
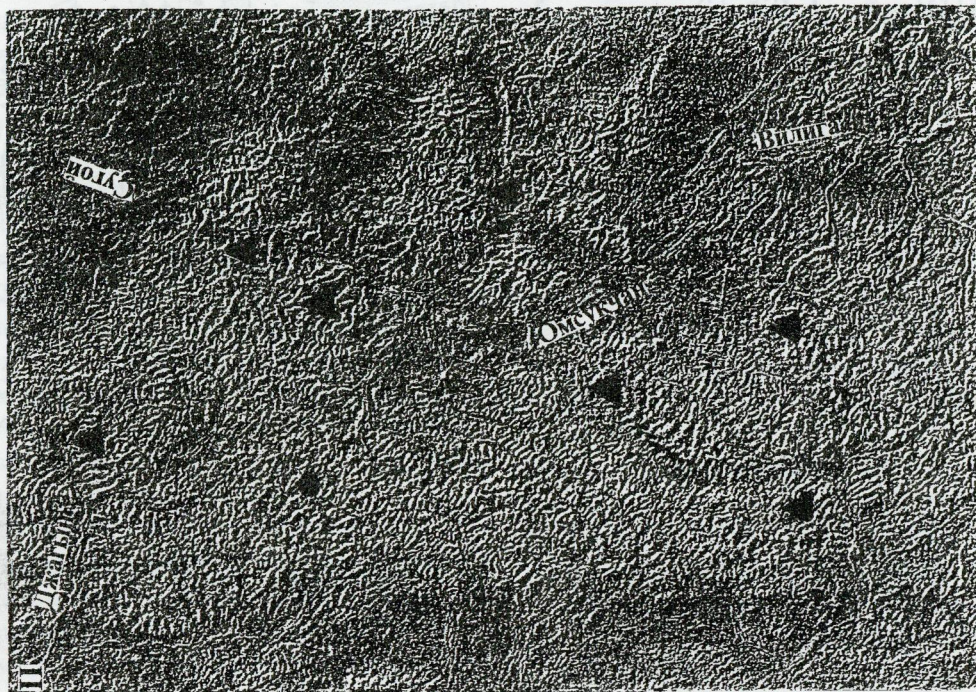


Рис. 2. Результаты различных процедур компьютерной обработки космического снимка района Дукатского месторождения.



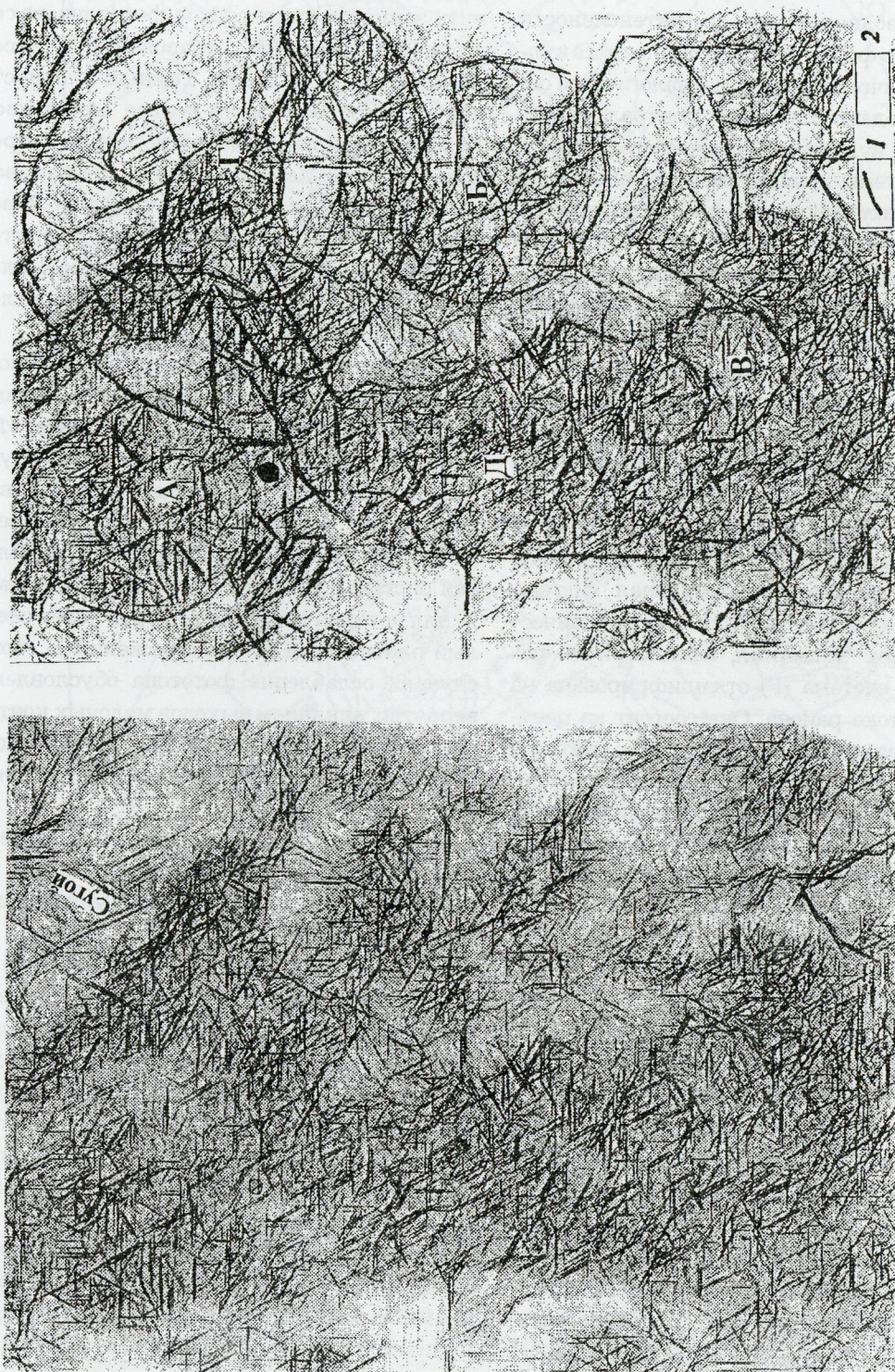


Рис. 3. Результаты компьютерной обработки космического снимка с выделением линейных разрывных нарушений и интерпретация площадных аномалий по фототону.

1 — границы участков территории с различным по интенсивности фототонном; 2 — А, Б, В, Г, Д, Е — концентрически-зонально взаимосвязанные площади с различной интенсивностью фототона (концентрически-зональные системы).



цвета. Отдельные участки границ зон различного фототона имеют спрямленный характер за счет влияния прямолинейных штриховых линий. Сопоставление с рис. 1, II показывает соответствие этой концентрически-зональной системы неоднородного по интенсивности плотностного фона структуре Каховского вулканоплутонического центра. Аналогичным образом совпадают площади Центрально-Омсукчанского вулканоплутонического центра и второй системы концентрически-зонального изменения плотностного фона (система Б), выделяющейся в восточной части Омсукчанского района. Эта дифференцированно построенная система состоит из округлой центральной части с более темным фототонном и обрамляющей ее кольцеобразной полосы светлого тона, имеющей ломаную внешнюю границу. Центральная часть системы представляет собой мозаику чередующихся относительно темных и светлых участков, группирующихся вокруг светлого центра. Третья, менее отчетливо выраженная по фототону, южная концентрически-зональная система (В) совпадает с Тапским вулканоплутоническим центром. Четвертая, асимметрично построенная, система (Г) отдешифрирована на северо-востоке района. Она состоит из центрального овального участка темного цвета, от которого лучами отходят полосы того же фототона. На южном фланге системы протягивается дугообразно изогнутая зона с аналогичным оттенком. Для северо-восточного ее фланга характерен светлый фототон.

Помимо округлых систем с концентрически-зональным характером распределения плотностного фона, на схеме площадных его аномалий выделяется широкая на юге и сужающаяся к северу вытянутая, дугообразно изгибающаяся обширная область темного фототона (Д), обрамленная с обеих сторон дуговыми зонами более светлых оттенков. В сочетании с участками такого же темного фототона, принадлежащими к системе Г, эта дугообразная площадь обрамляет концентрически-зональную систему Б. Тем самым, на большей части Омсукчанского рудного района они образуют единую крупную

концентрически-зональную структуру, которая соответствует аналогичной внутренней структуре Омсукчанского сводового поднятия [7]. Сопоставление схем, изображенных на рис. 1, II и 3, позволяет установить зависимость оттенков фототона от состава геологических образований и абсолютных высот рельефа. Темный плотностной фон соответствует полосе эффузивов Кэнского приразломного прогиба и сопредельной с ней Маяжской группе интрузивов лейкократовых гранитов и гранитам Лево-Омсукчанского массива. Участки территории, сложенные триасово-юрскими, меловыми и четвертичными осадочными отложениями, имеют светлый тон.

Подавляющая часть золото-серебряного и оловянного оруденения тяготеет к площадям, отличающимся темным фототонном. Исключение составляют Дукацкое и оловорудное Галимовское месторождения. Первое располагается в пределах относительно светлой дуговой полосы концентрически-зональной системы А, второе — в центре системы Б, для которой также характерен более светлый плотностной фон изображения. В обоих случаях ослабление фототона обусловлено, вероятно, влиянием выходов меловых континентальных угленосных пород, вмещающих месторождения или обнажающихся вблизи них.

Результаты интерпретации линейных штриховых признаков отражены на рис. 3—5. На территории Омсукчанского рудного района выделены дуговые и кольцевые разломы, принадлежащие к серии концентрических структур и системам разрывных нарушений диагональной и ортогональной ориентировок. Каждая из них сопоставлялась с известными локальными и региональными геологическими структурами, что давало возможность понять и обосновать причины их возникновения.

**Концентрические структуры** на космических снимках проявляются в виде взаимосвязанных сопряженных или одиночных дуговых и кольцевых разломов. Их возникновение обусловлено раз-



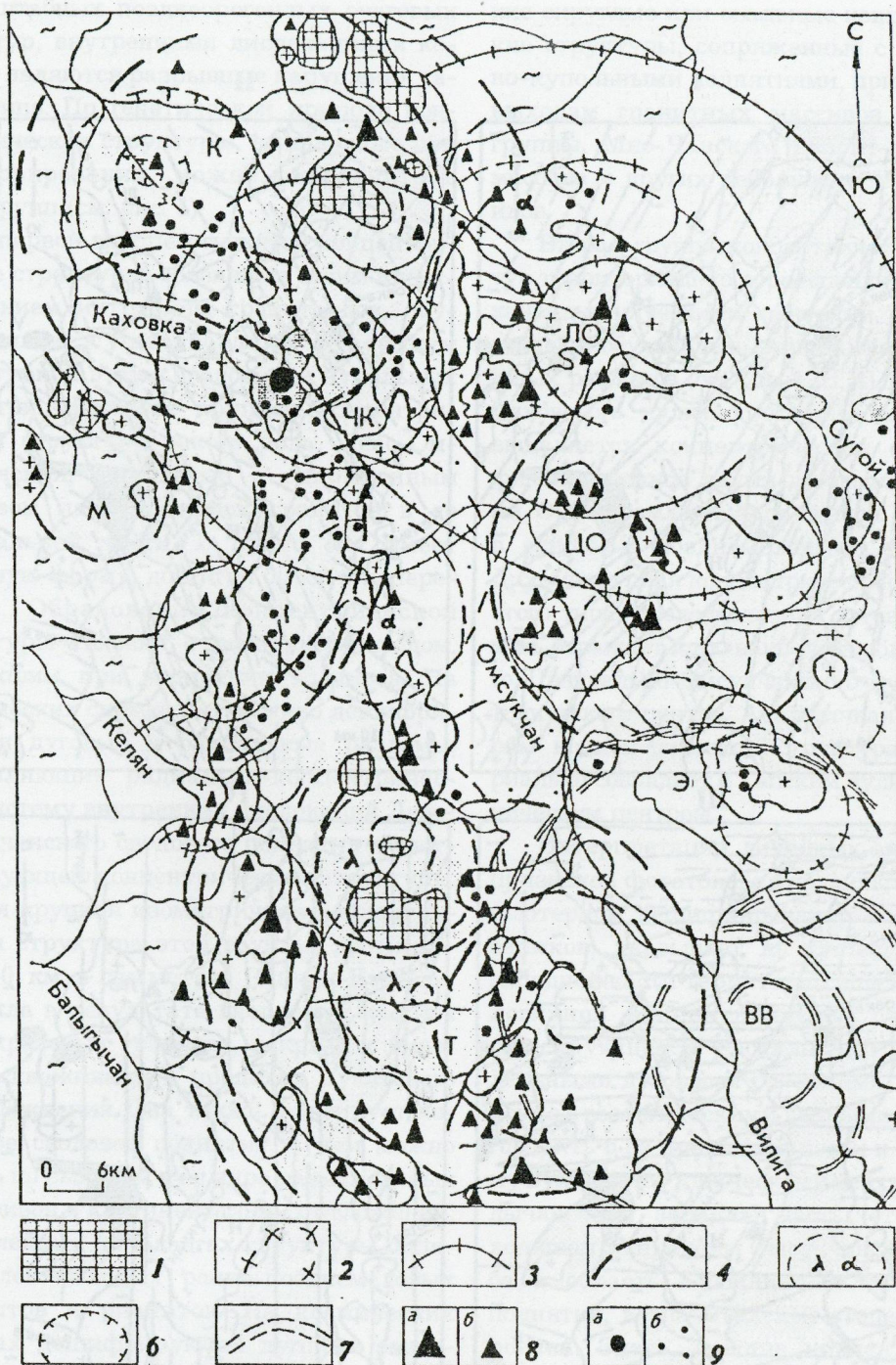


Рис. 4. Дуговые и кольцевые разломы концентрических структур района Дукатского месторождения.

1 — субвулканические образования,  $K_2$ ; 2 — контуры гранитоидных массивов по геофизическим данным; дуговые и кольцевые разломы концентрических структур, связанных с формированием: 3 — локальных сводовых поднятий, 4 — вулканоплутонических центров, 5 — палеовулканов ( $\lambda$  — кислый,  $\alpha$  — средний состав извержений), 6 — вулканических депрессий, 7 — то же, корреспондирующих с локальными положительными аномалиями; 8 — оловянное оруденение:  $a$  — месторождения,  $b$  — рудопроявления; 9 — золото-серебряные:  $a$  — Дукатское месторождение,  $b$  — рудопроявления; концентрические структуры: ЛО — Лево-Омсукчанская, ЧК — Чапчик-Кэнская, К — Каховская, М — Мандычанская, ЦО — Центрально-Омсукчанская, Э — Тапская, ВВ — Верхне-Вилигинская; остальные усл. обозн. см. рис. 1.



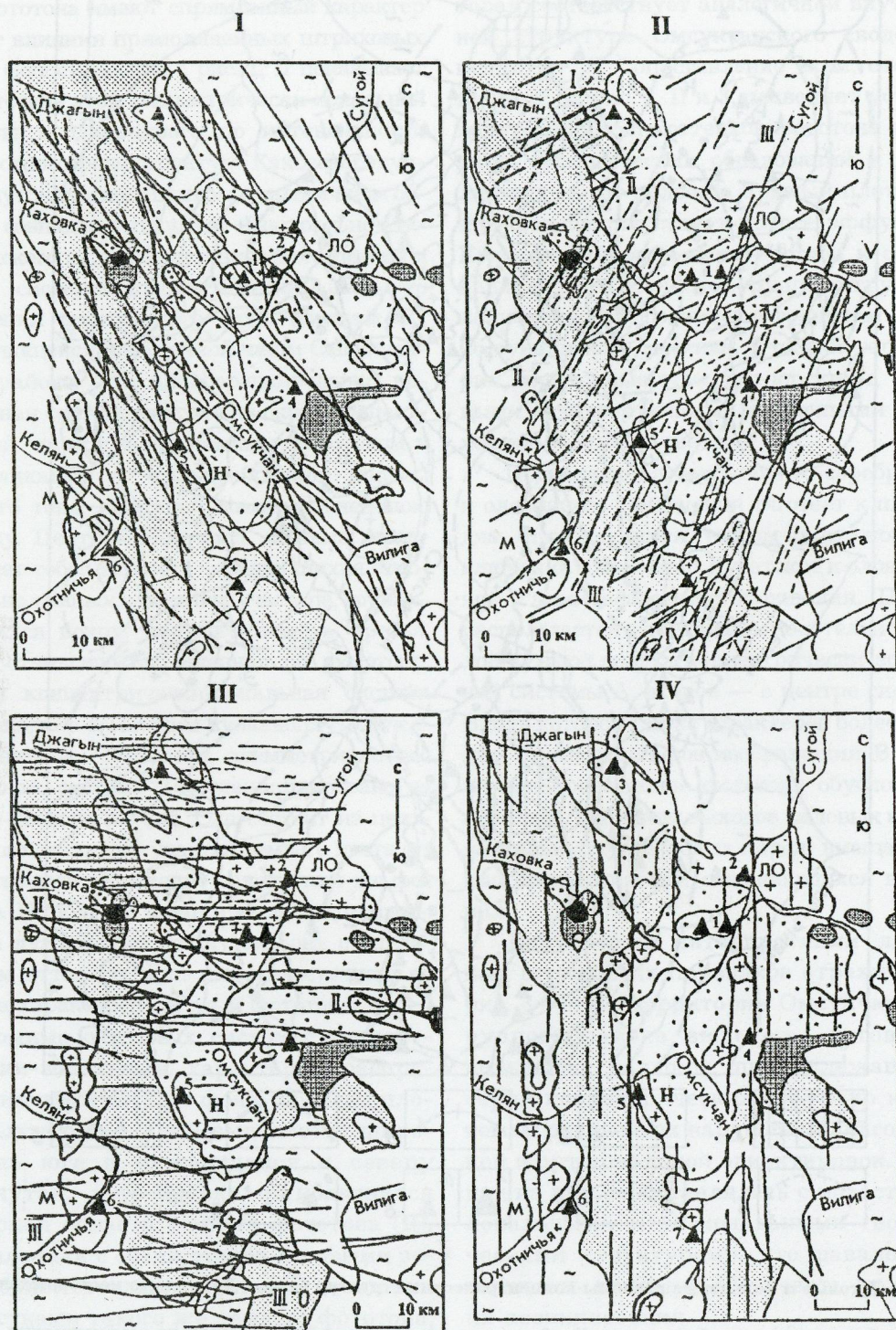


Рис. 5. Системы прямолинейных разломов района Дукатского месторождения.

I — северо-западные, II — северо-восточные, III — широтная и субширотная, IV — меридиональная; оловорудные месторождения: 1 — Индустриальное, Хатарен, 2 — Начальное, 3 — Джагынское, 4 — Галимовское, 5 — Невское, 6 — Охотничье, 7 — Трудненское; остальные усл. обозн. см. рис. 1.



номасштабных позднеорогенных очаговых структур, внутренними дислокациями которых являются разрывные нарушения такого типа. По генетической природе концентрические структуры, выявленные при дешифрировании, можно объединить в пять групп (см. рис. 4).

К первой группе относятся концентрические структуры, обязанные своим происхождением интрузиям гранитоидов, обусловившим существование в верхнем структурном этаже сводовых и купольных поднятий. Наиболее крупная концентрическая структура такого рода, Лево-Омсукчанская, сопряжена с одноименным массивом лейкократовых гранитов в ее центральной части. В плане она имеет овальную форму, достигая 60 км в поперечнике. Образование концентрической структуры связано с локальным сводом, возникшим при внедрении гранитов. На космических снимках отчетливо дешифрируются дуговые и радиальные разломы, составляющие радиально-концентрическую систему внутренних дислокаций Лево-Омсукчанского сводового поднятия и соответствующей концентрической структуры. Другая крупная изометричная концентрическая структура этой группы, достигающая 40 км в диаметре, Чапчик-Кэнская, возникла в результате внедрения массива лейкократовых гранитов, вскрытых буровыми скважинами в пределах Дукатского месторождения. Она также фиксирует локальное сводовое поднятие, о чем можно судить по выходам в ее ядре раннемеловых эффузивов и континентальных отложений, обрамленных на флангах структуры полями более молодых ранне-позднемеловых андезитов и риолитов. На космических снимках дешифрируются дуговые разломы, входящие в состав внутренних дислокаций концентрической структуры. Аналогичная структура, отражающая сводовое поднятие несколько меньших размеров, Эльгенская, отдешифрирована в бассейне истоков рек Вилиги, Сугоя и Омсукчана. В ее ядре находится слабо вскрытый эрозией массив лейкократовых гранитов, прорывающих позднемеловые риолиты. Более мел-

кие округлые или овальные концентрические структуры, сопряженные с интрузивно-купольными поднятиями, приурочены к выходам гранитных массивов Маякской группы, Мяо-Чанского диорит-гранитного массива и других небольших тел гранитоидов.

Вторая группа концентрических структур территориально корреспондирует с вулканоплутоническими центрами, развитием которых обусловлено возникновение их дуговых разломов (см. рис. 1, II; 4). В границах Каховского вулканоплутонического центра выделяется концентрическая структура, фиксирующаяся двумя дуговыми разломами. Они обрамляют ядро центра, сложенное в основном позднемеловыми риолитами. Другая крупная концентрическая структура этого типа, представленная дуговым разломом, отражает ядро наиболее эродированного Центрально-Омсукчанского вулканоплутонического центра. Аналогичная по размерам концентрическая структура территориально совпадает с Тапским вулканоплутоническим центром.

Интерпретация линейных аномальных признаков фототона, выявленных при компьютерном дешифрировании космических снимков, указывает на существование в западной части территории еще одной аналогичной концентрической структуры, фиксирующейся несколькими субпараллельными дуговыми разломами. Сопоставление с геологическими данными позволяет говорить о ее принадлежности к еще одному вулканоплутоническому центру — Мандычанскому, западная часть которого, выходящая за пределы Омсукчанского прогиба в область Буюндино-Балыгычанского поднятия, в значительной степени эродирована. Здесь, в ядре концентрической структуры, широко развиты субвулканические тела и дайки кислого и среднего состава, а также небольшие массивы лейкократовых гранитов. Восточная ее периферия сложена эффузивами Кэнского приразломного прогиба. В узле пересечения фланговых дуговых разломов двух концентрических структур, соответствующих Каховскому и Мандычанскому вулканоп-



лутоническим центрам, находится Дукатское золото-серебряное месторождение (см. рис. 4).

Образование концентрических структур, представленных кольцевыми и дуговыми разломами меньшей протяженности (третья группа), связано с деятельностью отдельных палеовулканов, функционировавших в пределах вулканоплутонических центров. Широкое развитие в их границах субвулканических образований, даек и силлов невадитов, риолитов или андезитов и диоритовых порфиритов дает возможность выделять более ранние андезитовые и более поздние риолитовые палеовулканы. Развитие в границах некоторых из таких концентрических структур многочисленных даек и силлов указывает на значительный эрозионный срез палеовулканов и вывод на дневную поверхность глубоких уровней питающих их корневых систем. С отдельными концентрическими структурами этой группы связано золото-серебряное оруденение. Само Дукатское месторождение приурочено к вулканоплутоническому купольно-интрузивно-купольной постройке, располагающейся в границах небольшой концентрической структуры диаметром до 15 км, которая выделяется на космических снимках при компьютерном дешифрировании. Широкое развитие на этой территории субвулканических образований кислого и в меньшей степени среднего состава свидетельствует о существовании здесь корневой питающей системы одного из палеовулканов Каховского вулканоплутонического центра.

Концентрические структуры четвертой группы отражают вулканические депрессии. Они, как правило, сложены эффузивами кислого состава, включающими субвулканические тела невадитов и риолитов. Примером служит концентрическая структура в северо-западной части территории на левобережье р. Джагын, которая входит в состав Каховского вулканоплутонического центра.

Концентрические структуры пятой группы, вероятно, образовались под влиянием нескрытых интрузивов базитов и ультрабазитов, которые отражаются в гравита-

ционном поле локальными положительными аномалиями, прослеживающимися в виде меридиональной полосы на восточном фланге Омсукчанского рудного района [6]. Одна из структур такого рода выделяется в юго-восточной части территории в верховьях р. Вилиги, где среди триасовых и юрских отложений развиты небольшие штоки ультрабазитов и габбро и большое количество даек габбро, перидотитов и диоритов. Центральная часть Верхне-Вилигинской концентрической структуры отличается пониженными сглаженными формами горного рельефа.

Крупные концентрические структуры и соответствующие им вулканоплутонические центры играют существенную роль в размещении эндогенного оруденения, определяя главным образом зональный характер его распределения (см. рис. 4). Вероятно, в определенной степени это связано с уровнем эрозионного среза. Лево-Омсукчанская и Тапская концентрические структуры имеют отчетливо выраженную оловянную специализацию. В отличие от них Каховская и Мандычанская структуры характеризуются зональным развитием оруденения. В центральной области первой группируются золото-серебряные и олово-серебряные рудопроявления, которые обрамлены фланговой оловянной зоной. В Мандычанской структуре (и вулканоплутоническом центре), напротив, к ядру приурочены оловянные рудопроявления, а подавляющая часть золото-серебряного, олово-серебряного и серебро-полиметаллического оруденения Омсукчанского рудного района контролируется фланговой зоной. В этой же зоне находится и Дукатское месторождение.

С использованием различных операций обработки космических снимков были дешифрированы пояса и зоны **прямолинейных разломов**, проявляющихся в виде протяженных линеаментов или сближенных пунктирных штриховых линий. Совместно с закартированными разломами они группируются в системы северо-западной, северо-восточной, широтной и меридиональной ориентировок (см. рис. 5). В каждой из



систем выделяются группы разрывных нарушений, несколько отличающиеся азимутами простираения. При сопоставлении с региональными системами разломов бассейна верхнего течения р. Колымы вырисовывается их закономерная взаимосвязь с системами дизъюнктивных дислокаций Северного Приохотья (см. рис. 1, I).

К системе общего северо-западного простираения относятся группы разломов с азимутами простираения 350—355, 340—345 и 320° (см. рис. 5, I). Первая из них представлена серией разломов разной протяженности, тяготеющих к зоне Омсукчанского и наложенного на него Кэнского вулканогенного прогибов, обладающих аналогичным простираением. Эти разломы контролируют положение концентрических структур в границах полосы эффузивов, возникших в связи с деятельностью палеовулканов. Вероятно, влиянием разломов этой же группы разрывных дислокаций предопределена ориентировка полосы более крупных концентрических очаговых структур в восточной части рудного района (см. рис. 4). Вторая группа разрывных нарушений представлена в основном широкими зонами мелкой трещиноватости, хотя в ее составе встречаются и протяженные разломы. Одна из зон приурочена к Кэнскому приразломному прогибу, вторая прослеживается северо-восточнее Лево-Омсукчанского гранитного массива в области развития юрских отложений. Совпадение простираений обеих групп разломов с общим простираением Омсукчанского и Кэнского прогибов свидетельствует об их возникновении в связи с подвижками в зоне скрытого тектонического шва, контролирующего положение прогибов, которые неоднократно проявлялись до, в процессе и по завершении магматической деятельности. Третья группа разломов северо-западной ориентировки занимает секущее положение по отношению к тектоническому шву и обоим орогенным прогибам. Ее ориентировка совпадает с простираением крупных региональных разрывных нарушений, входящих в состав Яно-Колымского пояса северо-западных разломов (см. рис. 1, I).

Разрывные нарушения третьей группы играют существенную роль в размещении оруденения в Омсукчанском районе. В зоне наиболее протяженного из них локализованы Дукатское золото-серебряное и Галимовское оловянное месторождения. К этой же дизъюнктивной зоне тяготеют и выходы эффузивов аскольдинской свиты, развитые вблизи последних.

