

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



4/1999

ISSN 0869-5997

1. Verbruyse

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

4/1999

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

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

УЧРЕДИТЕЛЬ

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

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. академика В.И. Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1999

РУДЫ
и
МЕТАЛЛЫ

4/1999

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

Сдано в набор 15.05.99
Подписано в печать 20.06.99
Тираж 300 экз.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Дунаев В.А.
Эндогенная металлогеническая зональность
Тунгусской провинции

5

Константинов В.М., Заварзин А.В., Фазлуллин М.И., Шульгин А.С., Цветкова М.В.
Нетрадиционные типы рудопроявлений платиноидов и золота на востоке Русской платформы и в Уральском регионе

13

Строение рудных месторождений

Чекалин В.М.
Колыванское месторождение висмут-медно-вольфрамовых руд в Горном Алтае

22

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Федоров Ф.М., Ларионов В.Р., Матвеев А.И., Гольдфарб Ю.И.
Методика расчета и выявления балансовых подблоков в некондиционных выемочных участках месторождений полезных ископаемых

31

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Романчук А.И., Ивановская В.П., Матевич Т.Н., Королев А.Б.
Использование железомарганцевых образований для очистки промышленных растворов от тяжелых цветных металлов

34

Воробьев А.Е., Чекушина Т.В.
Извлечение золота методами физико-химической геотехнологии

37

Дискуссии

Коньшев В.О.
Возможная модель геологического развития Среднего Урала

46

Корытов Ф.Я.
Рудогенез в нефтегазоносных бассейнах

60

Егоров Д.Г.
К вопросу о генезисе железорудной формации Кольского полуострова

64

Applied Metallogeny

Dunaev V.A.
Endogenous metallogenic zonation of the Tungus province

Konstantinov V.M., Zavarzin A.V., Fazlullin M.I., Shul'gin A.S., Tsvetkova M.V.
Non-conventional types of PGE and gold occurrences on the east of the Russian Platform and in the Urals region

Structure of Ore Deposits

Chekalin V.M.
The Kolyvanskoe bismuth-copper-tungsten deposit in the Gorny Altai

Methods and Methodology of Prediction, Pprospecting, Evaluation and Exploration of Mineral Deposits

Fedorov F.M., Larionov V.R., Matveev A.I., Goldfarb Yu.I.
Methodology of calculation and identification of economic sub-blocks within the subeconomic mine zones of mineral deposits

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Romanchuk A.I., Ivanovskaya V.P., Matevich T.N., Korolev A.B.
Use of ferro-manganese formations for cleaning industrial solutions from heavy non-ferrous metals

Vorobiev A.E., Chekushina T.V.
Gold recovery by physico-chemical geotechnologies

Discussions

Konyshov V.O.
Possible model of geological evolution of the Middle Urals

Korytov F.Ya.
Ore genesis in petroleum basins

Egorov D.G.
On the genesis of iron formation in the Kola Peninsula

Рецензии

Горжевский Д.И., Кудрявцева Н.Г., Польшван-
ный И.Я.

Новая книга о совместных исследованиях
казахстанских и китайских геологов в Юго-
Западном Алтае

75

Новости, информация

Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г.

Современное месторождение типа Куроко в
подводной кальдере у берегов Японии

78

Письма в редакцию

Нарсеев В.А.

Золото в Зимбабве

81

Контарь Е.С.

Пути совершенствования прогнозно-метал-
логического обеспечения государствен-
ных геологических карт нового поколения

84

Поздравляем с юбилеем

70 лет Б.И. Прокопчуку

89

70 лет В.В. Стефановичу

90

50 лет Ю.К. Голубеву

90

Памяти Г.П. Воларовича

91

Book reviews

Gorzhevsky D.I., Kudryavtseva N.G., Polyvva-
nny I.Ya.

New book on joint researches of Kazakh and
Chinese geologists in the South-West Altai

News, Information

Elyanova E.A., Zorina Yu.G.

Recent Kuroko type deposit in the submarine
caldera near Japan

Letters to Editor

Narseev V.A.

Gold in Zimbabwe

Kontar' E.S.

Ways to improve forecast-metallogenic support
of new generation of federal geologic maps

Congratulations

70th anniversary B.I. Prokopchuk

70th anniversary V.V. Stefanovich

50th anniversary Yu.K. Golubev

Memorial to G.P. Volarovich



ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТУНГУССКОЙ ПРОВИНЦИИ

В.А. Дунаев (ВНОГЕМ)

От периферии к ядру Тунгусской синеклизы установлены три металлогенические зоны с тенденцией к уменьшению в этом направлении температуры сорудного минералогенеза. Краевая зона вмещает месторождения магномангнетитовой формации с преимущественно слабомагнезиальным магнетитом, в том числе наиболее крупные из них, локализованные в диатремах. Кроме того, в ней имеют место сульфидные медно-никелевые и собственно меднорудные, апатит-магнетитовые и апатитовые месторождения, а также алмазоносные кимберлиты. Промежуточная зона представлена небольшими месторождениями высокомагнезиального магнетита в трещинно-брекчиевых структурах, часто совместно с сульфаторудной, полиметаллической и боросиликатной минерализацией, а также самостоятельными проявлениями цеолит-кальцитовой, барит-целестиновой и галенит-сфалеритовой формаций. Внутренняя зона характеризуется цеолит-кальцитовой и медно-цеолитовой полезной минерализацией. Выявленная зональность обусловлена изменениями в указанном направлении строения синеклизы и особенностей тектономагматических процессов в пермско-раннетриасовое время.

Тунгусская провинция территориально соответствует одноименной синеклизе, с формированием которой в позднепалеозойско-мезозойский цикл тектономагматической активизации Сибирской платформы связана разнообразная минерализация. Тунгусская синеклиза вытянута в северо-западном направлении на 1500 км при ширине 650—800 км. На севере она ограничена субширотной Енисейско-Ленской зоной разломов фундамента платформы, по которой соседний блок опущен и перекрыт мощной толщей кайнозойских и современных отложений. Глубина залегания фундамента платформы колеблется от 2—3 км в бортах синеклизы до 6—8 км во впадинах ее внутренних районов. Мощность коры при этом соответственно уменьшается с 40 до 25 км. Основание синеклизы сложено мощной (2,5—3,5 км) толщей морских осадков рифей-среднепалеозойского возраста,

среди которых преобладают терригенно-карбонатные породы кембро-ордовика с широким развитием в нижнекембрийской части разреза доломитовых толщ, прослоев солей, гипсоангидридов, а в связи с ними высокоминерализованных подземных вод и рассолов. В рифей-раннепалеозойское время территория будущей Тунгусской синеклизы была частью более крупного седиментационного бассейна, в котором обособились две впадины: Курейская на севере и значительно меньшая Присаяно-Ангарская на юге. В современных границах синеклизы заложилась в позднем палеозое (раннем карбоне), интенсивно развивалась с компенсационным накоплением континентальных осадков, вначале преимущественно терригенных, а затем туфолавовых, до раннего триаса включительно, после чего превратилась в область постепенного воздымания.

Заложение и развитие синеклизы осуществлялось в условиях общего рассредоточенного и разнонаправленного растяжения, связанного, видимо, с утончением литосферы над растущей астеносферной линзой в верхней мантии [11]. Оно сопровождалось активным проявлением наземного траппового вулканизма, накоплением туфогенно-осадочных и туфогенно-эффузивных пород, внедрением многочисленных интрузий траппов (силлов, даек и штоков). Четко проявлена структурно-фациальная зональность синеклизы: периферическая очень пологая структура (Южно-Тунгусский амфитеатр) выполнена трапповыми туфовыми фациями нижнетриасовых пород и характеризуется интенсивным проявлением интрузивного магматизма, связанного с долгоживущими зонами глубинных разломов, окаймляющих синеклизу; внутренний Северо-Тунгусский суперпрогиб заполнен мощной толщей лавовых, а по его окраине туфолавовых отложений и практически лишен в лавовой области интрузивных траппов.

В.И. Гоньшакова и Л.А. Полунина с соавторами [15] выделили пять групп петрохимических магматических (интрузивно-вулканических) трапповых комплексов. Первая группа — «нормальная» долерит-базальтовая, недифференцированная. Включает агатский, туринский и катангский интрузивные комплексы и комагматичные им недифференцированные покровные базальты нидымской — ямбуканской свит. Вулканические и гипабиссальные траппы этой группы распространены в пределах Тунгусской синеклизы повсеместно. Они образованы толеитовыми расплавами, почти не претерпевшими глубинной и внутрикамерной дифференциации. Интрузии сложены в основном оливиновыми долеритами, габбро-долеритами и долеритами.

Вторая группа — железистая, ферро-габбро-конгадолерит-долеритовая, дифференцированная с субщелочным и кремнекислым уклоном. Включает слабо- и сложнодифференцированные интрузии Кузьмовского, ногинского и ангарского комплексов. Вулканических аналогов не имеет. К этой же группе условно относятся и отдельные субвулканические тела траппов в рудоносных диатремах. Интрузивы широко распространены в прибортовой зоне Тунгусской синеклизы по всему ее периметру.

Третья группа — натриевая тешенит-долеритовая, слабодифференцированная с субщелочным (натриевым) уклоном, образованная гидрофильной порцией базальтового расплава. Представлена в основном нормальными и субщелочными оливиновыми долеритами, тешенитодолеритами (летнинский, чалбышевский и тычанский комплексы).

Четвертая группа — слабомagneзиальная оливин-долеритовая — лейкодолеритовая с щелочноземельным уклоном. Развита преимущественно на западной и восточной окраинах северной части синеклизы. Представлена двумя комплексами: курейским — слабомagneзиальным, дифференцированным от трактолитодолеритов до кварцевых долеритов и лейкодолеритов; амовским — почти недифференцированным с повышенным содержанием извести и глинозема.

Пятая группа — магнезиальная пикродолерит-габбронорит-долеритовая, сложнодифференцированная с щелочноземельным уклоном. В отличие от других групп образована более глубинной порцией гипербазит-базитового расплава, проявленного как в интрузивной (норильский интрузивный комплекс), так и в вулканической (гудчихинская и другие свиты) фациях.

В отдельных районах Тунгусской синеклизы совместно с основной (долеритовой или трапповой) формацией проявлены также и другие интрузивные формации: щелочно-основная (трахибазальтовая), дифференцированная щелочно-ультраосновная и кимберлитовая. Щелочно-основная формация развита в Норильском и Маймеч-Котуйском районах. В первом из них она представлена ергалакским трахидолеритовым комплексом, комагматами которого являются лавы ивакинской свиты. В Маймеч-Котуйском районе также известны гипабиссальные интрузии трахидолеритов и тешенитов, комагматичные щелочно-основным покровам арыджанской — дельканской свит.

Дифференцированная щелочно-ультраосновная формация развита в Маймеч-Котуйском районе, где она ассоциируется с вулканическими комагматами маймечинской свиты. Здесь открыт ряд щелочно-ультраосновных массивов (Гули, Кугда, Одихинча и др.), в составе которых обычно преобладают щелочные породы (уртит-ийолит-мельтейгитовой серии), а ультраосновные (дуниты, пи-

роксениты и перидотиты) имеют подчиненное значение. В юго-западной прибортовой части Тунгусской синеклизы (район Чадобецкого поднятия) распространены дайки и штоки слюдяных пикритовых порфиритов, мельтейгитов, карбонатитов и флогопит-апатит-пироксеновых пород.

Кимберлиты развиты в ассоциации с породами щелочно-ультраосновной формации в Маймеч-Котуйском и Чадобецком районах, а также образуют поля самостоятельных трубок и даек в восточной и юго-восточной прибортовых частях синеклизы. Они, как и ассоциирующие с ними трапловые интрузии и трубки базальтовых туффизитов, среднепалеозойского (Дз—С₁) и пермско-триасового (Рз—Т₁) возраста. Повышенной алмазонасностью обладают среднепалеозойские кимберлиты [10].

Судя по стратиграфическому положению покровных лав различного петрохимического состава (Норильский и Маймеч-Котуйский районы), комагматичные им интрузивные формации формировались в такой последовательности: щелочно-основная (трахидолеритовая) — основная (долеритовая или трапшовая) — щелочно-ультраосновная с карбонатитами натриевого ряда. Возрастные взаимоотношения кимберлитов с интрузивами упомянутых выше формаций не ясны.

В направлении от бортов к ядру синеклизы нами выделены три металлогенические зоны: краевая, промежуточная и внутренняя (рис. 1).

Краевая зона шириной от 100—150 км на севере и востоке до 200—380 км на юго-западе и юге опоясывает синеклизу, локализуясь главным образом в ранне- и среднепалеозойском структурных ярусах, местами заходя в окраинные части площади распространения туфогенных отложений нижнетриасового яруса. Для нее характерно очаговое развитие субщелочных и с повышенной основностью трапловых комплексов, а также щелочно-основных, щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магматитов, с которыми связаны месторождения различных полезных ископаемых магматического и высоко-, среднетемпературного гидротермального генезиса. С трапловыми комплексами (второй, третьей и в меньшей степени четвертой и пятой петрохимических групп)

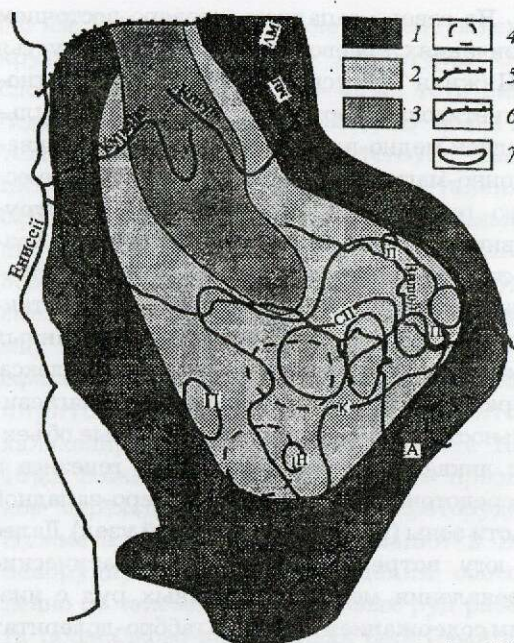


Рис. 1. Схема металлогенической зональности Тунгусской провинции:

металлогенические зоны: 1 — краевая, 2 — промежуточная, 3 — внутренняя; 4 — рудные районы магноманетитовой формации; границы: 5 — распространения кайнозойских и современных рыхлых отложений, перекрывающих с севера Тунгусскую синеклизу, 6 — районов развития сульфидной медно-никелевой (МН), апатит-магнетитовой (АМ) рудных формаций и кимберлитовых диатрем (А), 7 — наибольшего проявления цеолит-кальцитовой (К), сульфаторудной в ассоциации с полиметаллической (СП) и полиметаллической (П) минерализации

ассоциируют месторождения и рудопроявления магноманетитовой формации. Краевая зона вмещает все промышленно значимые месторождения этой формации, в том числе самые крупные из них, приуроченные к диатремам Ангарской рудной области — местам сочленения зон глубоких разломов фундамента платформы вдоль западного и юго-восточного бортов Тунгусской синеклизы. Для большинства магноманетитовых месторождений краевой зоны характерны высокотемпературные минералы (пироксен, гранат, форстерит, шпинель, скаполит и др.), что свидетельствует о высокой (не менее 500—600°C) начальной температуре формирования руд и околорудных метасоматитов. Слагающий руды магнетит различается по содержанию в нем магния, но доля собственно магноманетита, содержащего более 15% магнезиоферрита, в целом невелика.

На северо-западном и северо-восточном окончаниях краевой зоны от широты устья р. Нижняя Тунгуска и далее на север магнетитовая формация ассоциирует с сульфидной медно-никелевой формацией ликвационно-магматического и позднемагматического генезиса, также связанной с интрузивными трапшами пермско-триасового возраста. Месторождения этой формации локализируются в приподоживенной и экзоконтактовых частях сильно дифференцированных трапзовых интрузий норильского комплекса, характеризующихся повышенной магнезиальностью. Основные промышленные объекты ликвационно-магматического генезиса и сосредоточены в крайней северо-западной части зоны (Норильский рудный узел). Далее к югу встречаются позднемагматические проявления медно-сульфидных руд с низким содержанием никеля в габбро-долеритах курейского комплекса, а также гидротермальные пирротин-пирит-халько-пиритовые руды, связанные с трапшами курейского и тимерского комплексов. Гидротермальное оруденение приурочено к зонам трещиноватости и дробления пород, представлено прожилково-вкрапленными, реже сплошными рудами и сопровождается скарнированием и скаполитизацией вмещающих пород. Нередко в скарнах на контакте с габбро-долеритами одновременно наблюдаются магнетитовые и халькопирит-пирротиновые жилы [10].

Минерогеническую специализацию восточной части краевой зоны определяют алмазоносные тела кимберлитовой магматической формации, проявленной синхронно с трапзовой в среднепалеозойское и пермско-триасовое время. Кимберлитовые диатремы и дайки распространены очень неравномерно, часто образуя роевые скопления. Большинство известных кимберлитовых тел не алмазоносны. Однако проявления россыпных алмазов трассируются на всем протяжении восточной части краевой зоны. Этот факт с учетом планетарно проявленной закономерной приуроченности алмазоносных магматитов к окраинам крупных осадочно-вулканогенных платформенных впадин и сопряженности их с базальтоидным магматизмом [14] позволяет предполагать более широкое, чем сейчас это известно, развитие коренных алмазов в краевой зоне Тунгусской синеклизы.

На северо-востоке зоны (Маймеча-Котуйский район) с массивами щелочно-ультраосновных (ийолит-мельтейгит-гипербазитовых) пород и карбонатитов натриевого ряда связан широкий комплекс различных типов оруденения: апатит-магнетитового, иногда совместно с редкометальным (Ессей, Ыраас), титаномagnetитового в рудных ультрамафитах (Гулинское, Кугда) и ийолитах (Ыраас, Маган), апатит-нефелинового (Одихинча) и апатит-пироксенового (Маган). В юго-восточной части краевой зоны, кроме того, обнаружено флогопит-apatитовое оруденение в связи с чадобецким щелочно-ультраосновным комплексом пород.

Характерная особенность краевой металлогенической зоны — наличие контрастных геохимических ореолов ртути как следствие ее эманаций, восходящих по разломам из верхней мантии. Они выявлены на ряде железорудных месторождений Ангара-Катского и Ангара-Илимского районов, а также в Гулинском щелочно-ультраосновном массиве [12]. Наличие таких ореолов свидетельствует о большой глубинности и проницаемости рудоконтролирующих разломов, окаймляющих Тунгусскую синеклизу.

Промежуточная зона занимает область распространения туфогенных отложений и периферию лавового поля Тунгусской синеклизы. Эта территория включает внутреннюю часть Южно-Тунгусского амфитеатра и краевую часть Северо-Тунгусского суперпрогиба. Ширина зоны закономерно увеличивается с 50 км на севере до 380 км на юге, где сосредоточены основные рудные объекты. Для нее характерен слабый интрузивный магматизм, причем исключительно трапповый, что и определило ее металлогенические особенности. Отсутствие щелочных базит-гипербазитов и кимберлитов свидетельствует о гораздо меньшей глубинности магмовыводящих разломов этой зоны по сравнению с краевой. В промежуточной зоне установлены месторождения и проявления магнетитовой, сульфаторудной, полиметаллической, цеолит-кальцитовой и борной минерализации. Магнетитовое оруденение по масштабам, условиям локализации и другим признакам существенно отличается от такового в краевой зоне. Оно представлено многочисленными, но небольшими по разме-

рам месторождениями и рудопоявлениями, которые контролируются исключительно тектоническими зонами трещиноватости и дробления пород. Преобладают жильные и жилкообразные формы рудных тел, кальцит-гранатовые и кальцитовые околорудные породы и очень высокомагнезиальный магномagnetит, содержащий 52,9—68,7% магнетиоферрита [2]. Судя по температуре декрипитации граната (360—380°C) [6], начальная температура формирования месторождений и рудопоявлений не превышала 400°C. Высокая магнезиальность магнетита и указанный выше парагенезис ассоциирующих с ним минералов — следствие более низкотемпературных, чем в красной зоне, условий формирования магнетитовых руд промежуточной зоны.

В промежуточной зоне эрозией вскрыты верхние части магномagnetитовых месторождений, на что указывают частые выходы надрудных существенно кальцитовых метасоматитов с вкрапленностью и прожилками магномagnetита наряду с полнозональными в плане залежами, сложенными (от центра к периферии) рудами, кальцит-гранатовыми скарнами и кальцитовыми метасоматитами (Таймуро-Илимпеевский рудный район). Кроме того, в около- и надрудных метасоматитах широко развиты кварц, цеолит, наблюдается вкрапленность гематита, гётита, барита, целестина, халькопирита, галенита, сфалерита, которые иногда встречаются и в самих рудах. По данным Е.Я. Киевленко [6], температура гомогенизации флюидных включений в кварце и кальците, входящих в указанную ассоциацию, соответственно 175—218 и 132—225°C, т. е. основная минеральная масса этой ассоциации кристаллизовалась при температуре 130—230°C.

Сульфаторудная и полиметаллическая ассоциации обычно образуют самостоятельные проявления. По данным В. П. Филоненко, Д.И. Мусатова, М.Л. Шерман и др. [15, 16], барит-целестиновые руды гидротермального генезиса распространены в линейных тектонических зонах и узлах их сочленения. Наиболее крупная, протяженностью более 100 км, — Пухирьская зона, в пределах которой установлены многочисленные проявления и разведано одно месторождение таких руд. Оно приурочено к воронкообразной структуре неясного происхождения диаметром около

0,8 км. Дуговидные в плане рудные залежи круто падают к центру структуры. Они сложены целестином (40—95%), гётитом и гидрогётитом (вместе 5—35%). В незначительных количествах присутствуют кальцит, анкерит, барит, флюорит, галенит, сфалерит, гипс и ангидрит. Вертикальная протяженность целестинового оруденения 500—700 м. С глубиной целестиновые руды сменяются анкерито-барито-целестиновыми, обогащенными местами галенитом и сфалеритом (вместе до 15—20%), а также пиритом, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом и пирротинном (вместе 10—15%). Важно отметить отсутствие признаков перехода с глубиной сульфаторудно-полиметаллической минерализации в железорудную. На месторождении обособленно от залежей целестиновых руд развита прожилково-вкрапленная баритовая минерализация. Мощная сульфаторудная минерализация проявлена в Чавидинском рудном узле. Она представлена кальцит-гипс-ангидритовыми и существенно кальцитовыми с примесью целестина, барита и флюорита метасоматитами, залегающими в виде секущих крутопадающих тел и субгоризонтальных пластовых залежей, а также жилами кальцита и барита с вкрапленностью пирита, галенита, халькопирита и халькозина. Кроме рассеянной вкрапленности и прожилков в сульфаторудных залежах, полиметаллическая минерализация широко распространена в виде рудопоявлений в связи с дайками и силлами траптов. Например, на Джелиндиконском проявлении оруденение приурочено к зоне кальцитовых прожилков в центральной части долеритовой дайки. Рудная минерализация прожилков представлена халькопиритом, сфалеритом, пиритом, пирротинном и буланжеритом [10].

Ассоциация магномagnetитовых, сульфаторудных и полиметаллических минеральных образований тяготеет к южной окраине лавового поля, зоне перехода его через туфолавовую толщу в исключительно туфогенную. По внешней периферии промежуточной металлогенической зоны расположены участки полиметаллического оруденения прожилково-вкрапленного типа. Наиболее изучен район бассейна р. Тычаны. Здесь, по описанию Ю.В. Погодина [13],

руды локализованы в разновозрастных (от кембрия до раннего триаса) осадочных породах. Самые крупные их скопления в карбонатных породах раннего ордовика. Руды преимущественно галенитовые с примесью халькопирита, пирита, сфалерита, иногда гематита и нерудных (кальцита, целестина и барита). По изотопному составу свинца, который одинаков для галенитов рудопроявлений, залегающих как в карбонатных породах палеозоя, так и в трапповых телах окраины лавового поля, намечается связь полиметаллического оруденения с трапповым магматизмом [10]. Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в сородном кальците Тычанского месторождения показали, что температура при образовании полиметаллических руд не превышала 150°C [3].

Для некоторых железорудных узлов Таймуро-Илимпейского района (Гэрбиткэновского, Левопухирьского и др.) характерно боросиликатное оруденение в виде датолит-содержащих кальцит-гранатовых скарнов. Отдельные зоны этих скарнов прослежены по простиранию на 3—8 км при мощности 100—600 м. Содержание датолита местами достигает 20% (до 4% B_2O_3) [2]. Датолит известен и на магнетитовых месторождениях краевой зоны, но там он присутствует как аксессуарий и приурочен к верхним горизонтам. В частности, на самом изученном в этом отношении Корпуновском месторождении А.Е. Лисицыным и С.В. Малинко с соавторами [7] установлено, что датолит встречается до глубины 700—750 м. Он образует вкрапления, тонкие прожилки и гнезда в известковых скарнах и скарнированных породах, ассоциируя с кальцитом, изредка с турмалином. По мнению упомянутых исследователей, глубже указанного уровня боросиликатная минерализация сменяется на боратовую, связанную с диагенезом боросодержащих осадков, сформированных в кембрийском солеродном бассейне. Приведенные данные однозначно свидетельствуют о вовлечении в гидротермальный процесс первично-осадочного бора и отложении его в форме боросиликата на заключительной стадии этого процесса при относительно низких температурах в околорудных метасоматитах. Логично предположить, что большая часть бора уносилась из головы гидротермальной колонны

и накапливалась в надрудных (по отношению к залежам магнетитовых руд) метасоматитах, что и наблюдается в отдельных узлах Таймуро-Илимпейского района.

Типоморфной и сквозной для промежуточной зоны является цеолит-кальцитовая (исландского шпата) формация, наиболее крупные месторождения которой (Верхне-Чунское, Люку-Мункамбинское и Джекиндинское) расположены на юге зоны в области туфолавого разреза нижнетриасового структурного яруса. Они приурочены к вулканотектоническим структурам и локализируются в зонах трещиноватости, в том числе контракционной, трапповых даек и особенно покровов, тяготея к горизонтам мандельштейнов и шаровых лав [6].

Завершая рассмотрение минерогенеза промежуточной зоны, необходимо отметить два обстоятельства. Во-первых, большая часть типоморфных минералов в гидротермалитах зоны (кварц, кальцит, барит, целестин, датолит и халькопирит) представлена соединениями элементов (Si, Ca, Ba, Sr, B, Cu), которые в процессе скарно- и магнетитообразования мигрируют в боковые измененные породы и вверх, накапливаясь преимущественно в надрудной зоне. Все эти минералы в заметных количествах присутствуют и в железорудных месторождениях краевой зоны, где они локализируются в околорудных метасоматитах, поздних кварц-хлорит-кальцитовых, сульфидно-кальцитовых прожилках и гнездах, а иногда в озерных отложениях, перекрывающих рудоносные диатремы. Вместе с тем, в отличие от названных выше полезных и сопутствующих им минералов галенит и сфалерит обнаружены в краевой зоне только на единичных месторождениях, причем исключительно в виде микроскопических выделений в ассоциации с поздними пиритом и халькопиритом [2]. Следовательно, именно свинец и цинк являются специфическими элементами промежуточной металлогенической зоны. Во-вторых, все проявления боросиликатной минерализации в скарнах, а также часть сульфаторудных, полиметаллических и, возможно, islandского шпата представляют собой верхние и надрудные зоны магнетитовых месторождений. В тоже время, многие месторождения и проявления сульфатного, полиметаллического оруденения и

исландского шпата промежуточной зоны сформировались самостоятельно под воздействием низкотемпературных гидротерм, не несущих сколько-нибудь больших количеств железа.

Внутренняя зона шириной 200—250 км занимает погруженную часть Северо-Тунгусского суперпрогиба, где преобладает лавовый тип разреза пород выполнения синеклизы. В зоне установлены исключительно низкотемпературные рудные формации: цеолит-кальцитовая, распространенная повсеместно, особенно в миндалекаменных зонах базальтовых покровов, и медно-цеолитовая, известная в северо-западной части внутренней минерагенической зоны синеклизы в виде проявлений самородной меди совместно с купритом, теноритом, халькозином, ковеллином, кальцитом и цеолитами в миндалекаменных покровных траппах и зонах трещиноватости в вулканитах [9].

Металлогеническая зональность Тунгусской синеклизы коррелируется не только со сменой от ее бортов к ядру исключительно туфового типа разреза нижнетриасового структурного яруса на туфолавовый и преимущественно лавовый, но и с общим увеличением в этом направлении мощности пород выполнения и венд-палеозойского основания синеклизы, а также с существенными изменениями некоторых характеристик ее глубинных этажей (рис. 2). Прежде всего надо отметить заметный подъем (до 35—40 км) поверхности Мохо, а следовательно, сокращение мощности земной коры и относительное ее уплотнение в ядре синеклизы под туфолавовым плащом, т. е. под выделенной нами внутренней металлогенической зоной. Наличие высокоплотного геофизического объекта в центральной части Тунгусской синеклизы достаточно аргументированно связывается с базификацией «гранитного» слоя земной коры, завершившей интенсивный трещинно-лавовый магматизм, в результате которого оказались запечатанными практически все подводящие каналы, что существенно ограничило проявление интрузивной фазы магматизма. Причиной базификации могли быть всплытие в мантии крупной астенотинзы, поднятие в ее апикальной части температурного фронта и массовые вы-

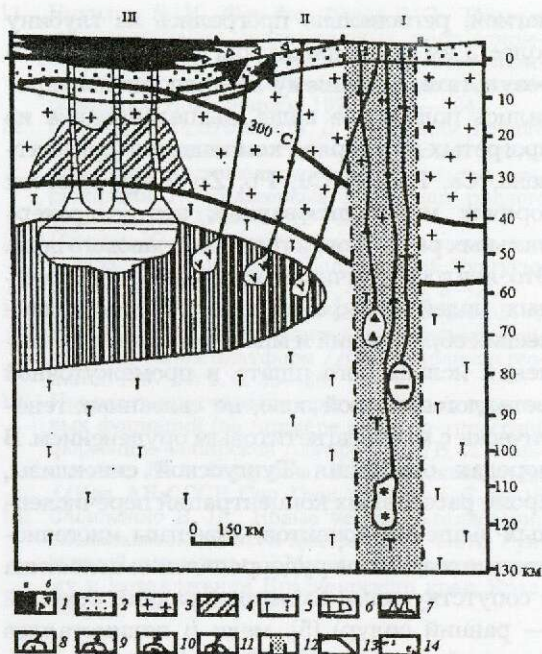


Рис. 2. Идеализированный глубинный разрез Тунгусской синеклизы в раннетриасовое время, составлен с учетом работ [8, 11]:

1 — раннетриасовый структурный ярус: (а — базальтовые лавы, б — туфы); 2 — венд-палеозойские осадочные породы; 3 — земная кора; 4 — базифицированная земная кора; 5 — верхняя мантия; 6 — астенотинза горячей мантии; 7 — общая зона генерации примитивных базальтовых магм с выводящими каналами; 8 — обособленные очаги толеитовых магм и выводящие их каналы; 9 — субщелочных базальтовых, 10 — щелочно-ультраосновных, 11 — кимберлитовых; 12 — зона глубинного разлома; 13 — поверхность Мохо; 14 — теплоизолированная 300°C; стрелками показаны направления переноса тепла, летучих и выщелоченных компонентов из-под лавового экрана; металлогенические зоны: I — краевая, II — промежуточная, III — внутренняя

плавки на относительно небольшой (до 30 км) глубине толеитовой базальтовой магмы. Вследствие этого вязкость материала астенотинзы уменьшалась и она стала растекаться в стороны под нагрузкой вышележащих пород, образуя синеклизу, а по ее периферии — компенсационные поднятия [11]. В центральной части астенотинзы возникла общая зона генерации толеитовых базальтов, образовавших лавовое поле синеклизы.

Важно отметить еще одну особенность глубинных этажей Тунгусской синеклизы под внутренней металлогенической зоной. Перекрытые плащом наземных траппов осадочные породы, пронизанные базальтовой

магмой, регионально прогрелись на глубину более 3 км до температуры 250—300°C [8]. В результате, по нашему мнению, активизировались подземные воды, выщелачивание из прогретых пород ряда компонентов (сульфат-иона, Ca, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn и др.) и отток горячих минерализованных вод (гидротермальных растворов) к границам лавового поля. Это явилось причиной возникновения крупных полей сульфаторудных, полиметаллических образований и многочисленных проявлений исландского шпата в промежуточной металлогенической зоне, не связанных генетически с магномагнетитовым оруденением. В породах основания Тунгусской синеклизы, кроме рассеянных концентраций перечисленных выше компонентов, известны многочисленные осадочные рудопоявления целестина с сопутствующим баритом (поздний кембрий — ранний силур) [5], меди и полиметаллов (средний — поздний кембрий) [1]. Во внутреннюю металлогеническую зону гидротермальные растворы проникали только по достаточно редким трещинным зонам, нарушающим сплошность мощного траппового панциря.

Под краевой металлогенической зоной поверхность Мохо существенно понижается, а мощность земной коры увеличивается. В начале пермско-триасового тектономагматического цикла под зоной находилась периферическая область выклинивания мантийной астенотинзы, в которой формировались обособленные, но довольно многочисленные магматические очаги, обусловившие широкое развитие интрузивной фазы практически стерильного в металлогеническом отношении толлейтового магматизма. После консолидации этих очагов в зонах глубинных разломов, опоясывающих Тунгусскую синеклизу, возникли локальные мантийные очаги выплавок различных продуктивных магм (субщелочной базальтоидной, щелочно-ультраосновной и кимберлитовой) на глубине соответственно до 70, 90—100 и более 110 км [4]. Для всех упомянутых типов платформенного магматизма, проявленного в краевой металлогенической зоне Тунгусской синеклизы, характерно развитие в верхних этажах земной коры интрузий центрального типа и своеобразных структур — диатрем: базальтовых, кимберлитовых, щелочно-гипербазит-карбонатитовых. Связанная с ультраосновными магмами полезная минерализация,

в силу ее орто- и позднемагматического генезиса, залегает непосредственно в интрузивах или диатремах. Гидротермальное оруденение, связанное с траппами, локализуется не только в диатремах, но и в разнообразных трещинно-брекчиевых зонах преимущественно тектонического происхождения.

Глубинное строение промежуточной металлогенической зоны, ее внешней периферии, обнаруживает сходство с таковым краевой металлогенической зоны, а далее к центру синеклизы оно более адекватно подлазовым этажам ядра синеклизы, над которыми расположена ее внутренняя металлогеническая зона. Поэтому в промежуточной зоне по соседству с краевой еще встречаются рудоносные диатремы, хотя интенсивность интрузивного траппового магматизма и собственно оруденения заметно снижается. Ближе к лавовому полю рудоносные диатремы исчезают, магномагнетитовое оруденение локализуется исключительно в трещинных и трещинно-брекчиевых зонах, не образуя крупных скоплений.

Таким образом, в заключительный продуктивный этап интрузивного траппового магматизма проницаемость земной коры уменьшалась от бортов к ядру синеклизы, а следовательно, в этом направлении сокращались размеры промежуточных магматических очагов и увеличивалась глубина их залегания. Этим объясняется вскрытие современным уровнем эрозионного среза в промежуточной зоне главным образом верхушек месторождений с более низкотемпературными, чем в краевой, сорудным и околорудным парагенезисами и сильно магнетиальным магномагнетитом. Указанный уровень относительно палеоповерхности во время рудообразования находился в обеих зонах примерно на одной глубине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю. В., Мирошников А. Е., Наркелю Л. Ф. Меденосные бассейны кембрия Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 12—19.
2. Вахрушев В. А. Скарново-железорудные месторождения Сибирской платформы // Скарновые месторождения. М., 1985. С. 186—234.
3. Гибшер Н. А., Мирошников А. Е., Шклярник Г. К. Новые данные об условиях образования Тычанского стратиформного месторождения свинца (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 73—86.

4. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Основные проблемы платформенного магматизма. Глубинность магматических очагов в верхней мантии и ее роль в разнообразии проявлений магм // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 3—10.
5. К оценке перспектив Сибирской платформы на руды стронция / В. П. Филоненко, Д. И. Мусатов, М. Л. Шерман и др. // Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974. С. 37—39.
6. Киевленко Е. Я. Геология и оценка месторождений полевого шпата. — М.: Недра, 1974.
7. Лисицын А. Е., Малинко С. В., Руднев В. В., Фицев Б. П. О полигенности борной минерализации Коршунковского месторождения // Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 14—19.
8. Макаренко Г. Ф. Траппы в структуре материков. — М.: Наука, 1983.
9. Мезозойская металлогения Таймыро-Норильского региона / О. А. Джужиков, В. В. Золотухин, Г. Г. Кавардин и др. // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1988. Т. 5. С. 203—214.
10. Минерализация Сибирской платформы / Под ред. П. М. Татаринова, Ю. Г. Старикова. — М.: Недра, 1970.
11. Никулин В. И., Фон-дер-Флаас Г. С. Новое в прогнозировании железорудных месторождений Сибирской платформы // Проблемы типизации и прогнозирования железорудных месторождений. Новосибирск, 1990. С. 87—104.
12. Озерова Н. А., Шикина Н. Д. Источники рудного вещества отдельных групп эндогенных месторождений. Ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения // Эндогенные источники рудного вещества. М., 1987. С. 212—228.
13. Погодин Ю. В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски // Советская геология. 1956. № 50. С. 3—11.
14. Подвысоцкий В. Т., Лемох М. И., Никулин В. И. Концепция формирования алмазонасных формаций древних платформ // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 30—36.
15. Принципы расчленения региональных трапповых формаций (на примере пермско-триасовой формации Сибирской платформы) / В. И. Гоньшакова, Л. А. Полунина, В. М. Волкова и др. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988. № 5. С. 3—16.
16. Филоненко В. П. Новые черты металлогении околославовой области центральной части Тунгусской синеклизы // Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976. С. 38—43.