К системе разломов северо-восточной ориентировки в Омсукчанском районе относятся разрывные нарушения с азимутами простираения 20 и 60°. Первые из них, совместно с закартированными, сконцентрированы в нескольких зонах разной протяженности и ширины, имеющих существенное значение в локализации эндогенного оруденения (см. рис. 5, II). К зоне II—II разрывных нарушений этой ориентировки приурочено Дукатское месторождение, к зоне III—III — Охотничье, Невское, Индустриальное, Хатарен и Начальное, к зоне IV—IV — Трудненское и Галимовское оловянные месторождения. Аналогичным образом ориентированы рудные тела некоторых оловянных месторождений — Индустриального, Хатарен, Начального и др. Ориентировка второй группы разломов северо-восточной системы совпадает с ориентировкой разломов, контролирующих Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Совместно с предыдущими они, вероятно, входят в состав диагонально-лестничной дизъюнктивной системы Северного Приохотья, которая сформировалась в позднеорогенный этап развития мезозойд вдоль окраины Евразийского палеоконтинента.

Наиболее широко в Омсукчанском рудном районе развита система широтных и субширотных (азимут простираения 270—280°) разломов (см. рис. 5, III). Подавляющая часть широтных разломов является составной частью Средникано-Гижигинского пояса разломов, имеющего ширину 50 км и более и представляющего собой фрагмент Транссибирского суперлинеамента, выявленного в 1962 г. В.И. Драгуновым. В 1972 г. фрагмент этой дизъюнктивной структуры выделялся В.К. Политовым в качестве Буондино-Гижигинского разлома. На всем



своем протяжении в бассейне верхнего течения р. Колымы Средникано-Гижигинский пояс разломов трассируется свитами даек, цепочками интрузивов гранитоидов, линейными магнитными и гравитационными аномалиями. В Омсукчанском рудном районе с поясом разломов связан широтный выступ меловой континентальной впадины, отложения которой здесь вмещают большое количество штоков, даек и силлов диоритов и диоритовых порфиритов. К одному из широтных разломов приурочено Дукатское золото-серебряное месторождение. Этот разлом в числе других субпараллельных дизъюнктивов этой группы находится на восточном продолжении широтной зоны локальных положительных магнитных аномалий, прослеживающихся из района Больших излучин р. Колымы в верховья р. Сутой. Южнее, за пределами Омсукчанской впадины, число отдешифрированных широтных разломов сокращается. Разрывные нарушения второй группы этой системы, имеющие субширотное простирание, распространены в Омсукчанском районе менее широко. Они концентрируются в трех зонах, одна из которых прослеживается в северной (зона I—I), вторая — в центральной (зона II—II), а третья — в южной (зона III—III) частях территории (см. рис. 5, III).

Субширотные разрывные нарушения оказывали определенное влияние на локализацию оруденения. К зонам некоторых из них, имеющих значительную протяженность, приурочены Дукатское и большая часть наиболее значительных оловорудных месторождений (см. рис. 5, III).

Исходя из общей конфигурации широтных и субширотных разрывных нарушений района с учетом серии известных региональных разломов, можно предположить принадлежность и тех, и других к еще одной региональной диагонально-лестничной системе дизъюнктивных дислокаций — широтной, которая отражает внутреннюю структуру Транссибирского суперлинеамента и имеет древнее заложение.

Разломы, входящие в четвертую систему — меридиональную, группируются в две

зоны. Одна из них протягивается в западной части рудного района, в области развития эффузивов Кэнской полосы и Маякской группы гранитных интрузивов, вторая — в восточной ее части (см. рис. 5, IV). На космических снимках меридиональные разломы проявлены слабее предыдущих, хотя они и принадлежат к региональной системе дизъюнктивных дислокаций, определяющих конфигурацию крупных структурных элементов мезозойского верховья р. Колымы, в том числе тектонического блока, объединяющего Приколымское и Буондино-Балыгчанское поднятия. По данным А.А.Фельдмана и Л.В.Морозовой (1981), Дукатское месторождение приурочено к меридиональному разлому, фиксирующемуся в аномальном гравитационном поле.

В заключение отметим следующее.

1. Применение компьютерного дешифрирования космических снимков с учетом геологических данных позволило выявить в районе Дукатского золото-серебряного месторождения (Омсукчанский рудный район) неизвестные ранее группы и системы дуговых, кольцевых и прямолинейных дизъюнктивных дислокаций.

2. Установлено, что дуговые и кольцевые разрывные нарушения принадлежат к разномасштабным концентрическим системам, возникновение которых связано с развитием очаговых структур разной генетической природы.

3. Прямолинейные разрывные нарушения разной протяженности образуют пояса и зоны северо-западной, северо-восточной, широтной и меридиональной ориентировки, являющиеся фрагментами региональных систем разломов Яно-Колымской мезозойской складчатой области.

4. С системами дуговых и кольцевых разломов концентрических структур, возникших при формировании локальных сводовых поднятий и вулканоплутонических центров, пространственно и морфологически совпадает концентрически-зональное распределение золото-серебряного и оловянного оруденения. С концентрическими структурами меньших размеров, связанными с развитием палеовулканов, вулка-



нических депрессий, интрузивных куполов, ассоциируют отдельные месторождения и группы рудопоявлений.

5. Положение Дукатского золото-серебряного и относительно крупных оловорудных месторождений в границах концентрических структур контролируется узлами пересечения дуговых и разноориентированных зон прямолинейных разломов, выделенных при компьютерном дешифрировании космических снимков. Из последних наиболее рудоносны разломы север-северо-западного, север-северо-восточного и широтного простираний, в узле пересечения которых находится Дукатское месторождение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура)* / Авторы: Л.И.Базанова, Ю.П.Масуренков, О.В.Селянгин и др. — М: Наука, 1980.
2. *Егоров О.Н.* Центры эндогенной активности (вулканические системы). — М: Наука, 1984.
3. *Золото-серебряное месторождение Дукат (Россия)* / Авторы: М.М.Константинов, А.И.Калинин, В.Е.Наталенко и др. // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 4. С. 317—334.
4. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л.* Эндогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным / Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 83—95.
5. *Миловский Г.А., Бачманов Д.М.* Оптимизация применения космических данных при прогнозе золото-серебряных месторождений в Магаданской области // Руды и металлы. 1996. № 6. С. 33—40.
6. *Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-56 — Магадан; Р-56, 57 — Сеймчан* / Авторы: М.Л.Гельман, Л.Я.Елинек, В.Г.Корольков и др. — Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ им. Карпинского, 1992.
7. *Позиция уникального Дукатского серебряного месторождения в Омсукчанском районе Приохотья* / Авторы: И.Н.Томсон, В.С.Кравцов, Н.Т.Кочнева и др. // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 4. С. 520—523.

V.Yu.Alekseev, V.S.Kravtsov, G.A.Milovsky

On the disjunctive tectonics of the Dukat gold-silver deposit area and its effect on the localization of endogenic ore occurrences as estimated from spacecraft-borne and geological surveying data

*Computer processing of spacecraft-borne images with account taken of geological data revealed previously unknown groups and systems of arcuate, annular and rectilinear disjunctive dislocations in the area of the Dukat gold-silver deposit. It was found that arcuate and annular disjunctive dislocations belong to different-rank concentric systems which are genetically related to chamber-type structures. The rectilinear disjunctives are fragments of regional fault systems of the Yana-Kolyma Mesozoic fold area. Systems of arcuate and concentric faults dictated the concentric zoned distribution of gold-silver and tin ore occurrences. The setting of the Dukat gold-silver deposits and rather large tin deposits in concentric structures is controlled by areas of intersection of arcuate and diversely oriented rectilinear fault zones.*



# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411'412:551.21 (571.66)

© И.Д.Петренко, 1998

## МОДЕЛЬ БЛИЗПОВЕРХНОСТНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ И СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

И.Д.Петренко (Камчатприродресурс МПР России)

*На примере золото-серебряных месторождений Камчатки и современных гидротермальных систем рассматриваются приуроченность близповерхностного оруденения к определенному типу вулканических структур и вертикальная зональность оруденения. Показана связь золото-серебряных месторождений с вулканическими постройками центрального типа с дифференцированным магматизмом, прошедшими стадии куполо- и кальдерообразования. На основании взаимного расположения магматического очага, вулканической постройки и регионального движения потока метеорных вод выделены три структурных типа гидротермальных систем с рудной минерализацией различной промышленной значимости. В вертикальном разрезе современных высокотемпературных гидротермальных систем выделены зоны: транзита перегретых вод, пароводяной смеси («паровая шапка»), гидротермальных взрывов и конденсации. В близповерхностных месторождениях им соответствуют зоны: подрудная, сереброполиметаллического оруденения, золото-серебряного оруденения, надрудных аргиллизитов.*

В течение последних 25 лет в пределах разновозрастных вулканических поясов Камчатки было открыто большое количество месторождений и проявлений золото-серебряной формации, что позволяет говорить о выделении Камчатской золоторудной провинции. Разнообразие морфологических и минералогических типов месторождений, хорошая сохранность рудовмещающих палеовулканических структур, наличие современных вулканических и гидротермальных проявлений, служащих прекрасными моделями-аналогами для изучения процессов формирования структур рудных полей и рудогенерирующих гидротермальных систем, делают Камчатку идеальным полигоном для изучения процессов близповерхностного вулканогенного рудообразования.

Важнейшими общепризнанными осо-

бенностями близповерхностных месторождений являются следующие: 1) связь с вулканизмом; 2) высокие содержания золота и серебра в рудах при крайне низких концентрациях их в рудообразующих растворах; 3) метаколлоидные структуры жильных минералов и широкое распространение брекчиевых текстур даже в трещинах отрыва; 4) закономерная смена по падению золото-серебряного оруденения сереброполиметаллическим.

Вопросы близповерхностного рудообразования невозможно решать без изучения современных гидротермальных систем, являющихся аналогами палеогидротермальных систем, формировавших золото-серебряное оруденение. Между тем, несмотря на огромный опыт изучения современных гидротерм в России, в первую



очередь на Камчатке, их рудоносность остается слабо изученной. За рубежом рудоносность современных гидротермальных систем изучается Н. Уайтом [14], Р. Хенли [13], Дж. Хеденквистом [12] и др., но их работы ориентированы в основном на анализ физико-химических особенностей гидротерм. Не отрицая огромного значения этих вопросов для решения теоретических проблем рудообразования, следует отметить нерешенность многих вопросов структурного порядка, имеющих большое значение для практики прогнозирования и поисков золото-серебряного оруденения. Прежде всего это касается приуроченности оруденения к определенному типу вулканотектонических структур, места и времени формирования рудной минерализации в процессе вулканической деятельности, особенностей вертикальной зональности золото-серебряной минерализации.

На территории Камчатки большинством исследователей выделяется четыре вулканических пояса: Охотско-Чукотский (ОЧВП) мел-палеогенового возраста, Корякско-Западно-Камчатский (КЗКВП) эоцен-олигоценного, Центрально-Камчатский (ЦКВП) олигоцен-четвертичного, Восточно-Камчатский (ВКВП) плиоцен-четвертичного (рис. 1). Последовательное омоложение вулканических поясов отражает закономерное смещение к юго-востоку в сторону Тихого океана зоны перехода континент—океан.

Определяющим структурным элементом (элементарной ячейкой) вулканических поясов являются вулканотектонические структуры (ВТС). Под этим термином подразумевается морфологически единая совокупность вулканитов, интрузивных и субвулканических тел, сформированных во взаимодействии с деформациями их фундамента. Формы и границы ВТС определяются сочетанием концентрических и радиальных разрывов, круговым расположением интрузивов, продуктов вулканизма и подчеркиваются соответствующей ориентировкой магнитных полей. Главную роль в размещении золото-серебряного оруденения играют именно ВТС диаметром 10—25 км, формирование которых связано с

существованием залегающих на различных глубинах и соединенных с поверхностью периферических магматических очагов.

В. И. Гончаров [4], рассматривая связь оруденения с вулканотектоническими структурами в ОЧВП, главными особеннос-

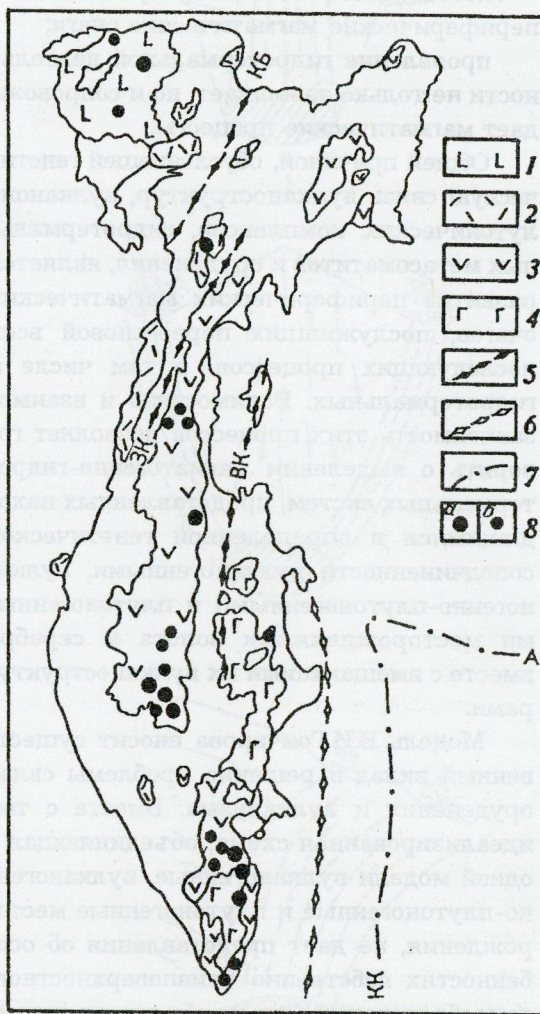


Рис. 1. Схема расположения вулканических поясов Камчатки, по М. М. Лебедеву, С. А. Априлову и др., 1979.

Вулканические пояса: 1 — Охотско-Чукотский, 2 — Корякско-Западно-Камчатский, 3 — Центрально-Камчатский, 4 — Восточно-Камчатский; 5 — предполагаемые выходы на поверхность осей палеозон ВЗБ: КБ — Кузольско-Бельской, ЗК — Западно-Камчатской, ВК — Восточно-Камчатской; 6 — выход оси современной Курило-Камчатской зоны ВЗБ на поверхность; 7 — оси желобов: КК — Курило-Камчатского, А — Алеутского; 8 — проявления золото-серебряной рудопроявления: а — месторождения, б — основные рудопроявления.



тиями рудовмещающих ВТС считает следующие:

зарождение гидротермальной системы в вулканоструктурах происходит выше периферического магматического очага;

появление гидротерм связано с отделением растворов от водонасыщенных магм;

источником золота и серебра являются периферические магматические очаги;

проявление гидротермальной деятельности не только завершает, но и сопровождает магматические процессы.

Общей причиной, обусловившей генетическую связь вулканоструктур, вулканоплутонических комплексов, гидротермальных метасоматитов и оруденения, является развитие периферических магматических очагов, послуживших первоосновой всех последующих процессов, в том числе и гидротермальных. Взаимосвязь и взаимозависимость этих процессов позволяет говорить о выделении магматогенно-гидротермальных систем, представленных находящимися в определенной генетической соподчиненности вулканогенными, вулканогенно-плутоногенными и плутоногенными месторождениями золота и серебра вместе с вмещающими их вулканоструктурами.

Модель В.И.Гончарова вносит существенный вклад в решение проблемы связи оруденения и вулканизма. Вместе с тем идеализированная схема, объединяющая в одной модели вулканогенные, вулканогенно-плутоногенные и плутоногенные месторождения, не дает представления об особенностях собственно близповерхностного рудообразования. Она не объясняет причины связи рудообразующих гидротермальных систем с определенными типами вулканических структур. Не очень понятно утверждение о том, что золото-серебряное и полиметаллическое оруденение локализуется не в недрах стратовулкана, а значительно ниже его подошвы. Не подтверждается нашими исследованиями и возможность параллельного проявления вулканизма и рудообразования.

Приуроченность рудообразующих гидротермальных систем к палеовулканичес-

ким постройкам вполне определенного типа (с дифференцированным магматизмом и развитием инверсионных купольно-кальдерных структур) находит объяснение с позиций теории формирования современных высокотемпературных гидротермальных систем в вулканических районах [1, 2]. Повсеместно установлена связь высокотемпературных гидротермальных полей с проявлениями кислого вулканизма. В то же время тепловая мощность субвулканических тел кислого состава недостаточна для образования столь мощных и долгоживущих гидротермальных систем, как Паужетская, Узон-Гейзерная, Вайракей и др. Термодинамические расчеты показывают, что гидротермы и кислый вулканизм возникают под воздействием энергетически в 6—7 раз более мощного и более глубинного базальтового вулканизма. Передача энергии, по мнению В.В.Аверьева [1] и В.И.Белоусова [2], осуществляется путем внедрения в верхние горизонты земной коры горячего водного флюида, который рассматривается ими в качестве главного агента особой формы вулканизма, в рамках которого явления кислого вулканизма и гидротермальной деятельности предстают как совокупность различных проявлений единого процесса. Коровые очаги кислых магм рассматриваются лишь как аккумуляторы тепла, поступающего с более глубоких уровней из базальтовых магм. Сами эти очаги могут быть источником тепла для гидротерм лишь очень непродолжительное время и при отсутствии поступления тепла извне сравнительно быстро остывают.

Таким образом, процесс теплового питания современных гидротермальных систем можно разбить на три этапа.

1. Подача глубинного магматического расплава базальтового состава в верхние горизонты земной коры (3—6 км от поверхности).

2. Образование коровых магматических очагов с расплавом кислого или субкислого состава под воздействием избыточного тепла, переносимого газообразными и легкоподвижными компонентами по прогретым теплопроводам, какими являются тре-



щинные структуры, заполненные магматическим расплавом базальтового состава.

3. Формирование структуры гидротермальных систем за счет теплопотерь при остывании коровых магматических очагов кислого состава.

В связи с этим становится понятной приуроченность золото-серебряных месторождений к вулканическим постройкам с дифференцированным магматизмом, свидетельствующим о наличии как мантийного базальтового источника, так и корового магматического очага, собственно и образующего гидротермальную систему.

При проведении аналогий между современными гидротермальными и палеогидротермальными системами, сформировавшими рудные месторождения, необходимо учитывать структурную обстановку их формирования. В основу имеющих классификаций гидротермальных систем положены главным образом различия температурного режима или состава вод, водовмещающих пород и экранирующих толщ. Между тем изучение действующих гидротермальных систем Камчатки, включая особенности расположения магматического очага, морфологии вулканической постройки, регионального потока грунтовых вод, позволило выделить следующие их структурные типы (рис. 2).

**Узонский тип.** Центральная часть вулканической постройки представляет собой отрицательную морфоструктуру (кальдера), непосредственно под которой находится магматический очаг. Тепловой поток поднимается вертикально вверх, холодные инфильтрационные воды поступают сбоку, с окружающих депрессию возвышенностей. Разгрузка термальных вод происходит в пределах кальдеры.

**Банно-карымчинский тип.** Вулканическая постройка представляет собой положительную морфоструктуру (стратовулкан, крупная экстрюзия и т.п.). Гидростатическое давление колонны инфильтрационных вод превышает давление теплового потока, который распространяется от очага вдоль наклонных разломов, обрамляющих постройку (обычно под углами 50—

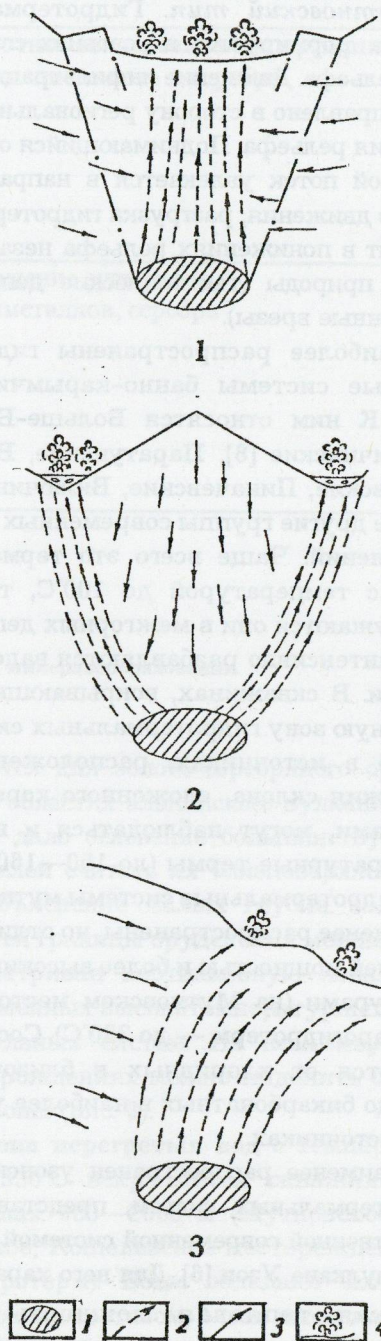


Рис. 2. Основные структурные типы высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки.

1 — узонский, 2 — банно-карымчинский, 3 — мутновский; 1 — магматический очаг; направление движения вод: 2 — термальных, 3 — инфильтрационных; 4 — термальные площадки.



70°). Разгрузка термальных вод происходит по периферии вулканической постройки в основном в окружающих ее депрессиях.

*Мутновский тип.* Гидротермальная система формируется в условиях сглаженного рельефа. Движение инфильтрационных вод направлено в сторону регионального понижения рельефа. Поднимающийся от очага тепловой поток увлекается в направлении общего движения, разгрузка гидротерм происходит в понижениях рельефа независимо от их природы (тектонические депрессии, эрозионные врезь).

Наиболее распространены гидротермальные системы банно-карымчинского типа. К ним относятся Больше-Банные, Карымчинские [8], Паратунские, Верхне-Жировские, Пиначевские, Вилучинские и многие другие группы современных термопроявлений. Чаще всего это термальные воды с температурой до 100°C, так как разгружаются они в межгорных депрессиях и интенсивно разбавляются вадозными водами. В скважинах, вскрывающих подэкранную зону гидротермальных систем, а также в источниках, расположенных у подножия склона, сложенного коренными породами, могут наблюдаться и высокотемпературные термы (до 150—160°C).

Гидротермальные системы мутновского типа менее распространены, но отличаются большей мощностью и более высокими температурами (на Мутновском месторождении парогидротерм — до 330°C). Состав вод меняется от хлоридных в близочаговой зоне до бикарбонатных в наиболее удаленных источниках.

Наименее распространен узонский тип гидротермальных систем, представленный единственной современной системой в кальдере вулкана Узон [6]. Для него характерны высокая тепловая мощность ( $64 \cdot 10^3$  ккал/сек), соизмеримая с таковой действующих вулканов фумарольной стадии, и наиболее полный набор гидротерм различного состава при ярко выраженной концентрической и, видимо, вертикальной зональности.

С изложенных позиций следует оценивать и роль таких главных структурообра-

зующих факторов, как куполо- и кальдерообразование. Куполообразование, происходящее в результате штампового воздействия поднимающейся магматической колонны, как правило, приходящегося на центр вулканической постройки, приводит к формированию системы открытых трещин в сводовой части купола, т. е. подготавливает структурную основу для локализации золотосодержащих жильных тел. Формирование гидротермальной системы узонского типа связано с кальдерообразованием. С одной стороны, в таких системах обеспечивается подток к очагу инфильтрационных вод, которые составляют 90—95 % объема воды, участвующей в формировании гидротермальной системы. С другой стороны, при наличии депрессии в центральной части ВТС, т. е. непосредственно в надочаговой зоне, в формирующейся гидротермальной системе повышается роль эндогенного флюида, поднимающегося непосредственно из очага и несущего всю рудную нагрузку. В случае отсутствия центральной кальдеры разгрузка гидротермальной системы осуществляется за пределами вулканической постройки в межвулканических и межгорных прогибах, как это наблюдается в гидротермальных системах банно-карымчинского и мутновского типов. При этом рудная нагрузка рассредоточивается на значительной площади и незначительно превышает геохимический фон, что связано с разбавлением гидротермальных вод вадозными. Примером служат многие современные гидротермальные системы Камчатки (Больше-Банная, Карымчинская, Мутновский геотермальный район и др.).

В принципе на Камчатке можно найти золото-серебряные проявления, обнаруживающие сходство с различными структурными типами гидротермальных систем. Например, кварц-карбонатные жилы рудопроявления Кетачан-2 на периферии Агинской ВТС соответствуют банно-карымчинскому типу, но с разгрузкой гидротерм у подножия склона, а не в рыхлых отложениях депрессии. В этом же районе



Расстояние от поверхности, м		Состояние парогидротерм	Характерная минерализация
0–100	=====	Валозные воды	
50–250	Экран о о о о о	Зона конденсации Зона гидротермальных взрывов	Кислотное выщелачивание, аргиллизация Отложение золота и серебра
300–500	↑ о о о о ↑ о о о ↑ о о о о ↑ о о о ↑ о о о	“Паровая шапка”, зона пароводяной смеси	Отложение сульфидов, полиметаллов, серебра
900–1000	↑ о ↑ о о ↑ о ↑ о о ↑ о ↑ о ↑ о ↑ о ↑ о ↑ о ↑ о ↑ о о ↑ о ↑ о		
	↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑	Зона перегретых вод	

Рис. 3. Вертикальная зональность гидротермальных систем и минералообразования.

небогатые проявления золота на левом борту р. Копылье, по-видимому, можно отнести к мутновскому типу. Судя по схеме, приведенной Дж.Хеденквистом [12], в таких же условиях формируются современные кремнистые осадки оз. Шампанское (Вайотапу, Новая Зеландия), содержащие до 80 г/т золота. Но все известные сколько-нибудь значимые проявления золота на Камчатке сформированы гидротермальными системами узонского типа.

Вопрос глубин формирования и вертикального размаха оруденения также, по-видимому, имеет смысл рассматривать в сравнении с характеристиками современных гидротермальных систем. На всех изученных золото-серебряных объектах Камчатки верхняя граница оруденения формируется на расстоянии не более 100–300 м от палеоповерхности. Аналогичные глубины установлены и для подавляющего числа золото-серебряных месторождений в других областях. Так, для Балейского рудного поля глубина формирования определена в первые десятки метров, такие же глубины предпо-

лагаются для золото-серебряного оруденения в областях альпийского вулканизма [7], что и дало основание большинству исследователей считать их близповерхностными.

Объяснение малых глубин залегания верхней границы оруденения можно найти, рассматривая вертикальную зональность современных высокотемпературных гидротермальных систем. На всех изученных месторождениях можно выделить следующие зоны (рис. 3).

**Зона перегретых вод** с температурой 250–330°C вскрывается скважинами на глубинах 900–2000 м (Мутновское, Паужетское, Кошелевское месторождения парогидротерм). Воды обладают хлоридно-натриевым составом, очень высоким содержанием (до 0,5–1 г/л) кремнекислоты при общей низкой минерализации — 1,1–1,5 г/л [3]. На месторождениях Камчатки для этих вод в большинстве случаев характерна слабощелочная реакция (рН 7,5–9,3). Дж.Хеденквист [12], обобщив данные по аналогичным месторождениям мира, наиболее типичными считает рН 5,5–6,5.



### Зона кипения или «паровой шапки».

Поднимающиеся перегретые воды неизбежно достигнут глубины, где из-за падения гидростатического давления начинается кипение. В проницаемых тектонических зонах гидротермы поднимаются достаточно быстро и согласно кривой  $P-T$  находятся в состоянии непрерывного кипения. В современных гидротермальных системах зона вскипания находится на глубинах 800—1000 м [3]. По данным Дж.Хеденквиста, гидротермы с температурой  $300^{\circ}\text{C}$  и содержанием  $\text{CO}_2$  4,4 % (1 моль) (верхний предел содержания  $\text{CO}_2$  в эпитепимальной системе) начинают кипеть с глубины 2300 м. Начиная с этой глубины происходит разделение гидротерм на более кислую паровую фазу и более щелочную жидкую.

Существование «паровой шапки» поддерживается экраном, препятствующим сбросу давления, выкипанию гидротерм и рассеиванию вещества в пространстве, как это происходит при вулканических извержениях. По Н.Уайту (1971), наличие структурного или литологического флюидоупора — обязательное условие образования зоны «парового барьера». В.И.Белоусов [2] показывает, что при отсутствии литологического или тектонического экрана даже в хорошо проницаемых породах гидротермальная система сама формирует локальный водоупор за счет заполнения трещин минеральными новообразованиями. Это приводит к самозакупорке каналов циркуляции термальных вод. Видимо, наиболее обычным экраном такого рода являются зоны аргиллизации, широко распространенные почти на всех высокотемпературных гидротермальных полях Камчатки. На золото-серебряных месторождениях повсеместно наблюдается контроль верхней границы оруденения экраном, образованным зоной площадной близповерхностной аргиллизации (Мутновское рудное поле), кровлей субвулканических тел (Аметистовое и Асачинское месторождения) и т.д.