УДК 553.41/.49 (470.1/6)

© Коллектив авторов, 1999

НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ПЛАТИНОИДОВ И ЗОЛОТА НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И В УРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

В.М. Константинов, А.В. Заварзин, М.И. Фазлуллин, А.С. Шульгин, М.В. Цветкова (ВНИИХТ)

На ряде месторождений и рудопроявлений, залегающих в осадочных и метаморфических толщах, обнаружены высокие концентрации МПГ и золота. Установлена приуроченность этих концентраций преимущественно к сульфидам различных металлов. Сделан вывод о практической значимости выявленных концентраций и высказано предположение о существенном расширении сырьевой базы благородных металлов при продолжении начатых исследований.

В последние годы выявлено значительное количество месторождений и рудопроявлений золота, меди и других металлов, залегающих в осадочных и метаморфических толщах, в рудах которых обнаружены высокие концентрации металлов платиновой группы (МПГ). Эти месторождения в отличие от широко распространенных магматогенных месторождений платиноидов стали называть нетрадиционными. К ним относятся месторождения медистых песчаников Любин (Польша) и месторождения в черносланцевых

толщах Сухой Лог (Россия), Мурунтау (Узбекистан), Кумтор (Киргизия) [4, 5].

Наиболее перспективные регионы для выявления промышленных месторождений МПГ нетрадиционного типа — восточная часть Русской платформы и Урал. На Урале широко распространены черносланцевые породы различного возраста, вмещающие многочисленные рудопроявления и отдельные месторождения золота. На Русской платформе развиты верхнепермские континентальные и морские отложения с большим

количеством месторождений и рудопроявлений медистых песчаников, характеризующихся благороднометальной минерализацией.

Нами и другими исследователями установлены повышенные концентрации МПГ и золота на ряде геологических объектов. Промышленная значимость этих концентраций недостаточно ясна. Однако уже сейчас концентрации благородных металлов и прежде всего МПГ на Каргалинском, Воронцовском, Гирьяльском, Кумакском, Верхнекамском и других месторождениях должны привлечь внимание золотодобывающих организаций.

Выявление концентраций МПГ на золоторудных месторождениях может повысить их рентабельность и, вероятно, позволит вовлечь в эксплуатацию рудопроявления с убогими золотыми рудами, считавшиеся нерентабельными. Более детальное опробование рудных объектов может привести к открытию новых месторождений МПГ и золота. Обнаруженные нами высокие концентрации золота и МПГ на месторождениях Каргалинское и Гирьял (Оренбургская область), выявленные А.Ф. Сметанниковым и А.И. Кудряшовым высокие концентрации золота и МПГ в нерастворимом остатке руд Верхнекамского месторождения калийных солей [6, 7] заслуживают первоочередного изучения.

Месторождения Каргалинского рудного поля связаны с русловыми отложениями каргалинской свиты татарского яруса позднeperмского возраста, залегающими среди красноцветных существенно глинисто-мергелистых пород [2, 3]. Рудные залежи совпадают с палеоруслиами и палеостарицами, приурочены к песчаникам, конгломератам и мергелям, а рудные тела имеют форму роллов. Главные медьсодержащие минералы — малахит, азурит, встречаются куприт, халькозин, иногда ковеллин, самородная медь и хризаколла. Цемент оруденелых пород составляет до 50%, представлен тонкодисперсным известково-глинистым веществом, насыщенным медьсодержащими минералами. Присутствуют также магнетит, гематит, гидроксиды железа.

Нами проанализированы различные образцы и пробы. Наиболее представительный материал получен из объединенной валовой технологической пробы, отобранной из гор-

ных отвалов месторождений Каргалинского рудного поля (табл. 1).

Состав ряда валовых и штучных проб из горных отвалов (участков) некоторых отвалов Каргалинского рудного поля лишь более или менее соответствует составу руд (табл. 2, 3). Основными концентраторами благородных металлов служат рудные минералы (табл. 4).

На основании приведенных в табл. 1—4 данных сделаны следующие выводы.

1. Медистые песчаники Каргалинских месторождений являются комплексными — медно-благороднометалльными, содержащими промышленные концентрации золота, серебра и МПГ.

2. Золото концентрируется в пирите, халькозине, самородном серебре и малахите.

3. Серебро находится в самородной форме, углефицированной древесине, а также в пирите и халькозине.

4. Платина присутствует в халькозине и пирите. Ее наибольшие содержания определены в недиагностированном пока минерале.

5. Палладий содержится в пирите, халькозине и в недиагностированном минерале.

На месторождении Гирьял (медистые песчаники), приуроченном к песчаникам фации аллювиальной долины татарского возраста, нами отобрана проба мелкогалечных медьсодержащих конгломератов. В ней установлены такие концентрации благородных металлов, г/т: Pt 4,6, Pd 2,0, Rh 1,1, Ir 1,9, Ru 1,9, Au 14,0 (ИОНХ).

На Верхнекамском месторождении изучены пробы красных силвинитов из средней и верхней частей основного пласта [6, 7] (табл. 5). Пробы были разделены на существенно силвинитовые (С) и существенно галитовые (Г), а в последних выделялись нерастворимый остаток (н) и чистые соли (с). В пробах пробирным и атомно-абсорбционным анализами (ИОНХ) определены Au, Ag, Pt, Rh, Ir. При этом МПГ пробирным анализом обнаружены не были. Что же касается золота и серебра, то авторы высказали предположение об их частичном нахождении в форме металлоорганических соединений и хлоркарбонильных комплексов и определении их пробирным методом не полностью: фиксируется лишь 20—30% золота и 50—60% серебра.

В зоне перехода от морских к континен-

1. Содержание благородных металлов в объединенной валовой технологической пробе из горных отвалов месторождений Каргалинского рудного поля, г/т

Номера проб	Au	Ag	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Исполнитель
К	4,3	29,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	ВНИИХТ
К-1	2,0	Не опр.	29,0	20,0	0,41	0,66	45,0	ИОНХ
	0,1	15,3	1,0	0,55	0,1	Не опр.	3,7	ЦНИГРИ
К-2	3,5	Не опр.	26,0	21,0	0,30	0,27	13,0	ИОНХ
Среднее	2,37	22,4	18,3	13,8	0,27	0,46	20,5	

2. Содержание благородных металлов в валовых пробах из горных отвалов, г/т

Номера проб	Au	Ag	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Исполнитель
Левский отвод								
Пр-4	0,3	17,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	ВНИИХТ
	Не опр.	Не опр.	5,8	2,62	0,5	1,8	1,9	ИОНХ
Семеновский отвод								
Пр-5	0,2	20,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	ВНИИХТ
	1,72	Не опр.	7,8	3,0	0,76	2,9	2,0	ИОНХ
Сметный отвод								
Пр-6	0,41	29,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	ВНИИХТ
	8,28	Не опр.	5,8	1,8	0,56	3,6	0,44	ИОНХ
Скворцовский отвод								
Пр-7	0,3	29,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	ВНИИХТ
	2,42	Не опр.	9,5	2,7	0,97	3,2	3,9	ИОНХ
Среднее	0,25	24,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	ВНИИХТ
	3,1	—	7,2	2,5	0,7	2,9	2,0	ИОНХ

тальным отложениям Привятской площади В.Г. Чайкиным и др. [9] обнаружены повышенные концентрации МПГ. Под Привятской площадью понимается часть Татарского свода (Привятская зона поднятий), протягивающаяся вдоль западного берега р. Вятки на 200 км при ширине 70—80 км. В залегающих среди глин и глинистых мергелей позднеказанского возраста конкрециях, сложенных малахитом, халькозином, ковеллином, купритом, гидроксидами железа и малахитом-азуритом, определены повышенные концентрации благородных металлов, г/т: Ag до 370, Au до 0,45, Pt до 0,27, Pd до 1,8, Rh до 4,1. В технологической пробе, отобранной из коренных пород, содержание палладия составляет 2,12 г/т (анализы Томского ПУ).

Рассмотренные данные о высоких концентрациях благородных металлов в различных геологических образованиях поздне-

пермского возраста позволяют сделать вывод о благороднометалльной специализации верхнепермских отложений Урала и восточной части Русской платформы.

На Урале к месторождениям и рудопроявлениям золота, залегающим в черносланцевых толщах, в первую очередь, относятся месторождения Ивдельско-Миасской, Джетыгаринской и Кочкоро-Айдарлинской золоторудных зон. В Кочкоро-Айдырлинской зоне наиболее интересны месторождения Кумакского рудного поля. Здесь золоторудные месторождения представлены золото-кварцевой и золото-сульфидно-углистой формациями. Первая из них связана с гранитоидами среднепалеозойской тоналит-гранодиоритовой формации. Золотоносные кварцевые жилы концентрируются в основном в Джабыгсайском и Акжарском гранодиоритовых массивах. Золото-сульфидно-углистая формация локализована в терриген-

3. Содержание благородных металлов в штифных пробах, г/т

Номер ра проб	Место взятия месторожде- ние	Материал	Au	Ag	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Испол- нитель
У-1	Каргалинское месторожде- ние	Малахит	0,00	Не опр.	0,00	6,29	6,37	49,0	0,00	ИОНХ
Пр-1	Левский отвод	Среднезернистый песчаник	9,2 11,8 10,8	71,0 Не опр. Не опр.	25,0 13,6 Не опр.	21,0 13,2 Не опр.	2,5 6,65 Не опр.	1,8 2,1 Не опр.	Не опр. 7,42 Не опр.	ВНИИХТ ИОНХ ЦНИГРИ
Пр-2	Уранбаш- Скворцовский отвод	Среднезернистый песчаник	19,8 11,8 25,8	61,0 Не опр. Не опр.	20,0 Неопр. 20,0	20,0 Не опр. 2,93	4,5 Не опр. 0,76	4,2 Не опр. 1,7	Не опр. Неопр. 2,2	ВНИИХТ ЦНИГРИ ИОНХ
Пр-3	Уранбаш- Скворцовский отвод	Углефицированная древесина	9,5 16,8 9,6	267,0 Не опр. Неопр.	18,0 9,1 Не опр.	7,5 3,1 Не опр.	1,0 1,7 Не опр.	1,0 4,0 Не опр.	-- 2,8 Не опр.	ВНИИХТ ИОНХ ЦНИГРИ
Пр-8	Семеновский отвод	Мелкозернистый серый песчаник	8,3 10,1	57,0 Не опр.	75,0 9,5	23,0 2,8	3,8 1,7	7,7 4,0	Не опр. 3,3	ВНИИХТ ИОНХ
Пр-9	Михайловский отвод	Среднезернистый серый песчаник	7,7 8,8	57,0 Не опр.	75,0 2,5	21,0 1,03	3,6 2,0	5,3 1,3	Не опр. 1,3	ВНИИХТ ИОНХ

4. Содержание благородных металлов в рудных минералах Каргалинского рудного поля по данным МРС-анализа, %

Минерал	Au	Ag	Pt	Pd	Число определений
Пирит	0,00—0,31 0,04	0,00—0,06 0,04	0,00—0,79 0,06	0,00—0,14 0,03	20
Халькозин	0,00—0,11 0,035	0,09—0,76 0,34	0,00—0,13 0,038	0,00—0,08 0,02	11
Малахит	0,00—0,09 0,035	0,04—0,46 0,32	0,00—0,06 0,013	0,00—0,03 0,006	8
Самородное серебро	0,00—0,58 0,06	38,72—98,44 73,27	0,00—0,33 0,033	0,00—0,00 0,00	12
Углефицированная древесина	0,00; 0,00	84,35; 98,86	0,00; 0,001	0,00; 0,001	2
Неизвестный минерал	Не опр.	Не опр.	1,33; 1,35	0,14; 0,15	2

5. Содержание Au, Ag, МПГ и Ir в пробах и продуктах их передела, г/т

Номера проб	Выход	Au	Ag	Pt	Pd	Rh	Ir
Средняя часть пласта							
1С	100,00	0,18	2,040	0,140	0,290	0,022	0,156
1Сн	2,2	2,50	17,100	6,300	1,230	0,100	7,500
1Сс	97,8	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
3Г	100,00	0,38	1,76	0,387	0,083	н. о.	0,75
3Гн	1,13	0,46	7,04	4,85	1,070	н. о.	9,7
3Гс	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Верхняя часть пласта							
5С	100,00	0,011	25,36	2,26	0,47	0,066	4,74
5Сн	22,00	0,05	110,60	10,25	2,10	0,300	21,5
5Сс	78,0	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
6Г	100,00	0,017	45,17	6,36	0,94	0,011	6,6
6Гн	26,0	0,06	171,66	24,20	3,40	0,430	25,1
6Гс	74,0	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.

но-осадочной толще орогенного комплекса и характеризуется приуроченностью рудной минерализации к углистым разностям пород (Сорг до 8%), развитием штокверковой прожилково-вкрапленной минерализации, ее простым составом — кроме пирита и пирротина весьма незначительно распространены лишь тетрадимит, арсенопирит, халькопирит и галенит, наличием конседиментационной и гидротермально-метасоматической генераций пирита. Тесная связь сульфидов и золота с углеродсодержащей пачкой, проявление метасоматических процессов, а также находки зерен платины при

шлиховом опробовании вблизи месторождения Кумак позволили предположить их сходство с другими платиносодержащими месторождениями золота в черносланцевых толщах (Мурунтау, Сухой Лог, Кварцитовые горки и др.).

Для проверки предположения о наличии МПГ в рудах месторождения Кумак проанализировано ограниченное число проб и изучены образцы. Пробы на МПГ исследовались при помощи полуколичественного спектрального анализа (табл. 6) с использованием пробирной плавки (табл. 7) и последующего атомно-абсорбционного

6. Результаты определения благородных металлов полуколичественным спектральным анализом, г/т

Пробы	Ag	Au	Pt	Pd	Rh	Ru	Os	Ir
Черный углистый сланец	30	<30	10	30	<100	300	<30	<100
Жильный кварц, бурый	30	30	10	300	<100	<300	<30	<100
Серая окварцованная порода	>30	100	10	30	<100	<100	<30	<100

7. Результаты пробирного анализа проб на МПГ, г/т

Номера проб	Pd	Pt	Rh	Ru
Пр-1	<0,1	<0,1	0,05	<0,05
Пр-2	<0,1	<0,1	0,05	<0,05

8. Результаты химико-атомно-абсорбционного анализа на МПГ, г/т

Номера проб	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir
Пр-1	3,6	<2,6	0,3	<0,05	Не опр.
Пр-2	4,2	<2,6	0,35	<0,05	Не опр.
Км-33	1,6	1,86	<0,1	<0,1	<0,8

анализа и методом атомной абсорбции при полном химическом разложении материала пробы (табл. 8) (ВНИИХТ).

Были также определены концентрации платины и палладия в пиритах и халькопирите месторождения (табл. 9).

При рассмотрении результатов спектральных анализов нельзя не отметить высокие значения МПГ и золота. В то же время, те же самые аналитики не фиксировали такие высокие значения в других случаях (например, для Воронцовского месторождения). Учитывая возможности спектрального анализа, можно лишь констатировать наличие МПГ. Особенно следует проверить наличие высоких концентраций рутения. Данные пробирного анализа указывают на незначительные концентрации родия и фиксируют другие элементы на пределе чувствительности метода. Химико-атомно-абсорбционный анализ достаточно надежно выявляет во всех пробах палладий и в одной пробе платину. Наличие платины и палладия в сульфидах показывает, что именно они — основные концентраторы МПГ.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о платинометальности золото-

рудного месторождения Кумак. Практическое значение МПГ на этом месторождении можно определить при более тщательных геолого-минералогических и технологических работах.

Нами также получены данные, указывающие на наличие МПГ в рудах Воронцовского месторождения. Вначале в лаборатории ИОНХ был проанализирован рудный образец из валовой пробы и получены данные о наличии в рудах МПГ, г/т: Au 8,2, Pt 12,0, Rh 0,3, Ru 0,28. По договору с Уральским геологическим комитетом проанализированы керновые пробы (полуколичественный спектральный и химико-атомно-абсорбционный анализы, ВНИИХТ) и при помощи установок «Самебах» исследованы концентрации платины в рудных минералах из тяжелой фракции.

Сопоставление результатов полуколичественного спектрального и химико-атомно-абсорбционного методов анализа показали, что спектральное определение платины «след» соответствует химико-атомно-абсорбционному — 10 г/т, а спектральное определение «очень слабый след» — 1,5 г/т. Совпадение повышенных концентраций

9. Массовое содержание благородных металлов в минералах месторождения Кумак, %

Элементы	Число определений	Пирит	Число определений	Халькопирит
Au	28	0,00—0,69 (0,07)	5	0,00—0,1 (0,03)
Ag	28	0,00—0,04 (0,008)	5	0,00—0,12 (0,05)
Pt	28	0,00—0,85 (0,085)	5	0,00—0,09 (0,03)
Pd	28	0,00—0,92 (0,006)	5	0,00—0,02 (0,004)

Примечание. В скобках — среднее содержание.

10. Содержание МПГ в керновых пробах Воронцовского месторождения по данным спектрального и химико-атомно-абсорбционного анализов, г/т

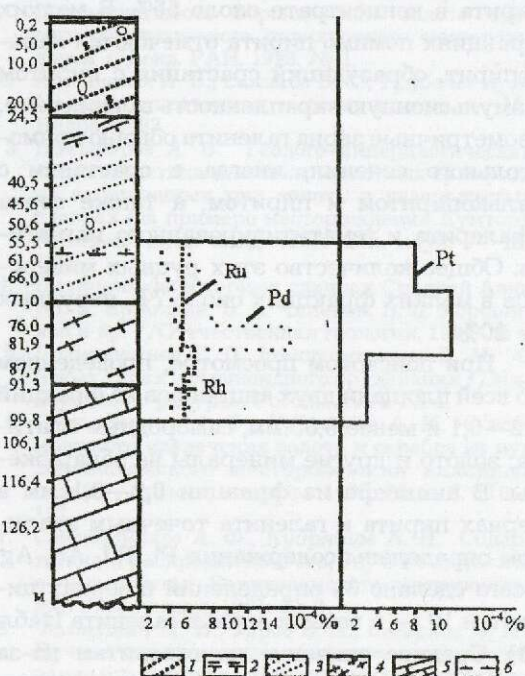
Число проб	Метод анализа	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh
19	Спектральный	0—30	н. о. — сл. сл.	н. о. — сл. сл.	н. о. — сл. сл.	н. о. — оч. сл. сл.	н. о. — сл. сл.
17	Химико-атомно-абсорбционный	0,5—10 (3,5)	0,3—5 (1,07)	Не опр.	Не опр.	0,3—0,6 (0,4)	0,1—0,7 (0,25)

Примечание. В скобках — среднее значение.

МПГ, установленных химико-атомно-абсорбционным методом, со слабыми сигналами спектральных определений, позволяет считать, что мы действительно имеем дело с повышенными концентрациями МПГ. Можно также сделать вывод и о том, что использование сравнительно дешевого полуквантитативного спектрального анализа на МПГ целесообразно на начальных этапах выявления их повышенных концентраций (табл. 10).

Наличие повышенных концентраций МПГ косвенно подтверждает их приуроченность к определенной геологической ситуации. На рисунке показано распределение МПГ по данным химико-атомно-абсорбционного анализа в скв. 862р. Повышенные концентрации платины (>7 г/т) установлены в интервале от 55,5 до 99,8 м. Этот интервал соответствует области развития тектонитов по аргиллизированной дайке и мраморизованным известнякам с примесью туфогенного материала. Более локальная зона концентраций платины 10 г/т, а также повышенные концентрации палладия, родия и рутения приходится на внутреннюю часть тектонитов.

Из гравиконцентраата руд Воронцовского



Распределение Pt, Pd, Rh, Ru в интервале 55,5—99,8 м скв. 862р:

1 — структурная кора выветривания; 2 — туфоаргиллиты, туфоалевролиты; 3 — аргиллизиты по туфопесчаникам; 4 — тектонит по дайке аргиллизированный; 5 — мраморизованный известняк с примесью туфогенного (углистого?) материала; 6 — разломы

11. Результаты точечных МРС-анализов на благородные металлы в зернах пирита и галенита Воронцовского месторождения, %

Элементы	Пирит (30 зерен)			Галенит (11 зерен)		
	От	До	Среднее	От	До	Среднее
Pt	0,0	0,47	0,042	0,01	2,32	0,171
Pd	0,0	0,30	0,060	0,0	0,36	0,027
Au	0,0	0,28	0,027	0,0	0,30	0,028
Ag	0,0	0,51	0,158	0,06	0,48	0,186

месторождения были изготовлены искусственные аншлифы (фракции 0,2—0,1 и 0,1—0,05 мм). Определение содержаний благородных металлов в зернах производилось так же, как и при изучении руд Каргалинского месторождения. Предварительный просмотр концентрата под оптическим микроскопом показал, что он сложен преимущественно рудными минералами, количество которых увеличивается в мелких фракциях. Резко преобладает пирит, количество которого во фракциях крупнее 0,2 мм составляет около 25%, в более мелких фракциях — в среднем 75%; среднее содержание пирита в концентрате около 55%. В мелких фракциях помимо пирита отмечаются халькопирит, образующий сростания с пиритом и эмульсионную вкрапленность в сфалерите, изометричные зерна галенита обычно прямоугольного сечения, иногда в сростании с халькопиритом и пиритом, а также зерна сфалерита и гематитизированного магнетита. Общее количество этих рудных минералов в мелких фракциях около 7%, нерудных — 20%.

При поисковом просмотре, проведенном по всей площади двух аншлифов из фракций 0,2—0,1 и менее 0,05 мм, самородные платина, золото и другие минералы не обнаружены. В аншлифе из фракции 0,2—0,1 мм в зернах пирита и галенита точечным анализом определены содержания Pt, Pd, Au, Ag. Всего сделано 30 определений в зернах пирита и 10 — в восьми зернах галенита (табл. 11). Среднее значение по галенитам из-за малого числа определений следует считать ориентировочным.

Результаты МРС-анализов показывают, что средние содержания платины и палладия в исследованных пиритах близки к среднему содержанию в них золота, незначительно их превышая. Платиноиды распространены

также несколько шире, чем золото: в 40 анализах платина установлена 29 раз, палладий — 17 раз, а золото — 14 раз. Как правило, платиноиды и золото развиты на фоне широкого распространения серебра, которое присутствует в 34 случаях из 40. В 12 случаях из 14 при наличии золота обнаружена платина. Это позволяет говорить о тенденции пространственной связи платины с золотом и серебром в зернах сульфидов. Вычисленная парная корреляция между золотом и платиной составила +0,82, золотом и палладием — +0,28. Это подтверждает наличие связи между золотом и платиной и отсутствие ее между золотом и палладием.

На основании полученных сведений о средних содержаниях благородных металлов в главном минерале гравиконцентрата — пирите — предпринята попытка оценить концентрации МПГ в гравиконцентрате. Количество МПГ в других сульфидов ввиду их малой распространенности можно не учитывать. При среднем содержании пирита в гравиконцентрате 55% расчетное содержание благородных металлов составляет, г/т: Pt 230, Pd 360, Au 150, Ag 870. Для проверки этих данных гравиконцентрат подвергался пробирному и химико-атомно-абсорбционному анализам на МПГ. В результате определения пробирным методом платины в одной и той же пробе получены следующие содержания, г/т: 0,56, 6,6, 34,92, 1,58, н. о., н. о. Атомно-абсорбционные определения в двух пробах дали следующие результаты, г/т: Pt 0,92, 3,0; Pd 0,84, 1,64; Ir, Rh, Ru в повышенных концентрациях не обнаружены. Резкие расхождения между расчетными и фактически установленными концентрациями МПГ в гравиконцентрате нуждаются в изучении и объяснении.

Все приведенные данные свидетельст-

вуют о наличии МПГ в рудах Воронцовского месторождения. Наличие высоких концентраций МПГ и их связь с определенными геологическими ситуациями позволяют предполагать возможность выявления золото-платиновых рудных тел.

Для выяснения промышленной значимости платиноидов необходимы дальнейшие исследования. Наши данные о платинометальности Воронцовского месторождения подтверждаются исследованиями А.Ф. Коробейникова, О.Н. Грязнова, В.Н. Боброва [1]. Ими выявлены повышенные (до 20 г/т) содержания платины, приуроченные к окварцованным известнякам и аргиллизитам, и установлено, что золотые руды содержат до 15,1 г/т Pt и 0,05 г/т Pd.

Вышеизложенное говорит о широком распространении повышенных концентраций МПГ и золота на различных геологических объектах. Прежде всего обнаружена повышенная МПГ-золотоносность верхнепермских осадочных образований (месторождения Кумак, Гирьял, Верхнекамское, Привятская площадь). Повышенные концентрации МПГ содержат золоторудные месторождения в черных сланцах (Кумак) и аргиллизитах (Воронцовское).

Итак, можно сделать ряд выводов.

Осадочные фации верхнепермских отложений восточной части Русской платформы и Урала специализированы на золото, МПГ и серебро.

Месторождения Каргалинской группы и месторождение Гирьял являются медно-благороднометалльными.

Наличие золота и МПГ в медистых песчаниках предполагает вероятность обнаружения россыпей, которые могут быть представлены тонким золотом и МПГ и пропущены при шлиховом опробовании.

При проведении работ по выявлению МПГ на рудопроявлениях и месторождениях золота в черносланцевых толщах и аргиллизитах и создании технологии извлечения МПГ значительно повысится рентабельность их разработки.

Продолжение начатых работ должно привести к значительному расширению сырьевой базы благородных металлов на Урале и Русской платформе.

Значительный разброс результатов определения благородных металлов, полученных различными методами и лабораториями, может быть объяснен после проведения технологического опробования руд на пробе, масса которой позволит получить ощутимое количество металлов в виде «королька» или в растворе. Для сульфидных руд в качестве технологического метода опробования могут использоваться методы гидрохлорирования или серноокислотно-хлоридного выщелачивания.

Окисленная часть медно-благороднометалльных месторождений и месторождений благородных металлов в черносланцевых формациях может успешно отрабатываться методом серноокислотно-хлоридного выщелачивания, позволяющего в одну стадию извлечь в раствор все полезные компоненты [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коробейников А. Ф., Грязнов О. Н., Бобров В. Н. Платиноносность Воронцовского золото-березит-аргиллизитового полихронного месторождения // Докл. РАН. 1998. № 1.
2. Нарышкин Л. В., Салихов В. С., Трубочев А. И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
3. Никифоров А. В. Геолого-минералогическая характеристика многокомпонентных сульфидно-вкрапленных руд золота в углеродистых сланцах (на примере месторождения Кумтор): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. — М., 1993.
4. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии / Н. П. Ермолаев, В. А. Чиненов, В. Л. Хорошилов и др. // Отечественная геология. 1994. № 4.
5. Полушкин Г. П., Константинов В. М. О новых типах платиноидного оруденения // Минеральные ресурсы России. 1994. № 4.
6. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. О возможности извлечения золота и серебра из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 118—121.
7. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt-металлов в силвинитах Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. № 9.
8. Фазлуллин М. И., Гуров В. А., Смирнов И. П. Кучное серноокислотно-хлоридное выщелачивание благородных металлов из руд и материалов // Цветные металлы. 1997. № 8.
9. Чайкин В. Г., Глебашов С. Г., Месхи А. М., Шевелев А. И. О составе конкреций Привятской площади (Восточно-Европейская платформа) // Геология рудных месторождений. 1996. № 5.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.463 (235.222)

© В.М. Чекалин, 1999

КОЛЫВАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВИСМУТ-МЕДНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД В ГОРНОМ АЛТАЕ

В.М. Чекалин (ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция»)

Приводится полное описание геологического строения месторождения, относящегося к пневматолито-гидротермально-плутоногенному типу кварцево-жильной формации и пространственно связанного с южной частью мощного дайкообразного тела аплитовидных гранитов. Рудоносные растворы как дериваты заключительных стадий становления Синюшинского плутона порфировидных гранитов пермско-триасового возраста поступали с глубины на участки Южного и Центрального (не Северного!) его блоков. На глубину (ниже 100—200 м) достаточно не разведано и не отработано.

Изучаемое месторождение, известное с первой четверти XVIII в., находится на гребне меридионального отрога горы Синюха в 6 км от с. Колывань. С ним на Алтае связано начало добычи медных и вольфрамовых руд. В 1726 г. на базе его окисленных руд построен медеплавильный завод, ставший родоначальником горно-металлургического производства на Алтае. Как медное оно отрабатывалось в 1726—1732, 1790—1794 и 1822—1823 гг. Количество добытой руды в первый период неизвестно, в два последних извлечено 331,8 т руды, из которой выплавлено 13,85 т меди. Первые сведения о нем в литературе приведены Гмелиным в 1757 г. В 1788 г. Ренованц, описывая его как медное, впервые отмечает в кварцевых жилах наличие вольфрамитов, названного им «черным шерлом», содержание триоксида вольфрама в котором составило 0,5—2,8%. В 1869 г. Бекк и Тейх рассматривают его уже как медно-вольфрамовое, определяют химический состав вольфрамитов (таблица). В 1917 г. Геологом России под руководством В.К. Котульского на месторождении проведены опробовательские работы на вольфрам, в результате которых сделан вывод о необходимости определения его промышленной значимости. К планомерной оценке приступили лишь в 1930 г., когда партией Ленин-

градского института НИГРИМ, возглавляемой И.Л. Лурье, было обнаружено несколько промышленных вольфрамитоносных жил. В 1931—1960 гг. проводятся разведочные работы. За это время пройдено большое количество поверхностных и подземных горных выработок и скважин колонкового бурения. С 1937 по 1960 гг. месторождение непрерывно эксплуатировалось. При этом выполнены горно-проходческие работы на шести горизонтах (глубина 200 м) объемом 14 737 м, в т.ч. одной шахты глубиной 162 м.

Месторождение в разные годы изучалось также Ю.А. Спейтом, А.М. Новоселовым (1933), М.Ф. Черкашениным, Л.М. Вишневской, М.Н. Григорьевым, С. Ворониной, Б.Г. Малышевым, М.А. Ильюшенко, А.А. Мацулевичем и др. В качестве консультантов посещалось Ф.Н. Шаховым, К.Л. Пожарицким, М.А. Усовым. М.А. Усов высказал мысль о необходимости его эксплуатации. Ф.Н. Шахов оказывал помощь при изучении вещественного состава руд.

По месторождению накоплен огромный фактический материал, большая часть которого не сохранилась. Публикации о нем немногочисленны. Цель настоящей статьи показать по возможности полно его геологическое строение и генезис, используя

Химический состав руд и вольфрамита

Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	WO ₃	Cu	Bi	Mo	S	Σ	Источник
Руда, проба 1	90,50	1,24	2,42	2,25	0,36	0,09	0,05	0,85	0,50	0,05	Следы	0,85	99,11	Паспорт месторождения, 1939
Вольфрамитовый концентрат	3,84	0,04	8,04	8,03	2,93	5,98	0,12	66,40	0,86	Следы	0,003	1,06	97,30	То же
Сульфидный концентрат	3,48	Нет	34,60	1,10	0,32	0,21	0,09	1,89	18,76	0,86	0,170	36,08	97,41	«
Руда, проба 2	90,40	3,27	2,03	1,10	0,42	0,09	0,05	0,68	0,57	0,06	0,020	0,61	99,30	«
Вольфрамит	—	—	16,21	—	—	8,39	—	75,51	—	—	—	—	100,11	Бекк, Тейх, 1869
То же	—	—	9,29	—	—	14,09	—	75,43	—	—	—	—	98,81	Пилипенко, 1915
«	—	—	9,56	—	—	13,70	—	74,94	—	—	—	—	98,20	То же
«	—	—	12,69	—	—	6,72	—	78,06	—	—	—	—	97,47	Тальвинский, 1917

доступные архивные материалы по разведке и эксплуатации, опубликованные сведения и наблюдения автора при осмотре обнажений, поверхностных выработок и отвалов рудника.

Геологическое строение рудного поля. Поле площадью около $0,35 \text{ км}^2$ сложено песчано-сланцевыми породами суеткинской свиты верхнего кембрия — нижнего ордовика и разновозрастными гранодиори-

тами, аплитовидными и порфировидными гранитами. Осадочные породы примыкают к месторождению с запада и в виде останцового узкого языка субширотного простирания налегают на структуру месторождения (рис. 1). На контакте с интрузиями они ороговикованы.

Интрузивные породы составляют более 95% площади рудного поля. Центральная часть месторождения представлена крупной

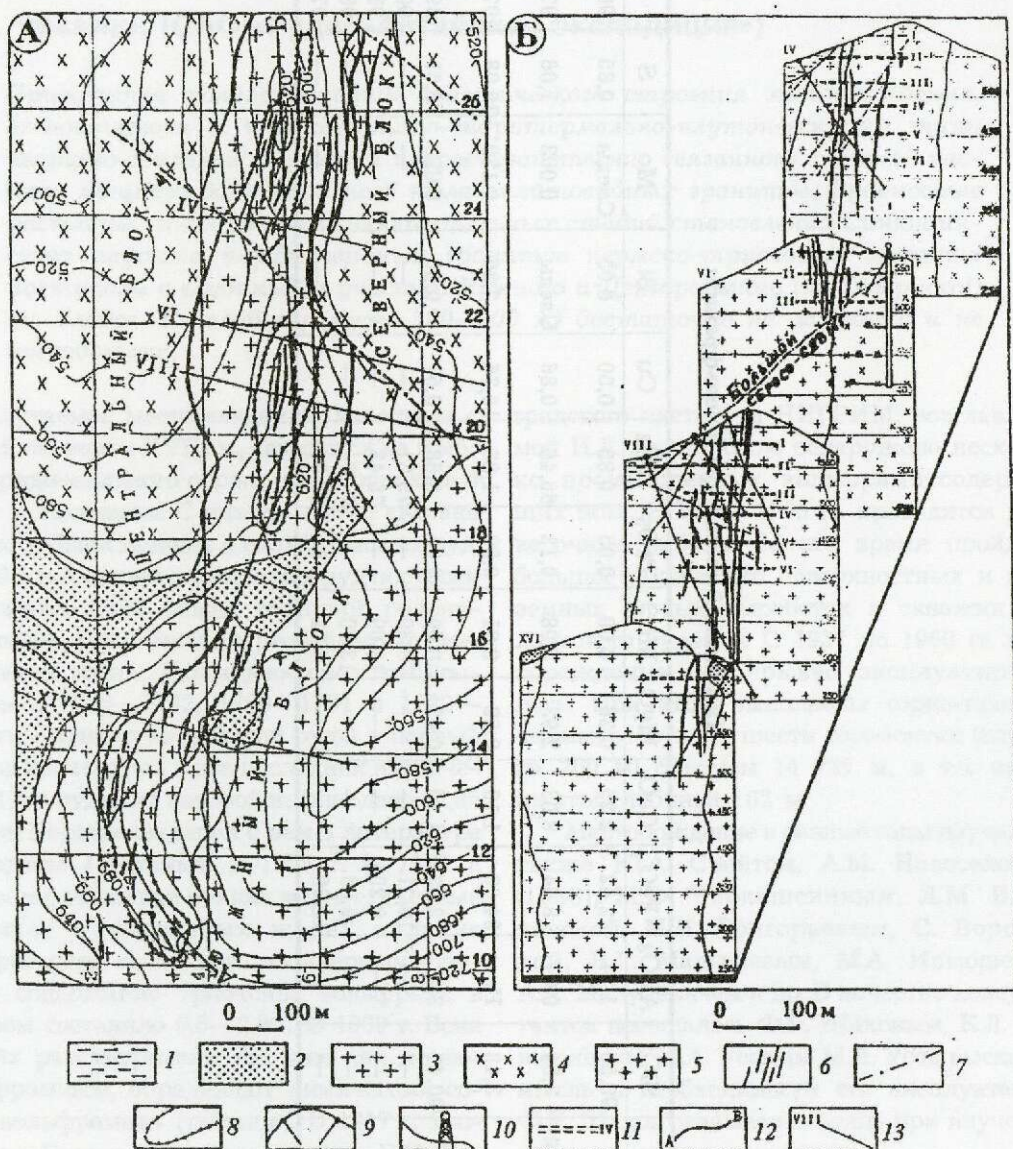


Рис. 1. Геологическая карта (А), составленная И.С. Цейклиным и дополненная В.М. Чекалиным, и блок-диаграмма (профильная аксонометрия — Б) Кольванского месторождения:

1 — рыхлые отложения; 2 — метаморфические сланцы; 3 — аплитовидные граниты; 4 — гранодиориты; 5 — биотитовые порфировидные граниты; 6 — кварцево-вольфрамовые жилы; 7 — разрывные нарушения; 8 — проекция рудной зоны; 9 — оси скважин; 10 — ствол шахты; 11 — горизонты отработки; 12 — осевая линия месторождения (А—В); 13 — линии поперечных разрезов

вертикально падающей дайкой (Кольванской апофизой) мощностью до 300—500 м, сложенной аплитовидными гранитами, прослеживающейся в северном направлении на расстояние около 8 км и занимающей осевую часть хребта. В состав дайки входят собственно аплитовидные граниты, гранит-порфиры, гранофиры, описанные В.В. Потапьевым (1965); И.С. Цейклиным среди них выделены еще и микроаплиты. Между ними не существует четких границ. Гранит-порфиры и гранофиры составляют верхнюю часть дайки, с глубиной сменяясь аплитовидными гранитами. Отличаются среднезернистой структурой, массивной текстурой, светло-серым цветом. Состоят из кварца и полевого шпата, а также второстепенных минералов — мусковита, турмалина, граната, вторичного биотита, циркона, магнетита, пирита. В их апикальной части, по В.В. Потапьеву (1965), отмечаются останцы и мелкие ксенолиты осадочных пород раннего палеозоя и гранодиоритов. Южное окончание апофизы с юго-запада, юга и юго-востока опоясывается биотитовыми порфировидными гранитами. Северную половину месторождения вмещают верхнедевонские гранодиориты, плотные, серого цвета с гипидиоморфнозернистой структурой, массивной текстурой. Среди минералов под микроскопом, по И.С. Цейклину, обнаружены щелочной полевой шпат, олигоклаз-андезин, кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка, апатит, сфен, эпидот и в небольшом количестве рудные минералы. На контакте с микроаплитом первичные состав и структура гранодиорита изменяются вплоть до полностью преобразованных разностей пород с появлением вторичных минералов — актинолита, гидробиотита, эпидота, цоизита, мусковита, кварца, граната, иногда флюорита. Резкая изогнутость листочков биотита, волнистое угасание кварца и его мостовая структура свидетельствуют о подверженности породы значительному давлению.