Огромная роль процессов кипения в близповерхностном рудообразовании признается всеми, однако происходящие при этом процес-

сы достаточно сложны и во многом не изучены. При вскипании вода в первую очередь теряет  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  что приводит к увеличению роли  $\text{Cl}^-$ . В начале кипения выделяется  $\text{CO}_2$ , составляющий большую часть растворенных в воде газов, что приводит к незначительному повышению pH. В слабоконцентрированных близнейтральных растворах золота переносится в основном в виде относительно устойчивой формы  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  [12, 13]. По мере продолжения кипения начинается удаление  $\text{H}_2\text{S}$ , что должно бы приводить к осаждению золота. Но переход  $\text{H}_2\text{S}$  в пар еще более увеличивает pH, а растворимость бисульфидных комплексов золота возрастает в более щелочных средах. В то же время свинец и цинк при повышении щелочности теряют подвижность. Таким образом, за счет выкипания  $\text{H}_2\text{S}$  из существенно хлоридных вод при распаде бисульфидных комплексов в первую очередь отлагаются сульфиды полиметаллов и серебро, а также незначительная часть золота на сульфиды. Лишь в верхней части «паровой шапки», где происходит окисление  $\text{H}_2\text{S}$ , растворимость  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  резко уменьшается. Однако следует учесть, что литологический экран одновременно является экраном геохимическим и препятствует проникновению вниз атмосферных элементов, поэтому окисление  $\text{H}_2\text{S}$  в подэкранной зоне не обязательно.

Дж. Хеденквист определяет вертикальный интервал от начала кипения до начала отложения золота в «пару сотен метров» [12]. Согласно вышеизложенному, вертикальный размах серебро-полиметаллического оруденения определяется мощностью «паровой шапки», которая на современных гидротермальных системах Камчатки прослеживается до глубин 600—900 м. Следует отметить, что в «паровой шапке» в пар превращается всего 10—20 % (по данным Дж.Хеденквиста, до 41 %) воды, т. е. изначально невысокая концентрация раствора увеличивается незначительно. Решающую роль играют процессы изменения химизма растворов из-за выкипания летучей фазы.

**Зона гидротермальных взрывов. В**



верхней части двухфазного пароводяного резервуара (в подэкранной зоне) условия существенно меняются. При прорывах экранна, неизбежно возникающих при тектонических деформациях, давление падает настолько резко, что происходит гидротермальный взрыв с переходом в пар практически всей воды. Этим объясняется образование метаколлоидных структур и специфических гидротермальных брекчий, наблюдавшихся в рудных столбах практически всех золото-серебряных месторождений Камчатки. О том, что эти брекчии имеют не тектоническое происхождение, свидетельствует преобладание их не только в сколовых трещинах, но и в трещинах отрыва. Здесь же происходит столь же резкое падение и температуры. При этом практически полностью осаждаются вся минеральная составляющая растворов, в том числе золото и остатки серебра. Резкая смена всех термодинамических параметров приводит к формированию богатых руд даже из слабоконцентрированных растворов. Аналогом подобного явления могут служить процессы, протекающие в скважинах, вскрывающих подэкранную зону современных гидротермальных систем. Так, на гидротермальном поле Бродленс (Новая Зеландия) в отложениях из скважин отмечены содержания золота 55 г/т и серебра 200 г/т при концентрациях их в исходных водах соответственно  $4 \cdot 10^{-5}$  и  $6 \cdot 10^{-4}$  г/т. При этом расчеты баланса масс для бродленской системы показывают, что на оголовках скважин отлагается, по крайней мере, 90 % золота, содержащегося в гидротермах [10].

**Зона конденсации.** Попадая в зону холодных вадозных вод пар конденсируется, воды приобретают существенно бикарбонатный характер, сера из  $H_2S$  окисляется до  $SO_4^{2-}$ , что приводит к существенному уменьшению pH и кислотному выщелачиванию пород с образованием аргиллизитовой шляпы. Мощность зоны аргиллизации 50—100 м. При кислотном выщелачивании отлагаются каолинит, алуниит, аморфный кремнезем и самородная сера. Существен-

ным потенциалом рудообразования эти сольфатарные гидротермы не обладают. Если подток гидротерм недостаточно изолирован от кислых сульфатных вод, то могут образоваться смешанные сульфатно-хлоридные воды, что приводит к формированию аморфных сульфидов мышьяка и сурьмы, как это происходит сейчас в кальдере вулкана Узон. При этом могут образоваться и повышенные (но далекие от промышленных) содержания благородных металлов.

На фоне безрудных или слабопродуктивных жил глубоких горизонтов единичными скважинами подсекаются жилы с высокими содержаниями (на Сергеевском и Амелистовом месторождениях до глубин 500 м от современной поверхности, т. е. не менее 600 м от палеоперфорности). Наличие таких участков можно объяснить резким изменением давления в результате приоткрывания крупной разрывной структуры, но именно в силу экзотических условий образования такие руды не могут быть широко распространены. Вскипание растворов с выделением золота и серебра на больших глубинах, аналогичное тому, которое происходит при приоткрывании рудовмещающих структур, в современных гидротермальных системах иногда наблюдается в эксплуатационных скважинах. Например, в одной из скважин на месторождении парогидротерм Сьерра-Прието, вскрывавшей перегретые воды с температурой  $337 \pm 10^\circ C$  на глубине 1998 м, отлагались кремнистые осадки, содержащие до 12,8 % меди, 8,88 % цинка, 8,28 % свинца, 22 кг/т серебра и 270 г/т золота [11]. Характерно, что интервал максимума отложения золота находится выше максимума отложения серебра. Интервал максимума отложения сульфидов располагается еще выше, т. е. в скважинах наблюдается зональность рудообразования, полностью соответствующая таковой в реальных месторождениях.

Исходя из этой модели гидротермальной системы, следует рассматривать и вопрос о вертикальном размахе оруденения. Специфика близповерхностного рудообразования в вулканических областях заключается в значительных градиентах температур и давле-



ний, а также в существенном разбавлении рудоносных флюидов метеорными водами. В результате такого разбавления концентрации металлов в гидротермальном растворе оказываются столь низкими, что образование высоких концентраций рудных элементов из него может происходить лишь в условиях резкого изменения его термодинамических параметров. Интервал резкого перепада температур, давления и скорости движения растворов в современных высокотемпературных гидротермальных системах составляет 100—200 м (подэкранная зона, зона парового барьера, по Н.Уайту). По-видимому, именно эта зона и отвечает интервалу наиболее продуктивного рудообразования. Действительно, зона наиболее богатых рудных столбов, обычно располагающихся в верхней части рудных тел, не превышает 100 м по вертикали. С учетом смещения экрана по вертикали за счет эрозионного вреза, заполнения трещин минеральными новообразованиями и других причин, а также изменения температур и дебитов гидротерм вертикальный размах оруденения может достигать 300—400 м (в основном за счет более бедных руд), что и наблюдается в подавляющем большинстве случаев на рудных полях Камчатки.

Ниже этой зоны на значительном протяжении отмечается зона кварцевых и кварц-сульфидных жил с высокими содержаниями полиметаллов, низкими — серебра (от первых десятков до 100—200 г/т) и убогими — золота (от десятых долей до 3 г/т). На большинстве месторождений это оруденение прослеживается до глубин 800—1500 м от поверхности, что соответствует глубине вскипания гидротерм, т. е. зоне «паровой шапки». В горно-промышленных районах с развитой экономикой такие руды могут быть объектами малорентабельной эксплуатации, но запасы металла в них несравненно меньше, чем в богатых рудах верхних горизонтов. Тем не менее, именно благодаря широкому распространению таких убогих руд многие исследователи [5] оценивают вертикальный размах золото-серебряного оруденения на месторождениях Северной Америки, Японии и Филиппин в 700—1100 м.

Еще ниже (современные термальные системы изучаются до глубин 2—3 км) отмечается зона транзита перегретых вод с практически неизменными температурами и расходом. Возможность минералообразования здесь, видимо, ограничивается гидротермальными изменениями вмещающих пород и проявление рудной минерализации маловероятно, учитывая низкие содержания полезных компонентов во всех изученных гидротермальных системах.

Эти выводы противоречат гипотезе Ю.М.Щепотьева [5] о существовании трех уровней образования золото-серебряных месторождений. Наряду с месторождениями в слабо эродированных вулканоструктурах (эрозионный срез 0—500 м), он выделяет месторождения умеренно (500—1000 м) и глубоко эродированных (1000 м) вулканоструктур. В последних глубина формирования месторождений, по его мнению, может достигать 1500 м, а вертикальный размах оруденения 700—1100 м. Не отрицая различную степень эродированности рудовмещающих структур, мы считаем этот срез в основном дорудным. Таким образом, уровень расположения оруденения в теле палеовулканической постройки зависит в основном от особенностей развития и внутренней структуры палеовулкана. Так, в пределах Жировского палеовулкана, вмещающего Мутновское рудное поле, на одном гипсометрическом уровне можно выделить все три уровня рудообразования по [5] (в теле палеовулкана, в центральной интрузии и в фундаменте). Можно предположить существование ВТС с почти полностью уничтоженной постройкой, например, в результате взрыва типа извержения вулкана Кракатау. В этом случае гидротермальная система формируется в породах фундамента, хотя и в тех же близповерхностных условиях. Эту особенность близповерхностного рудообразования следует учитывать при прогнозной оценке месторождений золото-серебряной формации.

Что касается проявления рудообразования параллельно с вулканизмом, то можно отметить следующее. В.И.Гончаров [4] счита-



ет, что развитие вулканических очагов и гидротермальная деятельность — не последовательные процессы, а сопряженные, проявляющиеся практически одновременно на различных участках одной и той же структуры, что может вызывать наложение на ранние низкотемпературные минеральные ассоциации высокотемпературных, вплоть до скарноподобных.

Пострудные дайки, встречающиеся на многих золото-серебряных месторождениях ОЧВП, носят явно секущий характер по отношению к рудовмещающим структурам и никакого влияния на рудообразование не оказывают. По нашему мнению, единственный достоверный факт влияния пострудной интрузивной деятельности на продуктивную минерализацию с переотложением золота и серебра известен на Многовершинном месторождении, но и здесь между проявлением пострудного магматизма и формированием рудоносной палеовулканической постройки имеется значительный временной интервал. Изменения пород, сопутствующие этому магматизму, относятся, скорее, к метаморфизму, чем к рудообразованию.

Энергия действующих вулканов в период извержения на несколько порядков превышает энергетический баланс гидротермальных систем, но практически полностью реализуется в виде магматической, эксплозивной и фумарольной деятельности и газовых выбросов в атмосферу. Таким образом, вулканические эманации рассеиваются в пространстве, минуя стадию гидротермальных систем. Отложения минералов (в том числе и золота) из вулканических эманаций, отмеченные, например, при извержении Большого Толбачика, имеют незначительный масштаб и представляют чисто минералогический интерес. В период покоя действующие вулканы сопровождаются проявлениями гидротермальной деятельности, но все приуроченные к ним гидротермальные системы относятся к банно-карымчинскому типу и характеризуются незначительными  $P$ — $T$  пара-

метрами по сравнению с таковыми в период вулканической активности. Кратерные озера, внешне сходные с гидротермальными системами узонского типа, в действительности являются продуктами фумарол, которые принципиально отличаются от классических гидротерм, в первую очередь, составом газов. Наиболее кислые ( $pH < 2$ ) воды при этом разгружаются в основании вулканических аппаратов и приводят к интенсивной переработке вулканитов с образованием кварц-опаловых, кварц-опал-алунитовых метасоматитов. Попадая в кратерное озеро, конденсаты фумарол образуют очень кислые ( $pH\ 0,02—3$ ) хлоридно-сульфатные воды, близкие по составу водам зоны конденсации гидротермальных систем, но со значительно большим содержанием  $Cl^-$ . При этом в донных осадках образуются залежи ярозита и гидроксидов железа, часто с повышенными содержаниями свинца (в ярозитовых осадках вулкана Менделеева до 1 %) и цинка (до 0,2 % в осадках оз. Кипящее на о-ве Кунашир), но эпитермальные и колчеданные рудопроявления с термами такого типа, по-видимому, не связаны [9]. Следует также учесть, что кратерные осадки незначительно распространены в вертикальном разрезе и, как правило, не сохраняются при эрозионном разрушении вулканической постройки.

На всех золото-серебряных месторождениях Камчатки рудоносные гидротермы наложены на проявления вулканической деятельности, т. е. формируются после прекращения активного вулканизма при остывании магматического очага и относятся к завершающему этапу существования магматогенно-гидротермальной системы.

Выше рассмотрена принципиальная модель близповерхностного оруденения, естественно, не претендующая на законченность. Наиболее слабо изученными вопросами остаются следующие.

Рассматриваемая модель относится к месторождениям, выделяемым Н.Уайтом и Дж. Хеденквистом [14] в тип низкосульфид-



ных. Золото-серебряные месторождения высокосульфидного типа на Камчатке пока не выявлены. Между тем к этому типу относятся многие крупномасштабные месторождения золота (Голдфилд, Эль-Индио, Лихир).

Химизм процессов, происходящих в двухфазном пароводяном резервуаре («паровой шапке»), в основном моделируется. Реально он почти не изучен, так как из-за технического несовершенства средств отбора проб большинство анализов, приводимых в литературе, относится к паровой составляющей, в то время как важнейшую роль в переносе и отложении металлов играет водная часть.

Не изучены особенности изменения химизма гидротерм во времени, приводящие к телескопированию различных минеральных ассоциаций в сходных структурных обстановках.

Не изучены вопросы ремобилизации золота гидротермами кислого состава в процессе эрозийного среза, который за время существования гидротермальной системы может составлять 100 м и более.

В термальной системе Ландерелло (Италия) скважинами на глубине 3 км вскрыты рассолы с минерализацией 500 г/л, возможно, представляющие собой тот самый ювенильный флюид, который несет рудную нагрузку гидротермальных систем. Изучение подобных проявлений может дать ключ к пониманию уже более глубинных процессов, например, формирования медно-порфировых систем.

Решение перечисленных вопросов требует дальнейшего комплексного изучения не только золото-серебряных месторождений, но и современных высокотемпературных гидротермальных систем, все типы которых на Камчатке можно найти.

Тем не менее, предложенная модель имеет, несомненно, практическое значение, так как позволяет со 100-процентной гарантией даже дистанционными методами выделять ВТС с потенциально рудоносными гидротермальными системами. Как показывает опыт поисков золото-серебряного оруденения в вулканических поясах Камчатки, 15—

20 % выделяемых ВТС включают месторождения промышленные или близкие к таковым.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Тр. II Всесоюзного совещания «Современный вулканизм». — М.: Наука, 1966. Т.1. С. 118—128.
2. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. — М.: Наука, 1978.
3. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм / Ред. В.М.Сугробов. — М.: Наука, 1986.
4. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. — М.: Наука, 1983.
5. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана // Авторы: Ю.М.Щепотьев, С.С.Вартанян, В.В.Орешкин, В.В.Гузман — М.: ЦНИГРИ, 1989.
6. Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. — Новосибирск: Наука, 1976.
7. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984.
8. Краевой Ю.А., Охапкин В.Г., Сережников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем / Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 179—211.
9. Ткаченко Р.И., Зотов А.В. Ультракислые термы вулканического происхождения как рудоносные растворы / Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. — Новосибирск: Наука, 1974. С. 86—91.
10. Brown K.L. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand // *Economic Geology*. 1986. V. 81. P. 979—983.
11. Clark J.R., Williams-Jones A.E. Analogues of epithermal gold-silver deposition in geothermal well seals // *Nature*. 1990. V. 346. P. 644—645.
12. Hedenquist J.W., Houghton B.F. Epithermal gold mineralisation and its volcanic environments // *The Earth Resources Foundation, The University Sydney*, 1987.
13. Henley R.W., Truesdell A.H. and Barton P.B. Fluid-minerals equilibria in hydrothermal systems: Reviews // *Economic Geology*. 1984. V. 1. P. 267.
14. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration // *Economic Geology*. 1995. № 23. P. 8—13.



I.D.Petrenko

A model of epithermal ore formation processes in volcanic areas: gold-silver deposits of Kamchatka and recent hydrothermal systems as cases in point

*The entities mentioned in the title are considered as cases in point in the analysis of the relation of epithermal ore deposits to volcanic structures of a certain type and vertical zoning of the ore mineralization. The relation of gold-silver deposits to volcanic structures of central type with a differentiated magmatism which passed through the stages of dome- and caldera formation. Based on data on the settings of the magmatic chambers, volcanic edifices and regional directions of meteoric water flows, three structural types of hydrothermal system producing ore mineralization of different commercial potential are distinguished.*

*The following zones can be distinguished in the vertical section of recent high-temperature hydrothermal systems: zone of transit of overheated waters; zone of steam-water mixture («steam cap»); zone of condensation. In epithermal deposits, respective «product analogues» to these zones are the sub-ore zone, zones of silver-base metal and gold-silver ores, and supra-ore argillizite zone.*

УДК 553.43 (571.52+517)

© Б.А.Блюман, Г.Н.Шапошников, 1998

## **МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ВОЗРАСТ, ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ**

**Б.А.Блюман, Г.Н.Шапошников (ВСЕГЕИ РАН)**

*Предполагаются синхронность (поздний палеозой (?) — ранний мезозой) медно-порфирового оруденения в Кузнецком Алатау, Восточной Туве и Северной Монголии и связь синрудных процессов в этих регионах с посторогенной тектономагматической активизацией.*

С учетом особенностей геологического строения и развития Алтае-Саянской складчатой области (АССО) имеются предпосылки расширения минерально-сырьевого потенциала этого региона. В отдельных районах АССО обнаружены месторождения и многочисленные проявления меди и молибдена наиболее перспективной для АССО медно-порфировой формации. В первую очередь следует отметить Кузнецко-Хакасский рудный район в восточной части Кузнецко-Алатауской складчатой системы, где разрабатывается крупное Сорское молибденовое месторождение, а также оценены как перспективные Ип-

чульское, Агаскырское месторождения и некоторые другие. Несомненный интерес представляет Восточно-Тувинская складчатая система. В Северо-Восточной Туве завершена разведка крупного Аксугского молибден-медно-порфирового месторождения. В Центральной Туве близким к Аксугскому является Кызыкчадрское молибден-медно-порфировое месторождение, относящееся к малым, но недостаточно изученное. Здесь установлен и ряд рудопроявлений такого же типа (Тараскырское, Ласковое, Чернореченское). Несколько южнее выделен Чедырско-Теректинский рудный район с Торгунчинским, Баянколь-



ским и Чедырским рудопроявлениями медно-порфирового типа.

Характеристике названных выше месторождений и рудопроявлений АССО посвящены многочисленные публикации, касающиеся отдельных месторождений или рудных узлов [1, 5, 6, 10, 12—14]. Отдавая должное всем исследователям, внесшим вклад в освещение проблемы медно-порфирового оруденения в регионе, следует, однако, отметить, что не вполне разработаны вопросы, касающиеся генезиса и закономерностей размещения этого оруденения. Орывочны и не систематизированы данные о региональных и локальных тектонических критериях контроля оруденения.

В данной работе на основе анализа публикаций предпринята попытка систематизации различных критериев и факторов, определяющих закономерности размещения медно-порфирового оруденения в АССО с учетом ее геотектонического развития и в сравнении с Северо-Монгольской медно-порфировой провинцией, включающей крупнейшее молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Эрдэнэт).

На обсуждение вынесена авторская разработка петрогенетической модели формирования рудообразующих «порфировых» интрузий — производных процессов коромантийного взаимодействия.

Характерными признаками медно-порфирового оруденения [8, 11] на наиболее значимых Сорском, Аксугском и Кызыкчадрском месторождениях АССО являются: а) размещение месторождений в границах эвгеосинклинальных зон в пространственной связи с кембрийскими вулканитами, с породами «пестрых» габбро-диорит-тоналитовых и гранодиорит-гранитовых комплексов — таннуольским, маргайтинским, тыгертышским, улень-туимским и др. — и ареалами их контактового метаморфизма; б) пространственное совмещение оруденения с ареалами девонского орогенного вулканизма и плутонизма, а внутри ареалов — с интрузиями и дайками посторогенных порфиров и ассоциированных с ними метасоматитов (калишпат-пропилит-

аргиллизитового типа), размещающихся в линейных зонах дизъюнктивных дислокаций, обычно диагонально ориентированных по отношению к простиранию пликативных и дизъюнктивных структур региона. В АССО к таким магмо- и рудоконтролирующим структурам относятся зоны «скрытых» разломов северо-западного простирания, отчетливо секущие субширотные структуры раннепалеозойского эвгеосинклинального основания и девонских орогенных прогибов. Сходные соотношения наблюдаются в Северо-Монгольской зоне, где северо-западные структуры, сопряженные с формированием раннемезозойских тафрогенных прогибов (абзогская и могодская свиты), секут субширотные каменноугольно-пермские орогенные прогибы.

Дизъюнктивные структуры северо-западного простирания, фрагментарно прослеживающиеся по геологическим данным и материалам дешифрирования космических снимков, фиксируются в гравитационных полях и интерпретируются [5] как линейные зоны внутрикорового гранитообразования, «корневые» части которых находятся на глубинах около 40 км выше основания коры, мощность которой в этих регионах меняется от 45 до 50 км. Снижение напряженности гравитационных полей по простиранию линейных аномалий в северо-западном направлении может быть истолковано как латеральное «выклинивание» глубинных зон гранитообразования или их погружение в этом же направлении.

Медно-порфировое оруденение АССО и Монголии локализовано в протяженной «полосе» северо-западного простирания, южным окончанием которой является Эрдэнэт-Цагансубургинская зона. На продолжении последней, по мнению В.И. Сотникова и др. (1984), располагается Аксугское месторождение в Туве (рис. 1). Прежде всего обращают на себя внимание значительная протяженность этой полосы, выдержанность ее простирания и отчетливая автономность — дисконформность — по отношению к структурам обоих регионов.

Молибденово-медное месторождение Эрдэнэт размещается в пределах Северо-



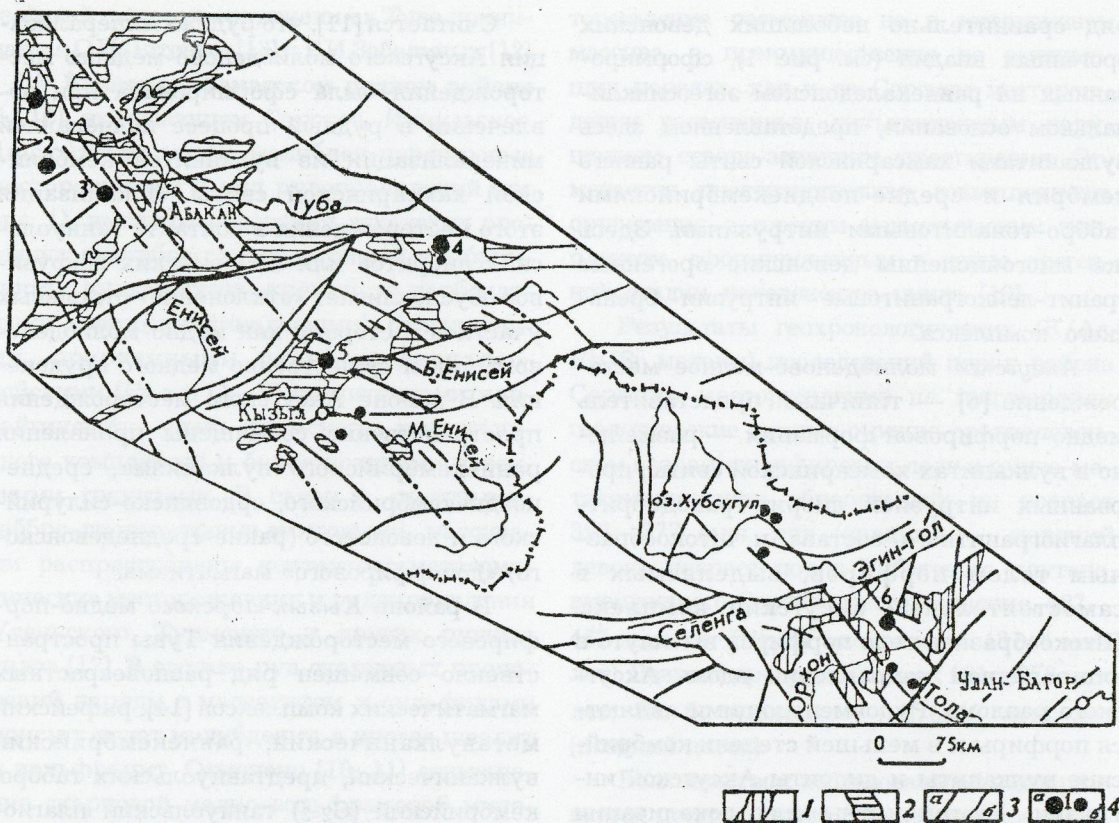


Рис. 1. Схема размещения медно-порфировых проявлений в пределах Алтае-Саянской складчатой области и Северной Монголии.

Орогенные прогибы: 1 — герцинские, 2 — каледонские; 3 — установленные тектонические нарушения: а — по геологическим, б — по геолого-геофизическим данным; 4 — медно-порфировое оруденение: а — месторождения (1 — Агаскырское; 2 — Ипчульское; 3 — Сорское; 4 — Аксугское; 5 — Кызыкчадрское; 6 — Эрдэнэтское), б — рудопроявления.

**Монгольской зоны.** Здесь в основании субширотного позднепалеозойского Орхон-Селенгинского прогиба залегают нижнекаледонские (нижнепалеозойские) эвгеосинклинальные толщи, прорванные интрузиями средне- и позднепалеозойского возраста. Порфировые интрузии, с которыми генетически связывается оруденение, имеют определенный «возрастной отрыв» от субвулканического пермского селенгинского комплекса и сходны с дайками, пронизывающими вулканы могодской свиты: «... их возраст определяется как послепермский и допозднетриасовый» [4, с. 107]. Подобная трактовка возраста порфировых даек согласуется с их приуроченностью к нарушениям северо-западного простирания, контролирующим размещение в Северной

Монголии раннемезозойских вулканогенных тафrogenных прогибов, дайковые комплексы которых проникают в пределы Северо-Хэнтэйского краевого поднятия герцинид Монголо-Забайкальской системы. Геологические данные о раннемезозойском (триасовом) возрасте оруденения и рудообразующих порфировых даек на месторождении Эрдэнэт подтверждены результатами геохронологических исследований. По данным К/Ar и Rb/Sr методов дайки разных ритмов рудоносного порфирового комплекса датированы в интервале 255—200 млн. лет (триас), а послерудные дайки кислого состава — 185—175 млн. лет (юра).

В Северо-Восточной Туве к субширотному Кандатскому разлому с юга примыкает



ряд сравнительно небольших девонских орогенных впадин (см. рис. 1), сформированных на раннекаледонском эвгеосинклинальном основании, представленном здесь вулканитами хамсаринской свиты раннего кембрия и средне-позднекембрийскими габбро-тоналитовыми интрузиями. Здесь же многочисленны девонские орогенные гранит-лейкогранитовые интрузии бреньского комплекса.

Аксугское молибденово-медное месторождение [6] — типичный представитель медно-порфировой формации — размещено в вулканитах хамсаринской свиты, прорванных интрузией диорит-гранодиорит-плагиогранитного состава и штокообразным телом порфиров, выделяемых в самостоятельный аксугский комплекс. Штокообразное тело порфиров вытянуто в юго-западном направлении вдоль Аксугского разлома. Рудовмещающими являются порфиры и в меньшей степени кембрийские вулканиты и диориты Аксугской интрузии. Благоприятны для локализации медно-молибденового оруденения зоны активизации на окраинах антиклинальных структур или грабенов типа Даштыгойского и широко развитые кембрийские эффузивы как возможные источники меди. Обязательным рудоконтролирующим фактором являются разрывные структуры субширотного и северо-западного простирания, которые могут быть скрытыми и проявленными в гравитационных и магнитных полях.