Порфировидные граниты составляют северо-западный край крупного Синюшинского массива одноименного комплекса гранитов пермско-триасового возраста. Макроскопически это массивные, крупнозернистые порфировидные породы светлого розовато-

серого цвета, состоящие из розового микроклин-пертита, водяно-прозрачного (иногда дымчатого) кварца, олигоклаза, в подчиненном количестве, биотита, апатита, сфена, циркона и рудного минерала. На контакте с аплитовидным порфировидным гранитом превращается в мелкозернистую разность, напоминающую гранит-порфир. Здесь же появляется мелкочешуйчатый мусковит, типичный для грейзенизированных пород месторождения.

Гранодиориты, аплитовидные и порфировидные граниты резко отличаются по цвету, текстурно-структурным особенностям, составу и радиоактивности. Последняя в них, по данным С.П. Шокальского, составляет соответственно 18, 32 и 55 мкР/ч.

Строение рудной зоны. Рудная зона месторождения связана в основном с кварцевыми жилами, залегающими в средней по мощности части тела аплитовидных гранитов. Она простирается с юга на север на 1600 м и делится на три блока: Южный, Центральный и Северный. Границей между Центральным и Северным блоками служит Большой сбросо-сдвиг северо-западного простирания (320°) с падением на юго-запад под углом $65\text{--}70^\circ$. По нему Северный блок относительно Центрального приподнят и смещен в северо-западном направлении на 115 м. Южный и Центральный блоки, как нам представляется, также разделены разрывным нарушением, так называемым Предполагаемым разломом (рис. 2). По нему Центральный блок относительно Южного приподнят и смещен к востоку примерно на 100 м. Кроме этих крупных разломов, на месторождении широко развиты и более мелкие разрывные нарушения. Геологи, изучавшие месторождение в процессе эксплуатации, делят их на две группы: пологие сдвиговые и надвиговые смещения и круто падающие сбросы. Первая группа нарушений наиболее развита в Центральном блоке. Их сместители в пространстве имеют самую разнообразную ориентировку падения под углами от 5 до 40° . Амплитуда смещения от первых сантиметров до 2 м (в одном случае $7\text{--}12$ см). Нарушения второй группы также в основном распространены в Центральном блоке и менее в Северном. Для них характерно разностороннее падение, но под более крутыми углами ($45\text{--}70^\circ$).

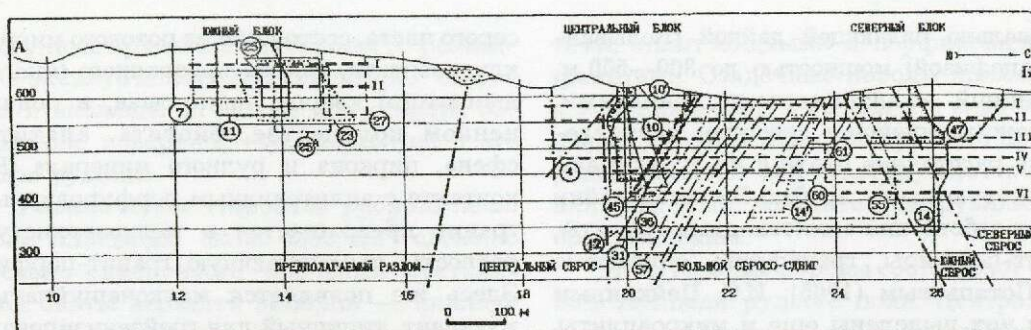


Рис. 2. Проекция кварцево-вольфрамовых жил на продольную вертикальную осевую плоскость месторождения, след которой на поверхности отвечает линии А—Б

Амплитуда смещения по ним незначительная — до 1—2 м, редко 4—15 м.

Тектонические процессы на участке месторождения проявлялись многократно и в целом носили прерывисто-непрерывный характер. Они происходили с переменной интенсивностью в до-, син- и пострудную стадии его формирования. Доминерализационная тектоника, по мнению И.С. Цейкина, М.Ф. Черкашенина, Н.М. Григорьева, М.А. Ильющенко и др., выразилась в интенсивных подвижках по трещинам отдельности, образовавшимся в период остывания расплава дайки аплитовидных гранитов. Всего на месторождении откартированы три системы трещин. Первая система ориентирована субмеридионально ($5-20^\circ$) с крутым ($70-90^\circ$) падением на запад согласно контакту тела аплитовидных гранитов и вмещающих их гранодиоритов. Именно она развивается по ранее заложенным трещинам отдельности и распространяется на значительную глубину. В связи с этим рассматриваемая система трещин представляется наиболее перспективной рудоносной структурой. Вместе с тем, она ограничивает другие, сопрягающиеся с ней, системы трещин. Вторая система имеет такое же простирание, но противоположное падение — на восток и под более крутыми углами ($80-90^\circ$). Третья система простирается по азимуту 19° и имеет более пологий угол (70°) падения на юго-восток.

В до- и синрудную стадии тектонические подвижки играли как положительную, так и отрицательную роль, образуя новые, приоткрывая или сужая и закрывая уже существовавшие трещины, по которым могли циркулировать пневмолито-гидротермальные растворы, приводя к кварцево-рудному жи-

лообразованию. В пострудную стадию эти процессы отрицательно отразились на некогда монолитной рудной зоне, разбив ее на три блока со смещением их относительно друг друга на значительное расстояние и разорвав рудные жилы и оруденелые зоны внутри блоков. Существенным моментом при этом является взброс с нарастающей амплитудой Центрального и Северного блоков относительно Южного, что привело после горообразования к денудации значительной части месторождения во взброшенных блоках.

Наряду с общими чертами строения, каждый из блоков месторождения имеет и свои отличительные особенности. Так, Южный блок занимает самое высокое гипсометрическое положение (695 м) и, что самое главное, незначительно эрозионно срезан, что подтверждается наличием останцев нижнепалеозойских песчано-сланцевых пород в кровле аплитовидных гранитов. Здесь известны 14 рудных жил и зон, пять из которых имеют промышленное значение. Рассредоточены они весьма неравномерно — от единичных далеко удаленных друг от друга до скоплений, проявленных на небольшой площади. Простирание жил и рудных зон северо-северо-восточное ($2-20^\circ$) с крутыми ($70-90^\circ$) углами падения на запад, в единичных случаях на восток. Кварцевые жилы простираются на десятки метров, редко 80—100 м. По падению они часто значительно большего размера (см. рис. 2). Их мощность незначительная — от 0,2 до 0,45 м, иногда более. В пределах данного блока в отличие от других широко проявлен процесс грейзенизации аплитовидных гранитов с образованием зон кварцево-сланцевых пород (грейзенов) мощнос-

тью 2—5 м, включающих иногда кварцевые линзы с вольфрамитом. Эти зоны имеют то же пространственное положение, что и кварцево-рудные жилы. В приальбандовой части последних граниты нередко грейзенизированы. Мощность таких оторочек до 0,5 м. В грейзенах и грейзенизированных породах присутствуют молибден (0,025%) и халькопирит. Пострудная тектоника здесь проявилась слабо.

Центральный блок (наивысшая абсолютная отметка 635,65 м) отличается наибольшим количеством всех (18), в том числе промышленных (14), жил. Протяженность их по падению обычно значительно больше, чем по простиранию. На глубине жилы нередко совмещаются без уменьшения рудного потенциала. Ветвясь и соединяясь, скупиваясь и раздвигаясь, смещаясь по трещинам и прерываясь как по простиранию, так и по падению, кварцево-рудные жилы образуют сложный каркас (рис. 3). Простирание жил субмеридиональное (9—20°) с почти вертикальным (85—90°) падением на восток и запад. Исключение — жила 10, ориентированная в том же направлении (19°), но падающая под более пологим (70°) углом на юго-восток. Она продолжается со смещением по Большому сбросо-сдвигу в Северном блоке. Таким образом из одного блока в другой через Большой сбросо-сдвиг переходят и многие другие жилы Центрального и Северного блоков, о чем свидетельствует наличие срезающего их ограничения Большим сбросо-сдвигом (см. рис. 2). Многие из этих жил были единым целым до разрыва их разломом. Связь Центрального блока с Южным совершенно не изучена. Простирание отдельных жил в сторону Южного блока до их выклинивания не прослежено. Весь фактический материал по строению рудной зоны Центрального блока указывает на очень сложную и интенсивную пострудную тектонику.

Северный блок (наивысшая абсолютная отметка 623 м) характеризуется относительно простым геологическим строением. В нем установлено восемь кварцево-рудных жил. Шесть из них, ориентированных по азимуту 8—21° с крутым (80—90°) углом падения на запад и восток, имеют промышленное значение. В отличие от Централь-

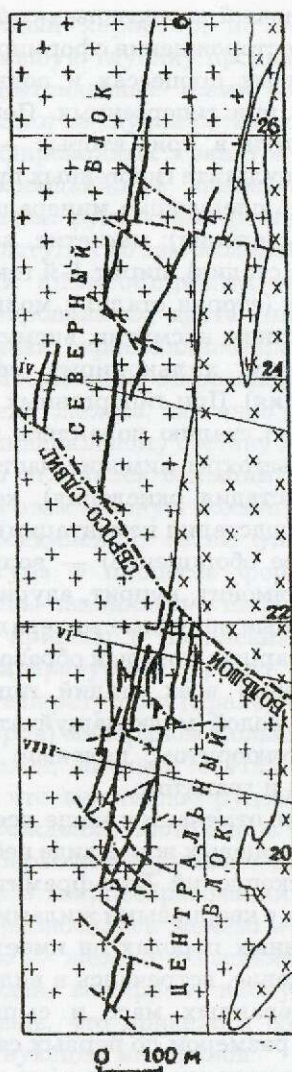


Рис. 3. Геологический план горизонта 11:

усл. обозн. см. рис. 1

ного блока здесь размер кварцево-рудных жил по простиранию (30—425 м) превышает таковой по падению. Жилы отличаются выдержанной мощностью, слабой нарушенностью, отсутствием, за редким исключением, ветвления (см. рис. 3). Мощность измеряется первыми десятками сантиметров, составляя по отдельным жилам в среднем 0,2—0,3 м. Наиболее крупная жила 14 прослеживается по простиранию на 425 м и на глубину более 200 м. На севере до полного выклинивания она не прослежена, на юге продолжается в Центральном блоке в виде жилы 12. Пострудная тектоника в этом блоке по сравнению с другими проявилась слабо.

Минеральный и вещественный состав руд. Руды месторождения сформировались при гипогенных процессах и подверглись изменениям при гипергенных. Первые из них проходили в три, вторые — в две стадии. В результате гипогенных процессов образовались следующие минералы (в порядке их выделения): магнетит, вольфрамит (первая стадия), пирит 1-й генерации, арсенопирит (вторая стадия); молибденит, шеелит, айкинит, висмутин, висмут, пирит 2-й генерации, халькопирит, сфалерит (третья стадия). При гипергенных процессах в первую стадию появились гематит, вольфрамовые охры, лимонит, частично ковеллин (подстадия окисления), ковеллин, халькозин (подстадия цементации); во вторую (окисное обогащение) — вольфрамовые охры, лимонит, куприт, азурит, малахит. Первичные нерудные минералы представлены кварцем, который образовывался на протяжении всех стадий гипогенных процессов, слюдой (мелкочашушчатый мусковитом), флюоритом, полевым шпатом, турмалином и гранатом.

Магнетит отмечается чаще всего в альбандах кварцевых жил в виде небольших сплошных скоплений. Вольфрамит связан, как правило, с кварцевыми жилами. В грейзенизированных породах он имеет подчиненное значение, встречаясь в виде нераскристаллизованных масс и сыпи, реже кристаллов размером до первых сантиметров. По химическому составу (см. таблицу) он занимает промежуточное положение в ряду гюбнерит — ферберит. Пирит часто вместе с вольфрамитом и магнетитом присутствует в кварцевых жилах и грейзенизированных аплитовидных гранитах. Арсенопирит, как и пирит, распространен относительно широко. Молибденит в виде примазок и чешуек наблюдается в кварцевых жилах на участках богатого оруденения. Чаще он ассоциирует с сульфидами висмута. Шеелит развит преимущественно совместно с вольфрамитом, нередко частично замещая его. Висмутин ассоциирует с другими сульфидами как в кварцевых жилах, так и в грейзенизированных аплитовидных гранитах. Самородный висмут относительно редок, встречается с висмутином как продукт его распада. Халькопирит в кварцевых жилах и грейзенизирован-

ных аплитовидных гранитах часто встречается с другими сульфидами, а также с вольфрамитом и шеелитом. Сфалерит крайне редок, проявляется в виде тонких зерен с халькопиритом. Гематит в виде тонких иголок обнаруживается в местах проявления магнетита. Лимонит часто замещает пирит, образуя иногда тонкие жилки в халькопирите. Ковеллин образует тонкие налеты на колчеданных рудах, редко замещает пирит. Халькозин и куприт на участках сульфидного оруденения встречаются довольно редко. Малахит и азурит, напротив, характерны для них и представлены налетами и примазками по трещинам. Основные рудные минералы на месторождении — вольфрамит, халькопирит, висмутин. Соответственно основные рудные элементы, как видно из таблицы, — вольфрам, медь, висмут. Среднее содержание вольфрама в добытой руде составило 0,336%. Медь и висмут при отработке месторождения не извлекались, хотя технологические исследования (см. таблицу) показали, что они собираются в общий сульфидный концентрат с извлечением до 58 и 62% соответственно. Извлечение триоксида вольфрама в одноименный концентрат составляет около 87%. На обогатительной фабрике рудника показатели технологических исследований «Сибгиредмета» подтверждались по вольфраму только на 80%, по меди и висмуту — на 40—50%. В малых количествах в рудах отмечаются бериллий, рубидий, цезий, галлий, кобальт и др.

Генезис. При определении генезиса рассматриваемого месторождения дискутируется прежде всего вопрос о возрастных взаимоотношениях слагающих его интрузивных образований. Относительно гранодиоритов особой полемики не существует. Все исследователи сходятся в том, что это наиболее древние магматические породы, вмещающие дайку (апофизу) рудовмещающих аплитовидных гранитов. Их относят к змеиногорскому каменноугольному (В.В. Потапьев, 1965) или усть-беловскому верхнедевонскому (С.П. Шокальский) интрузивным комплексам. Аплитовидные граниты одни исследователи считают дериватами заключительной стадии формирования Синюшинского массива одноименного комплекса

(И.С. Цейклин), другие — первой фазой становления гранитов этого комплекса (В.В. Потапьев, 1965), третьи — выделяют их в самостоятельный боровлянский интрузивный комплекс позднедевонского возраста (С.П. Шокальский). Однако в любом случае наиболее поздние интрузивные породы на месторождении — порфиоровидные биотитовые граниты синюшинского комплекса.

Признавая аплитовидные граниты более ранними образованиями по отношению к порфиоровидным и допуская, что последние служили источником рудного вещества, историю формирования месторождения можно представить в следующем виде.

После внедрения в гранодиориты и затвердевания расплава аплитовидных гранитов, сопровождавшегося сокращением их объема, образовались продольные трещины отдельности системы *S* (по Клоосу) на всем их многокилометровом протяжении. Последующее внедрение массива порфиоровидных гранитов создало тектонические напряжения как в самом массиве, так и в окружающих породах, в том числе в аплитовидных гранитах. Это привело к сжатию и закрытию ранее образованных трещин и, возможно, подновлению поперечных и диагональных трещин систем *Q* и *L* (по Клоосу) соответственно. При уменьшении объема массива порфиоровидных гранитов вследствие его остывания в дайке аплитовидных гранитов спало напряжение от давления извне и возникли силы растяжения. При этом приоткрылись ранее сформированные трещины отдельности и образовались новые. По-видимому, в этой обстановке заложилась Большой сбросо-сдвиг и Предполагаемый разлом. При этом в силу определенной специфики строения участка будущего месторождения и неравномерности распределения (по силе и направлению) возникающих напряжений образовалась разная по сложности сеть трещин на месте каждого из блоков. Не вдаваясь в механизм такого трещинообразования, отметим, что наиболее глубоко и широко пронизан сложными, часто ветвящимися трещинами Центральный блок. К югу и северу от него (в Южном и Северном блоках) трещинообразование как бы затухает. Количество трещин здесь уменьшается; они принима-

ют линейный характер, не ветвятся и имеют меньшую глубину проникновения.

В подготовленные таким образом полости трещин из глубин остывающего массива порфиоровидных гранитов поднимались легкоподвижные пневматолито-гидротермальные рудоносные растворы. Одна их часть, вступая во взаимодействие с вмещающими аплитовидными гранитами, грейзенизировала их, другая, циркулируя по трещинам, кристаллизовалась в виде жил. Грейзенизация сопровождалась привносом меди, железа, частично вольфрама. Судя по минеральному составу жил, состав растворов отличался большим разнообразием. При этом главную роль играли кремнистые соединения, затем уже рудные. Температура в процессе формирования рудной зоны изменялась в широких пределах, что привело к появлению в жилах высокотемпературных (гранат, турмалин) и низкотемпературных (сфалерит, галенит, часть кварца) минералов. Большинство исследователей, начиная с И.С. Цейклина, считают, что эндогенное рудообразование на месторождении протекало в три стадии при непрерывном привносе кремнистых растворов и кварцеобразовании. В первую стадию привносились железо и вольфрам, во вторую — железо и мышьяк, в третью — молибден, вольфрам, висмут, железо, цинк и медь, что привело к образованию соответствующих минералов.

По данным разведки и эксплуатации месторождения основная концентрация рудосодержащих возгонов была связана со стадией жильного гидротермального минералообразования. Пневматолитовые процессы играют незначительную роль. Причем проявлены они в основном в Южном блоке, который находится как бы в объятиях порфиоровидных гранитов, окружающих его с запада, юга и востока. Здесь эти процессы прошли от начала и до конца с образованием разностей от слабо грейзенизированных гранитов до грейзенов. При этом на минералы аплитовидных гранитов наложился новообразованные (мусковит, вторичный кварц, андалузит, флюорит, турмалин) и связанные уже с рудным процессом (пирит, халькопирит, арсенопирит). Грейзены, представляющие небольшие участки в виде линз, гнезд с оторочкой

грейзенизированных гранитов, могут считаться рудой, поскольку в них нередко отмечаются промышленные содержания вольфрамита, встречается молибденит. В Центральном и Северном блоках грейзены практически отсутствуют. Установлена грейзенизация гранитов только в приконтактовой части некоторых кварцево-рудных жил с тенденцией уменьшения в северном направлении.

Данные о гипогенном рудообразовании позволяют отнести месторождение к пневматолито-гидротермальному типу средних глубин с достаточно мощной покрывкой осадочных пород, игравших роль экрана для восходящих растворов, что способствовало, по мнению геологов, изучавших месторождение в процессе эксплуатации, равномерному распределению оруденения в жилах.

Вывод месторождения при горообразовании на эрозионный срез увенчался проявлением в верхних его горизонтах до глубины 30 м зонально построенной супергенной непромышленной минерализации, отвечающей зонам окисления, цементации и окисного обогащения.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. По гипогенному рудообразованию Колыванское месторождение относится к пневматолито-гидротермальному типу средних глубин.

2. Образование месторождения связано, вероятнее всего, со становлением массива порфировидных гранитов синюшинского комплекса пермско-триасового возраста.

3. Источник рудоносных пневматолито-гидротермальных растворов находился на глубине, примерно на участке Южного и Центрального (не Северного!) блоков, где растворы свободно поднимались по наиболее проницаемому (трещиноватому) Центральному блоку, распределяясь затем по всей зоне трещиноватости будущего месторождения.

4. Процесс грейзенизации наиболее интенсивно (до образования грейзена) проявился в Южном блоке месторождения, находящемся в «гисках» остывающего массива порфировидных гранитов.

5. Месторождение в целом до конца не доразведано и не отработано.

6. Ниже горизонтов отработки можно ожидать прирост запасов висмут-медно-вольфрамовых руд.

7. Руды месторождения по составу комплексные; могут успешно обогащаться с извлечением в концентраты всех полезных компонентов (вольфрама, меди, висмута).

8. Извлечение из руд месторождения только одного триоксида вольфрама обусловлено несовершенством на руднике технологии обогащения, что резко снижало его рентабельность.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.043 (001)

© Коллектив авторов, 1999

МЕТОДИКА РАСЧЕТА И ВЫЯВЛЕНИЯ БАЛАНСОВЫХ ПОДБЛОКОВ В НЕКОНДИЦИОННЫХ ВЫЕМОЧНЫХ УЧАСТКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ф.М. Федоров (НИИ прикладной математики и информатики при ЯГУ), В.Р. Ларионов, А.И. Матвеев (Институт горного дела Севера ЯНЦ СО РАН), Ю.И. Гольдфарб (ГУП «Якутская поисково-съёмочная экспедиция»)

Изложена методика расчета параметров эксплуатационных кондиций балансовых подблоков с учетом их линейных размеров в некондиционных выемочных участках россыпных месторождений полезных ископаемых.

Один из путей рационального использования природных ресурсов — кластерная организация отработки месторождений полезных ископаемых. Для успешного применения такой организации горного производства необходимо оптимально разбить данный участок на подблоки. Эта проблема становится особенно актуальной, когда рассматривается некондиционный (подсчитанный по самой современной методике) блок. Задача состоит в определении неизвестных границ (по плану) искомым подблоков, которые должны быть кондиционными. Для ее решения поступаем следующим образом. Параметры эксплуатационных кондиций для оценки запасов искомого подблока $C_{э.к}$ ($C_{м.э}$ или $C_{б.э}$) определяются по общепринятому принципу [1—3] — из условия равенства извлекаемой ценности $I_э$ всей конечной продукции данного подблока и предстоящих затрат $Z_п$ на получение этой продукции:

$$I_э = Z_п. \quad (1)$$

Формально формула (1) полностью соответствует указанному принципу. Вместе с тем при внимательном изучении соотношения (1), приведенного в различных литературных источниках [1—4], обращает на себя внимание следующее: во-первых, уравнение (1) можно составить как для

единицы запасов, так и для всего запаса рассматриваемого участка; во-вторых выражение (1) можно интерпретировать двояко — оно может быть либо уравнением, либо равенством. Если затрата $Z_п$ — величина постоянная, т. е. не зависит от извлекаемой ценности $I_э$, то выражение (1) является равенством, а если $Z_п$ зависит от $I_э$, то выражение (1) — уравнение и имеет вид:

$$I_э = Z_п(I_э). \quad (2)$$

Но поскольку $I_э$ пропорциональна условному искомому содержанию ценного компонента $C_{э.к}$, уравнение (2) подлежит дальнейшему решению относительно $C_{э.к}$. Полная затрата $Z_п$ является суммой отдельных затрат, характер зависимости которых от $C_{э.к}$ разный. Функцию $Z_п(C_{э.к})$ можно представить таким образом:

$$Z_п(C_{э.к}) = F_1 + F_2(C_{м.э}) + F_3(C_{м.э}) + F_4(C_{м.э}), \quad (3)$$

где F_1 — постоянная функция, т. е. не зависит от $C_{м.э}$; $F_2(C_{м.э})$ — линейная функция от $C_{м.э}$; $F_3(C_{м.э})$ — нелинейная функция от $C_{м.э}$; $F_4(C_{м.э})$ — функция, для которой зависимость от $C_{м.э}$ неопределенна, т. е. может меняться в зависимости от конкретных обстоятельств.

В первую группу параметров входят арендная плата, расходы на социальную сферу, ремонт и содержание оборудования и

сферу, ремонт и содержание оборудования и т. д.; во вторую — налоги, выплачиваемые от объема добытого металла: $H_{\text{ву}} = K C_{\text{э.к}}$ — налоги на воспроизводство МСБ, $H_{\text{пу}} = K_1 C_{\text{э.к}}$ — налоги на право пользования недрами [2, 3] и т. д.; в третью — нелинейно зависящие от $C_{\text{м.э}}$, например, размеры балансовой зоны; в четвертую — прочие параметры, зависимость которых от $C_{\text{м.э}}$ неопределенна, например, НДС, амортизация и др.

В данной работе уравнение (2) в отличие от традиционно принятого составляется для всего запаса искомого подблока, т. е. в него должны входить неизвестные линейные параметры (в данном случае — ширина подблока L). С учетом сказанного общая формула определения параметров эксплуатационных кондиций $C_{\text{э.к}}$ ($C_{\text{м.э}}$ или $C_{\text{б.э}}$), исходя из уравнения (2), имеет вид:

$$C_{\text{э.к}} = \frac{Z_{1,\text{п}}(L) + Z_{2,\text{п}}}{\Pi_{\text{х.э}} K_{\text{и}} (1-P)V(L)}, \quad (4)$$

где $Z_{\text{п}} = Z_{1,\text{п}}(L) + Z_{2,\text{п}}$ — полная затрата на добычу и переработку горной массы; $Z_{1,\text{п}}(L)$ — затрата, зависящая от L ; $Z_{2,\text{п}}$ — остальные затраты, тыс. руб.; $\Pi_{\text{х.э}}$ — цена 1 г химически чистого золота, тыс. руб.; $K_{\text{и}}$ — коэффициент сквозного извлечения золота, доли ед.; P — коэффициент разубоживания при добыче, доли ед.; $V(L)$ — объем искомого подблока в зависимости от L , м³. При этом затраты $Z_{2,\text{п}}$ составляются с учетом вышеуказанной рекомендации, см. формулу (3).

Заметим, что попытка учета объема подсчетного блока сделана в работе [4], но метод определения бортового содержания основного металла остается обычным, т. е. повариантным.

Уравнение (4) содержит две неизвестные величины — $C_{\text{э.к}}$ и L ; для их определения необходимо задать дополнительное условие. За критерий (дополнительное условие) кондиционности или балансовости запасов рассчитываемого подблока возьмем традиционное условие [1]:

$$C_{\text{м.э}}(L) \leq \beta(L), \quad (5)$$

где $\beta(L)$ — фактическое содержание полезного компонента по заданной геологической линии N ; $C_{\text{м.э}}(L)$ — минимальное промышленное содержание полезного компонента ПК, определяемое по формуле (4), допусти-

мое для данного подблока с учетом состояния его подготовленности, горно-геологических условий разработки и затрат на переработку полезного ископаемого.

Фактическое содержание $\beta(L)$ по заданной линии N аппроксимируем кривой, при этом на линии N выделяем отрезки сначала монотонного возрастания, а затем убывания кривой $\beta(L)$, как показано на рисунке.

Далее для выделенного подблока подсчитываем кондиционное содержание ПК по формуле (4). Для этого на выбранном отрезке возрастания и убывания функции $\beta(L)$ находим обратную зависимость $L = f(\beta) = f(C_{\text{м.э}})$ и ее значение подставляем в формулу (2), тем самым определяем искомые величины — сначала $C_{\text{м.э}}$, затем L . Поясним сказанное на примере. Пусть на участке I (см. рисунок) функция $\beta(x)$ аппроксимируется параболой и имеет вид:

$$\beta(x) = a_0 x^2 + a_1 x + a_2. \quad (6)$$

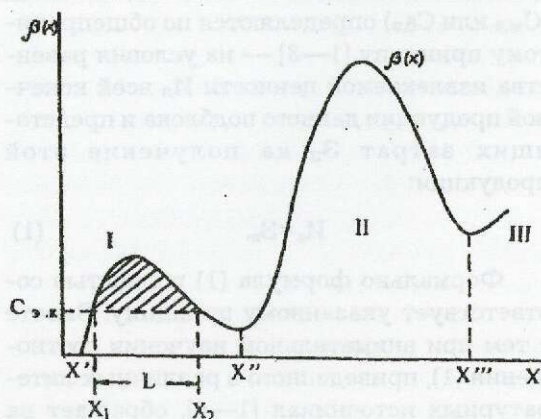
Полагая, что $\beta = C_{\text{м.э}}$ и решая квадратное уравнение (6) относительно x , получим:

$$L = |x_2 - x_1| = \frac{\sqrt{a_1^2 - 4a_0(a_2 - C_{\text{м.э}})}}{a_0}. \quad (7)$$

Далее предположим, что $Z_{1,\text{п}}(L) = KL$ и $V(L) = K_1 L$, где K, K_1 — известные постоянные. Подставляя (7) в уравнение (4), получим

$$C_{\text{м.э}} = \frac{K\sqrt{a_1^2 - 4a_0(a_2 - C_{\text{м.э}})} + Z_{2,\text{п}}}{K_2\sqrt{a_1^2 - 4a_0(a_2 - C_{\text{м.э}})}}. \quad (8)$$

Расписывая выражение (8), придем к решению кубического уравнения относительно $C_{\text{м.э}}$, если параметр $Z_{2,\text{п}}$ считать



Изменение содержания полезного компонента по геологической линии

постоянным (в общем случае данный параметр зависит от $C_{м.э}$, как отмечалось выше):

$$4a_0C_{м.э}^3 + d_1C_{м.э}^2 - \frac{2Kd_2}{K_1}C_{м.э} + \frac{d_3}{K_1^2} = 0,$$

где $d_1 = a_1^2 - 4a_0a_2 - \frac{8a_0K}{K_2}$, $d_2 = a_1^2 - 4a_0a_2 - \frac{2a_0K}{K_2}$,
 $d_3 = (a_1^2 - 4a_0a_2)K_2 - 3Z_{2,п}^2$, $K_2 = K_1\Pi_{уз}K_{и}(1-P)$.

Данное уравнение удобно решать только численными методами.

Рассмотрим другой, более простой путь решения поставленной задачи. Задаваясь значением бортового содержания $C_{б.с}$ и подставляя его в (7), получим выражение аналогичное (8):

$$C_{м.э} = \frac{K\sqrt{a_1^2 - 4a_0(a_2 - C_{б.с})} + 3Z_{2,п}}{K_2\sqrt{a_1^2 - 4a_0(a_2 - C_{б.с})}}. \quad (9)$$

Соотношение (9) представляет собой уже равенство, если считать, что $Z_{2,п}$ не зависит от $C_{м.э}$. Для каждого значения $C_{б.с}$ по формуле (9) вычисляем $C_{м.э}$ и если при этом окажется, что $C_{б.с} \leq C_{м.э} \leq (L)$, то данный подблок, т. е. участок I (заштрихованная часть), — кондиционный. В противном слу-

чае, задаваясь новым значением $C_{б.с}$, процедуру вычисления повторяем. Таким образом оконтуриваем балансовый подблок в некондиционном выемочном участке. Эту процедуру можно существенно облегчить, если каждый блок месторождения предварительно разделить на генетически однородные части с однородным строением. Оптимальный выемочный подблок можно затем составить из нескольких разнородных частей, при условии совместимости их отработки и обогащения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агошков М. И., Терпегосов З. А., Шитарев В. Г. Параметры кондиций на полезные ископаемые в процессе разработки месторождений // Горный журнал. 1982. № 7. С. 38—40.
2. Временное руководство по содержанию, оформлению и порядку представления на государственную экспертизу ТЭО кондиций на твердые полезные ископаемые. — М.: ГКЗ, 1997.
3. Временные методические рекомендации по геолого-экономической оценке промышленного значения месторождений твердых полезных ископаемых (кроме угля, горючих сланцев). — М.: ВИЭМС, 1998.
4. Коробов С. Д., Истомин В. В., Жигачев А. Л. Обоснование кондиций на руду // Горный журнал. 1998. № 3. С. 4—10.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 628.54

© Коллектив авторов, 1999

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЛЯ ОЧИСТКИ ПРОМЫШЛЕННЫХ РАСТВОРОВ ОТ ТЯЖЕЛЫХ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

А.И. Романчук, В.П. Ивановская, **Т.Н. Матевич**, А.Б. Королев
(ЦНИГРИ МПР России)

Приводятся основные направления и способы комплексного использования железомарганцевых образований Мирового океана для получения цветных металлов и решения природоохранных задач.

Железомарганцевые образования (ЖМО) Мирового океана, представленные конкрециями и корками, по вещественному составу, физическим и химическим свойствам являются уникальным сырьем для получения ряда металлов: никеля, кобальта, меди, марганца, редких и благородных металлов. Однако большая глубина залегания (4000—6000 м) и технические сложности, связанные с их добычей и транспортировкой на сушу, пока не позволяют осуществить промышленное освоение глубоководных месторождений.

Технико-экономические расчеты показывают, что стоимость извлечения металлов из ЖМО уже сейчас сопоставима со стоимостью переработки низкосортных латеритовых никелевых руд и по мере истощения запасов богатых никель-медных руд разница в затратах на освоение новых континентальных и морских месторождений уменьшается [1].

Стоимость металлургической переработки ЖМО составляет более 50% от общих затрат на освоение месторождений. Поскольку ЖМО имеют выдержанный химический состав, а существующие технологии обеспечивают высокие (более 90%) показатели извлечения полезных компонентов, эффективность освоения месторождений ЖМО можно повысить главным образом за счет упрощения технологических схем и получения конечных товарных продуктов

более высокой стоимости. В этой связи привлекает внимание возможность расширения областей использования ЖМО, в частности, для решения экологических проблем.

К направлениям, связанным с охраной окружающей среды, следует отнести применение ЖМО в качестве сорбента-катализатора для очистки от вредных примесей промышленных газов и сточных вод. Предпосылками использования ЖМО в указанной области служат высокая пористость сырья (до 60%), развитая поверхность пор (до 200 м²/г), а также высокие содержания гидроксидов марганца, железа, кальция, магния, алюминия, являющихся эффективными сорбентами по отношению к SO₂, H₂S, NO₂, катионам цветных металлов и катализаторами многих окислительных процессов.

В ЦНИГРИ в 80—90 годы разработана технология очистки газов с утилизацией сернистого ангидрида и сульфатизацией цветных металлов и марганца [2]. Технология основана на сорбции сернистого ангидрида на поверхности частиц ЖМО и его окислении диоксидом марганца с образованием растворимых сульфатов (сухой способ) или окислении сернистого ангидрида в пульпе, содержащей ЖМО (мокрый способ). При достижении уровня ПДК по содержанию SO₂ в отходящих промышленных газах — 0,5 мг/м³ — степень сульфа-

Состав отработанных промышленных растворов электромеханического завода, мг/л

Компоненты	Типы растворов	
	никелирования деталей	ванн хромирования цинкового покрытия
Cu	3,1	15,6
Ni	47,2*	8,7
Zn	135,7	7,1*
Mn	4,7	5,5
Fe	266,1	1,7*
Co	3,7	1,9
Cr	13,4	7,3*
Cd	7,1	19,5
Оксид натрия	2,3*	362,5
Органика	—	70,0*
Борная кислота	+	—
pH	3,9	2,0

* Содержание в г/л.

тизации полезных компонентов при сухой очистке газов составляет около 50%, при мокрой — 93—95%.

Перспективно и другое направление использования ЖМО как сорбента при очистке цианосодержащих стоков. Исследователями установлены высокая эффективность очистки растворов от циан-иона (>99%) при контакте с ЖМО и возможность регенерации сорбента [3].

В качестве сорбента применяются ЖМО и при выделении тяжелых металлов из сточных вод [4]. Учитывая разнообразие составов отработанных растворов (травление, гальваническое производство и др.), весьма актуальны исследования по очистке растворов с различными концентрациями тяжелых металлов. Сорбционные характеристики ЖМО изучали на модельных растворах, соответствующих составу промышленных стоков различных производств. Результаты исследований подтвердили высокие емкостные характеристики ЖМО. В зависимости от состава растворов и условий сорбции емкость поглощения составила от нескольких до десятков килограммов сорбированных металлов на 1 т ЖМО. Наибольшая скорость сорбции наблюдается в первые 30—60 мин., при этом достигается степень очистки от тяжелых металлов около 97%. Эффективнее всего процесс идет в противотоке.

Высокие потенциальные возможности

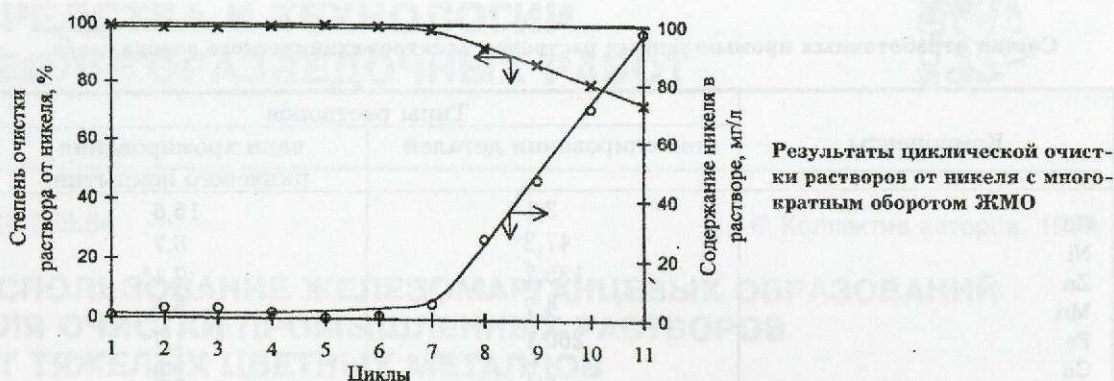
ЖМО-сорбента подтверждены длительными испытаниями в динамическом режиме работы в трехсекционной сорбционной колонке. При очистке растворов, содержащих 52 мг/л Ni и 475 мг/л Cu, был достигнут уровень ПДК по меди (1 мг/л) и никелю (0,5 мг/л).

Проверка сорбционных характеристик ЖМО и оптимизация условий очистки выполнены на отработанных растворах гальванического производства одного из электромеханических предприятий — растворе никелирования медных, латунных и стальных деталей и растворе ванн хромирования цинкового покрытия (таблица).

Учитывая высокие содержания металлов в отработанных растворах, предложен двухстадийный процесс очистки: 1) реагентное осаждение; 2) сорбционная очистка.

В качестве реагентов-осадителей на первой стадии были испытаны металлическое железо, его смесь с элементарной серой, а также сульфид натрия. Последний реагент оказался наиболее эффективным для обоих типов растворов. Оптимизация условий реагентного осаждения позволила при степени осаждения никеля и цинка на уровне 93—99% получить никелевый сульфидный продукт с содержанием Ni 42% и цинковый продукт с содержанием Zn 16,9%.

После реагентного осаждения остаточная концентрация металлов в никелевом и



цинковом растворах составила: Ni — 0,357 г/л; Zn — 0,49 г/л. В целях оптимизации режима сорбции, уточнения расхода и определения максимального насыщения сорбента проведены длительные циклические опыты в противотоке и с оборотом сорбента. В результате на обоих типах растворов была достигнута ПДК (<0,5 мг/л Ni и <1 мг/л Zn).

Как видно из рисунка, в течение первых шести циклов оборота сорбента степень очистки никелевых растворов превышает 99,7%, при этом концентрация никеля соответствовала уровню ПДК. Затем сорбционная активность ЖМО снижается и при достижении максимального насыщения ЖМО (26,6 кг Ni на 1 т сорбента) сорбция прекращается.

Аналогичные результаты получены в процессе циклической очистки цинковых растворов. В течение первых шести циклов содержание цинка на выходе из сорбционной установки не превышало ПДК, затем активность ЖМО снижается и к 14 циклу сорбция цинка практически прекратилась. Максимальное количество поглощенного цинка составило 26,9 кг/т ЖМО при расходе сорбента 17,6 кг/м³ раствора.

Результаты выполненных исследований подтвердили возможность применения ЖМО для очистки промышленных сточных вод, содержащих тяжелые цветные металлы.

Для очистки сточных вод с концентрацией металлов менее 0,5 кг/м³ сорбция на ЖМО в противотоке обеспечивает достижение значений ПДК по содержанию тяжелых металлов.

Для обезвреживания отработанных растворов, содержащих макропримеси токсичных компонентов, предложена техноло-

гия очистки, включающая две стадии: 1) реагентная очистка с получением концентратов или промпродуктов для металлургической переработки; 2) сорбционная очистка до ПДК с использованием ЖМО.

Утилизацию насыщенных ЖМО можно осуществить двумя способами: 1) регенерацией с последующим многократным использованием сорбента; 2) переработкой обогащенного цветными металлами сорбента по гидрометаллургической технологии с извлечением сорбированных металлов и полезных компонентов ЖМО.

Применение ЖМО в качестве сорбента для очистки отходящих газов от сернистого ангидрида и сточных вод от тяжелых цветных металлов — наиболее перспективные направления использования сорбционных свойств глубоководного сырья для решения экологических задач. Промышленное применение ЖМО-сорбента будет способствовать повышению технико-экономических показателей освоения месторождений нового минерального сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ленобль И. Р. Перспективы использования океанических конкреций // Рудники и карьеры. 1994. 76. № 1—2. С. 118—122.
2. Романчук А. И., Ивановская В. П., Матевич Т. Н., Королев А. Б. Очистка газов от сернистого ангидрида марганецсодержащими природными сорбентами // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 100—106.
3. Романчук А. И., Ивановская В. П., Матевич Т. Н., Королев А. Б. Обезвреживание цианосодержащих стоков природными сорбентами // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 87.
4. Челищев Н. Ф., Новиков Г. В. Сорбционные свойства океанических ЖМК и корок // Металлогения современных и древних океанов. М.: ЦНИГРИ, НТК ГЕОЭКСПЕРТ, 1992. С. 205—206.

УДК 622.342

© А.Е. Воробьев, Т.В. Чекушина, Е.Н. Козырев, 1999

ИЗВЛЕЧЕНИЕ ЗОЛОТА МЕТОДАМИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ГЕОТЕХНОЛОГИИ

А.Е. Воробьев (МГГУ), Т.В. Чекушина (ИПКОН РАН), Е.Н. Козырев (СКГТУ)

Показаны возможности добычи и получения золота методами физико-химической геотехнологии — кучным, шахтным или скважинным подземным выщелачиванием. В качестве основного активного реагента выщелачивания золота предложены композиты оксихлоридного класса. Описаны методы, увеличивающие проницаемость выщелачиваемого горного массива и дробленых руд.

В связи с ухудшением качества минерального сырья, главным образом низкими содержаниями металлов в рудах, в настоящее время энергетически более выгодно перерабатывать его не традиционными методами обогащения (когда всю массу минерального сырья сначала измельчают и только потом выделяют рассеянный в ней полезный компонент), а методами гидрометаллургии (базирующейся прежде всего на растворении полезного компонента активными агентами при контакте с выщелачивающими растворами), так как при этом главная доля энергии не тратится на отбивку вмещающих пород от полезного компонента [1, 2, 4, 13]. Подобная прогрессивная концепция получила развитие в геотехнологиях, не использующих в процессе обогащения измельчение руд. В некоторых случаях даже производят извлечение полезного компонента на месте его естественного (природного) залегания [6, 8, 12]. Таким образом, с применением новых геотехнологий при переработке золотосодержащих руд отпадает надобность в сооружении цеховых зданий, фабрик или заводов, и в конечном счете в капитальных затратах на их строительство и последующее содержание (рис. 1).

В результате золото рентабельно можно получить методами физико-химической геотехнологии (по классификации академика К.Н. Трубецкого) — кучным, шахтным или скважинным подземным выщелачиванием даже из убогого минерального сырья. Так, в мировой практике золото из убогих и забалансовых руд (с содержа-

нием 1,2—0,6 г/т), а также отходов горного и обогащающего производств (с содержанием 0,6—0,3 г/т) извлекается в основном методами кучного выщелачивания с использованием реагентов преимущественно цианидного класса [9, 13].

Высокая эффективность цианидных реагентов обусловливается образованием очень устойчивых цианидных комплексов золота в растворе. Однако экологические факторы цианидного получения золота (особенно при его извлечении методами шахтного и подземного выщелачивания) и трудности последующего осаждения благородных металлов из технологических растворов вызывают необходимость изыскания новых химических растворителей, обладающих щадящим действием на окружающую среду. К тому же, горная масса золотосодержащих техногенных минеральных объектов, предназначенная для кучного цианидного выщелачивания, не должна содержать много углерода (органических соединений). Не осложняющими этот процесс считаются содержания углерода менее 3%, что часто не выдерживается для большей части рудных масс.

В последнее время определен ряд альтернативных растворителей золота — тиомочевина, тиосульфаты, галогениды, малон- и ацетонитрилы, полисульфиды [15]. К наиболее распространенным малотоксичным реагентам выщелачивания золота относятся растворы на основе хлора.

Хлоринация для извлечения золота из руд и концентратов применялась еще во второй половине XIX в. Исследования по

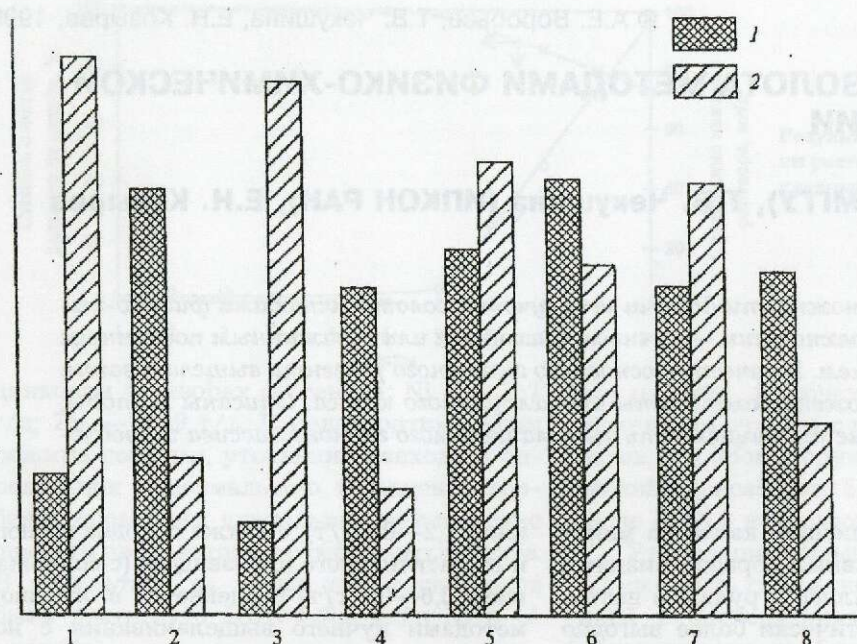


Рис. 1. Показатели (в условных единицах) освоения месторождения методом выщелачивания (1) и традиционным горным способом (2):

1, 2 — капитальные затраты и их окупаемость; 3 — сроки строительства предприятия; 4 — производительность труда; 5 — себестоимость продукции; 6 — полнота отработки запасов; 7 — степень извлечения металлов из руд; 8 — уровень автоматизации производства

выщелачиванию молекулярным хлором показали [10], что скорость растворения золота зависит как от концентрации хлора в растворе, так и от содержания и состава добавочных кислот. Азотная и серная кислоты увеличивают скорость растворения золота в меньшей степени, чем соляная.

В результате исследования кинетики растворения золота в подкисленных растворах хлорной извести (в зависимости от ее концентрации в растворе и содержания добавочных кислот) установлены следующие преимущества гидрохлорирования золота перед его цианированием:

невозможность образования оксидных пассивирующих пленок, так как окислительно-восстановительный потенциал процесса $\text{Au}-3\text{e}^++3\text{OH}^-=\text{Au}(\text{OH})_3$ равен +0,53 В;

растворимость хлора в воде выше, чем кислорода, что обеспечивает высокие скорости выщелачивания золота;

хлор (и особенно хлорная известь) значительно дешевле цианидов;

при хлоринации проще осуществлять вывод золота из растворов и обеззараживание сбросов.

Поэтому во многих золотодобывающих странах возник интерес к активным реагентам выщелачивания золота на основе хлора. Так, в университете шт. Невада (США) исследовался процесс предварительной обработки гипохлоритом натрия

окисленных и углеродистых золотосодержащих руд (с содержанием золота 7,8, 8,3 и 12,4 г/т) [2]. Золотосодержащий раствор пропускали через активированный уголь (находящийся в колонне диаметром 100 мм, длиной 1830 мм), затем подкрепляли и направляли в оборот. Было изучено влияние температуры, концентрации гипохлоритов в растворе и скорости потока на извлечение золота и степень дезактивации углеродистого вещества. Для этого на выходе из колонны контролировали концентрацию гипохлоритов, pH раствора, концентрацию золота. При достижении гипохлоритом концентрации 50% от исходной выщелачивание останавливали. Полученные результаты свидетельствовали о возможности достижения при кучном гипохлоритном выщелачивании извлечения золота, сопоставимого с цианидным. Наибольшая степень извлечения (90%) достигнута при концентрации гипохлорита 1%, t 10°C, Ж:Т=2:1 (при потоке 937 л/м²·сут).

Значительные перспективы имеются и у композитов оксихлоридного класса. Во-первых, они функционируют как в кислой, так и в щелочной обстановках (рис. 2); во-вторых, обладают невысокой (относительно цианидов) стоимостью и легкостью приготовления (например, в специальных электролизерах или химическим способом); в-третьих, что наиболее важно, отличаются

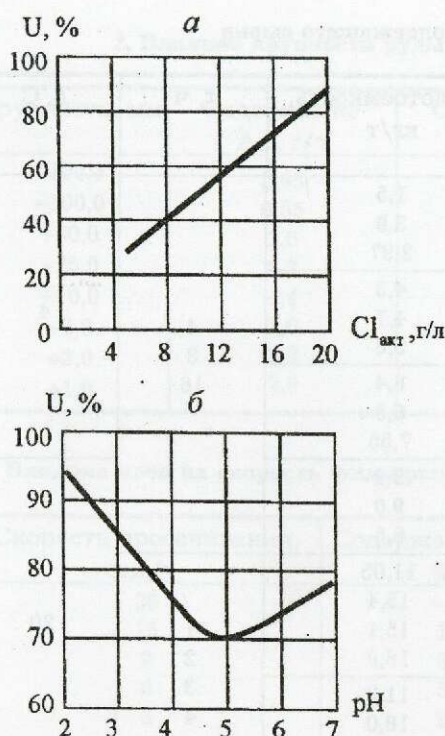


Рис. 2. Зависимость выщелачивания золота U от концентрации Cl (а) и pH раствора (б)

ярко выраженным экологически щадящим воздействием на окружающую среду, т.е. при миграции за пределы обрабатываемого блока с течением времени распадаются на соединения, содержащие NaCl.

Оксихлориды обладают селективным воздействием по отношению к золоту при сопоставимой с цианидами активности (80—85% от цианидов). Для получения золота с использованием оксихлоридов требуется меньше специальных операций. Отходы (кеки выщелачивания и оборотные воды), образующиеся при указанной технологии, менее токсичны, чем цианидные, и легче подвергаются дальнейшей обработке.

Как показывает практика, при выщелачивании золота из минерального сырья часто целесообразна его предварительная обработка — обжиг, закисление и т.д. Поэтому для повышения эффективности процессов физико-химической геотехнологии золота необходимо осуществлять предварительное закисление минерального золотосодержащего сырья (руд, отходов, горной массы и т.д.), которое в зависимости от его вида (комплексные или упорные руды, содержащие технологически вредные приме-

си — As, Fe, Cu, Co_{орг} и др.) обеспечивается кислотной или щелочной обработкой. В результате происходит вывод технологически вредных примесей с закисляющими растворами или их предварительное окисление (преимущественно органического вещества).

В подобных схемах прежде всего необходимо обращать внимание на минеральный и химический составы выщелачиваемой массы. Очевидно, что при закислении некоторые элементы будут выщелачиваться гораздо интенсивнее золота: железо из окисленных форм пирита, алюминий из оксидных пленок, цинк из сульфидов цинка и т.д. Кроме того, частицы самородного золота нередко покрыты оксидными пленками Fe, Zn и др. При предварительной обработке золотосодержащего минерального сырья растворами серной кислоты происходит не только растворение значительной части примесей, но и генерация активного хлора, что положительно сказывается на скорости последующего выщелачивания золота растворами оксихлорида натрия.

При закислении золотосодержащего минерального сырья [7] основные определяющие факторы — концентрация серной кислоты и период обработки (табл. 1).

Кислотоемкость породы зависит от концентрации серной кислоты. Увеличение кислотоемкости объясняется повышением сорбируемости H_2SO_4 (с ростом ее концентрации) и более полным растворением гидроксидов железа, а также окисленных форм пирита, халькопирита и т.д.

Степень извлечения золота при выщелачивании оксихлоридными композициями колеблется в пределах от 30 до 96%. Можно выделить три основных фактора, от которых зависит степень извлечения: pH выщелачивающего раствора; концентрация активного хлора в растворе; отношение Т:Ж. Например, интенсификация растворения золота наблюдается после перехода от концентрации оксихлорида натрия с 1 до 3,5 г/л, в результате чего его извлечение возрастает в два раза.

При кучном выщелачивании (КВ) золота из техногенного минерального сырья все же возникает несколько серьезных проблем, осложняющих, а часто препятствующих эффективному применению данной

1. Результаты закисления золотосодержащего сырья

Месторождение	Концентрация CH_2SO_4 , г/л		Кислотоемкость, кг/т	t, ч	T, °C
	начальная	конечная			
Руч. Валунный	10	9,6	1,5	4 8 16	4
		9,1	3,0		
		9,05	2,97		
	20	18,7	4,3		
		18,3	4,7		
		18,0	5,8		
	30	27,8	6,4		
		27,7	6,5		
		27,35	7,55		
		27,4	8,2		
		27,0	9,0		
		27,3	8,5		
		26,2	11,05	1 2 3 4	20
Руч. Болотный	30	24,8	15,4		
		25,1	15,1		
		24,5	16,9		
		26,4	11,3		
		24,0	18,0		
		25,1	15,6		
		24,8	15,95		
Мурунтау	25,0	19,2	31,1	8	25
		17,5	45,7	12	
		14,6	63,0	16	
		13,0	98,2	24	

технологии. Одна из них — убогость перерабатываемого сырья, т.е. чрезвычайно низкие (менее 0,3 г/т) концентрации золота в горной массе большинства отвалов и хвостохранилищ, что обуславливает необходимость большого количества циклов пропускаемых через золотосодержащую горную массу выщелачивающих растворов для получения в них промышленных концентраций металла ($>1 \text{ г/м}^3 \text{ Au}$). Другая проблема — крайне неоднородный гранулометрический состав обрабатываемой горной массы.

Выщелачиваемые руды в штабелях КВ по крупности подразделяют [5] на крупнокусковые со средними размерами 150—200 мм (это преимущественно металлосодержащая горная масса ранее сформированных отвалов, сюда входят руды с прожилковой минерализацией и т.д.), среднедробленные с диаметром куска 20—50 мм (рядовые руды большинства месторождений полезных ископаемых) и мелкодробле-

ные с размерами 1—5 мм (пески пульпо- и хвостохранилищ, упорные руды с тонкодисперсной минерализацией золота и др.).

Например, размер частиц горной массы многих отвалов золоторудных карьеров 200 мм и более. В результате золото, находящееся внутри куска горной массы (при его больших параметрах), не обрабатывается выщелачивающими растворами (табл. 2), так как доступ активного реагента к нему ограничен мощным слоем минеральной матрицы. Требуется дополнительное взрывное нарушение (дробление) крупнокусковых пород и негабаритов до кондиционных размеров ($<100 \text{ мм}$).

В хвостохранилищах золотоизвлекательных или обогащательных фабрик горная масса, наоборот, сильно переизмельчена, что приводит к ее зашламовыванию при обработке выщелачивающими растворами и, как следствие, к снижению фильтрационных свойств (табл. 3), определяемых гра-

2. Влияние крупности руды на интенсивность выщелачивания золота

Крупность, мм	Содержание Au, г/т	Содержание Au, мг/л	Расход реагента, кг/т	Извлечение Au из руды, %
+100,0	0,95	1,8	0,8	15,7
-100,0	0,85	1,7	0,6	16,0
+50,0	2,0	1,8	0,8	57,5
+25,0	2,2	1,9	1,1	45,5
+10,0	4,4	1,9	3,93	41,1
+5,0	2,0	1,7	12,32	15,0
+3,0	2,3	1,35	5,9	23,9
+1,0	2,9	1,3	8,5	39,6

3. Влияние илов на скорость фильтрации растворов и степень извлечения золота в раствор

Скорость просачивания, см/ч	Содержание ила, %	Содержание влаги, %	Извлечение Au в раствор, %
20	—	4,5	84,3
15	1	8,7	83,3
9	3	10,3	79,5
6	5	14,4	75,0
3	8	20,0	66,9
2	10	28,0	62,6
>2	12	40,0	31,9

нулометрией руд, а также наличием илистых фракций, резко затрудняющих процесс дренирования раствора [11].

Поэтому приходится осуществлять предварительную агломерацию переизмельченной горной массы или другие мероприятия, способствующие повышению фильтрации выщелачивающих растворов до $49,3 \text{ л/м}^3$. Предварительную грануляцию рудного материала с добавкой цемента при кучном выщелачивании применяют и для повышения скорости просачивания растворов, например с 5 до 25 тыс. л/м^2 , с одновременным увеличением степени извлечения золота. В результате после агломерации материала, крупность которого составляет 85% — 75 мкм, кучным выщелачиванием можно извлечь более 85% золота по цене 3—5 дол. США за 1 г.

Для этого предусматривается использование цементного вяжущего вещества. Объем добавляемого цемента зависит от количества в рудном материале пылевидных фракций и в среднем составляет 2,3 кг на 1 т руды. Если объем пылевидных фракций превышает 50%, то количество цементных агломерирующих добавок можно увеличить до 9,1 кг/т.

В целях экономии средств фирма Sargatoga Mines (США) в качестве связующего материала при грануляции руды, предназначенной для кучного выщелачивания золота, применила пыль цементных обжиговых печей. Стоимость цемента, используемого в процессе агломерации, превышает 20 центов за 1 кг, а стоимость пыли цементного производства — 3,3 цента за 1 кг. Пыль цементного производства служит также эффективным нейтрализатором кислоты и обеспечивает защитную щелочность в технологических растворах.

В технологиях выщелачивания золота важным аспектом является обеспечение должной проницаемости перерабатываемого горного массива (фильтрационные его свойства), так как эффективность извлечения золота различными растворителями связана с проницаемостью руд, а также их способностью к смачиванию. Следовательно, в методах физико-химической геотехнологии существенное значение имеют как достижение определенной проницаемости руд (взрыванием, дроблением, разрушением, гидро- или пневморасчленением и другими способами), так и дешламация разрушенных руд (путем их отмывки, промывки

или предварительным грохочением на классы).

Наиболее технологически просто обеспечивается дешламация выщелачиваемого массива, поэтому в технологии кучного выщелачивания золота из специально уложенных штабелей она имеет особое значение. Так, при измельчении кварцсодержащей руды от -1 до $-0,3$ мм скорость фильтрации раствора уменьшается более чем в 5 раз [11]. Если провести обесшламывание руды этой же степени крупности, то скорость фильтрации повышается в 2,5 раза и составляет 26 и 10 м/сут соответственно для фракций $-1...+0,074$ и $-0,3...+0,074$ мм.

Для этого по обычной схеме сооружают гидронепроницаемое основание, формируют штабели КВ фронтальными наклонными слоями, орошают и собирают продуктивные золотосодержащие растворы. Но предварительно каждый вновь образуемый фронтальный слой промывают нисходящим потоком выщелачивающего раствора, а шламовый материал выводят на днище штабеля.

Отсыпку руды фронтальными наклонными слоями осуществляют с заезда (рис. 3), сформированного до отметки проектной высоты штабеля. После отсыпки одного слоя сверху нисходящим гидродинамическим потоком в напорном режиме промывают заскладированную в нем золотосодержащую руду. Таким образом освобождаются от шлама, который частично осаждается в нижней части штабеля, а частично выносятся в специальный шламосборник (где выщелачивается в гидродинамическом режиме). Затем весь штабель КВ работает в режиме капиллярного выщелачивания.

Кроме рассмотренной технологической схемы, отрицательное действие шламов на процесс КВ можно нейтрализовать следующим образом. Первоначально формируют раствороулавливающую систему, готовят золотосодержащую руду путем ее дробления и размещения штабелем над этой системой. Затем обеспечивают формирование оросительной системы, подачу выщелачивающих и очистку продуктивных золотосодержащих растворов.

Предварительно дробленую золотосодержащую руду разделяют грохочением на

группы по классам крупности ($+150$, $-150...+50$, -50 мм) и размещают отдельно. Подачу выщелачивающих растворов начинают на руды с максимальной крупностью кусков и последовательно пропускают выщелачивающий раствор по рудам других групп в порядке уменьшения их крупности. Кроме того, на золотосодержащую руду с крупностью кусков $+50$ мм после выщелачивания подают растворы или жидкие отходы для отделения твердых примесей.

Интенсифицировать кучное выщелачивание золота можно и путем дробления рудной массы до фракций, обеспечивающих раскрытие трещин с минерализацией полезного компонента, а также за счет предварительного разделения грохочением рудной массы на два класса (А.с. СССР № 1540138, 1988). После чего надгрохотную часть массы дроблят до раскрытия минерализованных трещин и отсыплют конусами с досыпкой на их боковые поверхности конусов из надгрохотной части руды.

Целесообразность разделения на надгрохотный и подгрохотный классы, а также отдельного дробления надгрохотного класса объясняется тем, что при дроблении руды в полном объеме куски, не содержащие полезный компонент, измельчаясь, снижают его содержание в мелких классах в среднем на 16%. Разделение на два потока позволяет выделить надгрохотный класс, например $+300$ мм, в котором золото находится внутри кусков в трещинах, раскрываемых последующим дроблением.

После дробления надгрохотный класс отсыплют конусами на основание, которое в случае отсыпки под рудный склад выполняется из забалансовой подушки, а для кучного выщелачивания сооружается гидроизоляционный слой с системой пересекающихся канавок, объединенных контурной канавой с раствороборником. В завершение разравнивают вершины отсыпанных конусов, образуя штабель КВ, состоящий из упорядоченно расположенных слоев рудной массы с одинаковым содержанием золота и крупностью фракций в каждом слое.

Следующая проблема выщелачивания золота из техногенных минеральных отходов — непостоянство концентраций благородного металла в отвальном массиве, что

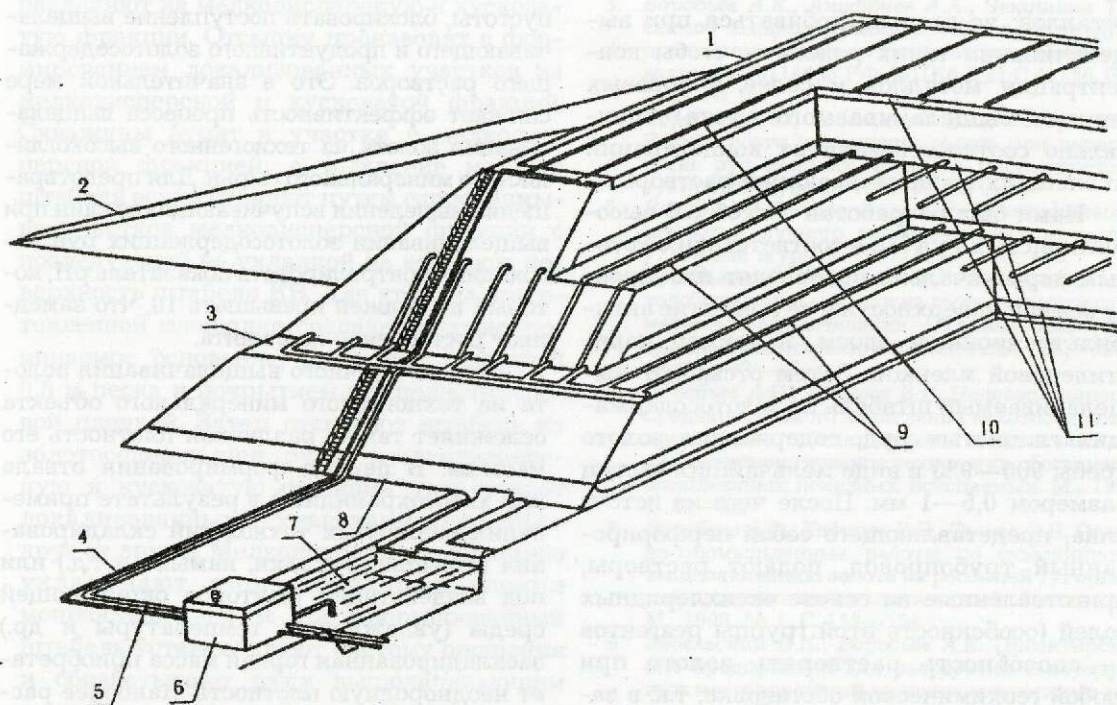


Рис. 3. Макет действующего объекта кучного выщелачивания:

1 — штабель КВ; 2 — заезд на штабель; 3 — уступ штабеля; 4 — трубопровод рабочих растворов; 5 — трубопровод сжатого воздуха; 6 — насосная станция; 7 — зумпф продуктивных растворов; 8 — гидронепроницаемое основание; 9 — аэрационная система; 10 — оросительная система; 11 — слои мелкозернистого материала

приводит к значительному повышению расхода активного реагента, периода обработки и увеличению в продуктивных растворах содержания вредных примесей (Fe, Cu, As и др.). Для избежания всего этого необходимо предварительно проводить геологическое районирование техногенных минеральных объектов с выделением обедненных и обогащенных золотом участков и дальнейшей селективной обработкой последних.

Осложнения при кучном выщелачивании могут быть связаны и с наличием в рудах глинистых минералов (главным образом каолинитов), которые при обработке растворами с $pH=11-12$ частично растворяются, что приводит к последующему выделению в осадок аморфной кремнекислоты. Одновременно происходит набухание частиц смектитовых глин. Коллоидные и набухшие частицы забивают каналы между кусками выщелачиваемой руды, что заметно замедляет скорость движения раствора и ухудшает его проникновение ко

всем зонам штабеля. Как следствие, снижается полнота извлечения золота из подобного сырья.

При кучном выщелачивании металлов из высокоглинистых руд необходимо также учитывать и то, что набухание глин (ухудшающее фильтрацию раствора химического реагента) носит осмотический характер и его причина заключается в разнице концентрации солей в поровом и окружающем породу растворах. Если концентрация внешнего раствора меньше концентрации порового, то происходит набухание горной массы. Из глинистых минералов наибольшей способностью к набуханию обладают минералы группы монтмориллонита, наименьшей — каолинита. Чем выше дисперсность породы, тем меньше ее набухание.

Для снижения набухания глинистых руд при КВ и увеличения их проницаемости необходимо, во-первых, подавать на выщелачивание не «чистые» растворы, а с начальным содержанием выщелачиваемых

металлов; во-вторых, добиваться при выщелачивании таких режимов, чтобы концентрации металлов и солей в поровых (внутри выщелачиваемого куска) оптимально соответствовали их концентрации во внешних выщелачивающих растворах.

Нами был разработан способ КВ высокоглинистых руд [3], в соответствии с которым первоначально производят планировку земной поверхности и ее покрытие антифильтрационным слоем, например полиэтиленовой пленкой. Затем отсыпают выщелачиваемый штабель из золотосодержащих глинистых руд, содержащих золото пробы 900—923 в виде мельчайших частиц размером 0,5—1 мм. После чего из источника, представляющего собой перфорированный трубопровод, подают растворы, приготовленные на основе оксихлоридных солей (особенность этой группы реагентов — способность растворять золото при любой геохимической обстановке, т.к. в зависимости от геотехнологического сорта руд — количества карбонатов, органики или сульфидов — можно подобрать оптимальные pH и Eh растворов). Но в принципе можно использовать и другие реагенты: цианистые (для щелочных сред) или тиомочевинные (для кислых сред) соединения. Для нашего случая в связи с незначительными содержаниями сульфидов и карбонатов в выщелачиваемых рудах приготавливаемые растворы имеют pH 7—7,5 и Eh 1100—1150 мВ с незначительным содержанием золота. Эти растворы подаются из другого штабеля КВ (после выщелачивания металлов, осаждения на сорбционных колоннах 70% содержащегося в них металла и доукрепления активным агентом). При подаче таких растворов в массив КВ происходит активное выщелачивание золота. А добиваясь соотношения концентрации внешнего X_1 и внутреннего (порового) X_2 растворов $X_1 > (1-1,2)X_2$ путем регулирования объемов подачи выщелачивающих растворов и концентрации реагентов, обеспечивают оптимальную проницаемость штабеля глинистых руд.

Серьезные осложнения вызывает наличие в рудах таких вспенивающихся глин, как сукновальные, которые могут отделяться от руд, мигрировать в пределах выщелачиваемого штабеля КВ и, заполняя

пустоты, блокировать поступление выщелачивающего и продуктивного золотосодержащего растворов. Это в значительной мере снижает эффективность процесса выщелачивания золота из техногенного высокоглинистого минерального сырья. Для предотвращения выделения вспучивающихся глин при выщелачивании золотосодержащих руд необходимо контролировать показатель pH, который не должен превышать 10, что замедляет растворение каолинита.

Процесс кучного выщелачивания золота из техногенного минерального объекта осложняет также различная плотность его массива. В период формирования отвала или хвостохранилища в результате применения различных технологий складирования (отсыпки, укладки, намыва и т.д.) или под воздействием факторов окружающей среды (увлажнения, температуры и др.) заскладированная горная масса приобретает неоднородную плотность. Наиболее распространен способ отсыпки штабеля КВ с помощью автосамосвалов. Их использование, наряду с такими положительными качествами, как высокая маневренность и производительность, имеет и некоторые недостатки (утрамбовка выщелачиваемой горной массы колесами, ее стихийная сегрегация и т.д.).

При кучном инфильтрационном выщелачивании золота из такого объекта технологические растворы будут мигрировать прежде всего по различного рода пустотам, т.е. по зонам с наименьшей плотностью. В результате области горной массы с более высокой плотностью останутся не проработанными на предмет извлечения из них золота. Устранить такой эффект можно, например, путем взрывания зарядов, размещаемых в нижней части отвала.

Целенаправленное регулирование плотности массива КВ имеет важное значение и достигается следующим образом. Первоначально формируют гидронепроницаемое основание, отсыпают на него золотосодержащий минеральный материал, орошают выщелачивающими растворами и собирают продуктивные золотосодержащие растворы. Затем бурят скважины в массиве штабеля КВ с последующим его взрывным рыхлением. При этом перед отсыпкой золотосодержащего материала его

разделяют на мелкодисперсную и кусковатую фракции. Отсыпку производят с формированием локализованных участков из мелкодисперсной и кусковатой фракций. Скважины бурят в участки с мелкодисперсной фракцией, а рыхление массива штабеля осуществляют путем гидроразмыва участков мелкодисперсной фракции с последующей ее укладкой на верхнюю поверхность штабеля КВ. Для этого на подготовленной площадке создают гидронепроницаемое основание, например, отсыпкой 0,5 м песка и покрытием его полиэтиленовой пленкой. Затем отсыпают штабель из золотосодержащей руды (мелкодисперсную и кусковатую фракции укладывают локализованными участками отдельно друг от друга). Мелкодисперсную фракцию укладывают горизонтальными слоями мощностью 1—2 м. На сформированный штабель устанавливают систему орошения и обрабатывают руду выщелачивающим реагентом. При необходимости рыхления массива штабеля локализованные участки вскрывают, например, горизонтальными скважинами и размывают мелкодисперсную фракцию. При этом происходит обрушение кусковатого рудного материала на освободившееся пространство.

Но наиболее серьезная проблема (особенно в плане загрязнения окружающей среды) — частое отсутствие под массивом золотосодержащего техногенного минерального объекта гидронепроницаемого основания. При обработке такого объекта растворами активных агентов происходит их утечка в окружающую среду, т.е. загрязнение. Для предотвращения подобных утечек необходимо создание антифильтрационного экрана (например, путем закачки твердеющих смесей) в основании отвалов.

Исследования выполнены по программе РФФИ при участии А.Л. Никифорова и М.А. Погодина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бубнов В.К., Спиринов Э.К., Воробьев А.Е. и др. Теория и практика добычи полезных ископаемых для комбинированных способов выщелачивания. — Целиноград: Жана-Арка, 1992.
2. Бубнов В.К., Голик В.И., Воробьев А.Е. Актуальные вопросы добычи цветных, редких и благородных металлов. — Акмола: Жана-Арка, 1995.
3. Воробьев А.Е., Ануфриев А.А., Чекушина Т.В. Способ выщелачивания металлов из труднопроницаемых высокоглинистых руд: Патент по заявке N 95114485 РФ, МПК6 E 21 C 41/26. БИ. 1996. № 10.
4. Воробьев А.Е., Забельский В.К., Сазонов А.Г. Возможности извлечения золота при переработке руд цветных металлов Башкортостана // Горный журнал. 1995. № 11. С. 56.
5. Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Классификация штабелей кучного выщелачивания металлов // Горный журнал. 1997. № 3. С. 36—42.
6. Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Конверсия золотодобывающей отрасли на геотехнологические методы выщелачивания // Горный информационно-аналитический бюллетень. М., 1998. № 6. С. 33—37.
7. Воробьев А.Е., Хабиров В.В. Целесообразность предварительного закисления золотосодержащих руд в штабелях кучного выщелачивания. // Совершенствование технологии обогащения комплексных полезных ископаемых. М., 1996. С. 90—95.
8. Воробьев А.Е., Хабиров В.В., Тушев О.В. Опытнo-промышленные работы по скважинному выщелачиванию золота из россыпей // Горный информационно-аналитический бюллетень. М., 1998. № 1. С. 152—154.
9. Забельский В.К., Воробьев А.Е. Проектирование предприятий для разработки золоторудных месторождений геотехнологическими методами // Горный журнал. 1996. № 1—2. С. 114—119.
10. Каковский И.А., Потапшиков Ю.М. Кинетика процессов растворения. — М.: Металлургия, 1975.
11. Минеев Г.Г., Леонов С.Б. Кучное выщелачивание золотосодержащих руд. — Иркутск: ИГТУ, 1996.
12. Трубецкой К.Н., Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Способ подземного выщелачивания металлов: Патент по заявке № 95104679 РФ, МПК6 E 21 B 43/28. БИ. 1997. № 18.
13. Хабиров В.В., Забельский В.К., Воробьев А.Е. Прогрессивные технологии добычи и переработки золотосодержащего сырья / Под ред. Н.П. Лаврова. — М.: Недра, 1994.
14. Чантурия В.А., Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Способ кучного выщелачивания руд: Патент № 2062869 РФ, МПК6 E 21 B 43/28. БИ. 1996. № 18.
15. Vorobjev A.E. Metal Reclaiming from Waste Rock of Coal Industry Using the Geotechnological Methods // Netradicni metody vtyuziti lozisek: Moravskoslezska hornika spolecnost CSVTS odborná skupina geologie pri HGF VSB-TU Ostrava. Ostrava, 12—13 listopad, 1998. P. 279—287.

ДИСКУССИИ

УДК 553.078 (470.5)

© В.О. Конышев, 1999

ВОЗМОЖНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СРЕДНЕГО УРАЛА

В.О. Конышев (ЦНИГРИ МПР России)

В земной коре Среднего Урала по гравиметрическим данным установлен линейный диапир плотных масс, относительно которого закономерно локализованы серии осадочных, метаморфических, магматических и рудных формаций. Это позволило переосмыслить историю геологического развития региона и обсудить ряд спорных тектонических и металлогенических проблем.

При анализе данных гравиметрических съемок по обширным территориям Среднего Урала, Приуралья и Зауралья выявлен ряд фактов, позволяющих уточнить и переосмыслить некоторые представления о тектоническом развитии региона, освещенные в трудах М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова (1974), М.А. Камалетдинова [9], Ю.С. Дружинина, В.М. Рыбалка, И.Д. Соболева [6], А.В. Пейве, С.Н. Иванова, В.М. Нечуехина и др. (1977), С.Н. Иванова [8], М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой, Ю.В. Казанцева (1981), А.И. Кривцова, И.Ф. Мигачева, С.Т. Агеевой (1985), А.И. Кривцова [10], С.Н. Иванова, В.Н. Пучкова, К.С. Иванова и др. [15], И.Ф. Мигачева, А.Г. Волчкова [11], Е.М. Ананьевой, К.К. Золоева, Р.И. Луткова и др. [14], А.Н. Барышева [1], Р.С. Ревякина (1986) и многих других исследователей.