Оруденение приурочено к малым интрузиям порфиров, сформированным [3, 6] в течение посторогенной тектономагматической активизации каледонид. Отмечено [6], что Аксугское месторождение располагается в северной части Даштыгойского девонского грабена, где «... в полосе продолжающихся на северо-запад разломов, среди пород интрузий таннуольского и сютхольского комплексов локализуется большинство точек рудной минерализации..., являющихся первоочередными объектами поисков новых месторождений медно-порфирового типа» [6, с. 144].

Считается [11], что рудная минерализация Аксугского молибденово-медного месторождения была сформирована при вовлечении в рудный процесс колчеданной минерализации из вулканитов кембрийской хамсаринской свиты. Локализация этого месторождения в контакте таннуольских диоритов или кембрийских эффузивов обуславливает «отклонение» отдельных участков в сторону как медно-молибденового, так и существенно медного оруденения. В районе Аксугского месторождения пространственно совмещены проявления раннекембрийского вулканизма, средне-позднекембрийского, ордовикско-силурийского и девонского (ранне-среднедевонского) «допорфирового» магматизма.

В районе Кызыкчадрского медно-порфирового месторождения Тувы пространственно совмещен ряд разновозрастных магматических комплексов [14]: рифейский метавулканический, раннекембрийский вулканический, предтаннуольских габбро, кембрийский (Є2-3) таннуольский плагиогранитный, раннесилурийский большепорожский гранодиоритов и адамеллитов, девонский вулканический, позднедевонский карахемский диоритоидов, позднепалеозойский кызыкчадрский гранитов и несколько более поздних «порфиров» и мезозойский чаданский долеритов.

Важным структурным элементом района, в том числе и магмоконтролирующим, является Кызыкчадрская зона смятия выдержанного субширотного северо-западного простирания и субвертикального падения, в которой размещены ареал малых интрузий и даек самостоятельного последевонского кызыкчадрского комплекса и ассоциированное с ним оруденение. По данным А.М.Козлова и Н.А.Амшинского [7], порфиры этого месторождения имеют позднепалеозойский — раннемезозойский возраст (380—237 млн. лет). Последевонский возраст магмоконтролирующих структур с дайками порфиров и оруденением подтверждается смещением этими разломами девонских вулканических (вулканоплутонических) структур [14]. Позднепале-



озойский возраст оруденения в Туве принимается О.И.Пятовым [13] и В.И.Забелиным [12].

**В Кузнецко-Хакасском рудном районе** [1, 10], включающем Сорское, Ипчульское, Агаскырское медно-молибден-порфировые месторождения и ряд рудопроявлений (см. рис. 1), выступы основания девонских орогенных прогибов сложены рифей-кембрийскими вулканогенно-кремнисто-карбонатными (эвгеосинклинальными) отложениями, прорванными ранне-среднепалеозойскими ( $E_2-3$  и  $O-S$ ) гранитоидами мартайгинского, улень-туимского, тыгертышского комплексов и более поздними девонскими гранитами. В связи с «пестрыми» габбро-диорит-трондьемитовыми массивами распространены контактово-метасоматические месторождения и рудопроявления Уленьского, Туимского и других рудных узлов [12]. В составе руд скарновых проявлений наряду с магнетитом и сульфидами присутствуют молибденит, а иногда шеелит и вольфрамит. Отмечено [10, 11] совмещение скарновой медно-вольфрамовой минерализации и медно-молибденового оруденения. При этом нередко медно-молибденовая минерализация обособлена от скарново-медной и далеко выходит за пределы скарновых околосконтактовых тел.

С.В.Левченко [10] выделен самостоятельный сорский интрузивный комплекс малых интрузий лейкогранитов и сиенит-порфиров, с которыми парагенетически связывается формирование месторождений и рудопроявлений медно-молибденовых руд восточного склона Кузнецкого Алатау. Прежде всего подчеркивается тектонический контроль — приуроченность гранитов и месторождений к зонам региональных дизъюнктивных дислокаций. Так, Сорское месторождение расположено на пересечении двух зон разломов — северо-восточного (более древняя) и северо-западного (более молодая) направления. В зоне северо-западного простирания, рассекающей породы Уйбатского массива, развиты лейкограниты (жилы и дайки) сорского комплекса. Основная рудоносная зона месторождения вытянута в северо-западном направлении. В отличие от Сорского Ипчульское мес-

торождение размещено не в интрузивном массиве, а преимущественно во вмещающих породах, как и на Сорском месторождении рассеченных дизъюнктивным нарушением северо-западного простирания. Отмечается пространственная совмещенность оруденения с сорским магматическим комплексом, сформированным в конце орогенной стадии каледонского цикла [10].

Результаты геохронологических ( $K/Ar$ ,  $Rb/Sr$  методы) исследований пород района Сорского месторождения не подтвердили геологические данные о ранне-среднедевонском возрасте порфировых даек и рудно-метасоматических образований: их возраст 393—377 млн. лет (средний — поздний девон). Возраст пород Уйбатского плутона, вмещающего Сорское месторождение, 487—467 млн. лет ( $Rb/Sr$  изохрона —  $481 \pm 4$  млн. лет). Возраст прерудных даек 101—378 млн. лет;  $Rb/Sr$  изохрона —  $376 \pm 17$  млн. лет (поздний девон).

Большинством исследователей подчеркивается посторогенный (послеранне-среднедевонский) возраст порфировых даек и оруденения. Отмечается, что структурное положение наиболее изученного Сорского месторождения определяется зонами северо-западного направления с трещиноватыми и брекчированными породами, интенсивно преобразованными в процессе синрудного метасоматоза.

Медно-порфировое оруденение Кузнецкого Алатау, Тувы и Северной Монголии имеет ряд общих геолого-структурных особенностей:

- 1) рассматриваемые месторождения размещены в раннепалеозойском эвгеосинклинальном основании разновозрастных (каледонских и герцинских) орогенных прогибов;
- 2) ареалы оруденения характеризуются длительностью и совмещенностью в пространстве процессов вулканизма и интрузивного магматизма: а) рифей-раннекембрийского существенно базальтоидного вулканизма; б) «пестрых» габбро-диорит-монцитит-трондьемит-гранодиоритовых интрузий ( $E_2-3$  в АССО и  $S_3-P_1$  — в Северной Монголии); в) гранодиорит-гранитовых интрузий ( $O-S$  и



D — в АССО, Р — в Северной Монголии); г) рудообразующих порфировых жильных, дайковых и малых интрузивных штокообразных тел послесреднедевонских — в АССО, раннемезозойских (Т<sub>1-2</sub>) — в Северной Монголии;

3) размещение синрудных порфировых даек и оруденения контролируется зонами тектонических нарушений северо-западного простирания, носящих неявный, «скрытый» характер и наиболее отчетливо выраженных в участках распространения «хрупких» магматических и контактово-метаморфических пород; время формирования этих структур достаточно четко определено в Монголо-Забайкальской складчатой системе и ее крайних поднятиях и совпадает с таковым раннемезозойских тафrogenных структур абзогского типа, дисконформно располагающихся в пределах Орхоно-Селенгинского вулканического пояса и в сопредельных структурах;

4) изменение состава оруденения — медно-порфирового, медно-молибден-, молибден-медно-порфирового — может быть связано с различиями геохимической специализации основания орогенных структур, представленного: а) рифей-кембрийскими вулканитами мафического состава с медноколчеданным оруденением, б) раннепалеозойскими (в АССО) и позднепалеозойскими (в Северной Монголии) интрузиями габбро-диоритового состава «пестрых» доорогенных плутонов, в контактовых ореолах которых вторично перераспределены в процессе скарнирования медь и молибден; в) гранит-лейко-гранитовыми интрузиями, постмагматические изменения (грейзенизация) которых обусловили перераспределение и частичную концентрацию редких металлов.

Сопоставление перечисленных геологоструктурных и петрологических особенностей представляет возможность еще раз проанализировать петролого-генетические аспекты эндогенной модели формирования медно-порфирового оруденения и его рудоконтролирующие факторы.

А.И.Кривцовым [8] рассмотрены две модели этого оруденения — ортомагматическая и конвекционная. Конвекционная модель, по

А.И.Кривцову, наиболее соответствует фактическим данным. Конвекционная модель рассмотрена также В.И.Сотниковым и др. [12], подчеркивающими, что вовлечение в метасоматическое преобразование громадных объемов пород, их петрогенных и рудных компонентов определенным образом влияет на состав рудообразующих растворов.

Характеризуя конвекционную модель формирования медно-порфировых месторождений, А.И.Кривцов [8] подчеркивает, что последовательная перегруппировка ранее отложенного рудного вещества происходит с наращиванием его концентраций, наиболее значительных в крупных и более долгоживущих медно-порфировых системах с хорошо развитой трещиноватостью.

Можно предположить, что характер и конечный результат перераспределения в данном случае могут зависеть от «меры» дорудной (допорфировой) концентрации полезных компонентов — меди, молибдена и других металлов, первоначально рассеянных в субстрате эвгеосинклинальных вулканитов или сконцентрированных в медноколчеданном оруденении. Эти «рассеянные» или «концентрированные» рудные элементы первично-мантийного происхождения до формирования медно-порфирового оруденения подвергаются перераспределению вначале в связи с контактово-метасоматическими изменениями (скарнированием) в контактах габбро-тоналит-гранодиоритовых средне-позднекембрийских интрузий, затем в связи с последующим внедрением ордовик-силурийских и девонских гранитоидных интрузивов. Таким образом формировалась геохимическая специализация основания орогенных прогибов, длительное время подвергавшихся эндогенному воздействию, в процессе которого основные рудные элементы — медь и молибден — неоднократно перераспределялись до момента внедрения посторогенных порфировых интрузий.

В связи с этим можно предполагать, что становление конвекционных (по А.И.Кривцову) рудно-магматических порфировых систем происходит в гетерогенном рудоносном субстрате, различные компоненты которого



по-разному претерпевают «допорфировые» перераспределение и переконцентрацию. Возможно, это и определяет появление сингенетического ряда «порфирового» оруденения (рис. 2): существенно медного — в вулканитах; медно-молибденового — в скарнах и «пестрых» габбро-тоналитовых интрузиях; молибден-редкометалльного (W, Sn) — в субстрате девонских лейкогранитовых интрузивов.

Для медно-порфировых месторождений весьма характерны длительность, дифференцированность и гомодромность становления даек в пределах конкретных месторождений — формирование многоритмовых даек порфиров: до-, внутри- и пострудных [12, 14].

Петрогенетическая модель формирования «порфировых» интрузий может быть построена, исходя из следующих данных:

порфировые интрузии являются одной из составляющих «длинного» ряда интрузий, состав которых варьирует в широких пределах — от долеритов до гранит-порфиров;

устанавливается довольно отчетливо гомодромная последовательность ряда порфировых интрузий — от инициирующих их становление долеритов до завершающих порфиров;

в составе линейно ориентированных дайковых ареалов варьируют соотношения инициирующих их становление даек долеритов и завершающих порфиров;

ареальные, зональные и стадийные метасоматиты пространственно и, по-видимому, парагенетически ассоциированы с ареалами даек, наиболее сближены во времени с завершающими этот ряд дайками порфиров;

дайки порфиров и ассоциированные с ними метасоматиты локализуются в линейных зонах «скрытых» разломов, автономных, секущих субширотные и восток-северо-восточные эвгеосинклинальные и орогенные структуры;

разломы северо-западного простирания отчетливо выражены в гравитационном поле до глубин 40 км [5]; секущий характер этих структур по отношению к субширотному простиранию орогенных

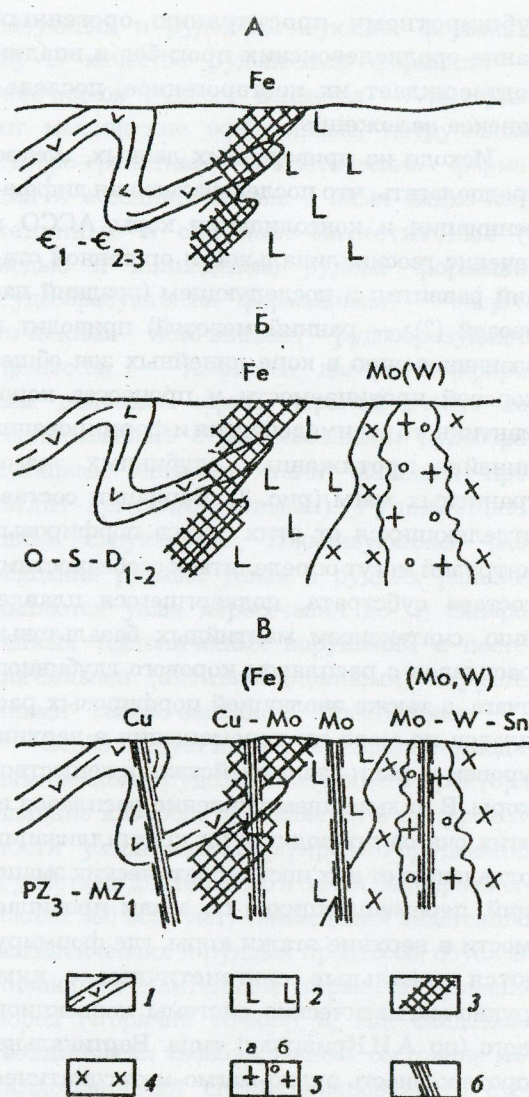


Рис. 2. Принципиальная модель последовательного формирования разновременных и разностадийных рудно-магматических систем.

А — геосинклинальная и инверсионная стадии ( $E_{1-3}$ ) — формирование контактово-метасоматических месторождений; Б — инверсионная и орогенная стадии — формирование редкометалльно-грейзенового оруденения (Mo-W); В — позднепалеозойско-раннемезозойская стадия — формирование медно-порфирового (Cu), молибден-медно-порфирового (Cu-Mo, Mo-Cu) и молибден-редкометалльно-порфирового (Mo, Mo-W-Sn) оруденения; 1 — раннегеосинклинальные—эвгеосинклинальные вулканиты; 2 — «пестрые» габбро-диорит-тоналитовые интрузии; 3 — скарны; 4 — инверсионные диорит-гранодиорит-гранитовые интрузии; 5 — орогенные лейкогранитовые интрузии; а — неизмененные, б — грейзенизированные; 6 — порфировые интрузии, сопровождающие их региональные метасоматиты и разнообразное, в зависимости от состава рудодносных формаций, медно-порфировое оруденение.



субширотному простираю орогенных ранне-среднедевонских прогибов и впадин подтверждает их посторогенное, последовонское заложение.

Исходя из приведенных данных, можно предполагать, что последовательная дифференциация и консолидация коры АССО в течение геосинклинальной и орогенной стадий развития в последующем (поздний палеозой (?) — ранний мезозой) приводит к возникновению в коре линейных зон общекоровой проницаемости и процессов коромантийного взаимодействия и формирования линейно протяженных глубинных очагов гранитных магм (рис. 3). Вариации состава отделяющихся от этих очагов порфировых интрузий могут определяться особенностями состава субстрата, подвергшегося плавлению, синтексисом мантийных базальтовых расплавов с расплавом корового глубинного очага, а также эволюцией порфировых расплавов по мере их перемещения в верхние уровни коры и взаимодействия с веществом коры. В дальнейшем удаление расплавов из этих очагов приводит к их кристаллизации, отделению от них постмагматических эманаций, перемещающихся по зонам проницаемости в верхние этажи коры, где формируются ареальные сингенетичные с ними рудно-магматические системы конвекционного (по А.И.Кривцову) типа. Вертикальная протяженность рудно-магмо-метасоматических систем определяется термостатирующим воздействием также вертикально протяженных тектонических структур, «прогретых» дорудными интрузиями. Градиентность этих систем определяется различиями в  $P$ — $T$  параметрах относительно «холодных» верхов этих систем и «горячих» глубинных зон гранитообразования. На постмагматической стадии градиентность усиливается еще и приращением теплоты кристаллизации глубинных очагов.

С учетом рассматриваемых модельных построений можно несколько по-иному подойти к выделению региональных рудоконтролирующих факторов и закономерностей размещения медно-порфирового оруденения в пределах АССО. Прежде всего обращает на

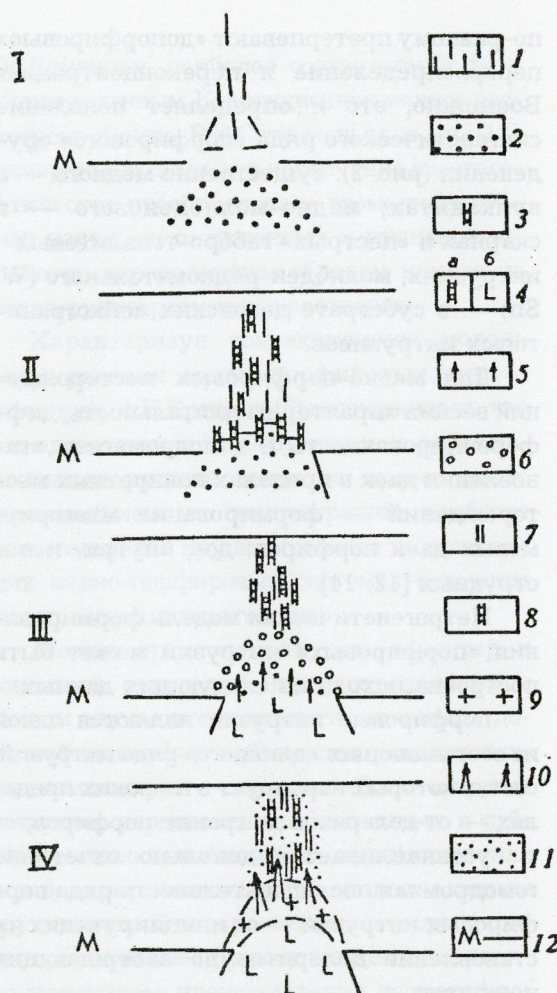


Рис. 3. Принципиальная схема последовательных стадий мантийно-корового взаимодействия, формирования долеритовых и порфировых даек, региональных метасоматитов и медно-порфирового оруденения.

Стадии: I — долеритовая: 1 — линейные зоны общекоровых надастенолитовых тектонических (дизъюнктивных) нарушений, 2 — толеит-базальтовый астенолит (плюм) в верхней мантии; II — долерит-базальтовая магматическая: 3 — интрузии, дайки базальтовых расплавов; III — габбро-долеритовая, постмагматическая (постастенолитовая) и гранитовая магматическая: 4 — а — дайки долеритов, б — кристаллизующийся астенолит-плутон (?) габбрового состава, 5 — постмагматические потоки гранитизирующих кору флюидов, 6 — ареалы внутрикоровой гранитизации и гранитообразования; 7 — интрузии, дайки гранитных («порфировых») расплавов; IV — гранитовая, порфировая постмагматическая: 8 — дайки порфиров, 9 — глубинный, кристаллизующийся очаг гранитов, 10 — отделяющиеся от глубинного очага потоки постмагматических флюидов; 11 — ареалы регионального метасоматоза — калишпатовые метасоматиты, серицитолиты, аргиллизиты, гумбеиты, пропилиты, вторичные кварциты, рудные брекчии, медно-порфировое оруденение; 12 — граница М.



себя внимание (см. рис. 1) приуроченность большинства месторождений и рудопроявлений к региональной структуре автономно северо-западного простирания, секущей субширотные каледонские и герцинские структуры АССО и Северной Монголии. Конформность и непрерывность этой полосы позволяют с известной долей условности предполагать время ее заложения синхронным в структурах АССО и Северной Монголии и связывать проявление синрудных процессов в этих регионах с посторогенной раннемезозойской тектономагматической активизацией [15].

В качестве другой региональной закономерности размещения медно-порфирового оруденения хорошо выражена его эпизео-синклинальная природа [8] — отчетливое размещение оруденения в эвгеосинклинальном основании каледонских и герцинских орогенных гранитов АССО и Северной Монголии при том, что подобного типа оруденение не установлено в миогеосинклинальных (геохимически не специализированных на медь и молибден) структурах Горного Алтая и Западного Саяна.

Дополнительным (петрологическим) обоснованием потенциальной продуктивности медно-порфировых рудных зон северо-западного простирания можно считать и состав дайковых комплексов: присутствие наряду с дорудными долеритами более поздних порфиров, с которыми парагенетически ассоциированы и синрудные метасоматиты.

При этом следует учитывать, что одновременно с латеральной изменчивостью оруденения, в зависимости от состава вмещающих рудоносных толщ, могут меняться состав и строение зон региональных (не связанных с конкретными интрузивными телами) метасоматитов, вариации состава которых (калишпатизация, альбитизация, хлоритизация, карбонатизация, серицитизация, пропилитизация, аргиллизация) могут отражать не только особенности «уровня» метасоматической колонки, но и состав вмещающих пород.

Модельные построения позволяют сформулировать ряд критериев регионального прогнозирования медно-порфирового оруденения с привлечением понятий рудоносных, рудооб-

разующих и рудолокализирующих формаций [9]. В качестве рудоносных формаций — источников рудного вещества — выступают мафические эффузивные, интрузивные (габбро-гранитные) магматические формации и ассоциированные с ними медно-колчеданные и скарново-магнетитовые (с медью и молибденом) рудные формации. Рудообразующими формациями — энергетическими источниками рудообразующих процессов — являются долерит-порфировые дайковые серии, парагенетически ассоциированные с региональными рудообразующими метасоматитами (калишпат-пропилит-аргиллизитовыми). Рудовмещающими структурами, локализирующими размещение рудных узлов и рудных районов, являются узлы пересечения до- и синорогенных тектонических нарушений с посторогенными (активизационными) нарушениями северо-западного простирания.

Особо следует подчеркнуть роль термодинамического рудолокализирующего фактора, влияние которого проявляется в приуроченности узлов медно-порфирового оруденения к участкам длительного и почти непрерывного (около 200 млн. лет) совмещения эндогенных магматических и рудных процессов, обуславливающих длительное термостатирование пород («горячие точки») и, как следствие, геохимически «возбужденное» состояние металлогенически специализированного субстрата. В этих условиях рудные компоненты долгое время находились в миграционноспособном состоянии.

Анализ материалов по рудным районам АССО и Северной Монголии показывает, что в этих регионах формирование медно-порфирового оруденения во времени «оторвано» от становления орогенных вулканоплутонических ассоциаций — каледонских в АССО и герцинских в Северной Монголии. Дополнительным подтверждением петрологической обособленности дайковых, в том числе порфировых, синрудных образований являются их гомодромность, присутствие в их составе инициирующих их становление долерит-диоритовых даек. Характерно, что именно такого состава дайки «начинают», по



А.И.Кривцову [8], типовые ряды интрузивных пород разнотипных провинций медно-порфирового оруденения, которые завершаются собственно рудоносными фазами гранит-порфиров. А.И.Кривцов [8] отмечает их приуроченность к тектоническим (дизъюнктивным) структурам и узлам пересечения, позволяя подразумевать некоторый временной разрыв между формированием вулканоплутонических и порфировых ассоциаций.

Таким образом, материалы по рассмотренным районам АССО и Северной Монголии подтверждают петрологическую, тектоническую и хронологическую обособленность орогенных вулканоплутонических и активизационных плутонических порфировых рудообразующих ассоциаций.

Авторы полагают, что перспективы выявления новых месторождений медно-порфировой формации сорского и аксутского типов в АССО не исчерпаны, и эта проблема заслуживает дальнейшего внимания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 98-05-65542).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука, 1983.
2. Берзина А.П., Сотников В.И. Рудоносный магматизм Эрдэнэтского рудного узла (Монголия) / Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. — Новосибирск: Наука, 1989. С. 5—59.
3. Внукова А.Г. Петрология малых интрузий Северо-Восточной Тувы / Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук, 1971.
4. Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаад Д. Особенности магматизма и состав руд медно-молибденового месторождения Эрдэнэтуин-Обо / Эндегенные рудные формации Монголии. — М.: Наука, 1984. С. 101—115.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых / Т. 7. Алтай-Саянский и Монголо-Забайкальский районы. Кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский край / Под ред. П.С.Матросова, Г.Н.Шапошникова. — Л.: Недра, 1988.
6. Забелин В.И. Металлогения Ак-Сугского рудного района и перспектива поисков новых месторождений меди / Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1981. Вып. V. С. 138—144.
7. Козлов А.П., Амшинский Н.Н. О возрасте Ожигинского массива (Тува) / Новые данные и обоснование региональных схем магматизма АССО. — Новосибирск: СНИИГТИМС, 1972. С. 63—66.
8. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983.
9. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
10. Левченко С.В. Доплатформенная металлогения Кузнецко-Минусинского района. — М.: Наука, 1975.
11. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов) / Авторы: В.И.Сотников, А.П.Берзина, Е.И.Никитина // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 319.
12. Определяющие элементы генетической модели медно-молибден-порфировой рудно-магматической системы / Авторы: В.И.Сотников, А.П.Берзина, А.Л.Павлов и др. // Геология рудных месторождений. 1991. № 3. С. 61—66.
13. Пятов О.И. Гранитоидные пояса активизационных структур центральной части Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы / Магматические комплексы Восточной Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.
14. Рогов Н.В. Структуры ареалов магматических комплексов Тувы. — Новосибирск: Наука, 1992.
15. Щеглов А.Д. Эндегенная металлогения и тектоносфера // Геотектоника. 1990. № 5. С. 9—16.

B.A.Bluman, G.N.Shaposhnikov

Porphyry copper deposits in the Altai-Sayan fold area: age, tectonic mode of formation and prospectivity

*It is suggested that porphyry copper deposits in the Kuznetsky Alatau, Eastern Tuva and Northern Mongolia were synchronous in their formation, and that the syn-ore processes in these regions were related to the post-orogenic tectono-magmatic activation.*



# АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.765.+66.063.4+55.3.4

© Р.А.Кязимов, 1998

## СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИЙ ПЕРЕРАБОТКИ УПОРНЫХ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ КОЛЧЕДАННЫХ РУД

**Р.А.Кязимов (Госкомпания «Азергызыл» Азербайджанской  
Республики)**

*Разработаны и опробованы методы вскрытия тонковкрапленного золота из упорных колчеданных руд, основанные на биохимическом и химическом разложении мышьяк- и сурьмусодержащих минералов. По биохимической технологии 97 % мышьяка и 87 % сурьмы, а также значительная часть серы и железа выделяются в жидкую фазу. По гидрометаллургической технологии с использованием щелочи в раствор переходят 97,3 % мышьяка и 90,7 % сурьмы. Цианирование получаемых кеков позволяет извлечь в продуктивные растворы 93—94 % золота и 89—90 % серебра. Разработаны способы обезвреживания и повторного использования сточных вод.*

Существует многочисленная группа так называемых упорных золотосодержащих руд, удовлетворительно извлечь из которых золото цианированием невозможно. Особенно труднообогатимыми считаются золотосодержащие мышьяково-пиритные руды, являющиеся существенным источником золота. В ряде случаев при их цианировании извлечение золота не превышает 10 %. Основная причина упорности колчеданного минерального сырья — тонкая, часто субмикроскопическая вкрапленность золота в плотных сульфидах железа или мышьяка, которые нерастворимы в цианистых соединениях.

Главный метод переработки подобных руд и концентратов — цианирование после соответствующей подготовки материала, обеспечивающей максимальное освобождение тонковкрапленного золота от ассоциирующих с ним рудных компонентов. Последнее достигается:

применением тонкого и сверхтонкого помола руды (концентрата) перед цианированием;

химическим или биохимическим разложением или растворением ассоциирующих

минералов с сохранением золота в твердом остатке, пригодном для последующего цианирования;

термохимическим вскрытием золотосодержащих сульфидов с целью образования минеральных зерен с пористой структурой, которая обеспечивает доступ растворителя (цианида) к внутренним включениям золота.

Для переработки подобного минерального сырья с весьма высоким содержанием мышьяка (более 8 %) в мировой практике используются пирогидрометаллургическая, автоклавная, комбинированная (предварительный обжиг с последующим автоклавным выпелачиванием), хлоридовозгоночная технологии или их комбинации [1, 2].

В качестве объекта испытаний была выбрана мышьяковистая золотосодержащая руда месторождения Заршуран (Исламская Республика Иран). Основными рудными минералами в пробе руды месторождения Заршуран являются: аурипигмент, пирит, марказит, антимонит, сфалерит, гетчеллит, халькопирит, халькозин, ковеллин, пирротин, галенит, реальгар, киноварь, самородное золото. Золото, размер



зерен которого составляет 0,001—0,002 мм, ассоциирует в основном с аурипигментом.

Химическим анализом установлено, что промышленно ценные компоненты в пробе руды следующие: золото — 32 г/т, серебро — 23,6 г/т и мышьяк — 17,7 %. Отмечено наличие цинка — 1,14 %, сурьмы — 1 %; из нерудных — 51,43 % кварца и 4,36 % оксида алюминия.

Фазовым анализом определены формы нахождения металлов в руде:

золото представлено в свободной форме — 21 %, в сростках — 49,9 %, в сульфидах — 2,79 % и в пустой породе — 3,82 %;

серебро сосредоточено в сростках — 41,1 %, в щелочно-растворимых пленках — 26,2 %, в свободном виде — 22,3 %, остальная часть — в сульфидах и породе;

мышьяк представлен оксидной (31,6 %) и сульфидной (68,4 %) разновидностями;

сурьма находится в основном в сульфидной форме (93,7 %).

Гранулометрический анализ показал, что распределение золота и серебра в классах крупности неравномерное; основная часть этих металлов сосредоточена в мелких классах.

Для вскрытия ассоциированного с сульфидами тонкодисперсного золота были использованы бактериально-химический и химический методы. Бактериально-химическая обработка руд проводилась в периодическом и непрерывно-многостадийном режимах. Предварительно проведенные исследования физиологических особенностей штаммов бактерий позволили рекомендовать для бактериального выщелачивания руды Запшуранского месторождения ассоциативную бактериальную культуру, составленную из штаммов ВКМ-458ЦН и К-15.

Схема чанового бактериального выщелачивания (ЧБВ) включала такие операции:

бактериальное окисление руды;

отделение активных бактериальных растворов от остатков биовыщелачивания (БВ) с возвратом этих растворов в начало процесса;

промывку и фильтрацию остатков биоокисления сырья с последующей распулповкой и направлением на цианирование.

Исследования осуществлялись на лабо-

раторной установке, состоящей из нескольких ферментеров, компрессоров и др. Опыты проводились на руде крупностью 90 % класса -0,074 мм.

Результаты исследований ЧБВ приведены на рисунке. Из них следует, что при периодическом режиме БВ степень окисления мышьяка достигает 70,3 %, сурьмы — 69,3 % (см. рисунок, а); в режиме активного БВ показатели биоокисления намного выше (см. рисунок, б): для мышьяка — 97 %, для сурьмы — 86,9 %. В режиме активного БВ основная часть биоокисления мышьяка и сурьмы (80,7 % и 62,8 % соответственно) приходится на первые 36 ч, остальная часть доокисляется в течение последующих 60 ч БВ.

Необходимо отметить, что численность бактериальных клеток в жидкой фазе пульпы почти не претерпевает изменений в конце экспозиции, оставаясь на уровне первоначальных значений —  $6 \cdot 10^2$  клеток/мл. Наибольшее количество бактерий отмечается в период 36—48 ч биоокисления руды, когда наблюдается и наиболее интенсивное окисление мышьяка и сурьмы.

Таким образом, при бактериально-химическом выщелачивании руды в течение 96 ч 97 % мышьяка, 87 % сурьмы, значительная часть серы и железа выделяются в жидкую фазу, тем самым создаются благоприятные условия для извлечения из кека БВ золота цианированием.

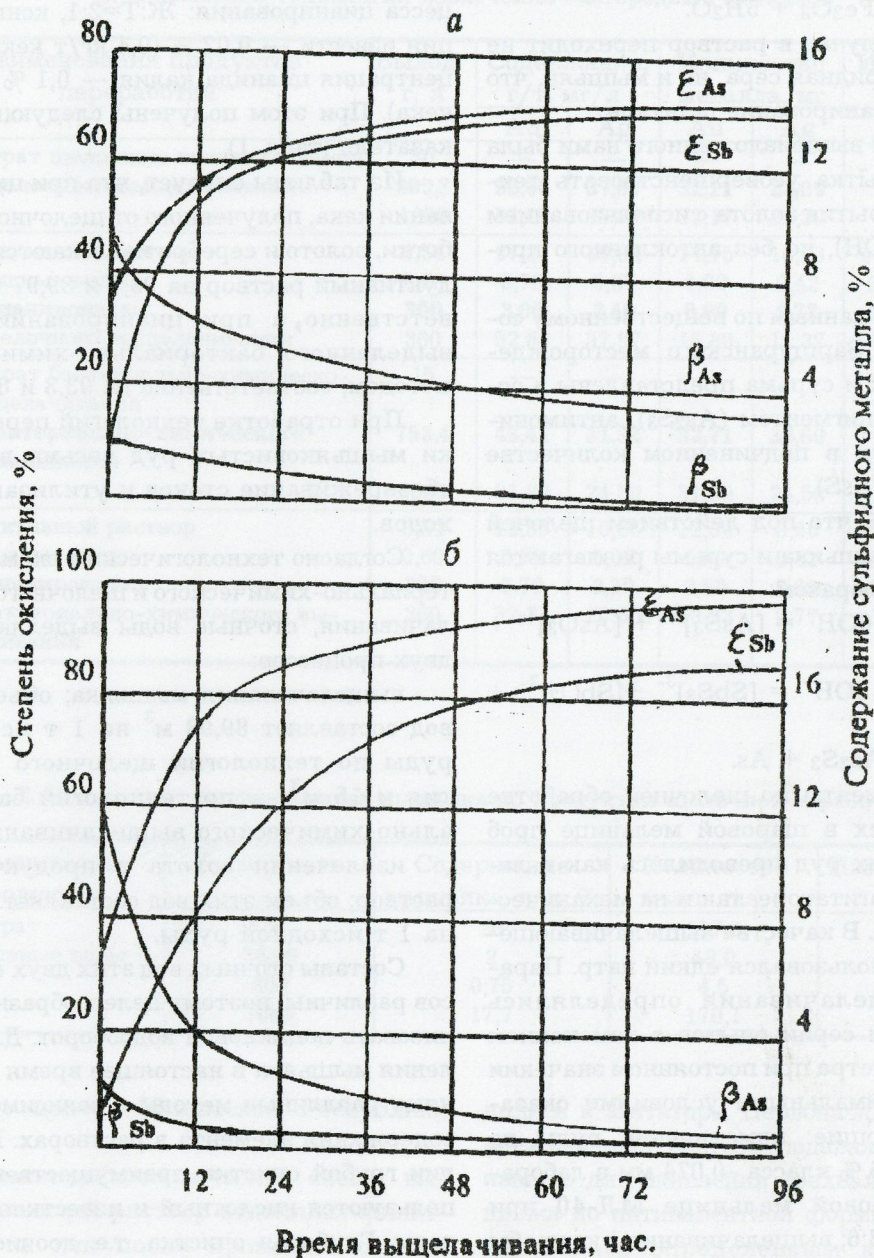
Другой способ вскрытия тонкодисперсного золота — автоклавный щелочной процесс. Здесь имеются два варианта:

вскрытие тонкодисперсного золота с последующим его извлечением цианированием;

кислородно-аммиачное выщелачивание, в котором процесс вскрытия золотосодержащих сульфидов совмещен с процессом растворения золота.

Наиболее распространен первый метод, причем разложение сульфидов под давлением может осуществляться в водной, щелочной (NaOH) и кислой ( $H_2SO_4$ ) средах. Процесс протекает при повышенных температурах (100—200°C) и давлении кислорода (1—20 атм).



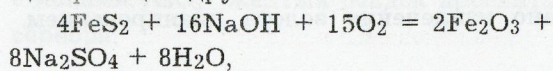


Зависимость биоокисления мышьяка и сурьмы от продолжительности выщелачивания: а — периодического, б — активного.

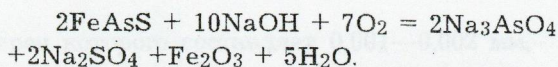
В воде и разбавленных растворах  $H_2SO_4$  при автоклавном выщелачивании руд при температуре 130—140°C и давлении кислорода, превышающем упругость паров раствора, часть мышьяка и большая часть железа переходят в нерастворимую форму и остаются в осадке, который представляет собой пористую массу —

благоприятный объект для извлечения золота цианированием.

При выщелачивании подобных концентратов и руд в растворе едкого натра (150—180 г/т NaOH) характер протекающих реакций другой:





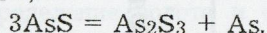
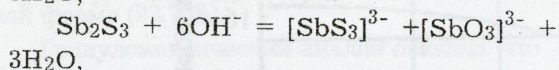
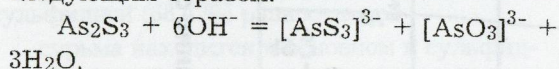


В этом случае в раствор переходит не только сульфидная сера, но и мышьяк, что облегчает цианирование остатков.

С учетом вышеизложенного нами была сделана попытка усовершенствовать технологию вскрытия золота с использованием щелочи (NaOH), но без автоклавного процесса.

Согласно данным по вещественному составу руды Заршуранского месторождения, мышьяк и сурьма представлены в основном аурипигментом ( $\text{As}_2\text{S}_3$ ), антимонитом ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) и в подчиненном количестве реальгаром (AsS).

Известно, что под действием щелочей сульфиды мышьяка и сурьмы разлагаются следующим образом:



Эксперименты по щелочной обработке измельченных в шаровой мельнице проб заршуранских руд проводились как в лабораторном агитаторе, так и на механической мешалке. В качестве выщелачивающего агента использовался едкий натр. Параметры выщелачивания определялись выполнением серии опытов с изменением одного параметра при постоянном значении других. Оптимальными условиями оказались следующие: измельчение руды до крупности 85 % класса -0,074 мм в лабораторной шаровой мельнице МЛ-40 при Т:Ж:Ш=1:0,8:6; выщелачивание 1 кг пробы в течение 4 ч в лабораторном агитаторе при Ж:Т=6:1 с расходом NaOH 300 г. При этом извлечение мышьяка в раствор составляет 97,3 %, сурьмы — 90,7 %.

Таким образом, как при бактериально-химическом методе, так и при обработке щелочью в соответствующих условиях обеспечивается наиболее полное вскрытие золота для дальнейшего цианирования.

На кеках в дальнейшем было исследовано извлечение золота цианированием.

Установлены оптимальные параметры процесса цианирования: Ж:Т=2:1, концентрация извести — 0,02 % (0,4 кг/т кека), концентрация цианида калия — 0,1 % (2 кг/т кека). При этом получены следующие показатели (табл. 1).

Из таблицы следует, что при цианировании кека, полученного от щелочной обработки, золото и серебро извлекаются в продуктивный раствор на 93,7 и 89,97 % соответственно, а при цианировании кека, выделенного бактериально-химическим методом, соответственно на 93,3 и 88,6 %.

При отработке технологий переработки мышьяковистых руд весьма важны обезвреживание стоков и утилизация отходов.

Согласно технологическим схемам бактериально-химического и щелочного выщелачивания, сточные воды выделяются из двух процессов:

выщелачивания мышьяка; объем этих вод составляет 89,98 м<sup>3</sup> на 1 т исходной руды по технологии щелочного вскрытия и 15 м<sup>3</sup> — по технологии бактериально-химического выщелачивания;

извлечения золота в продуктивный раствор; объем этих вод составляет 2,08 м<sup>3</sup> на 1 т исходной руды.

Составы сточных вод этих двух процессов различны, поэтому целесообразно организовать поцикловой водооборот. Для удаления мышьяка в настоящее время применяются различные методы в зависимости от содержания элемента в растворах. На стадии грубой очистки преимущественно используются кислотный и известковый методы. Глубокая очистка, т.е. доочистка до санитарных норм (0,05 мг/л мышьяка), осуществляется с помощью операций соосаждения, сорбцией на различных природных и синтетических сорбентах, дистилляцией (в виде  $\text{AsH}_3$ ), экстракцией, ионным обменом.

В лабораторных исследованиях весьма детально рассматривались варианты очистки сточных вод, полученных после щелочной обработки. Эти исследования проводились в лабораториях Карачинского



## 1. Показатели технологии извлечения благородных металлов

Наименования продуктов переработки	Выход, г, л	Содержание, г/т, мг/л		Количество металла, мг		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
Фильтрат щелочного выщелачивания	30	—	—	—	—	—	—
<b>Кек щелочного выщелачивания</b>	<b>609,8</b>	<b>52,66</b>	<b>37,87</b>	<b>32,11</b>	<b>23,09</b>	—	—
Руда	1000	32,17	23,30	32,17	23,30	—	—
Продуктивный раствор	0,54	27,31	18,04	14,75	10,23	93,71	89,97
Промывные воды	0,60	0,70	0,07	0,09	0,42	0,57	3,69
<b>Кек цианирования</b>	<b>300</b>	<b>3,00</b>	<b>2,40</b>	<b>0,90</b>	<b>0,72</b>	<b>5,72</b>	<b>6,34</b>
Кек щелочного выщелачивания	300	52,66	37,87	15,80	11,37	100	100
Фильтрат бактериально-химического выщелачивания	15	—	—	—	—	—	—
<b>Кек бактериально-химического выщелачивания</b>	<b>753,4</b>	<b>43,41</b>	<b>31,32</b>	<b>32,71</b>	<b>23,60</b>	—	—
Руда	1000	31,80	24,50	31,80	24,50	—	—
Продуктивный раствор	0,54	22,85	16,05	12,34	8,66	93,27	88,64
Промывные воды	0,60	0,70	0,07	0,09	0,42	0,68	4,30
<b>Кек цианирования</b>	<b>300</b>	<b>2,70</b>	<b>2,30</b>	<b>0,80</b>	<b>0,69</b>	<b>6,05</b>	<b>7,06</b>
Кек бактериально-химического выщелачивания	300	32,71	23,60	13,23	9,77	100	100

## 2. Показатели распределения мышьяка по продуктам щелочной обработки

Наименования продуктов	Выход, г, л	Содержание мышьяка, г/л, %	Количество мышьяка, г	Извлечение, %
Фильтрат	5,88	20	117,6	69,14
Промывные воды	24,00	2	48,0	28,22
Кек	600	0,75	4,5	2,64
Руда	1000	17,7	170,1	100

научного центра Исламской Республики Иран.

Согласно технологической схеме, выщелачивающий раствор отделялся фильтрацией, а кек после промывки свежей водой высушивался и направлялся на цианирование. Все три продукта (фильтрат, промывные воды и кек) подвергались анализу на мышьяк (табл. 2).

Объединенный сток, включающий фильтрат и промывные воды и содержащий 5,6 г/л мышьяка, подвергался очистке. Для экспериментальных исследований выбраны сульфидно-купоросный и кислотный методы очистки сточных вод. Лабораторные исследования сульфидно-купоросного метода прово-

дились в агитаторе. Первоначально в обезвреживаемый раствор подавалась хлорная известь для окисления трехвалентного мышьяка до пятивалентной формы, затем дозировалась определенным количеством сульфида натрия и сульфата железа.

В первой серии опытов изучалось влияние концентрации гипохлорита кальция на интенсивность окисления мышьяка. Окисление проводилось в течение 1 ч. Процесс окисления контролировался по качественной реакции нитрата серебра на трех- и пятивалентный мышьяк.

Известно, что нитрат серебра образует с ионами  $\text{AsO}_3^{3-}$  желтый осадок арсенита серебра:

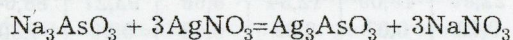


### 3. Показатели обезвреживания сточных вод щелочной обработки сульфидно-купоросным методом

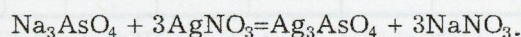
Наименования продуктов	Выход, л, г	Содержание мышьяка, г/л, %	Извлечение мышьяка, %
Очищенный фильтрат	29,5	$0,04 \cdot 10^{-3}$	0,0007
Мышьяковистый осадок	520	30,75	99,9993
Объединенный сток	30,0	5,33	100

### 4. Показатели обезвреживания сточных вод щелочной обработки сернокислотным методом

Наименования продуктов	Выход, л, г	Содержание мышьяка, г/л, %	Извлечение мышьяка, %
Фильтрат	29,82	0,95	17,83
Мышьяковистый осадок	300	43,5	82,17
Объединенный сток	29,88	5,33	100



С ионами  $\text{AsO}_4^{3-}$  нитрат серебра дает осадок шоколадного цвета:



В результате исследований разработан оптимальный реагентный режим обезвреживания стоков. При этом расходные коэффициенты реагентов на 1 л фильтрата составляют: гипохлорита кальция — 9,87 г, сульфата железа — 27,8 г, сульфита натрия — 1,56 г. В оптимальном режиме получены следующие результаты (табл. 3).

Лабораторные исследования по очистке стоков сернокислотным методом проводились в агитаторе. Вначале обезвреживаемый раствор определенного объема в течение 15 мин подвергался воздействию серной кислоты установленной концентрации для осаждения мышьяка. После фильтрации осадка фильтрат поступал в агитатор, где смешивался с 10-процентным раствором известкового молока для нейтрализации оборотного раствора. Процесс контролировался визуальными наблюдениями, по изменению концентрации водородных ионов, а также по остаточным содержаниям мышьяка в очищенном растворе.

Опытным путем установлен оптимальный расход серной кислоты, составляющий  $12 \text{ кг/м}^3$  раствора. При этом получены средние результаты от восьми опытов, сведенные в табл. 4.

Выделенный фильтрат содержит 0,95 г/л мышьяка и значительное количество ионов  $\text{SO}_4^{2-}$ , которые следует осадить.

Экспериментами установлен оптимальный расход известки, составляющий  $6,4 \text{ кг/м}^3$  раствора. При этом на  $1 \text{ м}^3$  раствора выделен осадок  $\text{CaSO}_4$  массой 14,8 кг.

Таким образом, подготовленный щелочной раствор содержит 0,9 г/л мышьяка, который может быть использован как оборотный в цикле щелочного выщелачивания руды. При его использовании в указанной операции возможно сокращение расхода щелочи ( $\text{NaOH}$ ).

В заключение можно отметить следующее.

По разработанной бактериально-химической технологии в течение 96 ч 97 % мышьяка, 87 % сурьмы, значительная часть серы и железа выделяются в жидкую фазу, тем самым создаются благоприятные условия для извлечения золота цианированием.

Разработана новая гидрометаллургическая технология с использованием щелочи (едкого натра) для растворения сульфидов мышьяка и сурьмы. Под действием щелочей сульфиды мышьяка и сурьмы образуют ионы тиосолей и ионы кислородной соли. Из руды с содержанием 17 % мышьяка и 1 % сурьмы в результате щелочного выщелачивания 97,3 %



первого и 90,7 % второго металлов извлечены в раствор. При этом содержание мышьяка в кеке составило 0,4 %, а сурьмы — 0,07 %.

Цианирование кеков, полученных от бактериально-химического и щелочного выщелачивания, позволило извлечь в продуктивные растворы 93—94 % золота и 89—90 % серебра.

Испытаны кислотный и сульфидно-купоросный методы обезвреживания стоков щелочного выщелачивания. Сульфидно-купоросным методом сточная вода доведена до норм ПДК. При этом расходные коэффициенты реагентов на 1 л фильтрата составляют: гипохлорита кальция — 9,87 г, сульфата железа — 27,8 г, сульфита на-

трия — 1,56 г. Кислотным методом 82 % мышьяка выделено из раствора, однако фильтрат может быть использован как оборотный раствор в цикле щелочного или бактериально-химического выщелачивания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скобеев И.К., Жучков И.А., Лобейщиков В.В. Поведение арсенопирита, пирита и углистого вещества в процессе обжига золотосодержащих концентратов // Цветная металлургия. 1966. № 4. С. 26—20.
2. Хрящев С.В., Лобанова Т.А. Укрупненные испытания автоклавного выщелачивания и цианирования на концентратах Зодского месторождения // Тр. института Сибцветметнии-проект. Красноярск, 1971. Вып. 4. С. 216—225.

R.A.Kyazimov

#### Advancement of technologies for refractory gold-containing massive sulfide ore treatment

*Techniques of fine disseminated gold extraction from refractory massive sulfide ores using the biochemical and chemical decomposition of As- and Sb-containing minerals were developed and pilot tested. The biochemical technology makes it possible to extract 97 % As, 87 % Sb and significant proportions of S and Fe into the solid phase. The alkali-based hydrometallurgical technology extracts 97.3 % As and 90.7 % Sb into the solution. Cyanidation of the resultant cakes makes 93—94 % Au and 89—90 % Ag pass into the solution. Special expedients of waste water detoxication and recycling were developed.*



УДК 550.837.75:551.34

© Коллектив авторов, 1998

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО РАЗЛОМА МИРНИНСКОГО ПОЛЯ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ АЛМАЗОВ

**Н.Н.Зинчук, А.Т.Бондаренко, А.Б.Пыстин (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России — Саха»), М.Н.Виноградова (ЦНИГРИ МПР России)**

*Исследованы физические свойства и петрофизические характеристики мерзлых терригенно-карбонатных пород зоны регионального глубинного разлома на поисковом участке Новый Мирнинского поля. Построены карты распределения петрофизических характеристик в разломном и околоразломном пространствах. Предполагается, что на данной площади могут находиться не обнаруженные до настоящего времени кимберлиты.*

Изучение петрофизических характеристик криогенных сред в окрестностях кимберлитовых трубок и в зонах глубинных разломов представляет интерес для прогнозно-поисковых работ по обнаружению месторождений алмазов в Якутии. Некоторые аспекты распределения физических свойств в околотрубочном, разломном и межразломном пространствах геосреды рассмотрены в работах [1, 3, 8, 10], результаты которых используются при поисках кимберлитовых трубок геофизическими методами [5, 6, 9, 12, 13].

Мирнинское кимберлитовое поле расположено в бассейнах рек Большой и Малой Ботубии — правых притоков р. Вилюя. Оно приурочено к радиально-концентрической структуре в центральной части Сибирской платформы [11] и совмещается с купольным Ботубинским поднятием, над которым выявлена магнитная аномалия сложного строения. Кимберлитовые трубки расположены в зонах сопряжения глубинных разломов субмеридионального и северо-западного направлений. Региональные разломы Западный, Параллельный и Центральный на глубинах выполнены не выходящими на дневную поверхность дайками диабазов. В Кюеляхском разломе, расположенном в западной части поля, подобные дайки не встречены. На границе купольного поднятия, в зоне Восточного разлома, насыщенной магматическими образованиями долеритового

состава, дайки диабазов прорывают нижнепалеозойские породы и выходят на дневную поверхность в бассейне р. Хатат. В этой зоне до настоящего времени кимберлитовые породы не обнаружены.

Изучение физических свойств нижнепалеозойских кимберлитовмещающих терригенно-карбонатных пород и их латерального распределения в пространстве разломов дает важную информацию для постановки и оптимизации прогнозно-поисковых работ [1, 6, 8, 10, 12]. Поэтому нами были проведены детальные измерения эффективного удельного электрического сопротивления  $\rho_{эф}$ , относительной диэлектрической проницаемости  $\varepsilon/\varepsilon_0$ , коэффициента поглощения энергии радиоволн  $k''$  в диапазоне электромагнитных частот от 0,2 до 36 МГц, скорости распространения продольных упругих волн  $v_p$ , а также плотности  $\sigma$ , эффективной пористости  $p_{эф}$  и водонасыщенности (льдистости)  $W$  на мерзлых (при температуре  $-3^\circ\text{C}$ ) кимберлитовмещающих терригенно-карбонатных породах илгинской свиты верхнего кембрия  $E_{3il}$ . Прослежено также площадное изменение физических свойств этих пород на глубинах их залегания в разломном и прилегающем к нему пространстве. Изучено 350 образцов, отобранных из 140 скважин, 1,5-километровые профили которых пересекают зону разлома. Для определения анизотропии электрического сопротивления



пород разломного пространства измерения проводились вдоль и перпендикулярно элементам напластования пород.

Изучались вмещающие породы зоны глубинного Восточного разлома на поисковом участке Новый, расположенном в 13 км на юго-восток от кимберлитовой трубки Мир. По данным Ботубинской ГРЭ, породы участка представлены весьма прочными тонкозернистыми массивными часто с вертикально-слоистой текстурой доломитами, доломитовыми известняками, песчаными доломитами, известняками, глинистыми известняками, доломитовыми мергелями. В зоне разлома карбонатные породы метасоматически преобразованы — доломитизированы, кальцитизированы, наблюдаются также скопления пирита и магнетита по трещинам. Породы перекрыты юрским осадочным чехлом песчаных, песчано-глинистых отложений с прослоями галечников и углей. Их мощность изменяется от 20 м на флангах разлома до 60 м в его осевой части. На участке Новый выделены области, в которых физические свойства пород илгинской свиты характеризуются значениями  $\rho_{эф}$ ,  $\varepsilon/\varepsilon_0$ ,  $k'$  в широком диапазоне частот (рис. 1).

Проиллюстрирована отчетливая дифференциация кимберлитов, вмещающих и перекрывающих их пород по электрическим параметрам  $\rho_{эф}$ ,  $\varepsilon/\varepsilon_0$ ,  $k'$  в диапазоне частот 0,2—40 МГц. Приведенные частотные зависимости значений петрофизических параметров используются при построении радиоволновых геоэлектрических и интерпретационных моделей месторождений алмазов Якутии для планирования поисково-прогнозных работ [6]. Массивы терригенно-карбонатных пород являются анизотропными геологическими средами. Во время бурения скважин по естественно-мерзлomu керну определялся коэффициент анизотропии удельного электрического сопротивления  $\lambda_p$ . Для массивных прочных, интенсивно доломитизированных пород со следами пластических деформаций, выраженных смятой полосчатой текстурой, нарушающей нормальную слоистость,  $\lambda_p$  со-

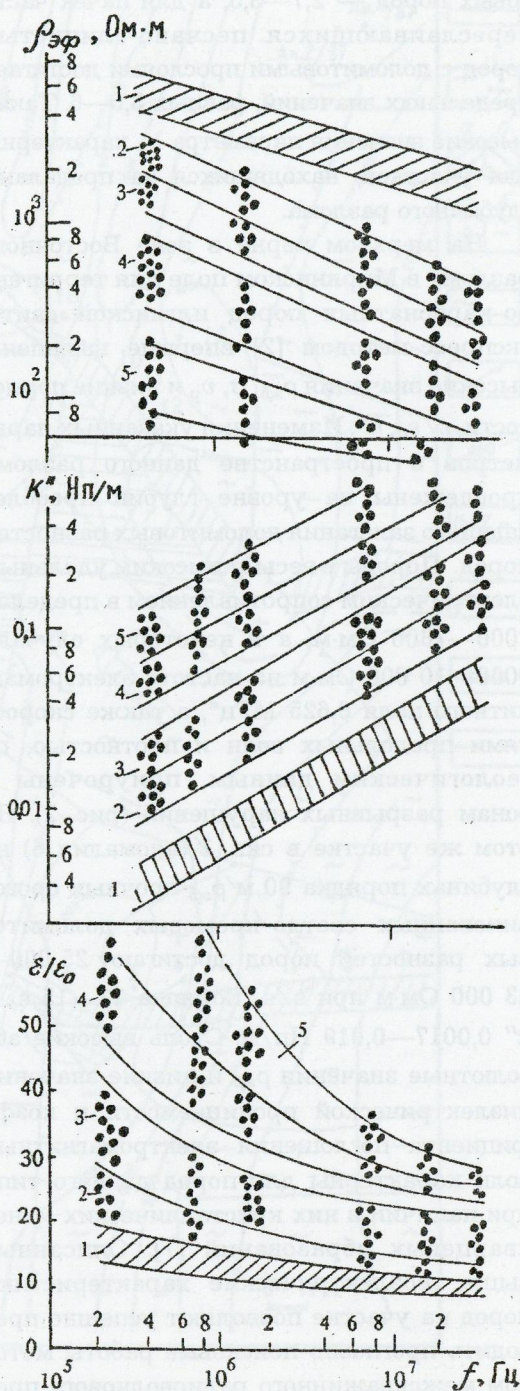


Рис. 1. Значения электрических параметров терригенно-карбонатных пород участка Новый в диапазоне частот 0,2—36 МГц.