По методу «Гравискан», разработанному Р.Ф. Данковцевым [4], были построены субширотный и меридиональный разрезы Среднего Урала, проходящие через Шарташский гранитоидный массив вблизи г. Екатеринбурга. Суть метода заключается в разделении совокупностей гравиметрических данных с помощью площадных кольцевых палеток на разночастотные составляющие, показывающие распределение масс на различных глубинных уровнях. Осложнения полей на флангах аномалий для данного метода не превышают 8—10%.

Разрезы и разноглубинные планы распределения поля силы тяжести отстраивались по специальным компьютерным программам, в которых не использованы априори заданные плотностные характеристики всего многообразия пород. Это исключило применение сложных вычислительных схем и позволило максимально объективно отразить участки дефицита и избытка масс в земной коре. Для построения разрезов и разноглубинных планов до глубины 60 км от поверхности на Среднем Урале дополнительно использованы гравитационные поля обширных территорий смежных структур.

Модель глубинного строения Среднего Урала отражает распределение масс в земной коре. На поперечном томографическом разрезе гравитационного поля Урала (рис. 1) привлекает внимание участок плотных масс, оконтуренный автором по изолинии +6 мГл. Конфигурация его напоминает диапироподобное тело грибообразной трехъярусной формы, протыкающее и деформирующее земную кору от подошвы до дневной поверхности. Изолинии с другими параметрами гравитационного поля менее информативны и выразительны. На рисунках они разрежены.

При сопоставлении плотностного разреза с данными по сейсмическому профилю [6] выявлено, что нижняя линза плотного тела шириной 80 км и толщиной 25 км

сформирована на границе верхней мантии с гранулит-базитовым слоем (поверхность Мохо). Земная кора над плотными массами куполовидно приподнята, а поверхность верхней мантии прогнута более чем на 10 км. От нижней линзы вверх отходит апофиза плотных масс мощностью более 20 км. Она прорывает и деформирует гранулит-базитовый слой, которому с определенной долей условности соответствуют положительные значения поля силы тяжести менее +6 мГл. Над этой апофизой на месте гранулит-ба-

зитового слоя образован второй ярус диапира мощностью около 20 км и шириной более 50 км. В кровле над ним гранулит-базитовый слой редуцирован и растянут с уменьшением мощности от 20 до 3 км. В восточном борту плотного тела он имеет полную мощность, но субвертикальное (см. рис. 1) и даже запрокинутое залегание. В западном борту диапира гранулит-базитовый слой расщеплен клином плотных масс, а земная кора примыкающего к Уралу края Русской платформы над ними оказалась

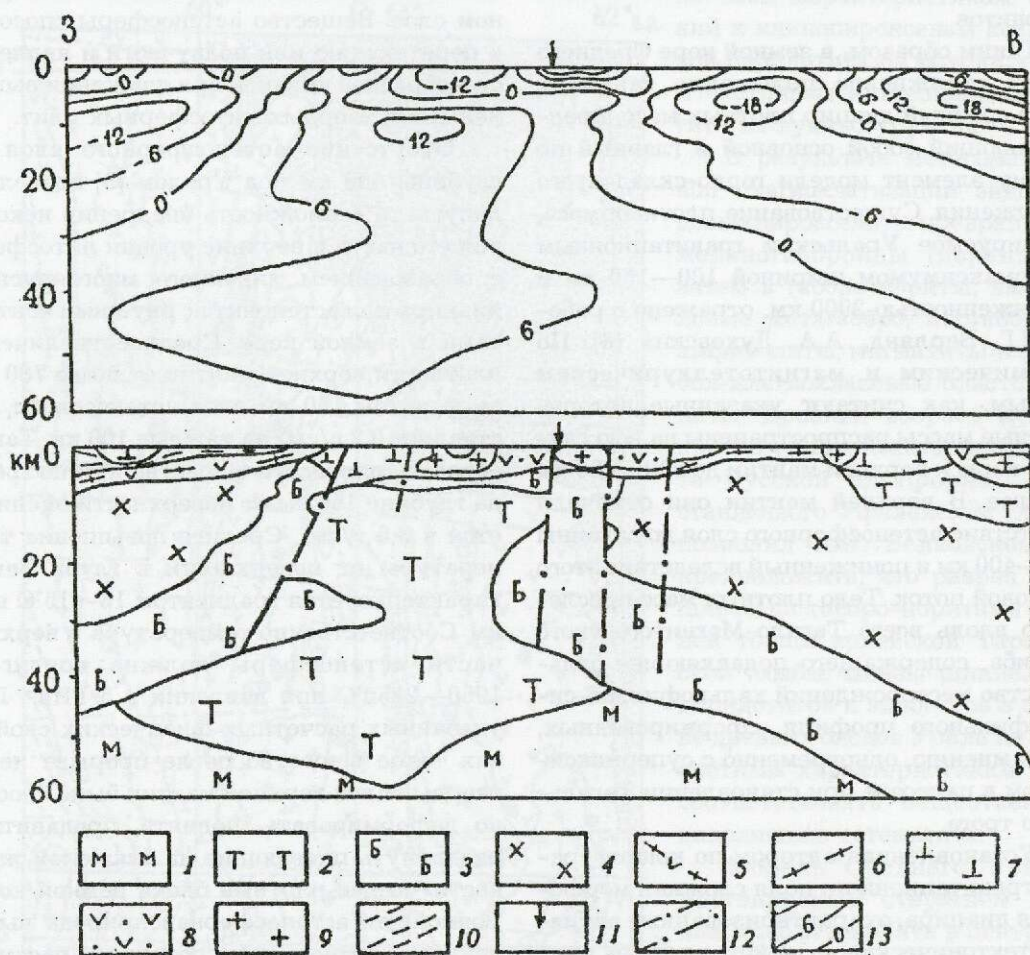


Рис. 1. Широтный томографический разрез гравитационного поля Урала через Березовское месторождение и схема его геологической интерпретации:

1 — современная верхняя мантия; 2 — астенолит, вероятно, представленный шпинелевыми клинопироксенитами, гранатовыми перидотитами, эндиопсидовыми пироксенитами, меланогабброидами (израндититами); 3 — гранулит-базитовый слой земной коры; 4 — гранитно-метаморфический слой земной коры; 5 — рифтогенные комплексы рифея и раннего палеозоя Центрально-Уральского поднятия (ЦУП); 6 — доордовикские метаморфические породы Восточно-Уральского поднятия (ВУП); 7 — офиолитовые комплексы и базальтоидные формации гряд срединного рифтового хребта Уральского палеоокеана; 8 — вулканогенно-осадочные формации морских прогибов ВУП, залеженных на древнем гранулит-базитовом слое, редуцированном над астенолитом; 9 — гранитоидные массивы; 10 — дофаменские шельфовые отложения и верхнепалеозойские молассоиды ЦУП; 11 — проекция Березовского месторождения на линию разреза; 12 — глубинные разломы, в том числе трансформные; 13 — изолинии гравитационного поля, рассчитанные по методу «Гравискан», мГл

наклоненной на запад под углом до 45° . Наконец, под Тагильским трогом от среднего грибообразного расширения плотного тела отходит вверх новая апофиза шириной 3—5 и высотой 2—3 км. Над ней образован третий ярус диапира шириной более 20 км. Это тело прорывает и раздвигает редуцированный гранулит-базитовый слой, который в бортах Тагильского трога представлен офиолитовой ассоциацией пород и меланократовым основанием земной коры, обнаженным в виде Уфалейского, Россыпухинского и других блоков бласто-миллионитов.

Таким образом, в земной коре Среднего Урала стержневое положение занимает трехъярусный диапир плотных масс, представляющий собой основной и главный по объему элемент модели горно-складчатого сооружения. Существование плотных масс, фиксируемое Уральским гравитационным супермаксимумом шириной 100—150 км и протяженностью 2000 км, отражено в работе Н.Г. Берлянд, А.А. Духовских [3]. По сейсмическим и магнитотеллурическим данным, как считают указанные авторы, плотные массы распространены на всю глубину коры и верхней мантии до 300—400 км и более. В верхней мантии они отмечали отсутствие астеносферного слоя до глубины 300—400 км и пониженный вследствие этого тепловой поток. Тело плотных масс прослежено вдоль всего Тагило-Магнитогорского прогиба, содержащего подавляющее большинство месторождений халькофильно-сидерофильного профиля, сформированных, по их мнению, одновременно с супермаксимумом в палеозое при становлении Тагильского трога.

Установленная автором по конфигурации гравитационного поля сложная морфология диапира, охарактеризованные активные тектонические воздействия его на слои земной коры, а также плотность нижнего его яруса, превышающая таковую ($3,3 \text{ г/см}^3$) прогнозируемой верхней мантии, наводят на мысль об образовании Уральского супермаксимума за счет внедрения астеносферного или более глубинного вещества.

Как известно (Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин, 1979), плотность верхней мантии быстро возрастает до $4,3 \text{ г/см}^3$ от поверхности до рубежа с нижней мантией на

глубине около 700 км. Чаще всего в верхней части мантии на глубинах 100—200 км (океан — континент) происходит замедление возрастания скоростей продольных волн и на протяжении 200—300 км они практически не изменяются. Если под подошвой земной коры скорости поперечных волн составляют 4,6—4,7 км/с, то в слое с постоянными скоростями продольных волн они уменьшаются до 0,2—0,3 км/с. Такое замедление, по-видимому, обусловлено частично расплавленным состоянием вещества в этом волноводном или астеносферном слое. Вещество астеносферы способно к перетеканию или ползучести и является своеобразной смазкой при движении вышележащих твердых литосферных плит.

Отсутствие астеносферного слоя до глубины 400 км под Уралом [3] позволяет допускать возможность внедрения некоторой его части в верхние уровни литосферы с образованием линейного многоярусного диапира или астенолита с рвущими контактами в земной коре. Среднее увеличение плотности верхней мантии от 50 до 700 км, за вычетом 150 км слоя астеносферы, составляет $0,2 \text{ г/см}^3$ на каждые 100 км. Таким образом, плотность вещества астеносферы на глубине 150 км от поверхности оценивается в $3,5 \text{ г/см}^3$. Среднее повышение температуры от поверхности в глубь Земли характеризуется градиентом $13\text{—}15^\circ\text{C}$ на 1 км. Соответственно температура в верхней части астеносферы должна достигать $1950\text{—}2250^\circ\text{C}$ при давлении в 5 ГПа.* При указанных расчетных физических свойствах такое вещество после прорыва через твердый слой верхней мантии было способно деформировать, поднять, продавить и раздвинуть плавающие на «тяжелой жидкости» менее плотные блоки земной коры. Возможная астеносферная природа выявленного плотного тела позволяет рассматривать его как астенолит.

* По представлениям основоположников геодинимики Л.П. Зоненшайна, Л.А. Савостина (1979), О.Г. Сорохтина (1974) и других исследователей, температура в верхней части астеносферы оценивается в $1100\text{—}1300$, но не более 1500°C на основании отождествления ее вещественного наполнения со смесью перидотита и жидкой базальтовой фазы в соотношениях от 3:1 до 5:1. Возможен и иной состав астеносферного слоя.

Н.Л. Добрецовым [5] предполагается еще более глубинный источник вещества при глобальных перестройках литосферы. По его мнению, к перестройкам приводят плюмы или группы плюмов, отторженные от границы ядро — нижняя мантия Земли с глубин 2900 км, где плотность вещества достигает 10 г/см^3 . Периодичность проявления плюмов оценивается величиной, кратной 30, 60, 120, 240 млн. лет. Периодичность сгуживания материков в суперконтиненты определяется в 500 млн. лет.

Возможные реликты вещества астенолита, обогащенного компонентами верхней мантии и гранулит-базитового слоя, обнаружены А.И. Белковским [2] в бластомилонитах Уфалейской и Россыпухинской глыб Урала. Возраст исходных пород этих глыб по радиологическим данным оценен в 4300—3500 млн. лет. Среди них имеются линзы немилонитизированных пород, представленные черными шпинелевыми клинопироксенидами. В составе последних преобладает розовато-красный эндиопсид, по всем характеристикам близкий к клинопироксенам ксенолитов перидотита из трубки «Мир» и частичкам магнезиального авгита из лунных грунтов.

В результате метасоматической плагиоклатизации эндиопсидовые пироксениды превращены в меланогабброиды (израндиты), затем в габбро-нориты, амфиболовые метагаббро, апогаббровые амфиболиты, мигматиты и амфибол-плагиоклазовые бластомилониты. Древний возраст меланократового фрагмента фундамента Русской платформы, представленного Уфалейской глыбой, позволил А.И. Белковскому [2] предположить, что разрез нарастается габбро-норитами нижней толщи архейской Тараташской глыбы. Линзы шпинелевых перидотитов и эклогитов в составе древних блоков Урала по плотностным характеристикам могут соответствовать вещественному наполнению астенолита.

Модель Среднего Урала с многоярусным стержнем плотных масс астенолита в центре определяет закономерную смену серий (рядов) формаций, тектонических форм и металлогенеза.

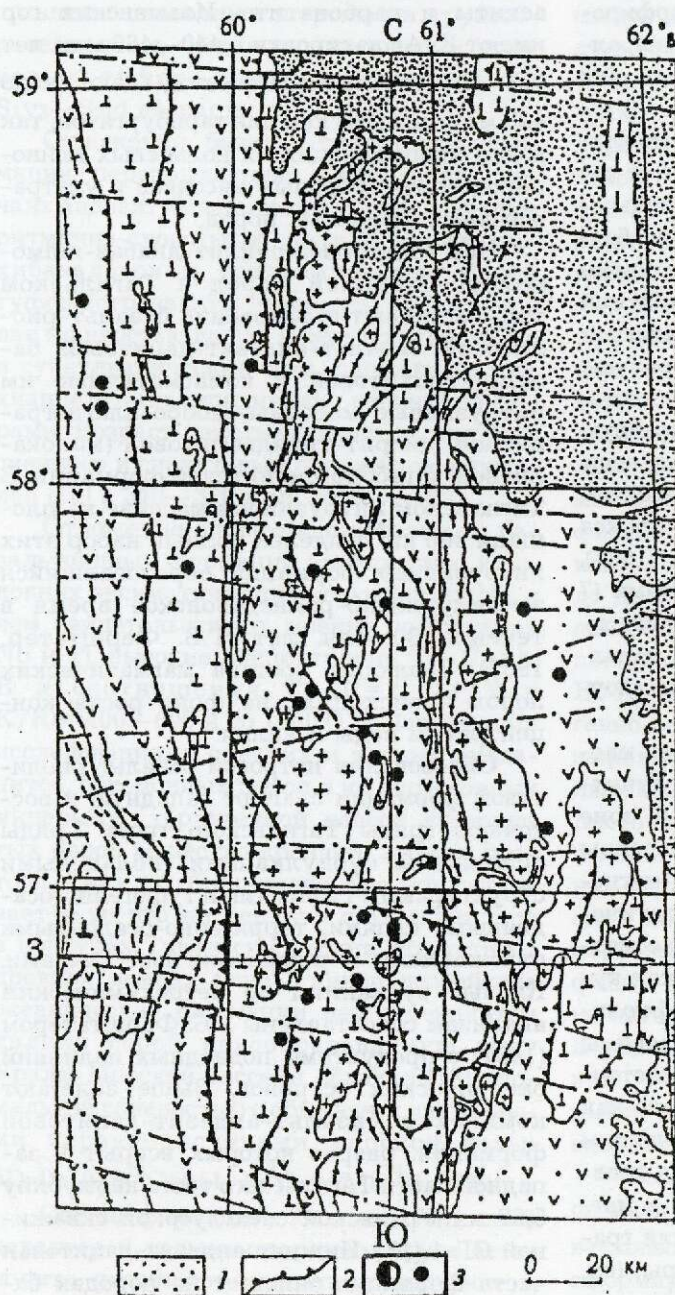


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема Среднего Урала:

1 — мезозойские молассоиды и коры выветривания; 2 — контуры спрединговых зон; 3 — Березовское месторождение (полузалитый кружок) и мелкие золоторудные объекты; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

ническую зональность этой горно-складчатой системы.

Формации Тагильского трога локализованы вдоль верхней части трехъярусного астенолита (см. рис. 1). Они образуют Тагильскую структурно-формационную зону протяженностью 500 км при ширине до 50 км (рис. 2). В основании разреза залегают типичные океанические спилит-диабазовые толщи, переслаивающиеся с красноцветными и пестроцветными яшмами, сформированными в глубоководных условиях. Среди пиллоу-лав спилитов, афировых и порфировых диабазов отмечаются комплексы параллельных даек диабазов, характерных для спрединговых океанических зон.

В шовной зоне Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), отделяющего с запада Тагильскую структуру от Центрально-Уральского поднятия (ЦУП), спилит-диабаз-кремнистые толщи совместно с массивами альпинотипной дунит-гарцбургит-габбровой (магнеливый тип) формации и комплексом параллельных даек диабазов образуют офиолитовую ассоциацию пород океанического ложа, в совокупности составляющую первый, второй и третий океанические слои. Например, сводный разрез Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса Южного Урала, по Г.Б. Ферштатеру (1987), представлен снизу вверх гарцбургитами (7 км), троктолитами, оливиновыми и диопсидовыми габбро (3 км), комплексом параллельных диабазовых даек (1—2 км), пиллоу-лавами базальтов (1 км).

На Среднем Урале с небольшими массивами собственно офиолитовой дунит-гарцбургит-габбровой формации в зоне ГУГР совмещены крупнейшие массивы дунит-клинопироксенит-габбровой (магнезиально-кальциевой) формации Платиноносного пояса Урала. Последняя рассматривается Г.Б. Ферштатером (1987) как кумулятивная часть стандартного офиолитового разреза. Аналогичные массивы трассируют также шовную зону в восточном борту Тагильского трога. Там они, как и в зоне ГУГР, залегают по ограничению трога, где астенолитом выдавлены на дневную поверхность богатые кальцием и магнием крылья разорванного основания гранулит-базитового слоя земной коры (см. рис. 1). Возможно именно бластомилониты

этого слоя, наиболее интенсивно переработанные флюидами диапира, преобразованы в магнезиально-кальциевые ультрабазиты. В тех участках, где в шовных зонах имеются маломощные покровы гранитно-метаморфического слоя в виде Сысертского, Ильменогорского и других блоков, сформированы массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами.

Возраст офиолитов по конодонтам в кремнях определен [15] как среднеордовикский. Массивы Платиноносного пояса, мискииты и карбонатиты Ильменских гор имеют K-Ar датировки в 440—460 млн. лет ($O_2^2-S_1^1$). Rb-Sr и Sm-Nd методы дают около 400 млн. лет (D_1^1) как для гарцбургитов, так и для прорывающих их кольцевых клинопироксенит-габбровых массивов и ультраосновных щелочных пород.

Над толеитовой спилит-диабаз-яшмовой ассоциацией пород в Тагильском троге залегают образования базальт-риолитовой, базальт-андезит-дацитовой, базальт-трахитовой и комагматичные им интрузивные массивы габбро-плагиогранитной, диорит-трондьемитовой (малокальцевой) и габбро-сиенитовой формаций. В Тагильском интрузивном массиве на площади 300 км² выделен полный набор этих интрузивных формаций, образовавшийся за силурийско-раннедевонское время в течение 30 млн. лет (Г.Б. Ферштатер, 1987). Эволюция состава магматических пород происходила на фоне роста концентраций воды и калия.

Образования натровой базальт-риолитовой формации слагают западную и восточную гряды Тагильского трога. Гряды осложнены субвулканами, кольцевыми структурами с туфовыми и туфогенно-осадочными слоями, терригенно-осадочными отложениями и рифовыми известняками. Кислые вулканы по петрохимическим анализам сопоставлены Г.Б. Ферштатером (1987) с продуктами подводных излияний океанических островов. Выше залегают комплексы базальт-андезит-дацитовой формации, разрез которых вскрыт в западной части Тагильского трога на глубину 5,07 км Уральской свехглубокой скважиной СГ-4 [13]. Нижняя андезит-дацитовая часть формации залегает на породах ба-

зальт-риолитовой формации и типичных спилит-диабазовых пиллоу-лавах, переслаивающихся с красноцветными и пестроцветными яшмами. В ней широко развиты пирокластические фации, представленные пемзами, шлаками, игнимбритами, агглютинатитами, экструзивными брекчиями и рифовыми известняками S_{1l3-v2} возраста. Все это свидетельствует о формировании отложений в условиях переменных глубин островных гряд. В верхней андезит-базальтовой части формации широко представлены подводные шаровые и трубообразные лавы, толщи пизолитовых и шлаковых туфов, лахаровые отложения $S_{1v3}-S_{2ld}$ возраста.

Отложения базальт-трахитовой формации, перекрывающие в отдельных случаях андезит-базальтовые толщи, сложены ритмично-слоистыми пачками туфов трахибазальтов и трахиандезитов. Среди туфов встречаются горизонты туффитов и лав мощностью до 2 м. Присутствуют дайки и субвулканические тела, сложенные трахиандезитами, трахитами, сиенит-порфирами. Возраст комагматичных вулканитам сиенитов и сиенитовых пегматитов определен [15] в 340—370 млн. лет (D_3-C_1).

Отложение дифференцированных базальтоидных формаций происходило в условиях энсиматической островной гряды, о чем свидетельствуют низкие содержания Nb и Ti, высокие концентрации Th, U, Rb, В и соотношения $Th/U=2$, Zr/Y и $K/Rb=400-600$ и до 1000 [13]. Изотопными исследованиями средних и кислых вулканитов, обломочных пород и их аксессуарных минералов, терригенной взвеси кремнистых пород вещество древнего зрелого кратона в них не обнаружено. Все это указывает на то, что над верхним ярусом диапира в контурах Тагильского трога отсутствует древняя земная кора. Раннепалеозойские океанические формации над астенолитом являли собой новообразованную кору Урала. Морской бассейн обладал [13] нормальной соленостью с обычными изотопными характеристиками морской воды: $\delta D=0\pm 10$, $\delta^{18}O=0\pm 1$, $\delta^{13}C=0\pm 2$, $\delta^{34}S=20\%$.

Состав формаций, их энсиматический характер и размеры верхнего яруса астенолита позволяют сделать заключение о

том, что "агильский трог в среднеордовикско-силурийское время представлял собой неширокую спрединговую рифтовую систему красноморского типа. Вулканические гряды в ней, вероятно, были не чем иным, как бортами срединного хребта, окаймляющими рифтовую зону. В основании океанического дна отсутствовал гранитно-метаморфический слой или его базифицированные реликты. Оно сложено офиолитовой серией из совокупности первого, второго и третьего океанических слоев, образовавшихся между раздвинутыми крыльями редуцированного до нескольких километров базальтового слоя над верхней частью трехъярусного астенолита. Дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса, а возможно, и дунит-гарцбургит-габбровые части офиолитов, закономерно расположенные в участках разрыва и вывода на поверхность гранулит-базитового слоя, могли сформироваться за счет переработки материала последнего глубинными флюидами в бортах астенолита 400—460 млн. лет назад (O_3-D_1).

Формации палеозойской эпохи ЦУП залегают на доордовикских субплатформенных молассоидах края Русской платформы, подошва гранитно-метаморфического слоя которого поднята с глубины 30 км до дневной поверхности западным бортом астенолита (см. рис. 1, 2). Выведенные на поверхность доордовикские образования ЦУП были перекрыты рифтовыми туфогенно-осадочными породами с фауной O_2-3 , зафиксировавшими начальный этап откалывания от Русской платформы структур Восточно-Уральского поднятия (ВУП) при заложении между ними Тагильского трога над верхним ярусом диапира. На ордовикских породах ЦУП залегают терригенно-карбонатные силурийско-девонские шельфовые отложения Бельско-Елецкой зоны, на которых откартированы [9, 15] останцы Бардымского и Нязепетровского шарьяжей, выполненные вулканогенно-осадочными океаническими породами силурийско-фаменского возраста.

Момент шарьирования датирован [15] франским веком на том основании, что граувакковый флиш зилаирской свиты ($D_3^2-C_1^1$) сформирован *in situ* на ЦУП в результате

размыва уже надвинутых на него Бардымской и Нязепетровской пластин. В свою очередь, флиш перекрыт карбонатно-терригенными каменноугольными, а затем и пермскими мелководными и лагунными молассоидами с эвапоритами.

Франское и последующие шарьяжеобразования большинством исследователей [9, 15] связывались с процессами однократного или многократного сдавливания Уральских структур, в результате которых отложения Тагильского трога перебрасывались через зону ГУГР на десятки километров. Фронтальные части Бардымского и Нязепетровского аллохтонов расположены в 40—50 км западнее ГУГР. Толщина аллохтонных пластин оценена [15] в 500—3200 м. Ширина аллохтонов 7—20 км, длина 60—100 км.

Судя по слабо нарушенной форме астенолита (см. рис. 1), подобное надвигание маломощных блоков земной коры по механизму горизонтального сжатия представляется маловероятным. Для образования несомненно доказанных [9, 15] шарьяжей из отложений океанического подножия, блоков офиолитового комплекса и вулканической гряды на породах шельфа автором данной статьи предлагается другой механизм.

Со среднего ордовика до начала силура спрединговый рифтогенез в Тагильском троге привел к раскрытию глубоководного, но неширокого бассейна типа красноморского с корой океанического типа. Приток глубинного вещества в верхний ярус астенолита в силуре уже не вызывал дальнейшего расширения бассейна, а приводил к росту вулканических гряд срединно-рифтового хребта и позднее к куполовидному подъему центральной части рифтовой зоны за счет распирения или разрастания мощностей второго и третьего океанических слоев (вертикальный спрединг).

Поверхность континентального склона, первоначально наклоненная в сторону океана, являлась ареной накопления углито-глинисто-кремнистых сланцев ургалинской свиты (S_1) и более глубоководных осадков срединной свиты (S_2^1 — D_2^1). Последняя на континентальном подножии фациально замещена более мощной (800 м)

толщей вулканогенно-кремнисто-сланцевых отложений плоскокаменной (S_2 — D_1^1), аптечногорской (D_1) и заставкинской (D_2) свит. В среднем девоне континентальный склон вследствие подъема океанического ложа распрямился до горизонтального уровня и начал размываться, что зафиксировано толщей кварцевых песчаников с прослоями кремней и сланцев заставкинской свиты [15].

В раннефранский век глубоководные кремнисто-вулканогенные отложения континентального подножия и склона сменились мелководными углито-глинистыми сланцами корсаковской свиты, что свидетельствует о резком обмелении бассейна. Вполне вероятно, что поверхность бывшего континентального склона вследствие поднятия океанического дна в это время приобрела западное падение в сторону шельфа. На последнем продолжали накапливаться терригенно-карбонатные морские илы.

По карбонатным илам отдельные, поднятые выше шельфа, блоки пород континентального склона, подножия, офиолитового комплекса шовной зоны и вулканогенно-осадочной гряды срединного рифтового хребта могли сползти вниз на шельф и остановиться лишь перед береговой линией. Предполагается, что механизм шарьирования по типу гравитационного сползания в подводных условиях играл ведущую роль в образовании шарьяжей Зилаиро-Лемвинской зоны Урала во франский век.

Формационные ряды Верхисетской, Медведевско-Свердловской и Мурзинско-Адуйской структурно-формационных зон ВУП определены по особенностям глубинного строения земной коры в восточном борту астенолита. Верхисетская структурно-формационная зона, прилегающая к восточному борту Тагильского трога, отличается от последнего наличием маломощных (5—6 км) гранитизированных микроконтинентов сиалической коры на редуцированном до 2—3 км древнем гранулит-базитовом слое (см. рис. 1, 2). Блоки сиалической коры разделены прогибами, по набору формаций сходными с таковыми Тагильского трога. Дифференцированные базальтоидные серии этих прогибов

в интрузивном и эффузивном вариантах отличаются от разновозрастных отложений Тагильского трога лишь повышенными содержаниями калия и преобладающим известково-щелочным составом дифференциатов (Г.Б. Ферштатер, 1987) за счет усвоения палеозойскими породами некоторого количества материала маломощного гранулит-базитового слоя древней земной коры в западной краевой части ВУП. В поднятиях между прогибами последовательная серия из трех базальтоидных формаций выражается преимущественно в интрузивных фациях. Она представлена тоналит-трондьемитовой, тоналит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитной формациями. Они нередко совмещены в одном массиве, подобном Верхисетскому. Интрузии этого пояса прорывают верхнесилурийско-среднедевонские вулканиты и имеют, вероятно, позднедевонско-раннекаменноугольный возраст.

Медведевско-Свердловский синклинирий, где вертикальная мощность земной коры резко увеличена за счет крутостоящего гранулит-базитового слоя (см. рис. 1, 2), по набору формаций аналогичен прогибам Верхисетского антиклинория. Но здесь гораздо шире проявлена гипербазит-габбровая формация в виде лакколитов и силлов, по-видимому, выплавленных из гранулит-базитового слоя в крутом восточном борту астенолита. Формированию ультрабазитов предшествовали излияния кайнотипных известково-щелочных базальтоидов. Вслед за габбровыми интрузиями внедрялись маловодные гранитоиды адамеллит-гранитной формации с комплексами контрастно дифференцированных даек.

В Мурзинско-Адуйском антиклинории ВУП обнажены гнейсово-мигматитовые комплексы гранитно-метаморфического слоя, подошва которого в западном борту структуры имеет субвертикальное запрокинутое на восток залегание. Вследствие этого вертикальная мощность гранитно-метаморфического слоя здесь превышает 30 км. Восточный борт антиклинория полого погружается под тяжелые массы Восточно-Уральского мегасинклинория (см. рис. 1, 2). Последний, возможно, представляет собой трог над апофизой другого Зауральского астенолита, создавшего также на Южном

Урале Денисовскую и Тюменско-Кустанайскую троговые зоны.

Магматизм в Мурзинско-Адуйском антиклинории проявлен преимущественно в интрузивной фации. Андезитовидная группа формаций, характерная для поднятий и прогибов Верхисетской и Медведевско-Свердловской структур, надстраивается в антиклинории водной формацией плутонических гранитов и маловодной адамеллит-гранитной. Так, по Г.Б. Ферштатеру (1987), галька ранней малокалиевой тоналит-трондьемитовой формации известна в среднедевонских отложениях антиклинория. Галька турнейской тоналит-гранодиоритовой формации присутствует в средневизейских конгломератах. В среднем — позднем карбоне проявился главный этап водного гранитоидного плутонизма с образованием адамеллитов и гранитов гранитной формации. В пермское время внедрились маловодные граниты адамеллит-гранитной формации. В целом со среднего девона до перми в антиклинории проявлялся континентальный орогенный магматизм. В более молодых комплексах последовательно возрастали содержания калия и кремнезема в гранитоидах главных фаз и увеличивалось количество гранитов. Магматизм, по всей видимости, обусловлен плавлением нижних частей крутостоящих слоев континентальной земной коры (см. рис. 1), ее метаморфизмом, прогревом и пропариванием магомгенерирующими флюидами в борту астенолита и кровле смежного с ним мантийного выступа.

Условия растяжения на ВУП зафиксированы не только орогенными гранитоидами, но и молассоидами предсредневизейского (335 млн. лет) и позднебашкирского (310 млн. лет) возраста, накопившимися в грабеновых просядках. Возможно, в эти моменты и завершился вертикальный подъем океанических отложений Тагильского трога, обусловленный наращиванием третьего океанического слоя посредством поступления нового глубинного вещества в верхнюю часть астенолита под мощную экранирующую толщу толеитовых базальтов и перекрывающих отложений срединного рифтового хребта. Подобный процесс расширения третьего и нижележащего океанических слоев и вызванный им подъем

перекрывающих отложений может быть назван, по мнению автора, вертикальным спредингом океанического ложа.

Параметры геодинамических процессов в истории тектонического развития Среднего Урала можно оценить путем анализа фанерозойского формационного наполнения различных структурно-формационных зон в связи со становлением верхнего яруса астенолита. На широте Березовского месторождения последний имеет ширину около 20 км и толщину около 5 км. Внедрение плотных масс, при соблюдении принципа изостазии, должно было привести к открытию над ними глубоководной впадины. Средняя скорость спрединга при образовании морского бассейна со среднего ордовика до раннего силура (от 470 до 440 млн. лет) составляла 0,7 мм в год. Скорость осадконакопления толщи мощностью 5,07 км, представленной андезит-дацитовой и андезит-базальтовой формациями, в течение S_1^1 — S_2^{ld} (435—420 млн. лет) в грядях хребта околорифтовой долины составила 0,3 мм в год. Преобразование горизонтального спрединга в вертикальный подъем океанического ложа при наращивании третьего океанического слоя с подъемом дна и запрокидыванием плоскости континентального склона в сторону шельфа в течение D_2^1 — D_3^1 (от 385 до 375 млн. лет) происходило со скоростью 0,3—0,5 мм в год. Шарьирование Бардымского и Нязепетровского аллохтонов, сложенных отложениями континентального склона и подножия, блоками офиолитового комплекса и вулканитами гряд хребта, с поднятого выше шельфа океанического ложа произошло путем гравитационного скольжения блоков на рубеже франского и фаменского веков на расстояние до 50 км в сторону береговой линии в подводных условиях.

С этого момента процессы денудации приводили к накоплению на ЦУП, в Тагильском трое и прогибах западного борта ВУП грауваккового флиша D_3^2 — C_1^1 . Этот процесс фиксировал замыкание океанического бассейна и резкое ослабление тектонической деятельности астенолита. Последний продолжал давать лишь термофлюидные потоки, формирующие в земной коре массивы орогенных гранитоидов и вулкано-

генные толщи базальт-трахитовой формации. Карбонатные толщи визейской трансгрессии свидетельствуют о выравненном рельефе центральной части Урала в это время. В познебашкирское время (C_2^1) в результате общего растяжения, возможно, связанного с дальнейшим изостатическим выравниванием, произошли блоковые подвижки с обособлением зон поднятий и прогибов.

Сходная история геологического развития наблюдается и в Предуралье. С конца московского века и на протяжении позднего карбона вдоль сброса по границе Русской платформы и западного склона Урала заложился краевой прогиб, где накапливались известняки башкирского яруса и терригенно-карбонатные отложения позднего карбона. В ассельском по сакмарский века (P_1^{1-2}) отложилась 1200-метровая толща пелитоморфных известняков. В артинском веке (P_1^3) произошло резкое сжатие прогиба, возникли надвиговые зоны, поднятия и депрессии с перепадом высот до 800 м. В них накапливались мощные толщи грубообломочных молассоидов и плащ маломощных глинистых осадков. В кунгурский век (P_1^4) рельеф был сnivelирован и сформировалась мощная толща эвапоритов. С этого момента фиксируется и заметное ослабление терригенного сноса в прогиб с Урала. Шельфовые отложения западного склона Урала в предкунгурское время подверглись линейной складчатости и были нарушены чешуйчатыми надвигами.

Эволюция кинематики тектонических дислокаций, положенная К.П. Плюсниным [12] в основу специальной геохронологической шкалы, показывает, что в течение короткого времени на границе карбона и перми (302—270 млн. лет) на территории Урала проявилась мощная фаза сжатия. Она вызвала поднятие всего Урала и глубокий размыв с образованием сдвиго-надвиговых структур с правым знаком смещений. Этот этап орогенного развития Урала завершился к концу артинского века, когда приток грубообломочного материала в Предуральский прогиб практически прекратился.

Период складчатости на Урале, определенный К.П. Плюсниным в 302—270 млн.

лет, с учетом момента складчатости в Предуральском прогибе продлевается до рубежа в 250 млн. лет. Имеющиеся реконструкции положения материков в фанерозое (А.М. Городницкий, Л.П. Зоненшайн, Е.Г. Мирлин, 1978) показывают, что этому времени отвечает период объединения всех материков Земли в единый суперконтинент Пангею. Этот факт позволяет оценить скорость дрейфа или передачи напряжений сжатия при смыкании материков в единый суперконтинент Пангею. При ширине Среднего Урала 150 км она составляет более 3 мм в год. Сжатие и скучивание происходили на фоне палингенеза и образования массивов каликатровых гранитов, консолидировавших Уральское горно-складчатое сооружение.

В триасе, юре и раннем мелу на ВУП господствовал тафrogenный режим с преимущественным развитием структур растяжения, связанных, по-видимому, с периодом распада Пангеи. На Западно-Сибирской плите в это время заложилась субмеридиональная рифтовая система — Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, южнее которого в Центральном Казахстане развит меридиональный пояс триасовых даек основного и кислого составов и вулканические постройки. В бортах рифта и опирающих его структур сосредоточены крупнейшие месторождения нефти.

В триасовых грабенах Урала накапливались обломочные континентальные молассы с пластами углей, бокситов, силлами и дайками трапповой формации габбро-диабазов (195—240 млн. лет), завершивших магматическую активность Урала. В юре подобный режим осадконакопления уже не сопровождался вулканизмом.

С конца мела по эоцен (85—60 млн. лет) субконтинентальные условия сменились трансгрессией моря на восточный склон Урала. На границе олигоцена и миоцена произошла новая фаза сжатия с образованием правосторонних сдвига-надвигов. Последние часто фиксируются в восточных бортах триасовых грабенов, сопровождаются приразломной складчатостью и имеют амплитуды смещения до 2—4 км. Неотектонические движения сформировали сводообразные поднятия и прогибы, заполненные континентальными золотонос-

ными осадками и корами выветривания. Возникли они в результате изостатического выравнивания масс гетерогенных блоков Урала.

Важно отметить, что, несмотря на позднепалеозойскую и олигоцен-миоценовую фазы сжатия, консолидированный в среднем палеозое стержень плотных масс Уральского астенолита служил несокрушимым упором для деформированных в эти периоды окружающих блоков земной коры. Деформации, изостатические выравнивания, фазовые переходы, явления дегазации, процессы метаморфизма, корового магматизма и общего старения пород, естественно, снизили исходную контрастность астенолита, тем не менее он отчетливо фиксируется как плотная неоднородность в земной коре Урала. Сам астенолит также не был каким-то монолитным телом. Внутри него имеются участки и с большей плотностью. Скорее всего, астенолит представлял собой гетерофазную систему длительного развития. В данной работе рассмотрен преимущественно фанерозойский этап развития Урала. Если учесть отсутствие в земной коре подвижного пояса более глобального, чем астенолит, элемента, то и докембрийская тектоническая активность региона должна была определяться им. Дордовикская история развития Урала рассматривалась С.Н. Ивановым [8] как многоактное проявление внутриконтинентального рифтогенеза. Вероятнее всего, в начальный этап развития подвижного пояса астенолитиза развивалась лишь на границе земной коры и мантии (нижний ярус диапира). Цикличное поступление в нее глубинного плотного вещества на рубежах 1600, 1350, 1100 и 850 млн. лет вызывало растяжение земной коры и накопление бурзянского, юрматинского, раннего и позднего каратавских рифтогенных внутриконтинентальных молассоидных комплексов. На рубеже юдомия и венда (680 млн. лет) эта цикличность нарушилась, видимо, за счет деформации коры при наращивании астенолита на уровне второго внутрибазитового яруса. Последующие поступления плотного вещества в тело астенолита, связанные с палеозойскими короткими циклами (30 млн. лет), привели к полному разрыву земной коры с образова-

нием в среднем ордовике спрединговой зоны Тагильского трога, развивавшейся до раннего карбона.

Металлогения различных структурно-формационных зон Среднего Урала отражена в работах Н.И. Бородаевского (1986), М.Б. Бородаевской, Е.П. Ширая, Н.К. Курбанова и др. (1992), А.И. Кривцова [10], И.Ф. Мигачева, А.Г. Волчкова [11], В.Н. Сафонова, Н.А. Григорьева, В.А. Коротеева, В.С. Шуба, А.Г. Баранникова, В.М. Якушева и др. [7], Е.М. Ананьевой, К.К. Золоева, Р.И. Луткова и др. [14], Е.С. Контаря, Л.Е. Либаровой (1997) и многих других исследователей. Не повторяя опубликованных данных, автор считает важным отметить, что металлогенические, как и структурно-формационные зоны и подзоны, закономерно локализованы относительно среднего и верхнего ярусов астенолита. С запада на восток наблюдается следующая картина металлогенической зональности:

1) в структурно-формационной зоне ЦУП в связи с рифейским рифтогенезом над нижними ярусами диапира известно золото-сульфидное оруденение в черносланцевых толщах Ашкинской рудной зоны. Активизированные в палеозое доордовикские толщи краевой части ЦУП, примыкающие к борту верхнего яруса астенолита, несут золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение Сурыинско-Промысловской рудной зоны;

2) в Тагильской СФЗ в подзоне ГУТР, где астенолитом выведено на поверхность редуцированное древнее меланократовое основание земной коры, находится Платиноносный пояс (зона) с золотосодержащими проявлениями платиновых руд в массивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации, а также с золотосодержащими медно-железо-ванадиевыми, титано-магнетитовыми, хромитовыми, медно-сульфидно-магнетитовыми скарновыми месторождениями в породах офиолитового разреза. В отложениях рифтовой впадины и гряд срединного рифтового хребта над центральной частью верхнего яруса диапира находятся подзона развития золотосодержащих медноколчеданных руд в дифференцированных базальтоидах и Богомолковская подзона с золото-полисульфидно-кварцевой жильной минерализацией в структурах смятия

и милонитизации аповулканогенных кварц-серицит-хлоритовых пород;

3) Верхисетская СФЗ, представленная микроконтинентами (поднятиями) и прогибами на тонком древнем базальтовом слое земной коры, редуцированном над средним ярусом диапира, характеризуется наличием золотосодержащего медноколчеданного (красноборско-горельского) и медно-никель-кобальтового (карасьевогорского) типов руд. Собственно золоторудные объекты тяготеют к стыкам микроконтинентов и прогибов, где они представлены прожилково-вкрапленными и жильными золото-сульфидно-кварцевыми рудами в эндо- и экзоконтактах диоритовых интрузивов (Долгомысовская, Невьянская и другие подзоны);

4) Медведевско-Свердловской СФЗ, расположенной над торцовой частью крупостоящего гранулит-базитового слоя в восточном борту диапира, отвечает Березовская металлогеническая зона, золоторудные месторождения в которой представлены жилами, штокверками и минерализованными дайками с золото-сульфидно-кварцевым типом руд;

5) Мурзинско-Адуйской СФЗ, характеризующейся увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя, соответствует Сусанская металлогеническая зона, содержащая золото-сульфидно-кварцевые жилы и минерализованные жильно-прожилковые зоны вблизи массивов позднеорогенных гранитоидов в гранитизированных и деформированных в борту астенолита доордовикских и среднепалеозойских толщах.

По существу, астенолит и окружающие его структурно-формационные зоны с набором рудоносных и рудных формаций представляют собой рудно-энергетическую систему (РЭС) Среднеуральской металлогенической провинции или значительной части Уральского металлогенического пояса. Такое определение РЭС отражает роль в рудообразовании источника энергии и глубинного вещества (астенолит), тектонических форм и ассоциаций формаций, созданных взаимодействием эндо- и экзогенных процессов адаптации земной коры к внедренному плюму (структурно-формационные зоны), природных комплексов

пород, участвующих в генерации, миграции, перераспределении и концентрации рудного вещества (рудноносные формации), типов месторождений как сочетаний благоприятных факторов локализации рудных тел в пределах рудоносных формаций (рудные формации).

Охарактеризованная субмеридиональная металлогеническая зональность Урала осложнена субширотными трансформными разломами (рис. 3; см. рис. 2). Смежные блоки пород, разделенные трансформами, кроме всего прочего, отличаются размерами поперечных сечений астенолита (рис. 4) и, как следствие, палеоскоростями вызванного им раздвижения земной коры, или спрединга. Основные запасы золота, да и других металлов, сосредоточены в блоках с узкими, «приталенными» частями тела диапира. Вероятно, энергетический потенциал богатых рудами блоков в большей мере расходовался не на интенсивные горизонтальные движения, а на мощный подъем глубинного, в том числе рудного, вещества в верхние горизонты земной коры. Косвенным свидетельством этого являются высокоградиентные области подъема плоскости кровли диапира с глубин 40 до 5—7 км под крупным Березовским месторождением (см. рис. 3, 4). В частности, Березовское золоторудное месторождение, великолепное геологическое описание которого содержится в вышедшей 52 года назад книге Н.И. и М.Б. Бородаевских «Березовское

рудное поле», приурочено к самому узкому (до 80 км) поперечному блоку астенолита. Этот блок отличается от смежных более широких (100—150 км) на порядок большими запасами металла. При ширине астенолита 150—200 км в блоках пород встречаются лишь отдельные золоторудные проявления. Так, Екатерининско-Нижнетагильский поперечный Уралу геолого-промышленный район, объединяющий отрезки всех субмеридиональных СФЗ Урала между двумя крупными трансформными разломами, на порядок отличается по количеству добытого металла и ресурсам от смежных Северо-Уральского и Сысертского районов. Тело астенолита вдоль этих трансформных разломов сопровождается поперечными Уралу апофизами. Аналогичная картина наблюдается и по другим металлам (Е.С. Контарь, Л.Е. Либарова, 1997). Подобная закономерность наводит на мысль о том, что каждый поперечный блок металлогенической провинции с разнометальными формациями — самостоятельная металлогеническая единица. По площади эти поперечные блоки отвечают понятию «рудный район». Другими словами, рудный район является поперечным блоком металлогенической провинции со всеми ее разнометальными зонами и подзонами, охватывающими всю рудно-энергетическую систему (астенолит и окружающие его СФЗ) в промежутке между трансформными разломами.

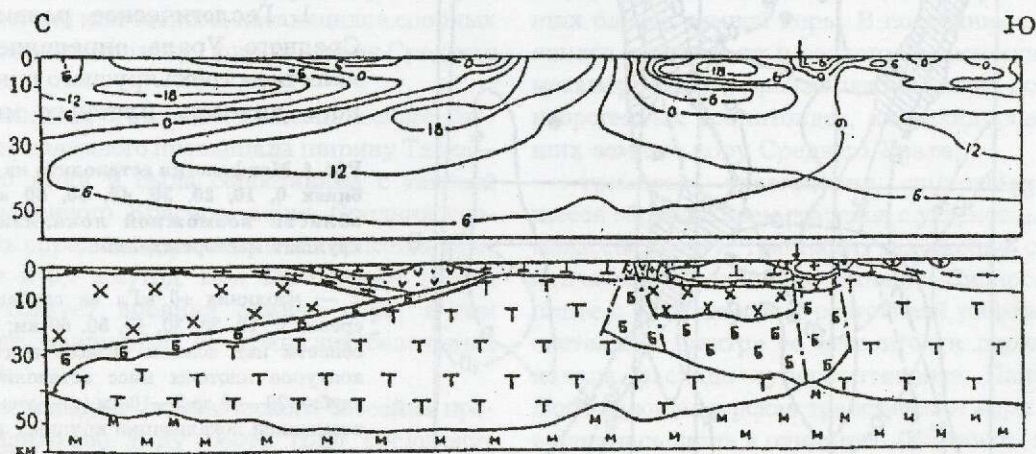


Рис. 3. Меридиональный томографический разрез гравитационного поля Урала через Березовское месторождение и схема его геологической интерпретации:

усл. обозн. см. рис. 1

Рудоносной зоне, обычно отождествляемой с линейно вытянутым рудным районом, по мнению автора, соответствует более низкий по рангу таксон. На Среднем Урале рудоносной зоне мог бы отвечать отрезок каждой металлогенической зоны в контурах ограниченного трансформами рудного района, где преобладают месторождения какого-либо одного из формационных типов полезных ископаемых. Металлогеническая нагрузка этого таксона характеризует не всю РЭС в поперечном сечении, а лишь отдельную ее часть или зону. Такое понятие рудоносной зоны может применяться также в случаях, когда элементы

РЭС не установлены на ранних стадиях изучения подвижных поясов.

Рудный узел может определяться ареалами проявления отдельных рудно-формационных систем (сочетанием рудоносных формаций и тектонических элементов) в рудоносной зоне, а рудное поле и месторождение — совокупностью структурных и литологических факторов локализации рудной минерализации.

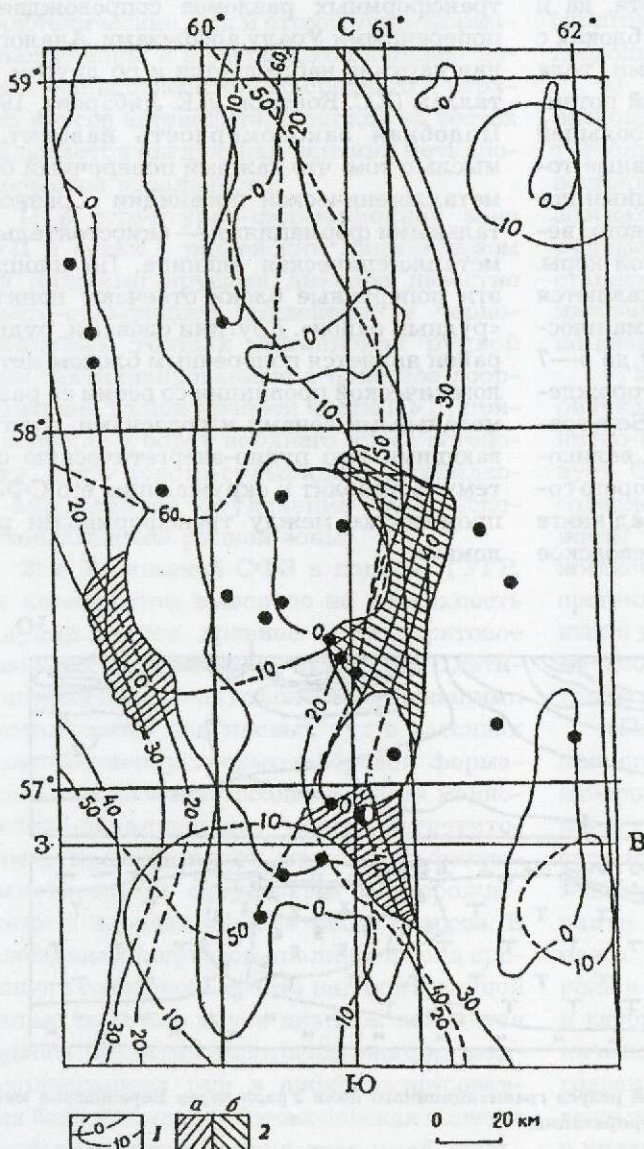
Для оценки потенциала рудоносности региона, как показано выше, необходимо металлогеническое картирование на основе анализа глубинного строения с учетом геодинамики земной коры и верхней мантии, поскольку происходившие в них процессы в значительной мере определяли условия локализации различных видов полезных ископаемых. Области высокоградиентного подъема и «приталенных» участков плотных масс в земной коре и верхней мантии Среднего Урала могут служить критерием оценки потенциала рудоносности при металлогеническом картировании. Все затронутые вопросы металлогенического анализа предлагаются автором в качестве предмета для обсуждения в связи с расширенным понятием РЭС.

Подытоживая изложенное, остановимся на главных выводах.

1. Геологическое развитие Среднего Урала определяется наличием трехъярусного линейного диапира плотных масс,

Рис. 4. Морфология астенолита на глубинах 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60 км и области возможной локализации крупных месторождений:

1 — изолиния +6 мГл на глубинных срезах 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60 км; 2 — области над зонами резкого подъема контуров плотных масс астенолита с глубин 20—40 до 5—10 км (а — участки возможной локализации крупных золоторудных месторождений; б — блоки с утолщенным слоем земной коры, где возможно обнаружение кимберлитов и лампроитов; остальные усл. обозн. см. рис. 2



прорвавшего и деформировавшего земную кору на полную мощность и создавшего все многообразие формационных и металлогенических комплексов горно-складчатого сооружения.

2. Для доордовикского периода развития Урала применима схема континентального рифтогенеза, предложенная С.Н. Ивановым [8]. Вероятнее всего, рифтогенез осуществлялся за счет цикличного (каждые 250 млн. лет) поступления высокоплотного астеносферного вещества в нижний подбазитовый ярус диапира на рубежах 1600, 1350, 1100, 850 и 600 млн. лет с постепенным наращиванием тела диапира.

3. На рубеже юдомия и венда (680 млн. лет) крупнопериодическая цикличность нарушилась, и дальнейшее наращивание астенолита происходило за счет внедрения короткопериодических последующих плюмов во второй внутрибазитовый уровень земной коры с деформацией и растяжением последней. Последующие поступления вещества плотных масс, вероятно, с периодичностью через каждые 30 млн. лет [5], привели к полному разрыву земной коры с оформлением в среднем ордовике спрединговой зоны Тагильского трога.

4. Охарактеризованная автором морфология астенолита, зональное расположение вокруг него осадочных, метаморфических, магматических и рудных формаций и стержневое положение плотных масс, существенно не нарушенное поздними тектоническими процессами, позволяют сформулировать ряд следствий или тезисов, касающихся спорных вопросов геологического развития Среднего Урала:

ширина Уральского океанического бассейна ненамного превышала ширину Тагильского трога и была сопоставима с таковой современного Красного моря. Средняя скорость спрединга при открытии бассейна оценена в 0,7 мм/год. Под Тагильским трогом отсутствует древняя земная кора, в том числе раздвинут ее гранулит-базитовый слой;

замыкание океанического бассейна происходило по типу роста гряд срединного рифтового хребта и последующего подъема океанического ложа за счет наращивания мощности океанической коры под первым и вторым океаническими слоями со средней

скоростью 0,3—0,5 мм/год при цикличном поступлении нового глубинного вещества в верхнюю часть астенолита. Для этого процесса расширения мощности третьего океанического слоя с воздыманием океанического дна автором введено понятие «вертикальный спрединг»;

на рубеже франского и фаменского веков не происходило тектонического скупивания подвижного пояса и горизонтального сжатия структур Урала. Механизм шарьирования Бардымско-Нязепетровских аллохтонов обусловлен гравитационным сползанием блоков пород с поднятого океанического ложа на территорию шельфа в подводных условиях;

раннеорогенный процесс с замыканием океанической структуры завершился в карбоне с прекращением поступления плюмов глубинного вещества в астенолит, завершением вертикального спрединга и заложением Предуральского передового прогиба. Зоны субдукции с областями удвоенной мощности гранулит-базитового слоя ни в западном (ГУТР), ни в восточном бортах Тагильского трога не существовало;

тектоническое скупивание Уральских структур в результате мощной фазы складчатости на рубеже позднего карбона и ранней перми (300—255 млн. лет) совпадает с периодом объединения всех материков Земли в единый суперконтинент Пангею. Консолидированный стержень плотных масс диапира являлся несокрушимым упором для деформированных в этот период окружающих блоков земной коры. В последних проявился мощный этап водного гранитоидного метаморфизма и произошла выплавка позднеорогенных гранитоидов, консолидировавших земную кору Среднего Урала;

триасовое растяжение, сопровождавшееся образованием грабенов с угленосными молассоидами и траппами, заложение ступенчатых просянок на Западно-Сибирской плите с Колтогорско-Уренгойской рифтовой системой в центре ее относятся к периоду начала распада суперконтинента Пангеи. Последующая юрская трансгрессия моря завершилась лишь в олигоцене. Оligоценовая складчатость на Урале проявилась, возможно, в связи с инверсией Колтогорско-Уренгойской рифтовой системы, которая по размерам не уступает Уральской.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Палеогеодинамика подвижных систем уральского типа в аспекте актуализма и их металлогения // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 100—112.
2. Белковский А.И. Древние комплексы Центрально-Уральского поднятия: строение и эволюция // Тектоника Азии. М., 1997. С. 29—30.
3. Берлянд Н.Г., Духовский А.А. Глубинные рудоконцентрирующие структуры земной коры некоторых регионов Азии // Тектоника Азии. М., 1997. С. 30—31.
4. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114—120.
5. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // ДАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797—800.
6. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. — М.: Недра, 1976.
7. Золото Урала. 1745—1995. Коренные месторождения / В.Н. Сазонов, Н.А. Григорьев, В.А. Коротеев и др. Россыпные месторождения / В.С. Шуб, А.Г. Баранников, В.М. Якушев и др. — Екатеринбург: УИФ, Наука, 1993.
8. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. — Свердловск: УНЦ, 1979.
9. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974.
10. Кривцов А.И. Структурно-формационная карта Урала // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений Урала: 5-е чтения памяти академика А.Н. Заварицкого. Свердловск, 1986. С. 15—23.
11. Мизачев И.Ф., Волчков А.Г. Геодинамика и металлогеническая зональность внутриконтинентальных подвижных поясов фанерозоя // Советская геология. 1988. № 8. С. 55—63.
12. Плюшкин К.П. Тектоническая эволюция структурных зон складчатого Урала в рифее — фанерозое // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 93—100.
13. Розен О.М., Викенъев И.В., Журавлев Д.З. Фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана на Среднем Урале: Тагильская синформа (изотопно-геохимические исследования керна Уральской сверхглубокой скважины) // Тектоника Азии. М., 1997. С. 182—183.
14. Физические поля и металлогения Урала / Е.М. Ананьева, К.К. Золотов, Р.И. Лутков и др. — Екатеринбург: Среднеуральское кн. изд-во, 1996.
15. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. — М.: Наука, 1986.

УДК 552.578+553.2

© Ф.Я. Корытов, 1999

РУДОГЕНЕЗ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ

Ф.Я. Корытов (ВИЭМС МПР России)

Приведены данные о структурной и генетической сопряженности нефтегазоносных бассейнов с угленосными и рудоносными регионами. Формирование месторождений нефти, газа, угля и различных руд в них связывается с воздействием на вмещающие породы мантийных и трансмантийных флюидов.

На связь (парагенезис) руды и нефти указывали многие ученые. Впервые идею об этом выдвинул в начале XX в. В.И. Вернадский. Позднее американский геолог Е.А. Бастин (1926) рассмотрел закономерные связи некоторых свинцово-цинковых месторождений с нефтью и битумами США. Для регионов СССР такие связи обсуждали А.И. Германов (1961) и В.И. Попов (1964). Детально эта проблема рассмотрена на примере различных регионов и месторождений мира многими исследователями и прежде всего В.В. Поповым, В.Н. Холодовым, Н.С. Бескровным,

Д.И. Горжевским и др. [1—3, 5—9]. При этом высказаны идеи о параллельном и зональном размещении рудных районов и нефтегазоносных бассейнов (Н.А. Кудрявцев, 1973; Н.С. Бескровный, 1978), а также о структурной и генетической сопряженности рудных поясов и нефтегазоносных регионов (Ф.Я. Корытов, 1978).

Исследования, проведенные автором, позволили выявить ряд закономерностей глубинных связей рудогенеза и нефтегазообразования. Анализ геотектонической позиции и минерализации более 200 бассейнов

показывает, что их границы весьма условны, ибо многие из них — части единых крупных нефтегазоносных и одновременно рудоносных провинций. Все известные нефтегазоносные бассейны занимают более 50% площади континентов и локализируются в единой трансглобальной системе глубинных разломов, которые на континентах и дне океанов являются частями одних и тех же структур (Ф.Я. Корытов, 1994). Так, Северо-Атлантический хребет в виде своеобразных рифтов продолжается в Южной Америке, а Южно-Атлантический — по краю Западной Африки. Разломы Восточно-Тихоокеанского поднятия продолжают в Северной Америке. Большинство трансконтинентальных рифтогенных структур (Урало-Ирано-Оманский, Срединно-Азиатский и др.) также прослеживаются на дне океанов в виде срединно-океанических хребтов. Многие так называемые трансформные разломы на дне океанов представляют собой звенья единой спиралевидной системы рифтов, секущих континенты. Трансглобальная система глубинных разломов состоит из разновозрастных периокеанических (по краям всех континентов), трансконтинентальных и трансокеанических рифтовых структур. Нефтегазоносные бассейны, локализованные в этих структурах, по морфологии подразделяются на линейные, дуговые и кольцеобразные. Примером первых служит Волго-Уральский, вторых — Колумбийско-Венесуэльский, а третьих — Прикаспийский бассейны.

Как показал анализ огромного фактического материала, все нефтегазоносные бассейны одновременно являются угленосными, соленосными и рудоносными регионами и представляют собой части крупных полиформационных минерагенических провинций. Периокеанические минерагенические пояса, расположенные по краям континентов, неодинаковы по интенсивности рудогенеза и нефтегазообразования. Внутри них выделяется несколько крупнейших по запасам углеводородов провинций. Одна из таких провинций — дугообразная Колумбийско-Венесуэльская — занимает северную окраину Южной Америки между Тихим и Атлантическим океанами. Она локализована в узле разветвления и пересечения глубинных разломов, кольцевых и вихревых структур (Колумбийской,

Карибской и др.). В ее пределах продолжают некоторые структуры дна Тихого океана — разлом Клиппертон и хребты Кокосовый и Карнеги. Эта провинция по минеральным ресурсам — одна из самых богатых в мире. На площади провинции расположены несколько нефтегазоносных бассейнов, включая Оринокский с громадными (>500 млрд. m^3) запасами тяжелой нефти, грязевые вулканы и уникальные асфальтовые озера, в т.ч. Пич-Лейк на о-ве Тринидад, где и теперь происходят процессы преобразования нефти в битумы и угли.

Все углеводороды (от природного газа и нефти до асфальтов и углей) провинции отличаются очень высокими содержаниями металлов и прежде всего ванадия, никеля, кобальта, титана и платиноидов. Так, в нефтях месторождений оз. Маракайбо концентрации только одного ванадия достигают 0,1% (Г. Каро, 1978). Вокруг нефтегазоносных бассейнов провинции расположены рудные районы, состоящие из гидротермально-метасоматических месторождений ванадия, никеля, платины, молибдена, меди, золота, марганца, свинца, цинка, каменных и калийных солей, а также драгоценных камней (изумрудов, алмазов и др.). В провинции, особенно в ее западной части, широко проявлены магматические породы, включая карбонатиты, лампроиты и кимберлиты. На этой территории с полиформационными комплексами контрастно проявлена региональная вертикальная и горизонтальная зональность магматизма и минерагении, выраженная в закономерной смене с запада на восток генетически связанных залежей руд и углеводородов.

Большинство линейных нефтегазоносных бассейнов сосредоточено в трансконтинентальных минерагенических поясах. Таковы бассейны, приуроченные к Урало-Ирано-Оманскому и Восточно-Африканско-Аравийско-Кавказскому поясам рифтогенеза и магматизма [6]. В этих поясах, между ними и вокруг них находятся Баренцево-Карский, Западно-Сибирский, Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Каспийский, Персидский и другие нефтегазоносные бассейны. Они образуют единую по генезису и, пожалуй, самую крупную в мире по запасам углеводородов трансконтинентальную провинцию, которую

одновременно можно рассматривать как крупнейший на Земле пояс магматизма, рудогенеза, солеобразования и угленосности. При этом наблюдается продольная и поперечная зональность в распределении рудной минерализации в нефтегазоносных бассейнах данной провинции. Это хорошо видно в Тимано-Печорском и Волго-Уральском бассейнах, где широко развита самая разнообразная рудная минерализация, а также месторождения и проявления солей, ангидрита, фосфоритов, бокситов, флюорита, целестина и других полезных ископаемых.

В Тимано-Печорском бассейне находится уникальное по составу и масштабам (более 2 млрд. т руды) Ярегское нефтетитановое месторождение. Главная залежь месторождения протяженностью 20 км и шириной до 7 км представлена кварцевыми песчаниками, насыщенными тяжелой нефтью с высокими концентрациями ванадия, никеля, кобальта и др. (Б.А. Мальков, И.В. Швецова, 1997). Песчаники содержат до 30% TiO_2 в форме лейкоксена, рутила и других минералов титана. Кроме того, в них присутствуют циркон, монацит, апатит, сидерит, барит, флюорит, золото, серебро и другие гипогенные минералы. В песчаниках проявлена также углетизация (в виде оксикерита) с гнездами из янтаря. Это необычное рудонефтяное месторождение образовалось в мезозое при неполном метасоматическом замещении девонских песчаников рудными минералами и нефтью во время миграции в них металлоносных углеводородных флюидов.

В Волго-Уральском бассейне, расположенном на продолжении Тимано-Печорского, в районах промышленных месторождений нефти (Ромашкинское, Акташское, Елховское и др.) по всему разрезу нефтевмещающих пород от девона до докембрия интенсивно проявлена сульфидная минерализация (сфалерит, халькопирит, галенит, арсенопирит и др.) (Г.Л. Миропольская и др., 1972). Эти минералы всегда ассоциируют с углями и нефтью. В Предуральском рифте, составляющем часть этого бассейна, с севера на юг и с запада на восток возрастают интенсивность и разнообразие гидротермально-метасоматических и осадочно-метасоматических руд железа,

свинца, цинка, серебра, меди, золота, урана, серы и флюорита. Самые значительные их скопления и высокие концентрации в них перечисленных металлов и углеводородов характерны для южной и восточной частей рифта. Важно также то, что в угольных, нефтяных и газовых месторождениях в указанных направлениях наблюдается также повышение концентрации меди, никеля, урана, ванадия, железа, благородных металлов и серы.

Все другие нефтегазоносные бассейны рассматриваемой трансконтинентальной провинции тоже рудоносны. Не является исключением и бассейн Персидского залива с громадными запасами солей и углеводородов. Западная половина его относится к Восточно-Африканско-Аравийско-Кавказскому, а восточная — к Урало-Ирано-Оманскому поясам рифтогенеза. Бассейн состоит из ряда зон интенсивного нефтегазообразования, которые на северо-западе (в Турции), на севере и востоке (в Иране и Омане) сменяются рудными поясами с месторождениями железа, меди, марганца, золота, барита, флюорита, фосфоритов и других полезных ископаемых.

Подобная смена нефтегазоносных бассейнов рудными поясами характерна для многих минерагенических провинций России, Китая, Монголии, США и других стран. Например, субмеридиональный рудный пояс в Западном Забайкалье на севере сменяется Байкальским бассейном, а Восточно-Забайкальский пояс рудогенеза на юге в Монголии и Китае переходит в Хайларский нефтегазоносный бассейн.

Кольцеобразные нефтегазоносные бассейны (Прикаспийский, Мексиканский, Желтоморский, Южно-Эгейский) также отличаются высокой рудоносностью. Показателен в этом отношении Сычуаньский бассейн в Центральном Китае. Он расположен в узле пересечения Гималайской складчатой дуги Средне-Азиатской зоной разломов. В этом узле сформировалась рифтогенная вихревая структура с внутренним диаметром 400 км (внешний диаметр ее около 900 км). В бассейне, где мощность осадочных пород превышает 15 км, сосредоточены крупные преимущественно метасоматические залежи нефти, газа, угля, солей, самородной серы, целестина, стронцианита и других полезных ископаемых.

мых, включая единственное в мире промышленное месторождение сванбергита — $\text{SrAl}(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$. Вокруг бассейна расположены кольцеобразные пояса мезозойских гидротермально-метасоматических месторождений фосфоритов, урана, меди, ванадия и др. Подобные по генезису месторождения полезных ископаемых широко развиты в Лено-Тунгусской, Днепровско-Донецкой, Западно-Сибирской и многих других нефтегазоносных провинциях. К ним, скорее всего, относятся карбонатитоидные гидротермально-метасоматические месторождения фосфоритов бассейна Каратау в Казахстане, бассейна Фосфория в США и бассейна Джорджина в Австралии.

В нефтегазоносных бассейнах и на границах с ними нередко размещены карбонатитовые месторождения флюорита, редких земель, графита и других полезных ископаемых, например, Покрово-Киреевское на Украине, Ботогальское и Ермаковское в Бурятии, Крипл-Крик в США, Консберг в Норвегии и Пьянчиано в Италии. Генетическую связь с нефтегазообразованием имеют и многие полиформационные месторождения, такие как месторождения Вознесенского рудного узла, расположенного в Ханкайском угле-нефтегазоносном бассейне. В этом узле совмещены скарновое, грейзеновое, карбонатитовое и гидротермальное флюорит-редкометальное оруденения, которые формировались с конца палеозоя по кайнозой. С завершающей стадией образования Вознесенского рудного района связано формирование Павловского и других угольных месторождений. Эти кайнозойские метасоматические месторождения угля содержат очень высокие (до промышленных) концентрации германия, редких земель, скандия, благородных металлов, бериллия, лития, фтора, вольфрама и др. (Я.В. Медведев и др. 1997).

В нефтегазоносных провинциях и на границе с ними расположены многие пояса алмазоносных кимберлитов, лампроитов и карбонатитов. Например, кимберлиты Якутии находятся а пределах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Такую же позицию занимают главные алмазоносные районы Восточного Китая, локализованные в кольцевых структурах Желтоморской нефтегазоносной провинции. Многие известные алмазоносные вулканотектоничес-

кие структуры России (Попигайская, Карская и Пучеж-Катунская) и других стран также развиты на площади нефтегазоносных бассейнов. В связи с этим есть основание полагать, что алмазоносность кимберлитов и других пород, а также некоторых руд обусловлена высоким содержанием в них жидких и газообразных углеводородов в эпоху их образования.

Рассматривая генезис различных месторождений в нефтегазоносных бассейнах, следует подчеркнуть, что он может быть совершенно различным по возрасту и происхождению. Однако несомненно то, что образование месторождений нефти, газа, угля, горючих сланцев, различных солей и руд в бассейнах происходило в основном в процессе метасоматоза при воздействии на вмещающие породы первичных относительно высокотемпературных глубинных металлоносных углеводородсодержащих флюидов, а позднее непосредственно при миграции в породах нефти и газа и ассоциирующих с ними минерализованных вод. Известно, что нефть представляет собой сложную смесь жидких, жидкокристаллических, газообразных и твердых углеводородов. В ней присутствуют также нанокристаллы адамантанов, фуллеренов, алмазов и многих металлоорганических соединений. При миграции нефти в породах в них откладывается определенная часть этих компонентов. Причем нефть и природные газы всегда отличаются металлоносностью, которая по уровню концентрации металлов неодинакова для разных бассейнов, (Г.Н. Алеппин и др., 1991). Нефть и газ, а также сопровождающие их металлоносные рассолы, обладают реакционной способностью и всегда взаимодействуют с вмещающими породами. Именно этим обусловлены углеводородный карст и метасоматоз, а также грязевый вулканизм. О кристаллизации различных минералов из нефти и газа при их миграции в породах свидетельствуют многие факты, в т. ч. минералообразование в нефтепромысловом оборудовании. Например, при разработке нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири в трубах формируются отложения, состоящие из угля (керита), кальцита, сидерита, галита, серы, кварца, флюорита, пирита, магнетита, доломита, магнезита, барита, галенита, ангидрита и многих других минералов [4].

Таким образом, приведенные данные

указывают на то, что разнотипные месторождения полезных ископаемых в нефтегазоносных бассейнах сформировались из различных, в т.ч. мантийных и трансмантийных, флюидов. Последние, отделяющиеся из ядра Земли, в мантии и земной коре всегда дифференцировали с образованием собственно рудных, углеводородных и иных магм и растворов, что и определило в конечном итоге многообразие и взаимосвязь в минерагенетических провинциях месторождений самых различных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов Г.Н., Казарбан В.В., Недоливко Н.М. Рассеянное оруденение в осадочных породах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 101—107.
2. Бескровный Н.С. Нафтометаллогения: единство в нефти- и рудообразования // Журнал ВХО им. Д.И. Менделеева. 1986. № 5. С. 569—574.
3. Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И., Голева Г.А. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1990.
4. Еришов В.В., Потапов С.С., Чесноков Б.В. Минеральный состав солевых отложений в нефтепромысловом оборудовании. — Свердловск. УО АН СССР, 1989.
5. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблемы углеводородистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород // Советская геология. 1984. № 2. С. 90—99.
6. Корытов Ф.Я., Овчинников Л.Н. Урало-Ирано-Оманский минерагенетический пояс // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1175—1178.
7. Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа // Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. — Л., 1973. Вып. 319.
8. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. — М.: Недра, 1980.
9. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. — М.: Наука, 1983.

УДК 553.31 (470.2)

© Д.Г. Егоров, 1999

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Д.Г. Егоров (ГИ КНЦ РАН)

Обосновывается модель образования полосчатой железорудной формации Кольского полуострова в процессе стресс-сдвигового метаморфизма высокожелезистых амфиболитов. Показано, что при стресс-сдвиговом метаморфизме (признаки которого присутствуют в породах кольской железорудной формации) возможно резкое повышение скорости диффузии породообразующих и рудных компонентов. Приводятся результаты компьютерного моделирования образования железистых кварцитов Кольского полуострова на основе систем уравнений «реакция — транспорт» в линейном варианте и с нелинейностями. Результаты моделирования свидетельствуют о том, что реальная для исследуемой системы модельная схема геохимической дифференциации может быть реализована как автоволновая распределенная система, что приводит к дифференциации вещества с сегрегацией рудных тел.

Породы полосчатой железорудной формации (ПЖФ) широко распространены в центральной и северо-западной частях Кольского полуострова, встречены также и в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Многочисленные мелкие тела железистых кварцитов еще с работ академика А. А. Полканова трактуются как метаморфо-ме-

тасоматические образования фактически всеми исследователями [6]; дискуссию вызывает генезис крупных месторождений района г. Оленегорска (рис. 1). Они располагаются в пределах вытянутой в северо-западном направлении овальной структуры длиной около 20 км и шириной 8—10 км, центр которой сложен серыми плагиогней-

сами (тоналитами). По краям этой купольной гранито-гнейсовой структуры залегает рудовмещающая (или продуктивная) толща, относимая к кольской серии. Толща зональна: на флангах структуры она пред-

ставлена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, далее к середине зоны — биотитовыми гнейсами и, наконец, железистыми кварцитами в ассоциации с алюмосиликатными (мусковит-биотитовыми, ± силлима-

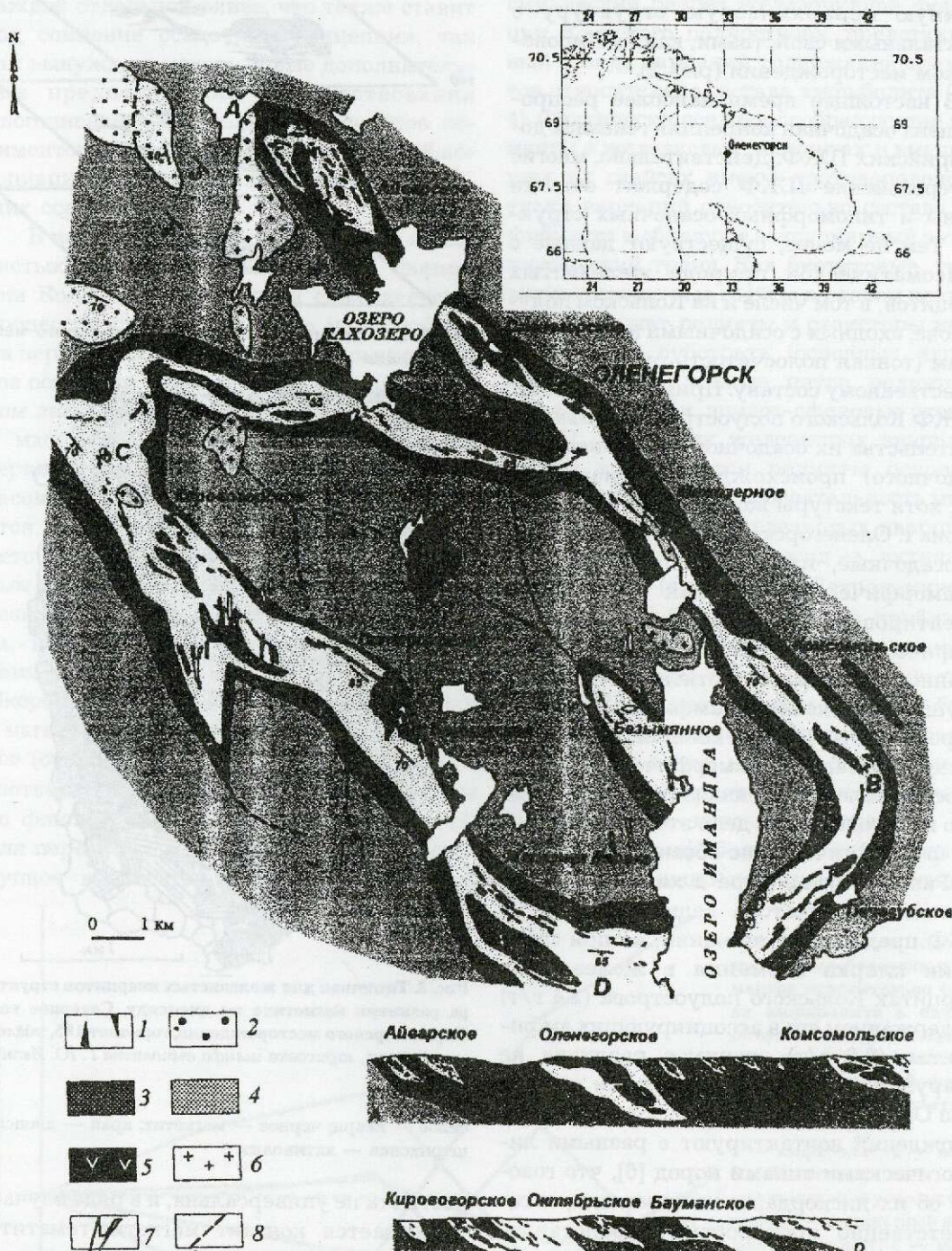


Рис. 1. Геологическая карта района г. Оленегорска, составлена Н. Н. Голиковым и П. М. Горяиновым:

1 — лейкократовые гнейсы и лептиты с линзами железистых кварцитов; 2 — глиноземистые гнейсы; 3 — амфиболиты; 4 — тоналиты; 5 — габбро-пироксениты; 6 — порфировидные граниты; 7 — дайки основных пород; 8 — контуры линз по геофизическим данным

нит) гнейсами. Морфологически железистые кварциты залегают в виде линз: либо одной большой, как на Оленегорском или Комсомольском месторождениях, либо в виде линзовых ассоциаций, образующих сложную иерархическую структуру с фрактальными свойствами, как на Кировогорском месторождении (рис. 2).