1 — доломиты кремновые с вертикально-волнистой полосчатостью; 2 — известняки доломитовые; 3 — доломиты слабо глинистые, песчанистые известняки; 4 — мергели доломитовые, песчанистые; 5 — кимберлиты Миринского поля.



ставляет 1,4—2,1, для глинистых доломитовых пород — 2,7—3,5, а для пачек часто переслаивающихся песчано-глинистых пород с доломитовыми прослоями достигает предельных значений, равных 3,5—6. Такие высокие значения параметра  $\lambda_p$  характерны для участков, находящихся за пределами глубинного разлома.

На мерзлом керне в зоне Восточного разлома в Мирнинском поле для терригенно-карбонатных пород илгинской свиты экспресс-методом [2] впервые выявлены высокие значения  $\rho_{эф}$ ,  $\sigma$ ,  $v_p$  и низкие пористости,  $\varepsilon/\varepsilon_0$ ,  $k''$ . Изменения указанных параметров в пространстве данного разлома прослежены на уровне глубин преобладающего залегания доломитовых разностей пород. Породы с весьма высоким удельным электрическим сопротивлением в пределах 2000—7800 Ом·м, а в некоторых случаях 9000—10 000 Ом·м на частоте электромагнитного поля 0,625 МГц\*, а также скоростями продольных волн и плотностью, по геологическим данным, приурочены к зонам разрывных нарушений (рис. 2). На этом же участке в скв. 1 (аномалия 6) на глубинах порядка 90 м  $\rho_{эф}$  прочных ороговевших светло-кремовых доломитовых разностей пород достигают 25 000—43 000 Ом·м при  $\varepsilon/\varepsilon_0$  порядка 13—15  $\varepsilon_0$  и  $k''$  0,0017—0,019 Нп/м. Столь высокие абсолютные значения  $\rho_{эф}$  и низкие значения диэлектрической проницаемости и коэффициента поглощения электромагнитных волн характерны для пород данного типа при наличии в них кристаллических монокварцевых образований [7]. Описанные выше геоэлектрические характеристики пород на участке позволяют успешно проводить прогнозно-поисковые работы методом межскважинного радиоволнового просвечивания с большой разрешающей способностью [6]. Для пород с высокими значениями  $\rho_{эф}$  характерны также высокие

плотность, скорость продольных волн и низкая пористость (рис. 3, 4). Между перечисленными выше петрофизическими параметрами экспериментально установлена тесная взаимосвязь с высоким коэффициентом корреляции, равным 0,92—0,99 (рис. 5). Корреляционные зависимости отношений  $v_p=F(\rho_{эф})$ ,  $\delta=F(v_p)$ ,  $\rho_{эф}=F(v_p)$ , приведенные на рис. 5, выражаются уравнениями:  $v_p=45,843+0,194\rho^2$ ,  $\sigma=1,798+0,178v_p$ ,  $\rho_{эф}=31,867-5,227v_p$  соответственно. Разработка программного обеспечения для обработки данных и расчеты выполнены М.Н.Виноградовой.

Выявленные взаимосвязи свидетельствуют о достаточно высокой достоверности определения физических параметров криогенной среды глубинного Восточного разлома на изучаемом участке. По этим зависимостям можно определить значения неизвестных петрофизических параметров при интерпретации геофизических данных. Высокие значения физических параметров  $\rho_{эф}$ ,  $\sigma$ ,  $v_p$ , установленные для весьма прочных доломитовых пород из зоны разлома, свидетельствуют об интенсивных тектономагматических и метасоматических процессах. Ненарушенная вертикально-извилистая полосчатость в доломитовых породах, наблюдаемая в керне длиной 20—35 см, по-видимому, формировалась на протяжении длительного времени при повышенных температуре и давлении в режиме многократных сжатий и растяжений (вдоль и поперек напластования) [4]. Приведенные результаты измерений показывают, что высокий уровень  $\rho_{эф}$  (1800—3000 Ом·м) характерен для этих пород на всем поисковом участке (рис. 1, 2). Кроме того, мергели и песчано-глинистые доломитовые породы илгинской свиты имеют значения  $\rho_{эф}$  400—1000 Ом·м, что значительно выше, чем в аналогичных породах околотрубочного пространства известных кимберлитовых трубок (200—300 Ом·м). В целом (см. рис. 2—4) распределение пород с различными значениями  $\rho_{эф}$ ,  $\sigma$  и  $v_p$  на участке, расположенном в зоне Восточного разлома, в основном имеет прерывистый характер. Это, вероятно, обусловлено интенсивными текто-

\* Здесь и далее по тексту все электрические величины приведены для этой частоты.



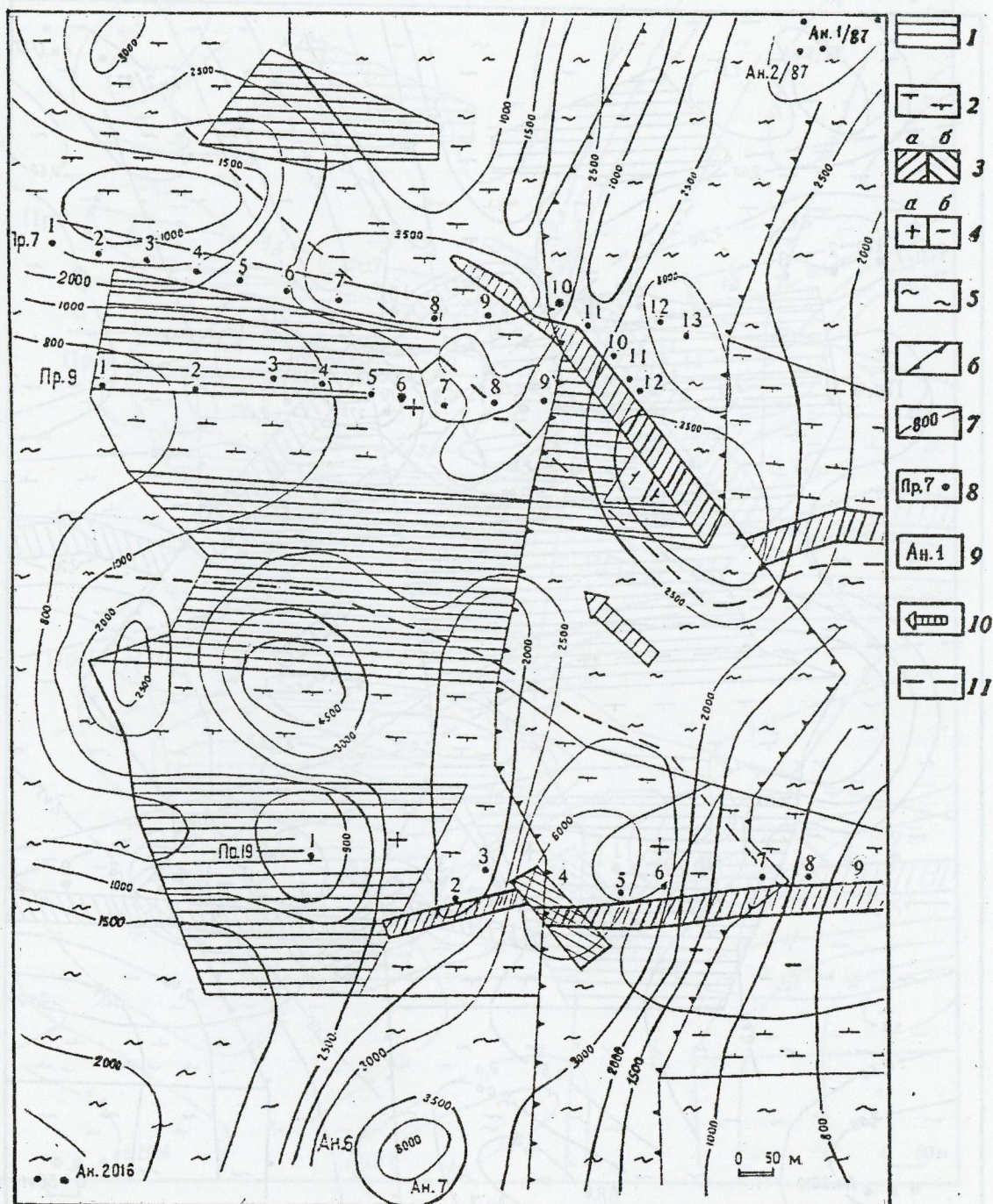


Рис. 2. Схема структур и изаномал удельного электрического сопротивления в Ом·м пород илгинской свиты на участке Новый.

Залегание пород: 1 — горизонтальное и субгоризонтальное, 2 — моноклиальное с малыми градиентами, 3 — моноклиальное с большими градиентами (а), предполагаемые разломы (б); 4 — локальные пликтивные структуры: а — положительные, б — отрицательные; 5 — характер залегания маркирующего горизонта неизвестен; 6 — зона Восточного разлома; 7 — изаномалы  $\rho_{эф}$  на частоте 0,625 МГц; 8 — профили скважин поискового бурения; 9 — аномальные участки электромагнитных параметров; 10 — направление уменьшения  $\rho_{эф}$ ; 11 — граница зон прерывистого изменения физических параметров.



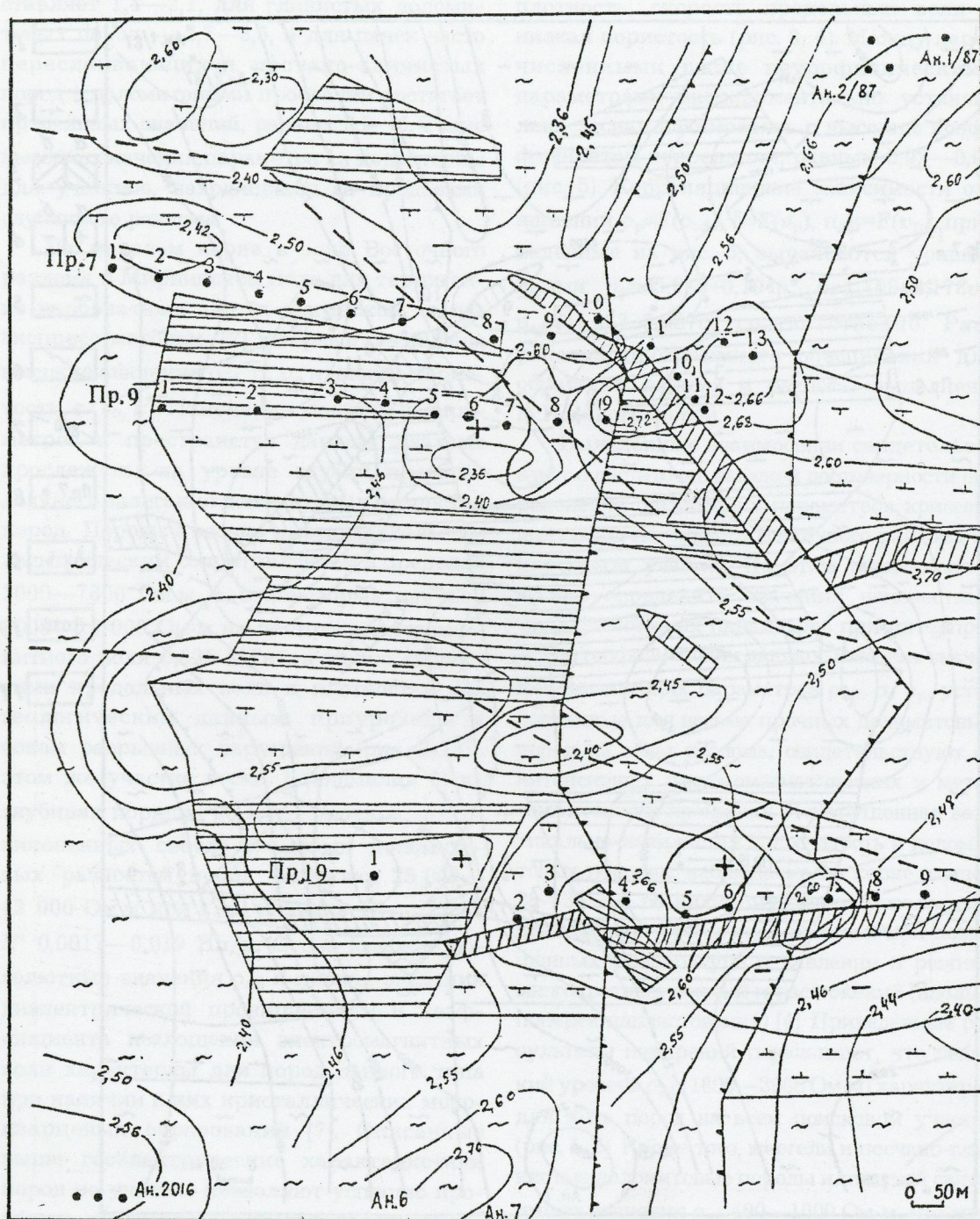


Рис. 3. Схема структур и изаномал плотности пород илгинской свиты на участке Новый.

Усл. обозн. см. рис. 2.

номагматическими процессами, сопровождавшимися деформацией и дроблением пород с последующей метасоматической переработкой, главным образом доломитизацией.

Влияние тектонических и магматических процессов на  $\rho_{\text{эф}}$  в породах свиты прослеживается также и по скважинам буровой линии 120, пересекающей зону разлома



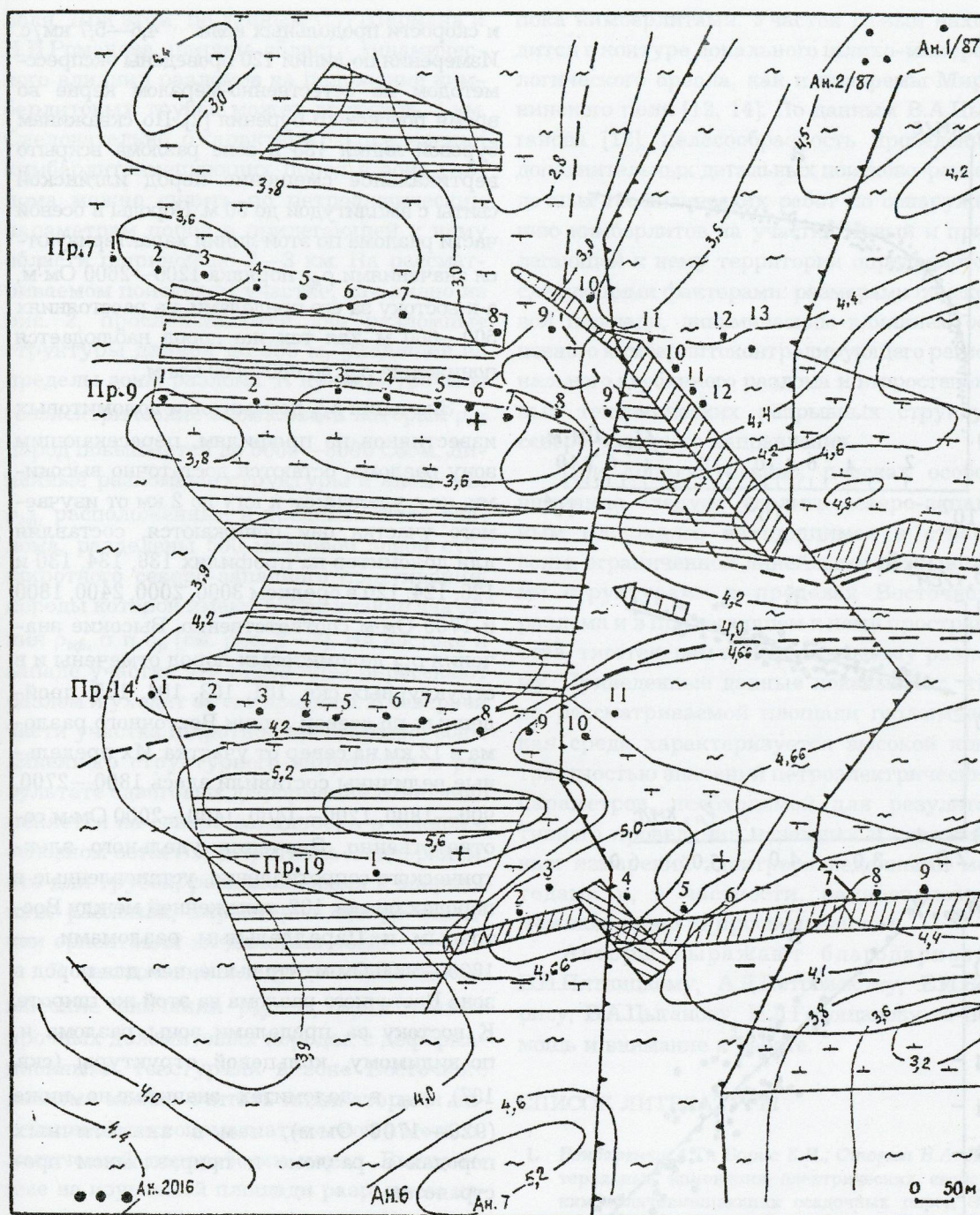


Рис. 4. Схема структур и изаномал скорости продольных волн пород илгинской свиты на участке Новый.

Усл. обозн. см. рис. 2.

южнее участка. Так, в скв. 60 на глубине 149 м встречены светло-серые весьма прочные полосчатые доломиты с вертикально-волнистой структурой, признаками темпе-

ратурной закалки и зеркал скольжения. Указанные породы характеризуются значениями  $\rho_{эф}$  6440 Ом-м,  $\varepsilon/\varepsilon_0$  9,6  $\varepsilon_0$ ,  $k''$  0,0055 Нп/м при плотности 2,66—2,70 г/см<sup>3</sup>



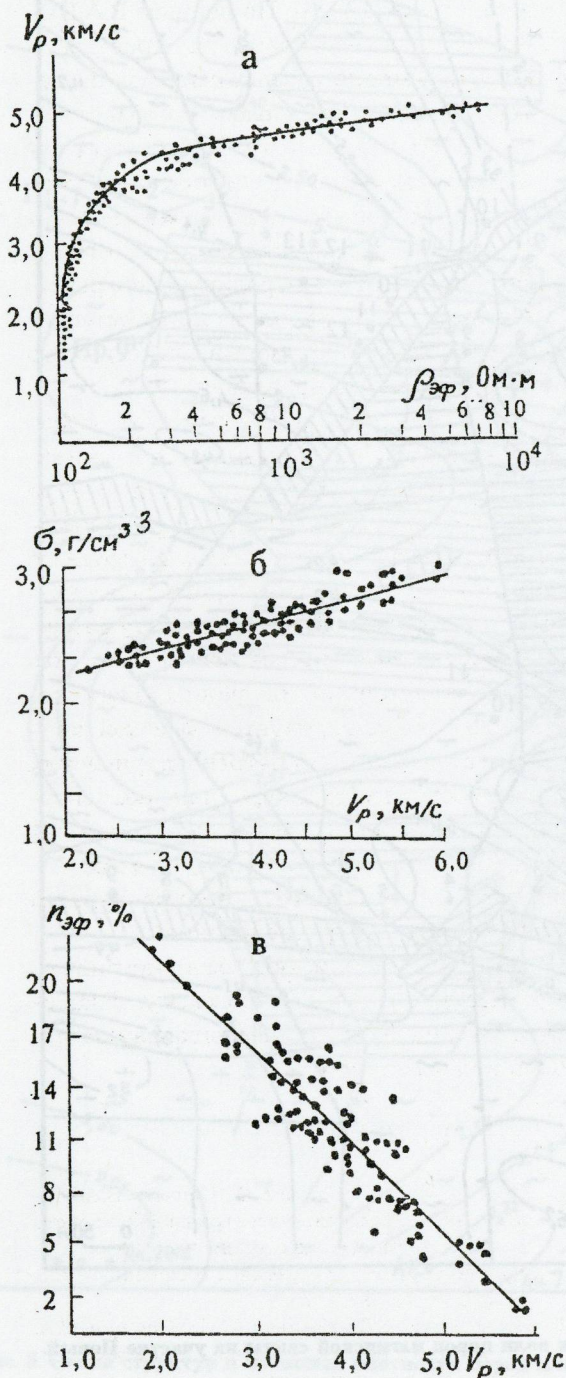


Рис. 5. Графики корреляции скорости продольных волн и удельного электрического сопротивления (а), плотности и скорости продольных волн (б), эффективной пористости и скорости продольных волн (в) доломитовых пород илгинской свиты на участке Новый.

и скорости продольных волн 4,6—5,7 км/с. Измерения по линии 120 проведены экспресс-методом на естественно-мерзлом керне во время поискового бурения [2]. По скважинам буровой линии 135 в зоне разлома вскрыто вертикальное смещение пород илгинской свиты с амплитудой до 50 м. Породы в осевой части разлома по этой линии характеризуются значениями  $\rho_{эф}$  порядка 1200—2600 Ом·м, а к востоку за его пределами, на расстояниях 500—600 м для тех же пород наблюдается понижение  $\rho_{эф}$  до 600—900 Ом·м.

Значения  $\rho_{эф}$  доломитов и доломитовых известняков по профилям, пересекающим зону разлома, остаются достаточно высокими, но с удалением к югу до 2 км от изучаемого участка они понижаются, составляя для доломитов на профилях 138, 134, 130 и 128, 124, 120 в среднем 3000, 2000, 2400, 1800 и 1700 Ом·м соответственно. Высокие значения  $\rho_{эф}$  доломитовых пород отмечены и в структурных скв. 101, 103, 104, 105, пройденных по осевой линии Восточного разлома в 12 км на север от участка. Их предельные величины составили здесь 1800—2700, 900—1800, 1200—1400, 1400—2000 Ом·м соответственно. Значения удельного электрического сопротивления, установленные в породах по скв. 102, заложенной между Восточным и Параллельным разломами, — 1800—3800 Ом·м, что выше, чем для пород в зоне Восточного разлома на этой же широте. К востоку за пределами зоны разлома и, по-видимому, кольцевой структуры (скв. 107),  $\rho_{эф}$  в доломитах значительно ниже (920—1700 Ом·м), чем в аналогичных породах в разломе и приразломном пространстве.

Анализ петрофизических карт показывает, что отдельные блоки пород с аномально высокими параметрами  $\rho_{эф}$ ,  $\sigma$ ,  $v_p$  совмещаются с зонами линейных структурных нарушений, пересекающих Восточный разлом. Этот разлом имеет субмеридиональное северо-западное простирание и находится на границе кольцевой структуры и купольного поднятия [11]. Вероятно, он контролирует локализацию Мирнинского кимберлитового



поля. При этом, по данным С.И.Шермана и Н.Н.Романова, ширина области динамического влияния разломов на положение кимберлитовых трубок может достигать 2 км. Следовательно, о характере распределения кимберлитовмещающих пород в зоне разлома можно судить по петрофизическим параметрам пород в прилегающей к нему области шириной до 2—3 км. На рассматриваемом поисковом участке, как видно из рис. 2, прослеживаются две разломные структуры длиной до 300 м, уходящие за пределы зоны разлома. К ним приурочены геоэлектрические аномалии, в которых  $\rho_{эф}$  пород повышается до 6000—8000 Ом·м. Линейные разломные структуры и аномалии  $\rho_{эф}$ , расположенные в пределах зоны разлома, разделены 500-метровой зоной субширотного северо-западного простирания, породы которой имеют более низкие значения  $\rho_{эф}$ ,  $\sigma$  и  $v_p$  (см. рис. 2—4). На востоке и западе участка эти структуры пересекают разлом и уходят за его пределы. В северной части участка широтное простирание зоны линейного структурного нарушения в результате сдвиговых деформаций отчетливо меняется на северо-западное, а в южной в основном остается широтным. Подчеркнем, что для трубок, расположенных в оперяющих разломах, характерна северо-западная ориентация их длинных осей.

В заключение следует отметить, что высокие значения  $\rho_{эф}$ ,  $\sigma$ ,  $v_p$  в весьма прочных доломитовых породах с деформационными текстурами в зоне Восточного разлома можно считать индикаторами интенсивной тектономагматической и метасоматической переработки пород. Выявленные на изучаемой площади разрывные нарушения северо-западного направления и прерывистые зоны высокого электрического сопротивления по характеру аналогичны таковым, установленным ранее в пространстве трубок Амакинская, Таежная, Восток [8, 10, 12]. Поэтому с большой достоверностью можно полагать, что совокупность физических свойств пород, распространенных на площади участка Новый, отражает их генетическую связь с не обнаруженными

пока кимберлитами. Участок Новый находится в контуре локального шлихо-минералогического ореола, как и диатремы Мирнинского поля [12, 14]. По данным В.А.Цыганова [12], целесообразность проведения дополнительных детальных поисково-разведочных геофизических работ по обнаружению кимберлитов на участке Новый и прилегающей к нему территории определяется следующими факторами: размерами поисковой площади, динамическим влиянием основного кимберлитоконтролирующего регионального глубинного разлома и второстепенных тектонических разрывных структур северо-западного направления.

При дополнительных поисках особое внимание следует уделить северо-западным площадям, находящимся в створе зоны, ограниченной линейными разрывными структурами в пределах Восточного разлома и в прилегающем к нему пространстве, тяготеющем к Параллельному разлому. Приведенные данные показывают, что на рассматриваемой площади геологическая среда характеризуется высокой контрастностью значений петроэлектрических параметров, необходимой для результативного проведения наземных и скважинных измерений электроразведочными методами и, в частности, радиоволновым межскважинным просвечиванием.

Авторы выражают благодарность В.И.Пятницкому, А.Д.Петровскому, Е.И.Борису, В.А.Цыганову, И.Л.Голощипову за помощь и внимание к работе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко А.Т., Борис Е.И., Стогова В.А. Латеральные изменения электрических свойств кимберлитовмещающих осадочных пород Западной Якутии // Геология и геофизика. 1995. № 3. Т. 36. С. 119—125.
2. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 222. С. 53—60.
3. Бондаренко А.Т., Пыстгин А.Б. Петрофизические свойства карбонатных магматических пород и их использование при поисках кимберлитовых трубок // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 69—71.
4. Деформации кембрийских пород Мало-Ботуо-



- бинского района, вмещающих кимберлиты / Авторы: П.А.Игнатов, В.А.Ивашин, В.И.Старостин и др. // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 40—46.
5. Кеворкянц С.С. Теория и способы интерпретации межскважинного радиопросвечивания при поисках кимберлитовых трубок Западной Якутии. Автореф. канд. дис. физ.-мат. наук. — М.: МГРИ, 1986.
  6. Основы применения скважинных РВМ для подземного картирования и обнаружения неоднородностей в контрастно-слоистой анизотропной среде / Авторы: А.Д.Петровский, М.С.Бехтерева, А.Т.Бондаренко и др. // Тр. XXX Международного геофизического симпозиума. Ч. 1. М., 1985. С. 65—75.
  7. Пархоменко Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. — М.: Наука, 1989.
  8. Петрофизическая характеристика околотрубного пространства кимберлитовой трубки Восток Сибирской платформы / Авторы: А.Т.Бондаренко, Ю.Д.Ковалев, Н.Н.Зинчук и др. // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 81—89.
  9. Пятницкий В.И. Обзор состояния электромагнитных технологий прикладной геофизики // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 122—129.
  10. Распределение электрических и радиоволновых параметров карбонатных пород в межразломном пространстве / Авторы: А.Т.Бондаренко, В.Ю.Абрамов, Н.Н.Зинчук и др. // Отечественная геология. 1996. № 11. С. 37—43.
  11. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Кольцевые структуры Земли и алмазность // Отечественная геология. 1996. № 11. С. 10—17.
  12. Цыганов В.А. Надежность геолого-поисковых систем. — М.: Недра, 1994.
  13. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. — М.: Недра, 1997.
  14. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995. С. 65—75.