В настоящее время наиболее распространена осадочная концепция генезиса докембрийских ПЖФ. Действительно, многие протерозойские ПЖФ содержат остатки фауны и типоморфных осадочных структур. Тем не менее, существуют данные о метасоматической природе железистых кварцитов, в том числе и на Кольском полуострове, сходных с осадочными как по текстуре (тонкая полосчатость руд), так и по вещественному составу. Применительно же к ПЖФ Кольского полуострова прямые доказательства их осадочного (вулканогенно-осадочного) происхождения неизвестны. Так, хотя текстуры железистых кварцитов района г. Оленегорска и напоминают внешне осадочные, их полосчатость является метаморфической, так как обусловлена ориентированным расположением метаморфических минералов (перекристаллизованного кварца, магнетита и гематита), секущих пироксены и амфиболы (рис. 3). Сторонники осадочной концепции предполагают, что такая метаморфическая полосчатость наследует раннюю осадочную, однако на сегодняшний день это предположение фактологически не обосновано.

Ранее в литературе в качестве геохимического индикатора седиментогенности ПЖФ предлагался германий, но при сравнении кларка германия в железистых кварцитах Кольского полуострова (2,4 г/т) с содержанием его в ассоциирующих амфиболитах (2,6 г/т) значимое различие не обнаруживается. Различные части рудных линз Оленегорского и Комсомольского месторождений контактируют с разными литологическими типами пород [6], что говорит об их дискордантном залегании, и соответственно противоречит представлениям о первично-осадочной природе рассматриваемых месторождений.

Рудные тела нередко зональны: концентрация железа, как правило, снижается от центра к периферии. Однако закономер-

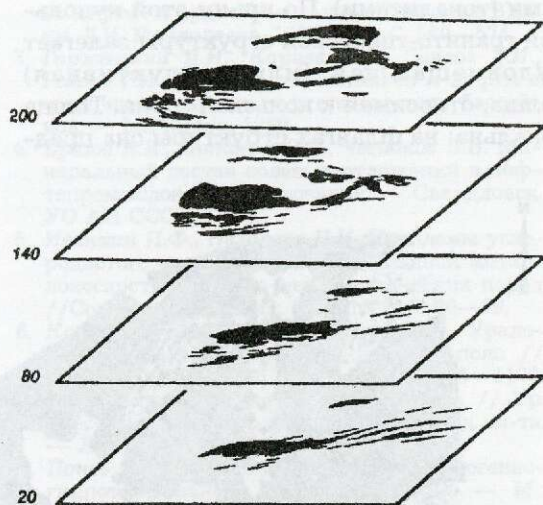


Рис. 2. Погоризонтные планы Кировогорского месторождения

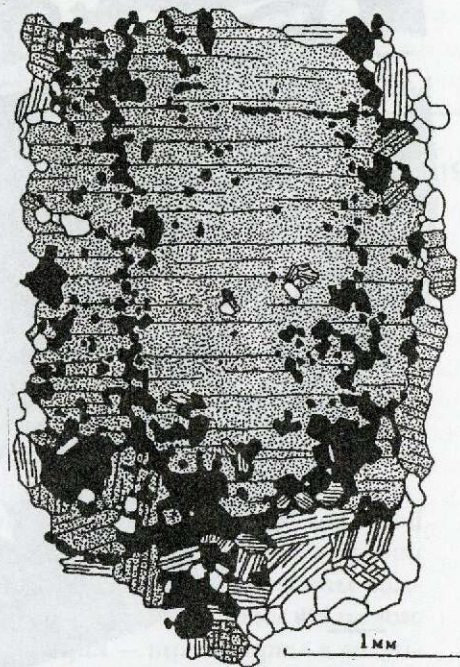


Рис. 3. Типичная для железистых кварцитов структура развития магнетита по диопсиду, Северное тело Кировогорского месторождения, горизонт 185, коллекция автора, зарисовка шлифа выполнена Г. Ю. Иванюком:

белое — кварц; черное — магнетит; крап — диопсид; штриховка — актинолит

ность эта не универсальна, и в ряде случаев наблюдается контакт магнетит-гематитовых зон с высоким содержанием железа в руде непосредственно с вмещающими породами. Другая закономерность — наличие алюмосиликатных кислых гнейсов на контакте с железистыми кварцитами — чрез-

вычайно устойчива. Из 400 разрезов скважин Кировогорского месторождения она выдерживается на 97%. Зональное строение железистый кварцит → алюмосиликатный гнейс → биотитовый гнейс присуще каждой отдельной линзе, что также ставит под сомнение осадочные концепции, так как вынуждает искать новые дополнительные предположения о существовании многочисленных отдельных бассейнов седиментогенеза с загадочной устойчивой ассоциацией железо- и алюминийсодержащих осадков.

В настоящей работе образование железистых кварцитов железорудной формации Кольского полуострова связывается с процессом стресс-сдвигового метаморфизма первичных высокожелезистых вулканитов основного состава *in situ* при подчиненном значении привноса—выноса вещества в масштабах рудомещающей кольской серии в целом. От предлагаемых ранее метасоматических концепций данная отличается, в первую очередь, предполагаемым источником рудного вещества. В.В. Ждановым и Т.П. Малковой [6] выдвигалась гипотеза масштабного мантийного метасоматоза, но ей противоречат как полученные нами совместно с И.Л. Каменским и С.В. Икорским данные о изотопном составе гелия в магнетитах и кварце железистых кварцитов (отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в них $\approx 2 \cdot 10^{-7}$, что соответствует 1% мантийной компоненты во флюиде), так и объем месторождений: для переноса 1 млрд. т железа (а его совокупное количество в породах формации

значительно больше) потребуются десятки кубических километров флюида, т. е. обезвоживание огромных объемов мантии в геологически короткий интервал времени.

Рассмотрим идеализированный петрохимический разрез железорудной формации Кольского полуострова, представленный в виде вариаций содержаний элементов относительно состава амфиболита (рис. 4). Фактически все породообразующие элементы в железистых кварцитах и вмещающих их гнейсах имеют противоположные знаки вариаций относительно состава амфиболита и образуют закономерный петрохимический тренд. Как биотитовые, так и алюмосиликатные гнейсы в разном количестве содержат реликты и резисторы меланократового субстрата (основные ядра в плагиоклазах, темные пятна реликтовой роговой обманки, эпидот-сфеновые скопления [1, 6]). Среди железистых кварцитов также встречаются реликты основных пород и гнейсов. Последовательность минералообразования в железистых кварцитах соответствует ряду диопсид → актинолит → магнетит (см. рис. 3). Петрохимически составу амфиболита в первом приближении соответствуют одна часть железистого кварцита и три части алюмосиликатного гнейса. Проведенные нами ранее [3] более строгие масс-балансовые пересчеты свидетельствуют о том, что для сегрегации тел железистых кварцитов нет необходимости в отдаленных источниках железа. При переходе от амфиболита к гнейсо-железорудной ассоциации наблюдается привнос, в

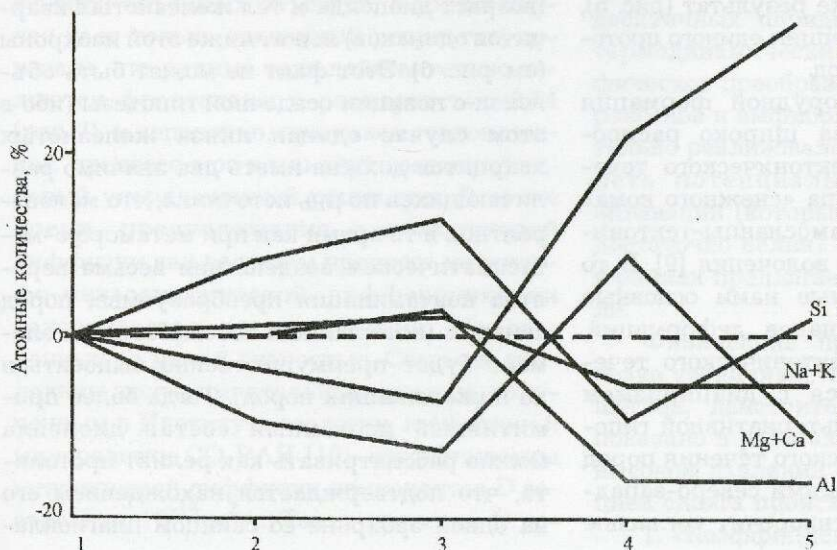


Рис. 4. Вариации содержаний породообразующих элементов относительно состава амфиболита в единице объема на идеализированном петрохимическом разрезе железорудной формации Кольского полуострова:

- 1 — амфиболит; 2 — амфибол-биотитовый гнейс; 3 — силлиманит-мусковитовый гнейс; 4 — силикатный железистый кварцит; 5 — магнетитовый железистый кварцит

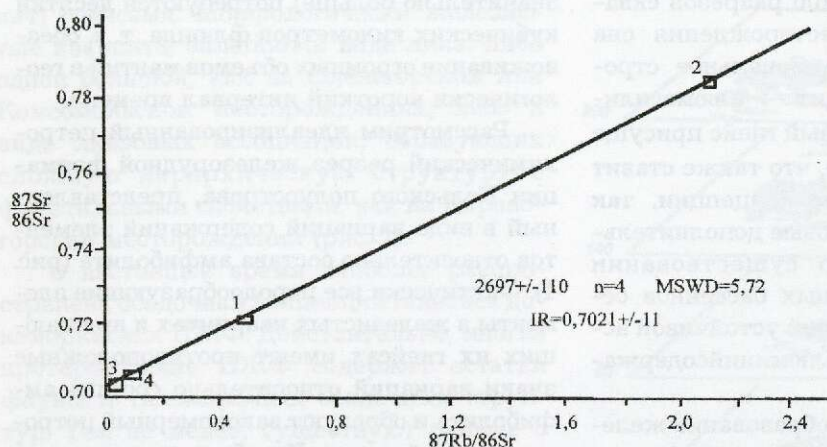


Рис. 5. Рубидий-стронциевая эрохронная зависимость для валовых проб пород железорудной формации Кольского полуострова:

1, 2 — аллюмосиликатные гнейсы; 3 — железистый кварцит; 4 — амфиболит

первую очередь, кремния при выносе кальция и магния, что соответствует процессу метаморфической гранитизации.

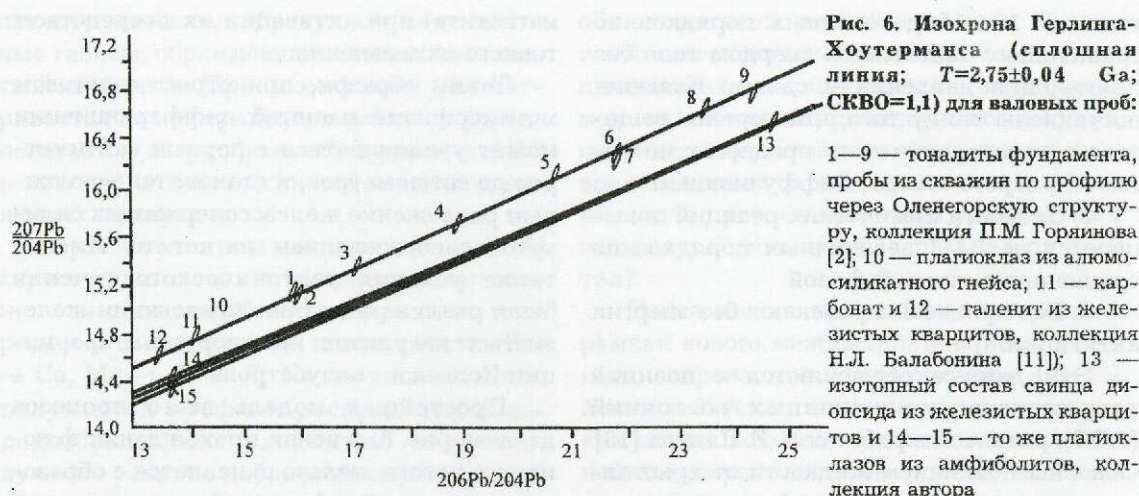
Расчеты методом минимизации свободной энергии Гиббса [4] показывают, что для условий амфиболитовой фации метаморфизма ассоциация минералов железистых кварцитов и гнейсов энергетически более устойчива, чем аналогичный по химическому составу амфиболит.

Перейдем к анализу изотопно-геохимической информации, полученной в последнее время при совместных исследованиях с Т. Б. Баяновой. При датировании габбро-норитовых даек, секущих породы Кировогорского месторождения железорудной формации Кольского полуострова (в том числе железистые кварциты), U-Pb методом получим цифры $2,74 \pm 0,01$ Ga. Определение возраста железистых кварцитов, амфиболитов и гнейсов (валовые пробы) Rb-Sr методом дает в пределах ошибки тот же результат (рис. 5), что соответствует концепции единого протолита для всех этих пород.

В породах железорудной формации Кольского полуострова широко распространены признаки тектонического течения. Это структуры типа «снежного кома» в мегакристаллах, динамосланцы-текtonиты, вихревые складки волочения [9]. В то же время, датированные нами основные дайки не несут признаков деформаций. Поэтому структуры тектонического течения нами связываются с диапиризмом гнейсовых куполов. Альтернативной гипотезе о связи тектонического течения пород кольской серии со сдвигами северо-западного простирания противоречит согласное

с породами гнейсового купола северо-восточное простирание пород железисто-кремнистой формации на юго-восточном фланге структуры (см. рис. 1).

Как отмечено Ф. А. Летниковым [7], диапиризм гнейсовых куполов, как правило, связан с процессом региональной гранитизации, признаки которой наблюдаются и в гнейсо-железорудной толще. Временную близость и вероятную когенетичность процессов диапиризма гнейсовых куполов, тектонического течения окружающих их пород и образования железистых кварцитов подтверждают и Pb-Pb изотопные данные (рис. 6): на одной изохроне с возрастом $2,75 \pm 0,04$ Ga лежат фигуративные точки как валовых проб тоналитов фундамента, так и проб железистых кварцитов и вмещающих гнейсов. В то же время, фигуративные точки диопсида из железистых кварцитов Оленегорского месторождения (возраст диопсида и тел железистых кварцитов одинаков) лежат ниже этой изохроны (см. рис. 6). Этот факт не может быть объяснен с позиции осадочной гипотезы (ибо в этом случае единая линза железистых кварцитов должна иметь два значимо различающихся по мрр источника, что маловероятно), в то время как при метаморфотометасоматическом воздействии весьма вероятна контаминация преобразуемых пород свинцом (который как несовместимый элемент будет преимущественно выноситься из нижележащих пород). Тогда более примитивный изотопный состав диопсида можно рассматривать как реликт протолита, что подтверждается нахождением его на одной эрохроне со свинцом плагиокла-



зов, выделенных из амфиболитов (т. е. предполагаемого протолита).

Однако, каков конкретный механизм процесса? Если предполагать мобилизацию железа из вмещающих пород в процессе функционирования рециклинговой инфильтрационной системы, то требуется, чтобы она возникала для каждой отдельной линзы (ибо фактически каждая линза обладает зональностью). В этой связи важны данные об упорядоченном фрактальном мотиве строения рудных тел железорудной формации Кольского полуострова. Определение фрактальной размерности рудных тел Кировогорского месторождения в объемном варианте (это важно с методической точки зрения: поскольку фрактальный объект может иметь нефрактальные сечения и — наоборот, изучение фрагментарной информации, т. е. одно- и двумерных сечений объемных объектов, в общем случае дает только оценочный результат) показало, что рудные тела действительно являются фракталами с размерностью 2,14 (рис. 7), и непонятно, при каком геологическом процессе мог возникнуть многопорядковый упорядоченный рециклинг. В то же время, предположение о межзерновой диффузии как ведущем процессе метаморфо-метасоматической дифференциации наталкивается на ограничения, обусловленные ее малой скоростью. Согласно последним экспериментальным данным, полученным в Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН [10], коэффициенты межзерновой диффузии компонентов D составляют 10^{-16} м²/с. Такие значения D до-

0-2,14 R-0,99926

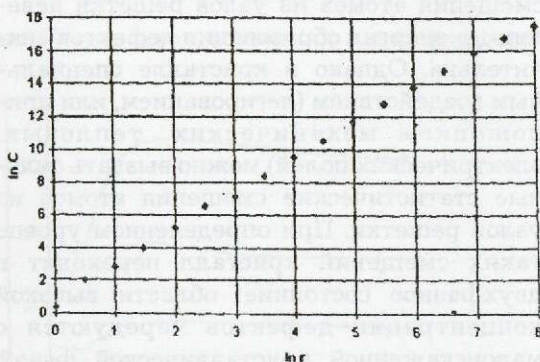


Рис. 7. Безразмерная средняя плотность рудных тел S как функция мерного радиуса r

пускают метаморфическую дифференциацию, исчисляемую масштабами менее 1 м, в нашем же случае мы имеем дело с линзами мощностью до сотен метров, что требует увеличения D , как минимум, на 6—10 десятичных порядков. Кроме того, чтобы термодинамически допустимое метаморфическое преобразование железистых пироксенов и амфиболов в магнетит действительно реализовалось, необходимо преодолеть потенциальный барьер энергии активации (который для данного перехода достаточно велик). Эти вопросы решаются в рамках предлагаемой генетической модели.

Физические процессы, при которых резко увеличивается скорость переноса вещества, действительно существуют. Как показано в работах по трибохимии [5], при высоком давлении в сочетании с деформацией сдвига происходит следующее.

1. «Коэффициенты» диффузии возрас-

тают на 10—15 десятичных порядков по сравнению с таковыми в твердом теле без применения давления и сдвига. Кавычки поставлены ввиду того, что перенос вещества в стресс-сдвиговых процессах не является, строго говоря, диффузионным.

2. Скорости химических реакций повышаются на 3—8 десятичных порядков по сравнению с жидкой фазой.

3. Все процессы протекают без энергии активации.

Эти данные объясняются с позиций теории атом-вакансионных состояний (АВС), развитой в работах В. Е. Панина [13]. Основным отличием жидкости от кристалла является ее сдвиговая неустойчивость, в то время как в кристаллах динамические смещения атомов из узлов решетки невелики, а энергия образования дефектов значительна. Однако в кристалле специальным воздействием (легированием, или приложением механических, тепловых, электрических полей) можно вызвать сильные статистические смещения атомов из узлов решетки. При определенном уровне таких смещений кристалл переходит в двухфазное состояние: области высокой концентрации дефектов чередуются с малоискаженной кристаллической фазой. Двухфазное равновесие термодинамически выгоднее, чем однородно искаженный кристалл. Потоки таких дефектов осуществляют массоперенос, на несколько порядков превышающий скорость перескоковой диффузии. Состояние вещества при этом подобно аморфно-кристаллической плазме; пластическое течение в зоне стесненной деформации часто носит типично турбулентный характер с образованием вихрей. Уже В. Е. Паниным [13] указывается, что наиболее разнообразные сочетания факторов, приводящих к появлению АВС-эффектов, реализуются в тектонических процессах. В работах исследователей-геологов данная теория использована для объяснения генезиса метаморфической полосчатости [7], процессов при тектогенезе [15]. Для дальнейшего изложения важны также полученные В. И. Молчановым [8] экспериментальные результаты по вытеснению водорода из воды уже при комнатной температуре природными соединениями двухвалентного железа (с образованием

магнетита) при активации их посредством тонкого измельчения.

Таким образом, при стресс-сдвиговом метаморфизме масштаб дифференциации может увеличиваться с первых сантиметров до сотен метров, и становится возможным разложение железосодержащих силикатов с образованием магнетита. Именно такие условия тектонического течения были реализованы при образовании железистых кварцитов железорудной формации Кольского полуострова.

Простейшая модель этого процесса дана на рис. 8: в зонах прохождения флюидного потока железо окисляется с образованием магнетита (который в силу высокой прочности и плотности в условиях стесненного сдвига будет наиболее стабильным); соответственно возникает недостаток двухвалентного железа, которое начинает диффундировать из окружающих активную зону пород; все остальные породообразующие элементы в соответствии с балансом масс вытесняются и выносятся. Плагиоклаз как типичный антистресс-минерал [15] разрушается интенсивнее, чем пироксены и амфиболы, при этом алюминий как наиболее инертный элемент в метаморфо-метасоматическом процессе откладывается в непосредственной близости от формирую-

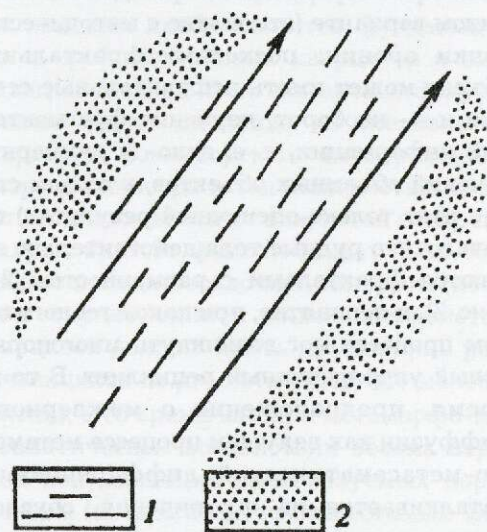


Рис. 8. Схема сегрегации тел железистых кварцитов при фильтрации окисляющего флюида сквозь вулканиты основного состава в процессе стресс-сдвиговых деформаций:

1 — железистые кварциты; 2 — алюмосиликатные гнейсы; стрелки — направление фильтрации

щихся рудных тел, образуя алюмосиликатные гнейсы, обрамляющие линзы железистых кварцитов. При этом флюид рассматривается не как транспортный агент (предполагается твердофазовый процесс в АВС вещества), а как окислитель железосодержащих минералов.

При численном моделировании [4] стресс-сдвигового метаморфизма высокожелезистого амфиболита с принимаемым рядом относительной подвижности $\text{Fe} \rightarrow \text{Ca}, \text{Mg} \rightarrow \text{Al} \rightarrow \text{K}, \text{Na}$ достаточно легко получаются профили распределения породообразующих элементов, соответствующие реально наблюдаемому петрографическому тренду (рис. 9). В этом случае фрактальность рудных тел представляется как унаследованная фрактальность дислокаций. Тем не менее, эта модель не

объясняет всех реалий процесса. В зоне тектонического течения вещества, находящегося в состоянии (твердоплазменном) состоянии, флюидный поток будет, по-видимому, заполнять все пространство, вовлеченное в тектоническое течение. Возникает вопрос, за счет каких эффектов в этом случае возможна сегрегация рудных тел?

Такая модель может быть построена в рамках нового междисциплинарного научного направления «Синергетика» [7, 14]. Математическим описанием синергетических систем подобного рода являются нелинейные параболические уравнения типа «реакция — диффузия»:

$$dU/dt = F(U) + D\Delta U, \quad (1)$$

где U — вектор состояния элементарного

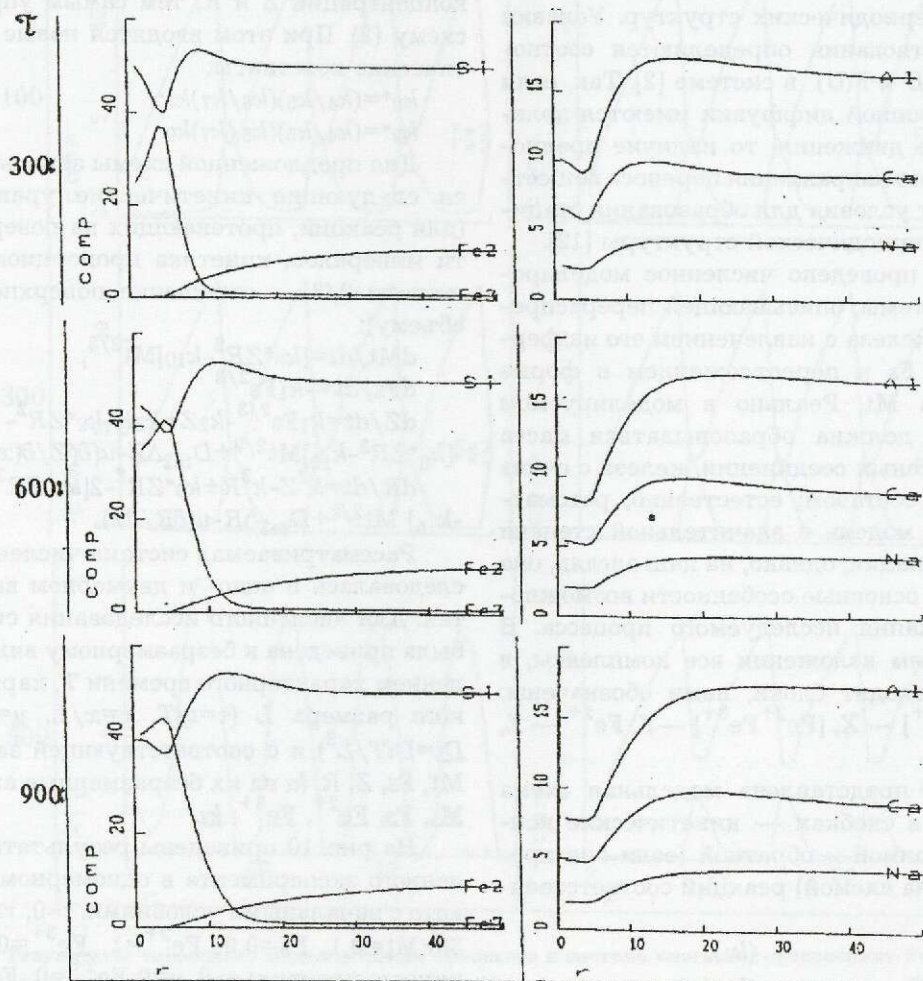


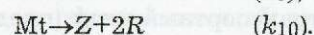
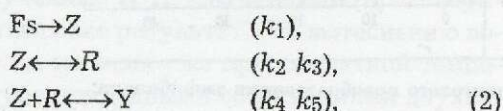
Рис. 9. Результаты численного моделирования стресс-сдвигового преобразования амфиболита:

концентрации породообразующих компонентов приведены в атомных количествах; τ — безмерное время

объема возбудимой среды (для химической системы компоненты вектора состояния — это концентрации реагентов); матрица D определяет коэффициенты переноса (диффузии, инфильтрации); нелинейная функция $F(U)$ задает скорость химических реакций в элементарном объеме (заметим, что рассмотренный выше процесс диффузии с переходом двухвалентного железа в трехвалентное есть частный случай системы (1), но без нелинейных членов). Тогда возможно возникновение предельных циклов в фазовом пространстве системы, что в реальном пространстве выглядит как попеременное увеличение и уменьшение концентраций веществ [14]. Кроме волновых режимов, в химических возбудимых средах возможно образование периодических в пространстве и неизменных во времени распределений концентраций — стационарных периодических структур. Условия их существования определяются соотношениями D и $F(U)$ в системе [2]. Так, если при изотропной диффузии имеются колебательные движения, то наличие предпочтительного направления переноса вещества создает условия для образования стационарной периодической структуры [12].

Нами проведено численное моделирование системы, описывающей перераспределение железа с извлечением его из ферросилита Fs и переотложением в форме магнетита Mt . Реально в моделируемом процессе должна образовываться масса разнообразных соединений железа с очень сложным составом; естественно, рассматриваемая модель в значительной степени — идеализация, однако, на наш взгляд, она отражает основные особенности возможного протекания исследуемого процесса. В дальнейшем изложении все комплексы, в которые входят блоки, нами обозначены: $[Fe^{2+}2Fe^{3+}] — X$, $[Fe^{2+}Fe^{3+}] — Y$, $Fe^{2+} — Z$, $Fe^{3+} — R$.

Ниже представлена модельная схема реакций; в скобках — кинетические константы прямой и обратной (если она предусмотрена схемой) реакций соответственно:



Принципиально возможность существования стационарных диссипативных систем в земной коре на основе железа обоснована В. Л. Русиновым и В. В. Жуковым [12]. Ими показано, что геологические стационарные периодические структуры могут образовываться как при малых скоростях и линейного переноса вещества (фильтрации раствора) относительно скорости диффузии D ($u < 10D$), так и в инфильтрационном приближении.

Если допустить, что все реакции комплексообразования равновесные, то концентрации X и Y можно выразить через соответствующие константы равновесия и концентрации Z и R , тем самым упрощая схему (2). При этом вводятся новые кинетические константы:

$$k_8^* = (k_4/k_5)(k_6/k_7)k_8;$$

$$k_9^* = (k_4/k_5)(k_6/k_7)k_9.$$

Для предложенной схемы записываются следующие кинетические уравнения (для реакций, протекающих на поверхности минералов, кинетика пропорциональна степени $2/3$ — отношение поверхности к объему):

$$\begin{aligned} dMt/dt &= [k_8^*ZR^2 - k_{10}]Mt^{2/3}, \\ dFs/dt &= -k_1Fs^{2/3}, \\ dZ/dt &= k_1Fs^{2/3} - k_2Z + k_3R - k_9^*ZR^2 - \\ &- [k_8^*ZR^2 - k_{10}]Mt^{2/3} + D_{Fe2}\Delta Z - u(\partial Z/\partial x), \\ dR/dt &= k_2Z - k_3R + k_9^*ZR^2 - 2[k_8^*ZR^2 - \\ &- k_{10}]Mt^{2/3} + D_{Fe3}\Delta R - u(\partial R/\partial x). \end{aligned}$$

Рассматриваемая система численно исследовалась в одно- и двумерном вариантах. Для численного исследования система была приведена к безразмерному виду введением характерного времени T , характерного размера L ($\tau = t/T$, $r = x/L$, $u = uT/L$, $Di = DiT/L^2$) и с соответствующей заменой Mt , Fs , Z , R , k_i на их безразмерные аналоги Mt , Fs , Fe^{2+} , Fe^{3+} , k_i .

На рис. 10 приведены результаты численного эксперимента в одномерном варианте с начальными условиями: $\tau=0$, $r \geq 0$ (0—30): $Mt=0,1$, $Fs=0,9$, $Fe^{2+}=1$, $Fe^{3+}=0$. Граничные условия: $\tau > 0$, $r=0$: $Fe^{2+}=0$, $Fe^{3+}=1$; значения безразмерных констант: $D_{Fe2}=0,1$, $D_{Fe3}=0,085$, $u=10$, $k_1=20$, $k_2=1$,

$k_3=40$, $k_8^*=1$, $k_9^*=3$, $k_{10}=0,002$. Как видно, в ходе процесса из первоначально равномерного распределения всех переменных возникает стационарная периодическая структура концентраций R и Z (Fe^{2+} и Fe^{3+}), что приводит к волновому характеру распределения образующегося магнетита.

Соответствие безразмерного пространства r пространству реальному задается скоростями взаимодействий и скоростью переноса вещества. Поэтому в условиях стресс-сдвиговой активации скоростей метаморфических процессов можно обоснованно предположить увеличение характерного размера взаимодействий от первых сантиметров до сотен метров (пропорционально корню квадратному от приращения D_i , k_i),

что будет соответствовать образованию в реальном геологическом пространстве рудных тел.

При переходе от одномерных моделей к двумерным сложность системы существенно возрастает. Объемная диффузия может способствовать появлению хаотических колебаний (и, как следствие, нерегулярных фрактальных структур) в системах, где без 2D—3D эффектов возможны только периодические волны. В численных экспериментах на двумерной сетке с течением времени развивается структура распределения магнетита с неоднородностями не только вдоль вектора переноса вещества, но и перпендикулярно к нему, причем распределение минимумов и максимумов concentra-

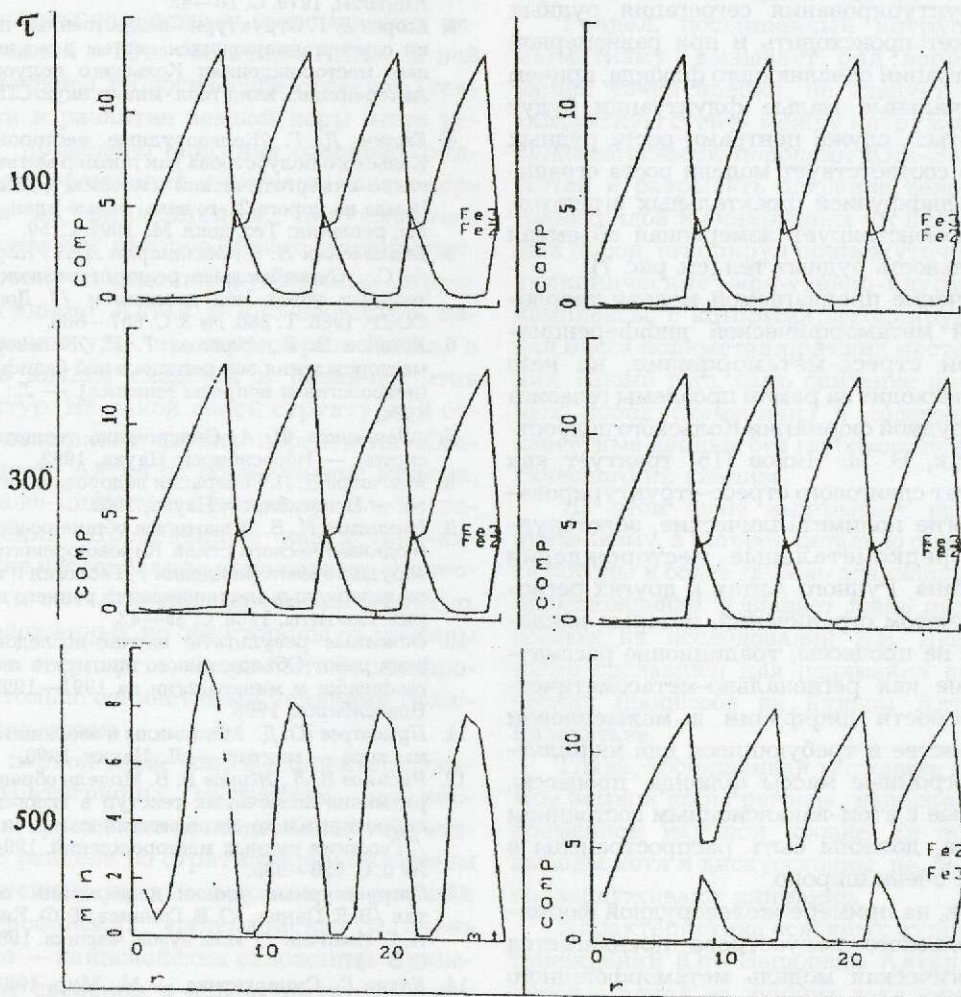


Рис. 10. Результаты численного моделирования процессов в системе «магнетит-ферросилит Fe^{2+} — Fe^{3+} » с равномерным исходным распределением компонентов:

безразмерные концентрации Fe^{2+} , Fe^{3+} — слева; пространственное распределение магнетита в безразмерных единицах — справа; t — безразмерное время; r — безразмерное пространство

ций не является периодическим, а масштабы флуктуаций значительно превышают заданные первоначальным распределением магнетита. При этом влияние первоначальных возмущений распространяется в пространстве; возможна потеря устойчивости процесса.

Рассмотренные нами численные эксперименты — качественное описание явления. Это связано с тем, что на данном этапе развития науки можно только предполагать реальные значения констант, использованных при моделировании. Тем не менее, если автоволновые режимы детектируются в численных экспериментах, то, как правило, они реализуются в широком диапазоне констант [14]. Таким образом, за счет синергетических эффектов самоструктурирования сегрегация рудных тел может происходить и при равномерной инфильтрации окисляющего флюида, причем первоначальные малые флуктуации будут усиливаться, служа центрами роста рудных тел. Это соответствует модели роста ограниченных диффузией фрактальных агрегатов, что и демонстрирует измеренная объемная фрактальность рудных тел (см. рис. 7).