N.N.Zinchuk, A.T.Bondarenko, A.B.Pystin, M.N.Vinogradova

Petrophysical characteristics of rocks from the Eastern fault zone of the Mirny field in the West Yakuta with respect to diamond exploration

*Physical properties and petrophysical characteristics of frozen terrigene-carbonate rocks from a regional deep-seated fault zone in the Novy exploration area of the Mirny field. The maps of distribution of the essential petrophysical characteristics in the fault and near-fault zones were developed. It is suggested that yet undiscovered kimberlites may occur in this area.*



## ДИСКУССИИ

УДК 553.078:552.32.001.33

© В.С.Полянин, 1998

### СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОФИОЛИТОВ

**В.С.Полянин (Казанский госуниверситет)**

*На основе систематизации литературных и авторских материалов по геологическому строению, истории развития и рудоносности офиолитов Евразии и Америки разработана общая схема их структурно-вещественной и минерагенической эволюции. Среди рудоносных офиолитов выделено 26 минерагенических типов. Каждый из типов характеризуется индивидуальными особенностями геологического строения, последовательностью структурно-вещественных преобразований и свойственным ему набором месторождений полезных ископаемых.*

Офиолиты представляют собой парагенетически единую ассоциацию ультраосновных и основных пород, формирующихся на ранних стадиях развития подвижных геосинклинально-складчатых поясов в обстановке господствующего линейного растяжения в пределах рифтогенно-троговых структур с океаническим типом коры [5], в структурах типа современных срединно-океанических хребтов и окраинных (задуговых и междуговых) морей [8, 15, 16]. Ультраосновные породы представлены ультрамафитами дунит-перидотитовой формации, в том числе входящими в ее состав высокотемпературными метасоматитами дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, а основные — высокоизвестковистыми низкотитанистыми и низкожелезистыми габбро, а также высокотитанистыми низко-, умереннокалиевыми толеитовыми базальтами, ассоциирующими с преимущественно глубоководными кремнистыми и терригенно-кремнистыми отложениями недифференцированной (или натриевых базальтов) формации.

В ходе дальнейшего развития подвижных поясов офиолиты попадали в области господства других геодинамических режи-

мов (островодужного, орогенного, платформенного, тектономагматической активизации) и подвергались здесь многоактным тектоно-вещественным преобразованиям, связанным с воздействием на геологические тела, сложенные офиолитами, агентов разнофациального регионального (зеленокаменного, зеленосланцевого, реже эклогит-глаукофан-сланцевого, эпидот-амфиболитового и амфиболитового) и контактового (в зонах влияния более поздних габбро-гранитоидных масс) метаморфизма. В результате тела офиолитов были интенсивно тектонизированы и метаморфизованы, а их контакты с пост- и доофиолитовыми образованиями ограничены разрывными нарушениями.

Со структурно-вещественными преобразованиями офиолитов связано формирование в них месторождений ряда полезных ископаемых: хромитов, меди, никеля, кобальта, золота, ртути, бериллия, хризотил-антофиллит- и режикит-асбестов, талька и талькового камня, магнезита, абразивного корунда, вермикулита, многих видов цветных камней (изумруд, жадеит, нефрит, демантоид, хризолит, хризопраз) и др. Минеральные месторождения, локализованные



в офиолитах, имеют различное происхождение и образуются в ходе их становления и последующего развития.

Систематизация и историко-геологический анализ многочисленных литературных источников и авторских материалов по геологическому строению, истории развития и рудоносности разновозрастных офиолитовых комплексов Евразии и Америки [1—21] позволили наметить обобщенный (полный) ряд и разработать общую схему структурно-вещественной и минерагенической эволюции офиолитов (табл. 1). Несмотря на дискуссионные вопросы, касающиеся связей минерало- и рудообразования в офиолитах с конкретными геологическими процессами, этапами и стадиями развития подвижных поясов, в целом предлагаемая схема, по нашему мнению, отражает общую последовательность и синхронность структурно-вещественных преобразований и рудогенеза в офиолитах.

Анализ показывает, что метаморфическая и минерагеническая история развития офиолитов, принадлежащих к различным регионам, поясам и полям, характеризуется общей направленностью, заключающейся в закономерной последовательной смене во времени определенных типов структурно-вещественных их преобразований и формировании связанных с ними минеральных (в том числе рудоносных) парагенезисов. При этом устанавливается, что эволюционные ряды (метаморфический и минерагенический), свойственные конкретным офиолитовым поясам и полям, повсеместно неполны и редуцированы. Масштабы и особенности проявления метаморфизма (и минерогения) входящих в их состав офиолитов индивидуальны: отдельные члены полного ряда могут иметь в их пределах широкое или локальное развитие, могут не проявиться совсем или быть уничтоженными (или трансформированными) более поздними процессами.

С этим могут быть связаны образование промышленных объектов новых полезных ископаемых (например, месторождений ломкого хризотил-асбеста за счет высокотемпературного метаморфизма залежей нормаль-

ного хризотил-асбеста в экзоконтактах массивов и даек гранитоидов) или пространственное совмещение различных по времени и условиям образования месторождений. Вследствие этого разновозрастные и полигенные месторождения нередко образуют в офиолитах пространственно сближенные парагенные (в основном по сонахождению, редко по генезису) семейства, или наборы. Например, месторождения нормального хризотил-асбеста в ультрамафитах некоторых офиолитовых полей могут ассоциировать с месторождениями нефрита (Куртушибинское офиолитовое поле), нефрита, ломкого хризотил-асбеста и талька (Баженовское поле). Примечателен тот факт, что редко отмечаются офиолиты, в составе которых рудоносны все составляющие их типы пород. Месторождения локализуются обычно в одном (чаще всего в ультрамафитах), реже — в двух (в ультрамафитах и вулканитах) типах пород.

Офиолитовые комплексы, вмещающие тот или иной набор (семейство) месторождений, характеризуются оригинальными (и только им свойственными) особенностями геологического строения, состава и индивидуальным эволюционным рядом структурно-вещественных преобразований. Это дает возможность классифицировать рудоносные офиолиты по минерагенической специализации (наличию в них того или иного набора минеральных месторождений) и геолого-минералогическим признакам и выделить среди них минерагенические (рудно-формационные) типы. Ранее подобный подход был продемонстрирован А.И. Гинзбургом и Г.Г. Родионовым [4] при типизации гранитных пегматитов, среди которых по геологическим условиям образования (глубинности), составу и минерагеническим признакам были выделены хрусталеносный, редкометальный, слюдоносный и редкоземельный формационные типы. Имеющиеся в распоряжении автора материалы по районам развития рудоносных офиолитов России и зарубежных стран позволили выделить среди них 26 минерагенических типов. Краткая их характеристика приведена в табл. 2.



## 1. Структурно-вещественная эволюция и минерогенез офиолитов

Стадии развития офиолитов	Минеральные ассоциации, геологические условия их формирования (1) и полезные ископаемые (рудно-формационные типы) в офиолитах (2)			
	Ультрамафиты		Габброиды	
	1	2	1	2
Рифтогенно-геосинклинальная и раннегеосинклинальная	Оливин, диопсид, энстатит; оливин, энстатит; оливин полосчатых дунит-гарцбургитового, гарцбургитового и перидотитового комплексов зон мантийного деформирования	Хромиты с платиноидами: высокоглинозистые (алапаевский, кракинский), высокохромистые (кемшир-сайский)		Альбит, монтмориллонит; пренит, пумпеллиит, альбит, кварц
	Диопсид, оливин; оливин дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации экзоконтактов массивов габброидов	Хромиты высоко-, низхромистые повышенной железистости с платиноидами (ключевской, верхнейвинский)		
	Лизардит I мелкопетельчатый, брусит; хризотилоид		Везувиан; клинохлор, гидротроссулар; пироксен, гранат; графит; альбит, диопсид; кварц, цоизит, нефрит, тремолит	Актинолит, эпидит, хлорит; кварц, хлорит, пумпеллиит, кварц, марганец, яшмы (гидротермально-осадочный)
	Антигорит I микрозернистый, тремолит экзоконтактов даек и массивов габбро	Нефрит (апоультрамафитовый)		
	Лизардит II крупнопетельчатый, секториально-петельчатый, хризотил I попереочно-, попереочно-волоконный, хризотил-асбест жильный, антигорит II попереочно-игольчатый и гребенчатый, брусит, магнетит зон трещиноватости хрупкого разрушения	Хризотил-асбест (баженковский)		рицит в вулканиках; эпидит, актинолит, сепидит, гематит, хлорит, халцедон, кварц в осадочных породах



Стадии развития офиолитов	Минеральные ассоциации, геологические условия их формирования (1) и полезные ископаемые (рудно-формационные типы) в офиолитах (2)					
	Ультрамафиты		Габброиды		Базальтоиды и осадочные породы	
	1	2	1	2	1	2
Острово- дужная позднегео- синкли- нальная	Хризотил II продольно-волокнистый эндоконтактов внедряющихся блоков ультрамафитов	Хризотил-асбест (баженовский динамометаморфизованный)				
	Оливин, энстатит; оливин, энстатит, антофиллит апосерпентинитовые и жадеит апопироксенитовый прогрессивные глубинных частей зон субдукции эклогитовой фации	Жадеит поделочный (жадеитовый)	Омфакит, гранат в эклогитах зон субдукции			
	Оливин, антитеррит III лейстовидный беспорядочно-игльчатый; антитеррит III апосерпентинитовые верхних частей зон субдукции глаукофан-сланцевой фации				Плагиоклаз, эпидот, актинолит, глаукофан; эпидот, глаукофан в вулканитах; глаукофан; кварц, глаукофан; кварц, фенгит в осадочных породах	
	Оливин, антитеррит III, магнетит; антитеррит III, магнетит апоультрамафитовые; альбит, диопсид, жадеит; жадеит, альбит, плагиоклаз, эпидот, альбит апоэклогитовые регрессивные зон глубинной обдукции в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций	Жадеит ювелирный и ювелирно-поделочный (жадеитовый)	Гранат, амфибол; альбит, диопсид, жадеит; плагиоклаз, эпидот, глаукофан апо-эклогитовых зон обдукции	Жадеит ювелирный и ювелирно-поделочный		



Стадии развития офиолитов	Минеральные ассоциации, геологические условия их формирования (1) и полезные ископаемые (рудно-формационные типы) в офиолитах (2)					
	Ультрамафиты		Габброиды		Базальтоиды и осадочные породы	
	1	2	1	2	1	2
Острово-дужная позднегеосинклинальная	Хризотил II, магнетит зон пластического течения и рассланцевания в эндоконтактах протрузий и надвиговых пластин ультрамафитов в складчато-разломных структурах	Хризотил-асбест (баженовский динамометаморфизованный)			Актинолит, эпидот, альбит, эпидот, хлорит, альбит, альбит, хлорит, мусковит, альбит, хлорит, кварц, альбит, хлорит, серицит	
	Оливин, антигорит III, магнетит, антигорит III, магнетит, тальк, карбонат зон высокотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации и экзоконтактов интрузий гранитоидов	Хризотил-асбест ломкий (баженовский термально-метаморфизованный), тальк (талька, талькового камня), хризолит (апоультрамафитовый)				
	Антигорит III, магнетит, тальк, карбонат зон разломов в эндо- и экзоконтактах тел ультрамафитов, рассеянных дайками габбро, диабазов и диоритов	Медь, никель, кобальт (сульфидный апоультрамафитовый и алобазитовый)			Хлорит, эпидот, актинолит, карбонат, кварц зон рассланцевания	Мель, никель, кобальт (сульфидный апоультрамафитовый и алобазитовый)



Стадии развития офиолитов	Минеральные ассоциации, геологические условия их формирования (1) и полезные ископаемые (рудно-формационные типы) в офиолитах (2)				
	Ультрамафиты		Габброиды		Базальтоиды и осадочные породы
	1	2	1	2	
Предоро- генной ста- бильности и тектоно- магмати- ческой ак- тивиза- ции	Лизардит II, хризотил I, антиго- рит II, брусит, магнетит зон трещиноватости хрупкого разрушения	Хризотил-асбест (баженовский)			2
	Тальк, карбонат, амфибол ще- лочной экзоконтактов даек спессартитов	Резикит-асбест (ана- тольско-шиловский)			
	Лиственниковая экзо- и эндоконтактов даек и штоков габбро и диоритов	Золото (лиственни- вый, сульфидно-квар- цевый)			
	Лиственниковая, лиственит- березитовая вдоль и внутри даек гранитоидов аламанит- лейкогранитовой формации	Золото (лиственит-бе- резитовый, золото- сульфидно-кварцевый), листвениты поделоч- ные			См. графу «Ультрама- фиты»
	Хризотил II, магнетит эндоконтактов протрузий ультрамафитов	Хризотил-асбест (баженовский динамо- метаморфизованный)			Актинолит, эпидот, альбит; эпидот, хлорит, альбит; альбит, хлорит, мусковит
Ороген- ная	Оливин, антитерит III, магне- тит; антитерит III, магнетит экзоконтактов интрузий гранитоидов зон высокотемпературного метаморфизма зеленослан- цевой и эпидот-амфиболитовой фацций	Хризотил-асбест (баженовский термально-метамор- физованный), хризотил (апоультра- мафитовый)			



Стадии развития офиолитов	Минеральные ассоциации, геологические условия их формирования (1) и полезные ископаемые (рудно-формационные типы) в офиолитах (2)		Ультрамафиты		Габброиды		Базальтоиды и осадочные породы	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Орогенная	Кварц, фуксит, доломит в листах зон разломов и экзоконтактов гранитных интрузий	Золото (лиственитовый золото-сульфидно-кварцевый)					Магнетит, плагиоклаз, биотит, кварц, пироксен, биотит, полевой шпат	
	Тальк, карбонат в экзоконтактах гранитоидов, зонах надвижения ультрамафитов на карбонатсодержащие комплексы; тальк зоны протрудирования ультрамафитов в вулканогенные комплексы	Тальк, магнезит (талька, талькового камня, тальк-магнезитового камня), золото (тальк-карбонатный)						
	Антофиллит-асбест, тальк, карбонат, биотит мигматитогнейсовых апоофиолитовых комплексов в обрамлении гранитоидных куполов и реоморфизованных гранитов	Антофиллит-асбест (сысертско-бутынский), корунд абразивный (борзовский) и благородный, тальк (талька и талькового камня)	Гранат, амфибол				Амфибол, гранат, плагиоклаз, амфибол, биотит, гранат, ставролит, сидлиманит, кианит, кварц, кианит	Гранат абразивный, высокоглиноземистое сырье
Платформенно-активизационная эпигеосинклинальная или эпигеосинклинальная орогенная	Тальк, актинолит; оливин, тальк, плагиоклаз, маргарит, флогопит апоультрамафитовых массивов в экзоконтактах массивов калиевых редкометаллических гранитов стадий тектонической активизации (ТМА) и позднеорогенной	Бериллий, тантал, ниобий, изумруд, александрит (малышевский)	Амфибол, биотит, калишпат				Амфибол, биотит, калишпат	



Стадии развития офиолитов	Минеральные ассоциации, геологические условия их формирования (1) и полезные ископаемые (рудно-формационные типы) в офиолитах (2)						
	Ультрамафиты		Габброиды			Базальтоиды и осадочные породы	
	1	2	1	2	1	2	
Платформенно-активизационная эпигеосинклинальная или эпигорогенная	Кварц, пирит; кварц, анкерит, сульфосоли, золото; кварц, турмалин аполиственитовые стадии ТМА	Золото (золото-лиственитовый)			Карбонат, кварц, серицит, хлорит	Золото (золото-лиственитовый)	
	Доломит, серпентин, халцедон; доломит, анкерит аполиственитовые жильные стадии ТМА	Никель, кобальт (никель-кобальтовый арсенидный жильный), ртуть (лиственитовый)			См. графу «Ультрамафиты»	См. графу «Ультрамафиты»	
	Кварц, карбонат; кварц, гидрослюда аполиственитовые в эндо- и экзоконтактах тел ультрамафитов						
	Гётит-гидрогётит, шамозит, нонтронит, халцедон, опал, кварц, керолит, карбонаты, монтмориллонит и др. химических кор выветривания силикатного профиля по серпентинизированным ультрамафитам стадий платформенной стабилизации (ПС)	Железо, никель, кобальт, магнетит, хризопраз, бентониты (железо-никель-кобальтовый силикатный, пелитоморфного магнетита, элювиальных пеллоноземельных бентонитов)					
	Вермикулит химических кор выветривания по антофилит-асбестоносным ультрамафитам стадий ПС	Вермикулит (кандыкаринский)					
	Грубо-, мелкообломочные продукты разрушения ультрамафитов кор выветривания физического типа и продукты их переотложения периодов воздымания стадий ТМА	Россыпи золота, платины, жадеита, нефрита, демантоида, благородного корунда и др.					



## 2. Минералогические типы офиолитов

Тип (подтип)	Рудно-формационные типы месторождений (масштабы месторождений)	Эталонные офиолитовые рудные поля
Хромитовый (А — высокохромистый, В — высоко-низкохромистый, В — высокохромистый)	А — кемпирсайский (от весьма крупных до мелких); Б — верхнекемпирийский, ключевской (мелкие), проявления ювелирного демантоида; В — кракинский (мелкие)	А — Кемпирсайское в южной части Уфалейско-Кемпирсайского офиолитового пояса (ОП), Гулеман (Турция); В — Ключевское в Первомайско-Салдинском и Нейвинское в Уфалейско-Кемпирсайском ОП (Урал), Аюдаже (Филиппины); В — Крака (Урал)
Нефрит-жадеит-хромитовый	Кемпирсайский (средние и мелкие), подолочного нефрита, ювелирного и ювелирно-подолочного жадеита, проявления коллекционного корунда и демантоида	Райзское и Войкар-Сыннинское в Полярно-Уральском ОП
Медно-хромитовый	Западно-кемпирсайский (мелкие), кипрский (мелкие)	Семаил (Оман, Объединенные Арабские Эмираты)
Никель-кобальт-медный	Сульфидный апоультрамафитовый и апобазитовый	Пышминское в Первомайско-Салдинском ОП, Ишкенинское в Уфалейско-Кемпирсайском ОП (Урал)
Медноколчеданный	Кипрский медноколчеданный (мелкие и средние)	Жарлы-Аша, Весенне-Арлачское (Урал), Эргани-Маден (Турция), ТАГ (Центральная Антарктика)
Медноколчеданно-марганцевый	Гидротермально-осадочный стратиформный марганцевый (мелкие), кипрский (мелкие)	Северо-Апеннинские (Италия)
Хризопраз-бентонит-магнезит-железо-кобальт-никелевый	Железо-никель-кобальтовый силикатный (от крупных до мелких) пелитоморфного магнезита, хризопраза и элювиальных щелочноземельных бентонитов	Бурукташское в Джетыгаринско-Аккаргинском ОП (Урал), Сарыкуболды в Тектурмасском ОП (Казахстан), Новая Каледония, Греция, Турция, Филиппины
Изумрудно-редкометалльный	Малышевский (от крупных до мелких), проявления оптического флюорита, александрита	Изумрудные копи (Урал)
Ртутный	Лиственитовый	Чатанузунское в Курайском ОП (Горный Алтай), Тамватнейское (Корякское нагорье), пояса Береговых хребтов (Калифорния, США)
Золото-лиственитовый	Лиственит-березитовый золотого-сульфидно-кварцевый (от крупных до мелких), талькового камня и подолочных камней — лиственитов	Березовское в Первомайско-Салдинском ОП (Урал)
Золото-кварцевый	Тальк-карбонатный и золотого-кварцевый (мелкие)	Нуралинское в Уфалейско-Кемпирсайском ОП (Урал)
Золото-хлорапитовый	Золото-хлорапитовый (мелкие)	Золотогорское в Карабашско-Казахском ОП (Урал)



Тип (подтип)	Рудно-формационные типы месторождений (масштабы месторождений)	Эталонные офиолитовые рудные поля
Хризотил-асбестовый	Баженовский (мелкие с низко-, среднесортным асбестом)	Актотракское в Западно-Тувинском ОП (Западный Саян)
Тальк-хризотил-асбестовый	Баженовский (крупные с низко-, среднесортными, локально-высокосортными рудами), баженовский термальнометаморфизованный, талькового камня (от крупных до мелких) и благородного змеевика	Баженовское в Асбестовско-Алапаевском ОП, Кизембаевское в Полтавско-Кизембаевском ОП (Урал), Джеффри в Апалачском ОП (Канада)
Хризолит-тальк-нефрит-хризотил-асбестовый	Ювелирного и поделочного нефрита: баженовский (средние и мелкие со средне-, высокосортными рудами) и баженовский термальнометаморфизованный, талькового камня, проявления ювелирного хризолита	Оспино-Китойское и Харанурское в Восточно-Саянском ОП
Нефрит-хризотил-асбестовый	Баженовский (от крупных до мелких с высокосортными рудами), поделочного нефрита (мелкие)	Иджимское в Кургушибинском ОП (Западный Саян)
Жадеит-хризотил-асбестовый	Баженовский термальнометаморфизованный (мелкие и средние), жадеитовый с ювелирным и ювелирно-поделочным жадеитом	Борусское в северной ветви одноименного ОП (Западный Саян)
Хромит-медно-хризотил-асбестовый	Баженовский (мелкие с низкосортными рудами), кипрский (средние и мелкие), кемпирсайский (мелкие)	Тродос (Кипр)
Золото-тальк-хризотил-асбестовый	Баженовский (крупные со среднесортными рудами), талькового камня (от крупных до мелких), золотого-кварцевый (мелкие)	Джетыгаринское в Джетыгаринско-Аккаргинском ОП (Урал)
Хромит-режикит-хризотил-асбестовый	Баженовский (мелкие—средние с низко-, среднесортными рудами), анатолийско-пиловский (мелкие), алапаевский (мелкие), проявления золота, меди и талька	Алапаевское в Асбестовско-Алапаевском ОП, Восточно-Тагильское в Серовско-Невьянском ОП (Урал)
Вермикулит-тальк-корунд-антофиллит-асбестовый	Сысертско-бугетгсайский тип (крупные—мелкие), борзовский (крупные, абразивный корунд), кандыкаринский (средние и мелкие), талькового камня (мелкие), проявления изумруда	Сысертское и Борзовское в Сысертско-Ильменогорском, Кандыкаринское и Бугетгсайское в Талдыкском метатиклиниях (Урал)
Тальк-карбонатный	Талькового камня (крупные и средние), благородного змеевика	Сыростанское в Уфалейско-Кемпирсайском ОП, Эдыгейское в Западно-Тувинском ОП (Западный Саян)
Тальковый	Талька и талькового камня	Новоколодкинское в Карабашско-Гацбахском ОП (Урал)



Тип (подтип)	Рудно-формационные типы месторождений (масштабы месторождений)	Эталонные офиолитовые рудные поля
Нефритовый (А — ювелирного и подолочного нефрита; Б — подолочного нефрита)	А — ювелирного и подолочного нефрита (крупные — мелкие); Б — подолочного нефрита (мелкие)	А — Хамархудинское и Хангарульское в Джилинском ОП (Бурятия); Б — Стан-Таскыльское в Северо-Саянском ОП (Западный Саян)
Жадеитовый (А — ювелирного и ювелирно-подолочного жадеита; Б — подолочного жадеита)	А — жадеитовый (крупные — мелкие ювелирного и ювелирно-подолочного жадеита); Б — жадеитовый (подолочного жадеита)	А — Сыумкеуское в Полярно-Уральском ОП (Урал), Итмурундинское в Прибалхашском ОП (Центральный Казахстан); Б — Тхацкое в ОП Передового хребта (Кавказ), Усть-Бельское в Западно-Чукотском ОП
Демантоидоносный	Ювелирного демантоида	Корколинское в Уфалейско-Гемпирсайском ОП (Урал), Маметчинское в Куюльско-Маметчинском ОП (Корякское нагорье)



Совершенно очевидно, что названными минерагеническими типами, связанными с пространственным совмещением в офиолитовых комплексах разновременных рудогенных процессов, формирующих их современный рудно-формационный облик, не исчерпываются все возможные геологические обстановки нахождения промышленных месторождений в офиолитах: в природе могут быть реализованы и другие неизвестные автору эволюционные ряды преобразований офиолитов, в том числе рудогенных, и выделены новые минерагенические их типы.

Необходимо отметить, что значительная часть офиолитовых комплексов из числа детально изученных не содержит минеральных месторождений или содержит полезные компоненты в непромышленных количествах и (или) концентрациях. Эти офиолитовые комплексы в противоположность рудоносным, объединяемым автором в рудоносный надтип офиолитов, включающий 26 минерагенических типов, предлагается выделять в надтип нерудоносных (непродуктивных) офиолитов. Последний, как и рудоносный, может быть подразделен на большое количество типов, каждый из которых характеризуется проявлением определенного ряда структурно-вещественных преобразований, не приведших, однако, по тем или иным причинам к формированию промышленных скоплений полезных ископаемых. Нерудоносные офиолиты могут возникнуть и за счет метаморфизма рудоносных и уничтожения содержащихся в них месторождений.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. История развития офиолитов различных регионов характеризуется общей направленностью и закономерным последовательным проявлением в составляющих офиолиты комплексах пород определенных типов структурно-вещественных преобразований и связанных с ними минеральных парагенезисов, которые нередко рудоносны. При сохранении общей направленности эволюция каждого конкретного офиолитового комплекса обладает и индивидуальными

чертами, обусловленными особенностями и интенсивностью проявления на данной территории тектонических, магматических и метаморфических процессов.

2. Среди детально изученных офиолитовых комплексов выделены две группы: надтип рудоносных (вещающих минеральные месторождения) и надтип нерудоносных (не содержащих промышленных скоплений полезных ископаемых) офиолитов. Первый по рудно-формационным признакам подразделен на 26 минерагенических типов. Эталонный офиолитовый комплекс, принадлежащий к тому или иному минерагеническому типу, вмещает оригинальный набор минеральных месторождений, сформированных в связи с конкретными тектоническими и вещественными преобразованиями офиолитов.

3. Разработанная классификация может быть эффективно использована при проведении геолого-съемочных, поисковых работ и сопровождающих их прогнозно-минерагенических исследований для определения потенциальной рудоносности офиолитов, минерагеническая специализация которых не ясна или нуждается в уточнении. Тождественность или близость геологических, петрографических, петрохимических характеристик изучаемого офиолитового комплекса аналогичным показателям того или иного минерагенического типа (или типов) офиолитов определяют потенциальную минерагеническую (рудно-формационную) его специализацию и перспективность на определенные виды и (или) комплексы полезных ископаемых.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования* / Под ред. К.К.Золоева. — Екатеринбург: Уралгеолком, 1995.
2. *Ведерников Н.Н., Шегай Г.И.* Место ультрамафитов и офиолитов в структурной эволюции земной коры и их минерагеническое значение / Геология и вещественный состав месторождений полезных ископаемых Казахстана — Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 36—45.
3. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых СССР* / Под ред. Г.А.Габриэльянца, А.И.Кривцова, В.М.Терентьева. — Л.: Недра, 1989.



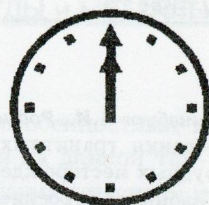
4. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45—54.
5. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов / Авторы: К.К.Золоев, Г.А.Попов, М.С.Рапопорт и др. — М.: Недра, 1990.
6. Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. — М.: Недра, 1973.
7. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. — М.: Недра, 1983.
8. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. — М.: Недра, 1978.
9. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. — Л.: Недра, 1986.
10. Медноколчеданые месторождения мира / Под ред. В.И.Смирнова. — М.: Недра, 1979.
11. Месторождения антофиллит-асбеста СССР / Под ред. И.Ф.Романовича. — М.: Недра, 1976.
12. Месторождения талька СССР / Под ред. И.Ф.Романовича. — М.: Недра, 1973.
13. Месторождения хризотил-асбеста СССР / Под ред. П.М.Татарина и В.Р.Артемова. — М.: Недра, 1967.
14. Металлогения ртути / Под ред. В.И.Смирнова, В.А.Кузнецова, В.П.Федорчука. — М.: Недра, 1976.
15. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
16. Океаны и геосинклинальный процесс / Авторы: А.В.Пейве, Н.А.Штрейс, А.Л.Книппер и др. // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 657—659.
17. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С.Соболева и Н.Л.Добрецова. — Новосибирск: Наука, 1977.
18. Полянин В.С., Полянина Т.А. Метаморфическая и минерогенетическая эволюция офиолитов (на примере Уральской и Алтае-Саянской областей) / Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала / Тез. Докл. VI Уральского петрограф. совещания. — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. I. С. 202—209.
19. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Под ред. Н.Л.Добрецова. — Новосибирск: Наука, 1985.
20. Рудные месторождения СССР / Под ред. акад. В.И.Смирнова. — М.: Недра, 1978. Т. 1—3.
21. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). — М.: Недра, 1972.

V.S.Polyanin

#### Structural-material evolution and minerogenetic classification of ophiolites

*Based on the systematization of data available from literature and the author's own materials concerning the geological structure, development history and presence of ore in Eurasian and American ophiolites, a unified pattern of their structural-material and minerogenetic evolution has been drawn up. A total of 26 minerogenetic types of ore-bearing ophiolite have been identified. Each of these types is characterized by its specific geological structural features, succession of structural-material transformations and peculiar set of mineral deposits.*





### **МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «МЕТАЛЛУРГИЯ XXI ВЕКА: ШАГ В БУДУЩЕЕ», г. Красноярск, 21–26 сентября 1998 г.**

Открывая этот форум, директор Института металлургии и материаловедения РАН, академик Н.П.Лякишев охарактеризовал его как крупнейшее за последние годы мероприятие в Сибири, связанное с развитием цветной металлургии в России, и как действенный инструмент международного сотрудничества.

Россия, несмотря на снижение объемов промышленного производства, играет важную роль в горно-металлургическом комплексе мирового сообщества. Она относится к числу ведущих мировых продуцентов алюминия, меди, никеля, кобальта, вольфрама, золота; ее горно-промышленный комплекс активно участвует в мировой торговле, оказывает влияние на конъюнктуру металлов на зарубежных рынках.

В конференции участвовало более 150 специалистов из разных регионов России, Казахстана, Украины, а также Бразилии, Кореи, Нидерландов, Германии.

В своих приветствиях к участникам конференции председатель Красноярского краевого комитета по науке и образованию, профессор А.А.Лепешев и председатель президиума Красноярского научного центра СО РАН, чл.-кор. В.Ф.Шабанов подчеркнули приоритетные задачи в развитии горно-металлургического комплекса России: использование мощной сырьевой базы для производства промышленной металлопродукции высокой потребительской готовности; формирование принципиально новой концепции по утилизации техногенного и вторичного сырья цветных металлов, обуславливающей ускоренное освоение ресайклинг-процессов; создание современного производства по переработке «упорного» рудного золотосодержащего сырья.

Оценивая минерально-сырьевую базу

цветной металлургии России, докладчики единодушно отмечали государственную геологическую службу страны как лучшую в мире. По запасам цинка, никеля, тантала Россия занимает первое место в мире. Однако степень промышленного освоения запасов, например, цинка около 20 %, тантала менее 10 %, меди около 45 %. Изменились экономические условия использования запасов полезных ископаемых, учтенных государственным балансом. По результатам, полученным в последние годы при геолого-экономической переоценке, удельный вес промышленных запасов, рентабельных для отработки, от их общего объема, учтенного государственным балансом, составил по свинцу 34 %, вольфраму 45 %, цинку 61 %, меди 69 % и т.д. В условиях современных цен, новых экономических отношений, конкуренции на мировом рынке металлов качество руд многих новых месторождений уже не обеспечивает их реальную рентабельность. Кроме того, ряд перспективных месторождений расположен в труднодоступных, необжитых местах, без развитых энергетических и транспортных схем.

Для российской науки в настоящее время важно предложить недропользователям рациональные схемы извлечения золота из «упорных» коренных руд и комплексного рудного сырья. Своеобразным пропуском в XXI в. должно стать дальнейшее развитие, а в некоторых случаях и восстановление в России производства редких и рассеянных металлов, без которых невозможно получение новых высокоэффективных материалов и современных образцов новой техники. Наряду с традиционными природными источниками редких и рассеянных металлов все большее значение будут приобретать нетрадиционные —



минерализованные природные воды, сланцы, золошлаковые отходы и даже фумарольные газы вулканов, в частности, как источник рения. В области новых технологических схем прогнозируется применение комбинированных процессов, например, электролиза и флотации, экстрагирования и адсорбции, обеспечивающих комплексную переработку минерального сырья.

Работа конференции проходила по четырём секциям: секция А — Интенсификация металлургических процессов; секция В — Нетрадиционное сырьё цветных, редких и благородных металлов, Проблемы рекуперации и ресайклинга в цветной металлургии; секция С — Производство редких и легирующих металлов; секция D — Геология, геохимия и технология золота.

В рамках конференции прошла презентация фирмы «Philips Analytical X-Ray B.V.», где были представлены ее достижения в области аналитического контроля и диагностики.

Конференция завершилась общей дискуссией, в ходе которой мнения участников о развитии технологии в ближайшие 20—30 лет разделились. Одни считают, что не следует ожидать «ярких всплшек» в технологии производства цветных металлов, будет наблюдаться ординарное совершенствование действующих производств (автоматизация, автоклавные, электрохимические, биохимические процессы). Другие полагают, что концепция устойчивого развития, потенциальная опасность глобального экологического кризиса уже сегодня дают толчок к изменению всей идеологии новых решений задач металлургического производства.

В заключение участники конференции отметили ее высокий научный и организационный уровень. Принято решение о публикации докладов состоявшегося научного форума.

*Председатель Оргкомитета конференции,  
директор Института химии и химической технологии СО РАН,  
д-р техн. наук, проф. Г.Л.Пашков*



## ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

УДК 622.34:93 (47+57)

© Н.А.Шумилихина, 1998

### К 300-ЛЕТИЮ УЧРЕЖДЕНИЯ В РОССИИ ПРИКАЗА РУДОКОПНЫХ ДЕЛ

**Н.А.Шумилихина (Академия горных наук РАН)**

В 2000 г. мы будем отмечать выдающееся событие — 300-летие учреждения в России Приказа рудопромышленных дел, основанного Петром I, которое положило начало государственному управлению горно-геологическими работами по поиску полезных ископаемых в нашей стране. Это учреждение ведало поисками руды и подготовкой специалистов, сведущих в горном деле, заботилось о постройке заводов, собирало сведения о добытых металлах и вновь открытых месторождениях полезных ископаемых и т.д.

Издание именного указа Петр I положил начало коренному улучшению государственного руководства горнозаводскими делами. До учреждения Правительственного сената Рудный Приказ обращался с докладами прямо к Государю и получал именные указы.

В год учреждения Приказа рудопромышленных дел начали строиться железные заводы — Невьянский, Тагильский, Каменский, Алапаевский и др. С тех пор Россия перестала нуждаться во ввозе металла из-за рубежа. В конце царствования Петра I Россия уже вела торговлю с заграницей русским железом и медью.

Петр I считал, что без горного дела вся промышленность обречена на застой, а потому во все время своего царствования сам стоял во главе горной администрации. Он заложил основу системы высшего, центрального управления горным делом в России, учредив сначала Приказ рудопромышленных дел, а потом Берг-Коллегию в Москве и горные начальства в Олонецком крае, на Урале и в Сибири. Созданные им административные органы имели коллегиальный характер.

В 1775 г. при Петербургском горном училище было организовано Ученое собрание, призванное выполнять роль научного центра по вопросам горного дела. Свою деятельность собрание начало с составления Горного словаря, семь томов которого были подготовлены, но не вышли в свет. Кроме того, были переведены несколько лучших иностранных книг по горному делу. Несмотря на то, что Ученое собрание принесло несомненную пользу, оно перестало существовать в 1778 г. из-за «неимения определительного для него устава».

В 1825 г. был организован Ученый горный комитет по горной и соляной части. Комитет представлял собой общество, аналогичное Ученому собранию. В нем участвовали виднейшие деятели горной науки и техники. Позднее штаб корпуса горных инженеров был преобразован в гражданское ведомство, а Комитет стал называться «Горный ученый комитет». В 1894 г. к его функциям были добавлены составление инструкций для чинов горного надзора и рассмотрение дел о применении правил подземных и горнозаводских работ. Горный ученый комитет стал правительственным консультативным органом по горнотехническим вопросам. Комитет имел ряд постоянно действующих комиссий: по взрывчатым веществам, по изучению несчастных случаев, рудничных газов, по горной механике и др. Помимо издания Горного журнала, были опубликованы крупные технические сочинения членов Комитета.

В 1886 г. в Петербурге было организовано постоянное Общество горных инженеров, главной целью которого был обмен знаниями между его членами. На собраниях Общества с докладами выступали виднейшие деятели науки и техники конца XIX в. — Ф.П.Брусницын, А.А.Ауэрбах, Н.А.Кулибин, С.Г.Войслав и др., в его работе принимали активное участие Н.С.Курнаков, Ф.Н.Чернышев, Б.С.Федоров и другие видные ученые и специалисты горного



дела. Трибуной для обсуждения научно-технических вопросов горного дела были также съезды промышленников Юга России, Подмосковного бассейна, Урала и Всероссийские съезды деятелей горного дела, металлургии и машиностроения. Первый такой съезд состоялся в 1910 г. в Екатеринославе. С докладами выступали А.М.Терпигорев, Б.И.Бокий, М.М.Протоdjяконов и др. В 1913 г. в Петербурге состоялся второй съезд по горному делу, металлургии и машиностроению. Материалы и вопросы, обсуждавшиеся на съездах, предлагались по инициативе и заявкам отдельных участников съезда, что способствовало накоплению технической информации и обмену мнениями ученых по отдельным вопросам.

В 1900 г. Горным ведомством и ведущими горнозаводчиками России было отпраздновано 200-летие учреждения Приказа рудокопных дел. Торжественные мероприятия проводились в Петербурге, Екатеринбурге, Томске, Иркутске, Екатеринославе, Новочеркасске, Тифлисе, Кельцах.

300-летний юбилей Горного ведомства России — важная дата в истории и современной жизни нашей страны. В настоящее время развитие горной промышленности является одной из основных задач, стоящих перед Правительством. Поэтому проведение юбилейных мероприятий, связанных с празднованием 300-летия учреждения в России Приказа рудокопных дел, будет иметь большое историческое и общественное значение, подтвердит приоритеты России в общемировых научных и практических достижениях в области исследования и разработки недр.

Во исполнение Указа Президента Российской Федерации «О 300-летию учреждения в России Приказа рудокопных дел» от 1 сентября 1997 г. № 961 Правительство Российской Федерации подписало распоряжение от 2 февраля 1998 г. № 152-р, где утвержден состав Организационного комитета по подготовке и проведению празднования, разработке плана мероприятий. Органам исполнительной власти рекомендовано оказывать содействие в подготовке и проведении праздника.

14 апреля 1998 г. состоялось первое заседание Оргкомитета. Предложен проект плана мероприятий, где учитываются различные предложения. Оргкомитет приглашает принять участие в работе по подготовке и проведению празднования всех, кто заинтересован в достойной встрече юбилейной даты, важной не только для горняков-профессионалов, но и для всей нашей страны.

Секретариат Оргкомитета находится по адресу: 117935, Москва, Ленинский проспект, 6; тел. 236-9882, факс 236-1661 (Академия горных наук).

N.A.Shumilukhina

On the tercentenary of the founding of the Mining Departament in Russia



## К 100-ЛЕТИЮ АЛЕКСАНДРА ПЕТРОВИЧА БУРОВА

Александр Петрович Буров родился 12 сентября 1898 г. в Тверской губернии в семье крестьянина. В 1928 г. окончил Ленинградский горный институт. С 1930 по 1932 гг. проводил геолого-поисковые работы на алмазы и драгоценные камни на Среднем и Южном Урале, с 1932 по 1934 гг. занимался разведкой месторождений строительных материалов для нужд железнодорожного транспорта. Ровно тридцать лет, с 1937 года и до конца своей жизни (1967 г.), он полностью посвятил проблеме алмазов, являясь одним из основных руководителей работ по алмазам в системе Министерства геологии и охраны недр. В 1938 г. А.П.Буров был назначен руководителем группы партий ВСЕГЕИ и ВИМСа по поискам алмазов на Среднем Урале; в период с 1940 по 1946 гг. он — главный геолог Уральской экспедиции, проводившей обширные геолого-поисковые работы на Среднем Урале, в результате которых были выявлены многочисленные алмазоносные россыпи и разведаны первые промышленные запасы алмазов. А.П.Буровым разработана методика поисков и разведки алмазоносных россыпей и извлечения алмазов, а также необходимая обогатительная аппаратура.



А.П.Буров, работая на Урале, настаивал на переносе работ на Сибирскую платформу. Основанием для этого явились сходство геологического строения Сибирской платформы и ряда алмазоносных территорий России, установленное В.С.Соболевым в процессе тематических работ (1938—1940 гг.) под руководством А.П.Бурова, единичные находки алмазов в данном регионе, в том числе и самим А.П.Буровым в 1937 г. в приенисейской тайге, малый объем алмазных россыпей и отсутствие коренных месторождений. В результате развернутых с 1947 г. на Сибирской платформе поисковых работ были разведаны богатые алмазные россыпи на р. Виллой (1949—1953 гг.) и открыты (1954—1957 гг.) первые алмазоносные кимберлитовые трубки Зарница, Мир, Удачная и др., являющиеся промышленными месторождениями алмазов мировой значимости. Открытие коренных источников алмазов на севере Восточно-Европейской платформы подтверждает правильность предвидений А.П.Бурова. В память о нем назван крупный алмаз массой 64 карата, извлеченный на обогатительной фабрике г. Мирный в 1985 г. В том же году А.П.Бурову посмертно присвоен почетный знак «Первооткрыватель месторождений» за открытие уральских месторождений алмазов.

А.П. Бурову присуждены Государственная премия (1952 г.) за руководство работой по разработке и внедрению нового метода извлечения полезных минералов и Ленинская премия (1957 г.) за руководство работой по открытию промышленного месторождения алмазов в Якутии. Кроме того, за самоотверженный, плодотворный труд он был награжден двумя медалями, двумя орденами Трудового Красного Знамени и орденом Ленина.

Имя Александра Петровича Бурова навсегда останется в истории открытия и освоения алмазных месторождений России.



# Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 1998 году

## Прикладная металлогения

Дунаев В.А. Закономерности локализации и особенности вещественного состава эндогенных титаномagnetитовых руд. № 1. С. 12.

Дунаев В.А. Метаморфические месторождения magnetитовых руд Тунгусской провинции. № 4. С. 5.

Киселев А.И. Кратоны, интракратонные и окраинные мобильные пояса и их алмазоносность. № 6. С. 14.

Коплус А.В., Алиева О.З. Флюоритоносные рудные комплексы Алтае-Саянской складчатой области. № 5. С. 17.

Коробейников А.Ф. Классификация комплексного золото-редкометалльного оруденения складчатых поясов. № 6. С. 5.

Лисицын А.Е. Промышленные типы месторождений бора в геологической истории. № 1. С. 8.

Николаева Л.А., Яблокова С.В., Некрасова А.Н., Шатилова Л.В. Рассыпеобразующий потенциал золоторудных формаций России. № 1. С. 5.

Силаев В.И. Коренная золотоносность Полярноуральского региона. № 5. С. 5.

Столяренко В.В., Шашкин В.М. Рассыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб. № 3. С. 10.

Фогельман Н.А. Золоторудные формации различных рудно-энергетических систем. № 3. С. 5.

## Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Алексеев В.Ю., Кравцов В.С., Миловский Г.А. О дизъюнктивной тектонике района Дукатского золото-серебряного месторождения и ее влиянии на локализацию эндогенного оруденения (по космогеологическим данным). № 6. С. 25.

Беневольский Б.И., Натоцинский В.И. Методические рекомендации по ускоренной

переоценке минимального промышленного содержания золота в россыпях. № 1. С. 25.

Горжевский Д.И., Донец А.И., Конкин В.Д. Физико-химические обстановки регенерации свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд. № 1. С. 47.

Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., Белов Р.А. Структура Дальнегорского рудного района по данным компьютерного дешифрирования космических снимков. № 5. С. 26.

Лихачев А.П. Талнахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды. № 1. С. 36.

Лобач В.И. Количественная оценка сложности строения рудных объектов. № 4. С. 17.

Орлова Г.Ю., Варгунина Н.П., Гуреев В.Ф., Косовец Т.Н. Опыт применения шлиховой минералого-геохимической съемки на Знаменитинском рудном поле (Хакасия). № 1. С. 29.

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Смирнова Л.С. Структурный контроль кимберлитов в Среднемархинском алмазоносном районе Якутии (по материалам космического зондирования). № 4. С. 9.

## Строение рудных месторождений

Блюман Б.А., Шапошников Г.Н. Медно-порфировые месторождения Алтае-Саянской складчатой области: возраст, тектонический режим формирования, перспективы. № 6. С. 49.

Вихтер Б.Я. Золоторудные месторождения в терригенных толщах Центрального Таджикистана. № 3. С. 17.

Горжевский Д.И., Донец А.И., Конкин В.Д. Физико-химические обстановки регенерации свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд. № 1. С. 47.

Казаринов С.Л., Новиков В.Н., Яблокова С.В. Золотоносность месторождений ПГС Карачаево-Черкесской Республики (Северный Кавказ). № 5. С. 48.

Карасева Г.Г., Некос В.В., Куйбида С.В., Шведов Г.И. Молибден-порфировое месторождение Теплый Ключ 2 (Восточный Саян). № 3. С. 33.



Колесников Д.И., Розинев М.И., Шатков Н.Г. Метаморфизм вулканогенных толщ и серебряных руд месторождения Дукат. № 5. С. 36.

Косовец Т.Н., Варгунина Н.П., Мачильский В.А., Орлова Г.Ю., Никифоров М.Ю., Осипов Л.Г., Сутормин В.Е. Месторождение Коммунар в Кузнецком Алатау - геология и перспективы после столетней отработки. № 4. С. 29.

Кучеровский П.Г., Кукишев В.И. Золотоносность метасоматитов золото-серебряных месторождений Кочбулакской вулканотектонической структуры (Срединный Тянь-Шань). № 5. С. 43.

Кучеровский П.Г., Минькин К.М. Перспективы золотоносности рифейских терригенных и терригенно-карбонатных комплексов Башкирского мегантиклинория. № 3. С. 42.

Петренко И.Д. Модель близповерхностного рудообразования в вулканитах на примере золото-серебряных месторождений Камчатки и современных гидротермальных систем. № 6. С. 38.

### **Комплексное использование минерального сырья**

Добровольская М.Г., Дистлер В.В. Платиновые металлы в рудах медноколчеданных месторождений Южного Урала. № 4. С. 56.

Илупин И.П. Особенности состава апатита из кимберлитов Якутии. № 3. С. 55.

Кобцев Б.М. Минеральный состав, внутреннее строение и возможный механизм образования железомарганцевых конкреций. № 4. С. 48.

### **Геолого-экономическая оценка рудных месторождений**

Вартанян С.С., Мызенкова Л.Ф. Факторы интенсификации развития горно-рудной промышленности Перу. № 4. С. 47.

### **Аппаратурно-технические средства и технологии геолого-разведочных работ**

Бондаренко А.Т., Харьков А.Д., Ковалев Ю.Д., Зинчук Н.Н., Пыстин А.Б. Петрофизические и петрохимические характеристики кимберлитов трубки «Юбилейная». № 1. С. 69.

Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Г., Пыстин А.Б., Виноградова И.Н. Петрофизическая характеристика пород зоны Восточного разлома Мирнинского поля Западной Якутии в связи с поисками алмазов. № 6. С. 66.

Клименко Н.Г., Романчук А.И., Задоных М.М., Ивановская В.П. Технологическая классификация глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС). № 1. С. 62.

Кязимов Р.А. Автоклавная технология переработки колчеданно-полиметаллических руд. № 5. С. 58.

Кязимов Р.А. Совершенствование технологий переработки упорных золото-содержащих колчеданных руд и концентратов. № 6. С. 59.

Минаков В.М., Орьев В.А., Бровкин В.И., Новиков В.Н., Морозов И.В. Объекты скважинной гидродобычи и инженерно-геофизический мониторинг отработки экзогенных месторождений золота. № 4. С. 65.

Щегольков Ю.В., Амосов Р.А. Островковые пленки оксида золота на россыпном золоте - первая находка. № 4. С. 74.

### **Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южно-Сибирского региона**

Бедарев Н.П., Гусев А.И. Геология и золотоносность Топольнинского рудного поля Горного Алтая. № 2. С. 100.

Быч А.Ф., Батырев А.И. Марганцевые месторождения Кемеровской области. № 2. С. 22.

Быч А.Ф., Тараканов К.В., Кизилов Е.И.



Хромиконосность гипербазитов Салаира. № 2. С. 16.

Гусев А.И. Геология и золото-медно-скарновое оруденение Синюхинского рудного поля в Горном Алтае. № 2. С. 79.

Гусев А.И., Гусев Н.И. Геологическое строение Чойского рудного поля Горного Алтая. № 2. С. 90.

Гусев Н.И., Гусев А.И. Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая. № 2. С. 67.

Дубский В.С., Борисов С.М., Трибунский Е.Н., Шаров Г.Н. Южно-Богатырское месторождение редкоземельных металлов в Кузнецком Алатау. № 2. С. 29.

Платонов А.Н., Санин В.Н., Аввакумов А.Е. Геологическое строение и золотоносность Кельбес-Золотокитатского района. № 2. С. 36.

Платонов А.Н., Санин В.Н. Золотоносность скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области. № 2. С. 57.

Торгунаков А.А., Аввакумов А.Е. Комплексные месторождения Барзасской группы. № 2. С. 47.

Шаров Г.Н., Трибунский Е.Н., Зябкин А.В. Рудный потенциал юга Западной Сибири. № 2. С. 5.

## Дискуссии

Артеменко В.М., Юдин В.В. Модель складчатого Донбасса и новые аспекты его металлогении. № 1. С. 80.

Нарсеев В.А. О генезисе золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах. № 5. С. 69.

Полянин В.С. Структурно-вещественная эволюция и минерагеническая классификация офиолитов. № 6. С. 75.

Степанов В.А. Телемагматические месторождения золота. № 5. С. 64.

Худяков Б.П. Условия локализации жильных месторождений урана в Рудных горах (Германия). № 3. С. 63.

## Рецензии

Воробьев В.И. Актуальная монография. № 4. С. 81.

Иванкин П.Ф. О книге «Нетрадиционная платиновая минерализация Средней Сибири». № 1. С. 87.

Константиновский А.А. Новый трехтомник «Литоология». № 4. С. 82.

Котляков В.М. О книге «История алмаза». № 3. С. 82.

Кременецкий А.А., Кудрявцев Ю.К. О книге «Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов». № 3. С. 74.

Старостин В.И. Перспективы экзогенной золотоносности и платиноносности России. № 3. С. 72.

Шевырев Л.Т. Гимн «прекрасному незнакомцу». № 3. С. 79.

## Памятные даты

К столетию А.П.Бурова. № 6. С. 92.

Шумилихина Н.А. К 300-летию учреждения в России Приказа рудокопных дел. № 6. С. 90.

Памяти П.И.Иванкина. № 5. С. 76.

Памяти Е.П.Ширая. № 5. С. 78.

Памяти А.Д.Щеглова. № 5. С. 79.

## Поздравляем с юбилеем

Семидесятилетие Зеленова В.И. № 1. С. 88.

Шестидесятилетие Мамаева Н.В. № 1. С. 88.

К восьмидесятипятилетию Н.А.Фогельман. № 3. С. 84.

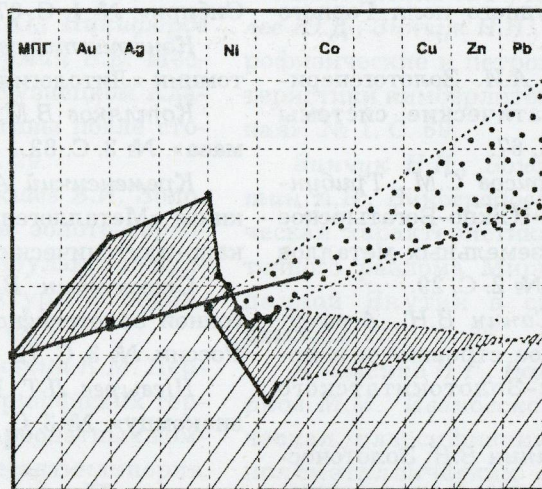
Л.А.Болотову 80 лет. № 4. С. 84.

П.Я.Шабаршову 70 лет. № 4. С. 85.



А.И.Кривцов  
Б.И.Беневольский  
С.С.Вартанян

## Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия Обзор-анализ



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

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

М.: ЦНИГРИ, 1998, 96 с., 56 илл.

Адрес: 113545, г.Москва, Варшавское шоссе, 129»Б», ЦНИГРИ  
Телефон: (095) 313-18-16, 315-43-47, 315-26-38  
Факс: (095) 313-18-18

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1998





**ЦНИГРИ**

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

## **АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ЦНИГРИ**

### **Пробирная лаборатория**

#### **АНАЛИЗИРУЕМОЕ СЫРЬЕ:**

руды, пески, концентраты, золотые головки, сплавы, цинковые осадки, смолы, уголь, катодные осадки, электронный лом и пр.

#### **ВИД АНАЛИЗОВ:**

рядовой, контрольный, арбитражный, сертификационный с выдачей сертификата качества экспортируемого сырья (руды, концентраты цветных, черных и легких металлов).

#### **ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА:**

Плавильные печи современной конструкции с тиристорным регулированием температуры  $\pm 15^\circ\text{C}$ .

Высокочувствительные микроаналитические весы фирм «Сарториус» и «Перкин-Эльмер» с чувствительностью 0,001—0,0001 мг.

Стандартные образцы для контроля.

#### **ПРЕИМУЩЕСТВА:**

аттестована и аккредитована Госстандартом РФ, аттестат № РОСС RU.0001.510247;

является арбитражной лабораторией с 1967 г.;

имеет огромный методический и производственный опыт работы в анализе разнообразного минерального сырья, содержащего благородные металлы;

производительность 2000—2500 проб в месяц;

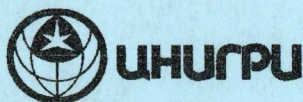
гарантирует высокое качество, короткие сроки выполнения заказов, доступные цены;

проводит обучение и стажировку специалистов.

Адрес:  
Телефон/Факс:

113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ  
(095) 313-18-18, 113-68-22





ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

## ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ

**П**редлагаемая географическими информационными системами модель организации пространственных данных близка по характеру геологическим картам. Представление геологических тел в виде замкнутых полигонов, в пределах которых значения ряда признаков (качеств) постоянны, в целом адекватно процедуре геологического картирования. Границы и линейные элементы структуры соответствуют отдельным дугам и сетям.

Каждому естественно выделяемому геологическому объекту ставится в соответствие базовый изображаемый элемент, связанный идентификатором с набором параметров в таблице атрибутов.

ГИС-технологии обеспечивают широкий набор функций манипулирования картографическим и фактографическим материалом:

- полная систематизация имеющегося картографического материала;
- возможность быстрого наложения различных слоев – как векторных, так и растровых;
- практически неограниченные возможности представления геологической графики в любом виде с быстрой сменой знаков легенды при необходимости;
- создание производных и тематических карт;
- возможности производства стандартных операций со слоями – сложение, объединение, анализ различий;
- достаточная простота перехода от одного масштаба к другому;
- измерение площадей и расстояний на карте;
- возможность издания карт высокого полиграфического качества в неограниченном количестве;
- ведение и оперативная корректировка баз данных;
- формирование запросов к базам данных и их хранение;
- обработка запросов (в том числе многоуровневых);
- аналитическая обработка информации;
- создание тематических карт выбранных показателей.

R-6.37

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ  
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 315-28-65  
Факс: (095) 313-18-18  
E-mail:

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1998