Значение предлагаемой модели твердофазовой метаморфической дифференциации при стресс-метаморфизме, на наш взгляд, выходит за рамки проблемы генезиса железорудной формации Кольского полуострова. Так, Б. М. Чиков [15] трактует как результат сдвигового стресс-структурирования многие полиметаллические, золоторудные и редкометальные месторождения Казахстана, Рудного Алтая и других регионов. С учетом ограничений, которые накладывают на процессы, традиционно рассматриваемые как регионально-метасоматические, скорости диффузии в межзерновом пространстве и требующиеся для инфильтрации огромные массы флюида, процессы, связанные с атом-вакансионным состоянием вещества, должны быть распространены в природе очень широко.

Итак, на примере железорудной формации Кольского полуострова предлагается петрологическая модель метаморфогенного рудообразования в зонах стресс-сдвиговых деформаций: при резком увеличении скоростей твердофазовых реакций с участием поливалентных химических элементов и водо-

содержащего флюида возникают геохимические стационарные диссипативные макроструктуры. Результатом этого является метаморфическая дифференциация с образованием зональной рудовмещающей породной ассоциации и объемно-фрактальных рудных тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П. М. Самоорганизация как возможный механизм образования структурных ансамблей железистых кварцитов (на примере Кировогорского месторождения) // Структурные исследования в области раннего докембрия. Л., 1989. С. 112—127.
2. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове / Ю. Д. Пушкарев, Г. И. Шестаков, Г. И. Рюнгенен, Л. К. Шуркина // Древнейшие гранитоиды восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 18—43.
3. Егоров Д. Г. Структурно-вещественные признаки самоорганизующихся систем в железорудных месторождениях Кольского полуострова: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. СПб, 1994.
4. Егоров Д. Г. Железорудные месторождения Кольского полуострова как пример метаморфогенно-синергетической системы // Науки о Земле на пороге 21-го века: новые идеи, подходы, решения: Тез. докл. М., 1997. С. 59.
5. Епиколопан Н. С., Мхитарян А. А., Карагезян А. С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 3. С. 657—660.
6. Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации (петрология и вопросы генезиса). — Л.: Недра, 1974.
7. Летников Ф. А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.
8. Молчанов В. И. Генерация водорода в литогенезе. — Новосибирск: Наука, 1981.
9. Никитин И. В. Некоторые общие особенности геодинамического стиля Кировогорского железорудного месторождения // Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия. Апатиты, 1988. С. 38—43.
10. Основные результаты научно-исследовательских работ Объединенного института геологии, геофизики и минералогии за 1991—1995 гг. — Новосибирск, 1996.
11. Пушкарев Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора — мантия. — Л.: Наука, 1990.
12. Русинов В. Л., Жуков В. В. Модель образования ритмично-полосчатых текстур в экзогенных и гидротермально-метасоматических системах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 520—535.
13. Структурные уровни деформации твердых тел / В. Е. Панин, Ю. В. Гриняев, Т. Ф. Елсукова, А. Г. Иванчин // Изв. вузов. Физика. 1982. № 6. С. 5—27.
14. Хакен Г. Синергетика. — М.: Мир, 1980.
15. Чиков Б. М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3—39.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551+553.078

© Д.И. Горжевский, Н.Г. Кудрявцева, И.Я. Польшанский, 1999

НОВАЯ КНИГА О СОВМЕСТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КАЗАХСТАНСКИХ И КИТАЙСКИХ ГЕОЛОГОВ В ЮГО-ЗАПАДНОМ АЛТАЕ*

Д.И. Горжевский, Н. Г. Кудрявцева, И.Я. Польшанский (ЦНИГРИ МПР
России)

Коллективом казахстанских и китайских геологов издана книга, отражающая результаты совместных геологических исследований в Юго-Западном Алтае. В ней рассмотрены геологическое строение, тектоника и развитие земной коры этого региона, приведено описание основных рудных месторождений и изучены закономерности их размещения. Безусловным достижением авторов можно считать расшифровку поведения рудоносных структур Рудного Алтая в юго-восточном направлении уже на территории Китая, а также анализ сходства и различия этих структур. На такой новой структурной основе выполнена оценка перспектив Юго-Западного Алтая на обнаружение медных, свинцово-цинковых и золоторудных месторождений. Проведенные казахстано-китайские исследования показывают, что геология и металлогения смежных структур, расположенных по обе стороны от границы разных государств, могут быть расшифрованы только совместными усилиями геологов этих стран.

В первой главе книги охарактеризованы стратиграфия, магматизм, метаморфизм и вулканизм исследованной территории. В разделе по стратиграфии изложены современные данные о составе и возрасте протерозойских, палеозойских и очень кратко — кайнозойских отложений. Приведенные сведения в целом достаточны для

дальнейших выводов о тектоническом строении Юго-Западного Алтая.

Раздел, посвященный интрузивному магматизму, вызывает ряд вопросов. С нашей точки зрения, не следует ставить «китайскую стену» между интрузивными и вулканогенными породами Юго-Западного Алтая и разрывать описание тельбесских гранитоидов и синхронных им вулканогенных пород, игнорируя промежуточные субвулканические эффузивно-интрузивные комплексы, с которыми ассоциирует главная масса полиметаллических месторождений. Кроме того, само описание интрузивных пород схематично и содержит уже известные данные без глубокого петрогенетического их анализа.

На этом фоне выигрывает раздел по вулканизму, в котором детально описываются породы и более глубоко анализируется их происхождение. Удивляет лишь отсутствие ссылок на исследования Е.Б. Яковлевой, много сделавшей для понимания вулканических процессов на Рудном Алтае и в Казахстане.

Глава, посвященная тектонике и развитию земной коры региона, написана на современном научном уровне. Ее основные выводы хотя и дискуссионны, но, безусловно, заслуживают внимания.

Характеристика основных рудных месторождений Юго-Западного Алтая приводится в одной из лучших глав книги. Она

* Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Дэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая. — Алматы: Гылым, 1997.

весьма содержательна и сопровождается многочисленными рисунками, разрезами и таблицами содержаний и изотопного состава металлов в рудах различного типа. Особенно интересными представляются сведения о месторождениях китайской территории (колчеданных — Коктал, Тимурты, Ашталы; золоторудных — Долонсай, Сарыбулак и медно-никелевых — Харатынгское), а также о недавно разведанных месторождениях Рудного Алтая, таких как Артемьевское, Камышинское, Анисимов Ключ, Снегирихинское, Чекмарь и Малеевское, которые недостаточно описаны в мировой литературе или вообще неизвестны специалистам, работающим в других регионах мира.

Интересна и четвертая глава книги, посвященная анализу закономерностей размещения полиметаллических месторождений и прогнозу новых месторождений. В ней рассмотрены металлогеническое районирование Юго-Западного Алтая, геолого-промышленные типы месторождений, закономерности размещения и перспективы открытия новых полиметаллических месторождений в исследованном регионе. Не со всеми заключениями авторов можно согласиться, но приведенные ими данные заслуживают внимания и обсуждения.

Считаем необходимым сделать к работе ряд замечаний, которые авторы могут учесть при переиздании книги и в дальнейших исследованиях.

1. Вызывает недоумение, почему в книге не охарактеризована северо-западная часть Юго-Западного Алтая, расположенная в России. В результате читатель получает представление только о центральной части и юго-восточном окончании Рудного Алтая. Между тем обширные материалы по геологическому строению северо-западной части, в том числе и по погребенной под кайнозойскими отложениями территории, имеются. На геологической карте, приложенной к книге, эта территория вообще не отображена, а на металлогенической, хотя и показана, но весьма схематично. В тексте даже не упомянуты такие полиметаллические месторождения с богатыми рудами, как Корбалихинское, Золотушинское, Степное, Таловское, Рубцов-

ское, Зареченское и др., составляющие существенную часть богатств Рудного Алтая.

2. Удивляет отсутствие сведений об авторстве разделов книги; ни в оглавлении, ни в предисловии не упомянуто, кто из шести авторов ответствен за выводы, изложенные в различных главах книги. Кстати, рецензент книги, насколько нам известно, никогда на Алтае не работал и, следовательно, ему сравнительно далеки насущные проблемы алтайских геологов.

3. Нельзя согласиться с авторами относительно «упразднения» успенской свиты (включение ее в состав сокольной) в Лениногорском рудном районе. Кислые вулканы, слагающие успенскую свиту, ранее выделявшуюся многими исследователями, широко развиты в Успено-Карелинской и Кедровско-Бугачихинской зонах (в центральной части последней лавы, лавобрекчии, туфы кварцевых альбитофинов и фельзит-порфиоров слагают детально откартированные стратовулканы).

Накопление успенской свиты свидетельствует о проявлении самостоятельного общеалтайского цикла вулканизма (с незначительной асинхронностью в пределах позднего эйфеля — раннего живета) не только в Лениногорском и Зырянском, но и в Прииртышском и Снегирихинском рудных районах (таловская свита). С этим циклом вулканизма связано возникновение значительных по объему субвулканических образований, ассоциирующих с рудными накоплениями и являющихся элементами единой рудно-магматической системы.

4. Нельзя согласиться с представлениями авторов о понятии геолого-промышленного типа месторождений. Как известно, это понятие впервые сформулировано В.М. Крейтером в 1940 г. и имеет не только геологический, но и экономический смысл, т. е. геолого-промышленный тип месторождений должен давать не менее 1—3% мировой добычи. В последующем все исследователи сохраняли такой же смысл этого понятия.

Авторы главы вообще не упоминают о работах В.М. Крейтера и придают этому термину свой собственный смысл, включая в него рудовмещающие структуры, метрические параметры рудных тел, уровни концентрации рудообразующих компонентов, технологические свойства и др. Однако в

табл. 46 при характеристике промышленных типов месторождений (непонятно — это геолого-промышленные или нет) многие параметры не учтены, а в табл. 44 уже упоминается просто тип месторождений. В этой таблице выделены не только промышленные типы, но и подтипы (?) месторождений, и, в частности, к колчеданно-полиметаллическому типу отнесено Парыгинское месторождение, с чем трудно согласиться.

В табл. 44 типы месторождений (какие типы, не известно) выделены по разным признакам: то по минеральному составу, то по элементному составу (колчеданно-медно-цинковый, цинковый, железорудный), то по генетическому признаку (пегматитовый) и т. д.

4. На геологической карте приводится схема геологического районирования Юго-Западного Алтая, но в тексте районы не охарактеризованы, и их отличительные особенности остаются неясными. На геологической карте девонские субвулканические породы кислого состава, с которыми тесно ассоциируют полиметаллические месторождения, даны без расчленения, а на металлогенической карте они вообще не показаны. Кроме того, на металлогенической карте калбинский интрузивный комплекс отнесен к группе коллизионных формаций, а в тексте книги (с. 60) — к группе постколлизионных.

5. Обращает на себя внимание, что многие принципиально важные для Рудного

Алтая исследования не отражены в книге. К ним относятся уже упомянутые выше работы Е.Б. Яковлевой, статья Л.Н. Овчинникова и В.Д. Баранова, одна из первых, увязывающих строение земной коры и металлогению Рудного Алтая, серия статей И.П. Пугачевой и других по Зырянскому району, многочисленные статьи по различным полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая, опубликованные сотрудниками Московского государственного университета, книга «Колчеданные месторождения Мира» и др.

6. Текст книги недостаточно хорошо откорректирован. Так, в списке литературы приводится работа В.В. Авдониной «Ликвидация и формирование рудоносных вулканогенных комплексов», а напечатано «Ликвидация и формирование вулканогенных комплексов»). Несмотря на сделанные замечания, рецензируемая книга в целом производит хорошее впечатление. Сделана успешная попытка расшифровать сравнительное геологическое строение и историю развития юго-восточной части Юго-Западного Алтая и оценить перспективы центральной и юго-восточной его ветвей на открытие новых полиметаллических месторождений. Книга представляет значительный интерес для специалистов в области рудных месторождений и специальной металлогении, и ее издание следует приветствовать.



УДК 551.46:553.2

© Е.А. Ельянова, Ю.Г. Зорина, 1999

СОВРЕМЕННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТИПА КУРОКО В ПОДВОДНОЙ КАЛЬДЕРЕ У БЕРЕГОВ ЯПОНИИ

Е.А. Ельянова, Ю.Г. Зорина (ЦНИГРИ МПР России)

В февральском номере журнала «Science» появилось сообщение, которое, несомненно, должно привлечь внимание специалистов в области субмаринного рудогенеза [2]. Приведены данные об открытии крупной активно растущей рудной залежи в подводной кальдере Мийоджин Кнолл — одной из девяти четвертичных подводных кальдер, расположенных во фронтальной части Идзу-Бонинской дуги. Диаметр кальдеры по верхнему краю на глубинах 520—800 м ниже уровня моря около 7 км, а диаметр ее дна, находящегося на глубинах 1350—1400 м, 3—4 км. Кальдера Мийоджин Кнолл была исследована с помощью управляемого подводного аппарата. Основанием для проведения детальных работ явилось обнаружение в 1986—1989 гг. признаков сульфидной минерализации и аномальных концентраций метана и марганца на уровне 300 м выше дна. С 1991 г. было выполнено 23 погружения в кальдеру.

В крутой стенке кальдеры обнажены неизмененные риолитовые лавовые потоки и купола, а также брекчии и мощная толща слоистых и неслоистых пемз, которые содержат 71—74% SiO_2 и менее 1% K_2O . Рудная залежь, названная авторами статьи «месторождение Санрайз», расположена у подножия восточной стенки кальдеры. Кровля залежи находится на глубине около 1210 м. Более чем в 2 км к западу от залежи выявлен посткальдерный риолитовый купол, возвышающийся над дном кальдеры на 300 м.

По мнению авторов, конвективную рудообразующую систему приводит в действие тепловой поток от глубинного магматического очага, а путем для восходящих гидротермальных флюидов служит жерло

кальдеры, заполненное обломочным материалом, который возник при ее обрушении. Размеры видимой части рудного тела в плане составляют 400×400 м при средней мощности около 30 м. Кровля залежи осложнена четырьмя близко расположенными «хребтами», простирающимися с северо-запада на юго-восток и состоящими из десятков сросшихся сульфидных холмов и трубообразных построек. На вершинах некоторых холмов обнаружены небольшие трещины, субпараллельные простираению «хребтов». В ряде случаев нижние части близлежащих трубообразных построек срастаются, образуя эффектные зубчатые стенки. Промежутки между «хребтами» и участки между отдельными холмами в их пределах покрыты скоплениями обломков сульфидных руд, гидроксидами марганца и глинистым материалом. В поперечном сечении одного из холмов брекчированные массивные сульфидные руды перекрыты сцементированной кремнеземом пемзой, а затем слоем, обогащенным халькопиритом и пиритом.

Рудная залежь рассечена сбросами, которые простираются с северо-востока на юго-запад (субпараллельно близлежащей стенке кальдеры) и образуют эскарпы высотой иногда более 15 м. Установлено более 100 трубообразных построек, около 70% которых, по-видимому, неактивные. Из активных выделяется черный дым или мерцающие воды с максимальной измеренной температурой 278°C. Вблизи многих активных построек обнаружена фауна, обычно обитающая недалеко от выходов гидротерм, — глубоководные мидии, крабы, крупные актинии, гастроподы и др. В рудах залежи Санрайз

выделены четыре разновидности: массивные и слоистые руды холмов, вкрапленные руды в туфобрекчиях, руды активных и неактивных трубообразных построек. Во всех четырех разновидностях в разных количествах присутствуют такие минералы, как барит, халькопирит, галенит, марказит, пирит, сфалерит, теннантит, тэтраэдрит, ковеллин. Иорданит характерен только для активных и неактивных трубообразных построек, а сульфиды сурьмы и серебра (пирсит, пираргирит) — для вкрапленных руд. Некоторые минералы — самородный мышьяк, самородная сера, реальгар, аурипигмент, вюртцит — найдены только в активных трубообразных постройках. Как показывают результаты анализов 37 проб руды, содержания в них металлов следующие: Au 0,8—49 г/т (среднее — 20 г/т), Ag 36—4530 г/т (среднее — 1213 г/т), Cu 0,12—30, 7% (среднее — 5,5%), Zn 0,34—52, 1% (среднее — 21,9%), Pb 0,08—11% (среднее — 2,27%).

Авторы сопоставляют залежь Санрайз с рудными телами месторождений типа Кууроко. Вместе с тем, они отмечают, что в отличие от других современных и древних вулканогенных сульфидных залежей это рудное тело характеризуется высокими содержаниями как золота, так и серебра. Обогащенные золотом минералы не обнаружены ни под оптическим, ни под сканирующим электронным микроскопами. Ассоциация золота с цинком дает основание предполагать, что золото присутствует в виде субмикроскопических частиц преимущественно в сфалерите.

На основании изучения 26 газовой-жидких включений в двух зернах барита из существенно пиритовых брекчированных массивных сульфидных руд авторы статьи предполагают, что эти зерна сформированы при температурах 180—290 (среднее — 228) и 230—330°C (среднее — 271°C) из умеренно соленых флюидов (2,9 и 3,5% NaCl), что близко или несколько выше солености морской воды.

Разброс температур гомогенизации может отражать вариации в количественных соотношениях между гидротермальным флюидом и морской водой при осаждении барита или изменения со временем температуры флюида. Содержания тяже-

лых изотопов серы в четырех эвгедральных зернах халькопирита из массивных руд и одного эвгедрального зерна халькопирита из сульфидных обломков находятся в пределах +5... +5,5‰. Эквивалентные содержания в двух эвгедральных зернах пирита из массивных руд составляют +6и+7,6‰, что превышает их значения для четвертичных вулканических пород Идзу-Бонинской дуги (+2,7...+5,8‰).

Поскольку изотопный состав серы в сульфидных минералах мало отличается от такового в гидротермальных растворах при данных температурах (180—330°C), сера большей части сульфидов, вероятно, поступала из вмещающих вулканических пород. Возможно также, что небольшая часть сульфидов возникла за счет восстановления сульфатов морской воды при ее глубокой циркуляции через нагретые вулканические породы. Близкие содержания тяжелых изотопов серы в барите (+21,0‰) и сульфатах морской воды (+21±0,2‰) свидетельствуют о том, что сера барита была, по-видимому, целиком заимствована из морской воды.

Судя по установленным размерам залежи Санрайз и предполагаемой плотности руд (1,9 г/см³), ее масса составляет около 9·10⁶ т. Авторы [2] полагают, что запасы этой залежи больше, чем запасы 80% залежей из 432 месторождений типа Кууроко, известных во всем мире. При этом большая часть залежи Санрайз, возможно, перекрыта обломками на дне кальдеры. Отмечается также, что, несмотря на достаточно интенсивную интрукальдерную седиментацию, поверхность рудного тела не перекрыта осадками, следовательно, скорость его роста выше скорости осадконакопления.

Считается, что открытие крупной залежи заметно обогащенных золотом и серебром сульфидных руд в кальдере Мийоджин Кнолл повышает вероятность обнаружения аналогичных рудных тел в уже известных кальдерах во фронтальной части Идзу-Бонинской дуги [2].

Следует отметить, что результаты исследований в кальдере Мийоджин Кнолл служат подтверждением возможности проявления в современных островных дугах крупных промышленных залежей колче-

данных руд. Анализ потенциала рудоносности подобных субмаринных геоструктур посвящены работы многих отечественных и зарубежных исследователей [1, 3, 4 и др.]. В частности, еще в 1992 г. высказывались предположения о высокой перспективности на колчеданное оруденение Идзу-Бонинской островной дуги [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Миронов Ю. В., Ельянова Е. А., Зорина Ю. Г. Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкции обстановок колчеданообразования // *Металлогения современных и древних океанов*. М., 1992. С. 130—137.
2. A Kuroko-Type Polymetallic Sulfide Deposit in a Submarine Silicic Caldera / K. Iizasa, R. S. Fiske, O. Ishizuka a. o. // *Science*. 12 February 1999. Vol. 283. P. 975—977.
3. Sea-bottom hydrothermal ore found with world's highest gold content // *STA Today*. 1993. Vol. 5. № 1. P. 283—291.
4. Urabe T., Yuasa H., Nakao S. Hydrothermal sulfides from a submarine caldera in the Shichito-Iwojima Ridge, Nord-Western Pacific // *Marine Geol.* 1987. Vol. 74. № 3—4. P. 295—299.

ПИСЬМА В РЕДАКЦИЮ

УДК 553.411

© В.А. Нарсеев, 1999

ЗОЛОТО ЗИМБАБВЕ

В.А. Нарсеев («Интергео Консалтинг»)

Древнейшие рудники и пункты плавки металлов на территории Зимбабве относятся к фазе Зива культуры Гокомере (200 г. н. э.) и культуры Леопарда Кори (300 г. н. э.). Аль Масуди из Багдада [5] описал торговлю золотом на мозамбикском берегу. Арабы и суахили вывозили золото Зимбабве в арабский мир, Индию и на азиатские рынки. Существует мнение о том, что технология горных работ в Зимбабве близка индийской, где золотые подземные рудники действовали уже в IV в до н. э.

Удивительные каменные здания и культовые сооружения Великого Зимбабве — крупнейшего города околосахарской Африки VIII—IX вв. — свидетельствуют о развитой золотой промышленности. Установлено, что более 4000 древних золотых и 500 медных разработок в Зимбабве, Мозамбике и Ботсване, особенно в зеленосланцевых полясах Зимбабве, относятся к первому тысячелетию новой эры.

Развитие торговли в Европе привело к смене в Африке арабских негоциантов португальскими завоевателями. Цари Великого Зимбабве (государство Мунхумутана) боролись с Португалией и ограничивали ее права на добычу золота в стране. В 1620 г. в результате военных походов Португалии это государство было покорено и стало вассалом империи Чангомилес. Дэвид Ливингстон и Карл Моуч [2] описали древнюю золотодобычу в своих работах по Африке. Сесил Джон Родс в 1880 г. получил концессии от государства Ндебеле (столица Булавайо) и в 1889 г. создал британско-южноафриканскую компанию. С тех пор промышленность Зимбабве развивается по тому же типу, что и в ЮАР, т. е. при значительной роли транснациональных компаний, таких как *Anglo-American*,

Union Carbide, *Lonrho*, *Cluff* и др. В балансе экспорта Зимбабве золото сегодня составляет 18—20% при общем объеме минерального сырья 42—44% [5].

За 1200 лет, предшествующих европейской колонизации, добыто около 800 т золота (400 учтенных рудников) при среднегодовой добыче 6 т. Пик золотодобычи достигнут в 1916 г. — 28,94 т. За XIX век было произведено 1530,5 т золота. В настоящее время в год добывается 18—20 т. При этом 72% общей добычи дают предприятия мощностью более 300 кг в год, 19% мощностью 150—300 кг/год и 9% — мощностью менее 150 кг/год (таблица). В добыче занято около 30 000 человек; установлена гарантированная фиксированная цена на золото. Государство обеспечивает мелкие предприятия оборудованием, возможностью анализировать пробы, аффинажем. Практически все учтенное золото добывается из коренных месторождений. В последние годы наращивается добыча за счет кучного и чанового выпелачивания. Добыча из россыпей ведется местным населением архаичными методами. По состоянию на 01.01.1998 г. компаниями и частными лицами в провинциях Булавайо и Гванда отрабатывалось 80 объектов, Гверу — 240, Хараре — 160, Масвинго — 140 [2].

Главными золотодобывающими компаниями в стране являются *Lonrho*, *RTZ*, *Cluff Zim*, *Falcon Mines*, *Forbes and Thompson Ltd*, *Union Carbide*, *ZMDC*, *Cam and Motor*. Девять крупных компаний имели 28 лицензий на поиски рудного золота. (*RTZ*, *Reunion*, *Cluff*, *Mopane*, *Chase Minerals*, *Falcon*, *Forbes*, *Masasa*). Месторождения Зимбабве подразделяются [1, 4] на две группы: стратиформные и секущие. Первые включают железистые формации, «стратиформных тел суль-

Основные эксплуатируемые месторождения Зимбабве (суммарная добыча 10 т и более за весь период отработки)

Месторождение	Провинция	Добыча	
		Золото, т	Среднее содержание в руде, г/т
<i>Cam and Motor</i>	<i>Kadoma</i>	150	12,4
<i>Globe and Rhoenix</i>	<i>Kwekwe</i>	125	27,6
<i>Resende</i>	<i>Mutare</i>	62	10,4
<i>Shamva</i>	<i>Shamva</i>	57	5,2
<i>Dalny</i>	<i>Chegutu</i>	55	7,8
<i>Wanderer</i>	<i>Shurugwi</i>	40	4,1
<i>Lonely</i>	<i>Bubi</i>	36	17,5
<i>Mazoe</i>	<i>Masowe</i>	35	11,6
<i>Golden Valley</i>	<i>Kadoma</i>	32	22,3
<i>Arcturus</i>	<i>Goromonzi</i>	29	10,2
<i>Muriel</i>	<i>Makonde</i>	25	13,9
<i>Gaika</i>	<i>Kwekwe</i>	24	8,9

фидов» в вулканитах и вулканогенно-осадочных породах, вторые представлены жилами и минерализованными зонами смятия. Из жил добыто 62% золота Зимбабве, из железистых формаций — 20%, из вулканокластических — 4,7%, из прочих — 0,7%.

Месторождения в основном приурочены к породам зеленосланцевых архейских поясов Родезийского кратона, в меньшей степени — к высокометаморфизованным породам кратона вблизи «молодых» гранитов. Список наиболее значительных месторождений приведен в таблице.

Новые месторождения типа жил и жильных зон, минерализованных золото-сульфидных зон в черных сланцах могут быть выявлены на площадях развития не зеленокаменных, а терригенных черносланцевых толщ протерозоя в северных провинциях страны.

Опыт эксплуатации крупных месторождений (*Cam & Motor*, *Globe & Phoenix*, *Shamva*, *Dalny*, *Lonely*, *Arcturus* и др.) дает примеры обнаружения скрытых промышленных рудных тел на каждом из них. В связи с этим необходимость применения новых технологий глубинных поисков становится весьма актуальной. Глубинные поиски необходимо проводить на таких месторождениях, как *Globe & Phoenix*, *Lonely*, *Golden Valley*, *Muriel*, *Mazoe group*, *Eldorado*, *Queens group* и более мелких богатых объектах — *Morven*, *Old Nic*, *Eiffel Blue*, *Inez*, *Gladstone*, *Bucks*, *Beatrice*, *Nelly*,

Teutonic, *Invincible group*, *Kanyemba*, *Masterpiece*, *Tafuna Mill group*, *Casardas* и др.

Особый интерес в регионе представляет экзогенная золотоносность [1, 3].

Месторождения Зимбабве сформировались в древнейшие золотоносные эпохи (архей) и за столь длительный период неоднократно выводились на дневную поверхность, подвергаясь выветриванию и разрушению. Наиболее мощный период пеплецизации и выветривания — мел-олигоценый — привел к развитию площадных и линейных кор выветривания. Их размыв сопровождался формированием делювиально-пролювиальных, аллювиальных и других отложений с накоплением золота и тяжелых минералов (касситерит, ильменит, вольфрамит, шеелит, металлы платиновой группы и др.). В остаточных линейных корах выветривания формировались залежи окисленных руд с вторичным свободным золотом. Климатические условия Зимбабве определяют латеритный профиль выветривания и в настоящее время. В связи с этим золотоносные породы типа «gold clay» и «gold rubble» представляют интерес для переработки по различным схемам выщелачивания. Эти работы начаты в последние годы (с 1989 г.) компанией *Cluff Minerals*. Другая компания — *Boulder Mine (Bulawayo)* — применяет выщелачивание для отвалов и бедных руд. *Anglo-American Corp* близ Булавайо с 1989 г. начала строительство полигонов кучного

выщелачивания на отвалах, бедных рудах и щебенистых корах выветривания. Высокую активность в области использования выщелачивания при добыче золота из отвалов проявляют австралийские *Delta gold*, *Perth* и др. [2]. Несомненно, это очень перспективное и высокоэффективное направление золотодобычи.

В течение тысячелетий бантуязычные племена на территории Зимбабве добывали золото из аллювиальных россыпей. Добыча нелегально ведется и сегодня. Правительство и частные компании не могут контролировать этот нелегальный бизнес [3]. Вопрос развития россыпной золотодобычи осложняется имеющимся законодательством, согласно которому добывать металлы можно только в пойме реки не далее 5 м в сторону берега от уреза воды. Такое требование связано с необходимостью сохранения прибрежной фауны (бегемоты, крокодилы и др.). Однако в последние годы (начиная с 1993 г.) ряд компаний получил разрешение властей отрабатывать террасовые отложения.

На территории Зимбабве проявились и совершенно замечательным образом сочетаются четыре главных фактора россыпеобразования.

1. Высокая насыщенность месторождениями и проявлениями россыпеобразующих формаций — золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, окисленных руд со свободным золотом, промежуточных терригенных мономиктовых коллекторов. Простые расчеты показывают, что в области питания россыпей расположены рудные узлы, поля и месторождения, давшие десятки — первые сотни тонн золота. По известному правилу рудный и россыпной потенциалы эродированных районов (при соблюдении других условий) сопоставимы.

2. Благоприятные климатические условия в эпохи пенепплена и кор выветривания, обеспечивающие высвобождение металла из руд и минерализованных пород месторождений.

3. Развитие в ряде районов страны современной гидро сети полного профиля со всеми аккумулятивными элементами долин; способных концентрировать металл.

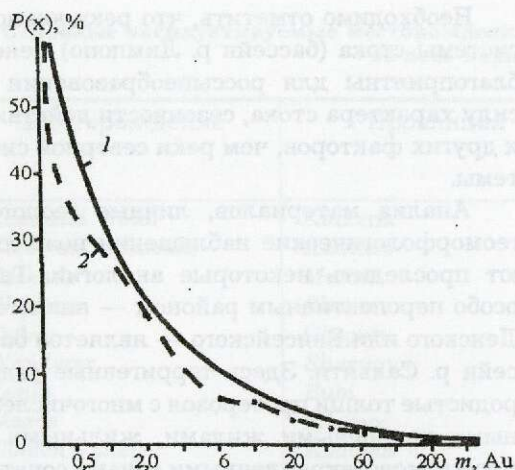
4. Отсутствие (или слабое развитие) в ряде районов покровных незолотоносных образований.

Необходимо отметить, что реки южной системы стока (бассейн р. Лимпопо) менее благоприятны для россыпеобразования в силу характера стока, сезонности действия и других факторов, чем реки северной системы.

Анализ материалов, личные геолого-геоморфологические наблюдения позволяют проследить некоторые аналогии. Так, особо перспективным районом — аналогом Ленского или Енисейского — является бассейн р. Саньяти. Здесь терригенные углеродистые толщи протерозоя с многочисленными кварцевыми жилами, жильными и прожилково-вкрапленными зонами сочетаются с площадными и линейными кора выветривания в условиях низкогогорного расчлененного рельефа и развитой гидро сети (в т. ч. с временными водотоками). Расположение водотоков вкрест простираения толщ создает значительный эффект гребенчатого плотика, улавливающего золото. По данным опробования и информации местных старателей содержание золота в пласте 2—5 г/м³, в приплотиковой части и гидроловушках — 100 г/м³. Продольный профиль долин рек и протоков ступенчатый, долины разработаны двумя-тремя аккумулятивными и скульптурно-аккумулятивными террасами. Продуктивность долин не ниже 300 кг/км, ресурсы на протяжении 40—50 км 12—15 т золота.

Выдана лицензия на организацию золотодобычи в долинах рек Саньяти, Муньяти, Мупфуре и их притоков. Ей должны предшествовать небольшие по объему геологоразведочные работы — проходка шурфов с отбором и промывкой проб. Для эксплуатации русловых россыпей рекомендуется использование калифорнийских понтонных драг-8.

Территория Зимбабве обладает высоким золотым потенциалом. Здесь добыто не менее 2000 т золота. Ресурсы оцениваются в 5000 т, в т. ч. россыпного золота не менее 700—800 т. Особый интерес для поисков крупных коренных месторождений жильно-прожилково-вкрапленного типа представляют площади развития углеродистых терригенных толщ протерозоя на севере страны. Геостатический анализ данных более чем по 300 объектам позволяет про-



Теоретическая (1) и фактическая (2) кривые распределения месторождений по классам крупности

гнозировать в Зимбабве не менее 20 новых месторождений, в т. ч. четыре крупных

(рисунок). Предполагается выявление одного объекта с ресурсами 300—400 т, одного — 200 т, одного — 120 т, одного — 60 т, двух — по 30—40 т, четырех — по 20 т, более 10 — около 10 т.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gol Deposits of Zimbabwe*. Department of geology Ministry of Mines Zimbabwe. Harare, 1992.
2. *Chamber of Mines Journal of Zimbabwe*. Harare, 1993. № 1—12; 12; 1995. № 1.
3. *Chiyanike T. Alluvial gold mining of Zimbabwe* // *Chamber of Mines Journal of Zimbabwe*. Harare, 1991. № 1.
4. *Foster R. P., Mann A. J., Stoub K. V., Wilson J. F. Archaean Gold Deposits of Zimbabwe*. Mineral Deposits of Southern Africa. Johannesburg, 1986. Vol. 1.
5. *Jordan Ph. P. Regional planning strategy of the Mine Industry of the South Africa*. Univ. Deids, England, 1990, charter 16. Zimbabwe mineral sector.

УДК 553.078(084.3)

© Е.С. Контарь, 1999

ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГОСУДАРСТВЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ

Е.С. Контарь (ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»)

В настоящее время, когда в отрасли практически не ведутся геологические съемки м-ба 1:50 000, являющиеся важным этапом подготовки поисковых площадей, а сами поиски проводятся в крайне ограниченных объемах, единственный, по существу, вид работ, направленный на воспроизводство фонда объектов недропользования, — региональные геолого-съемочные работы м-ба 1:200 000 (ГСР-200). Основными положениями концепции регионального геологического изучения недр Российской Федерации определено, что Госгеолкарта-200 служит основным источником информации «... для обоснования прогнозных ресурсов всех видов полезных ископаемых и решения крупных федеральных и региональных проблем развития минерально-сырьевой базы...». Соответственно прогноз-

но-металлогеническое обеспечение этих работ, осуществляемое через составление карт полезных ископаемых, минерагенических (металлогенических) и прогнозных схем, должно быть значительно усилено. Необходимый перечень этих материалов регламентируется Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (далее — Инструкция-95) [3]. Названный документ, с точки зрения автора, не вполне достаточен для решения минерально-сырьевых задач, определенных Основными положениями концепции.

1. Карта полезных ископаемых. Инструкцией-95 предусматривается обозначение месторождений металлических полезных ископаемых по главному и (или)

еще 1—2 сопутствующим компонентам (например, месторождение железа или меди, или меди и цинка и т. п.) Далее на эти знаки накладываются усложняющие элементы в виде обозначения морфологии рудных тел и формационной (или геолого-промышленной) принадлежности рудных объектов. Последняя показывается цифрой в соответствии с приложением 33 и п. 2.3.5.3 Инструкции-95 [3]. Но даже в пределах одного листа карты, как следует из приложения 45, одна и та же цифра может обозначать различные рудно-формационные (или геолого-промышленные) типы месторождений, что невыразительно как в смысловом, так и в изобразительном отношениях. Показ состава месторождения несколькими символами металлов не отражает их реального существования. Месторождения, как правило, полиметаллы.

В рудах колчеданных месторождений, кроме меди, цинка и свинца, в промышленных количествах присутствуют золото, серебро, сера, селен, теллур, индий, кадмий, барит, германий, кобальт и другие так называемые попутные компоненты. Причем даже они в сумме составляют всего не более 5—7% от общего объема руды, основное количество в которой приходится на серный колчедан (сера). Следовательно, такой объект, согласно Инструкции-95, должен быть обозначен как месторождение серного колчедана (или серы), что автоматически переводит его из группы цветных металлов в группу горно-химического сырья.

Во многих месторождениях металлических полезных ископаемых промышленно значимые концентрации заключены в аксессуарных минералах или в минералах, формирующих сидеронитовую структуру горной породы. Следуя Инструкции-95, такие месторождения должны относиться к группе неметаллических полезных ископаемых.

В железорудных месторождениях различных рудно-формационных или геолого-промышленных типов присутствуют титан, ванадий, иногда медь, кобальт, апатит; в медно-никелевых — платиноиды, золото, кобальт; в медно-порфировых — молибден, золото, рений в молибдените; в бокситовых — галлий, скандий; в месторождениях калийных и каменных солей — бром, руби-

дий, цезий, литий; в углях — германий, уран, ванадий, галлий. Такие примеры можно продолжить.

Запасы всех попутных компонентов подсчитываются при разведках месторождений, и они учитываются Государственным балансом. Во многих случаях именно эти попутные компоненты имеют существенное значение при определении промышленной ценности месторождения. Вряд ли на карте целесообразно обозначать всю гамму компонентов для отражения полиметалльности руд того или иного объекта.

Выход из этого положения видится в том, чтобы отображения на картах месторождений полезных ископаемых базировались на рудно-формационном (или геолого-промышленном) принципе с учетом руды в качестве естественной составляющей определенных структурно-вещественных ассоциаций, т. е. конкретных формаций магматических, осадочных или метаморфических пород. Поскольку эти формации представлены объективно существующими и реально картируемыми геологическими телами, выполняемый на формационной основе металлогенический анализ оказывается независимым от любых геотектонических концепций, что особенно важно при переходе к прогнозным оценкам площадей. Количество рудных формаций (или геолого-промышленных типов месторождений), как и формаций магматических и осадочных пород, ограничено. Для каждого региона или серии листов Госгеолкарты они так или иначе определены, установлены их генетические или, по крайней мере, парагенетические связи. Такой принцип отражает конкретные сочетания поисковых признаков и определяет соответствующие системы прогнозно-поисковых комплексов.

Например, если на карте будет показан знак колчеданного месторождения уральского типа, то априори ясно, что это объект, связанный с базальт-риолитовой формацией ранней стадии геосинклинального развития, образованный в первично геосинклинальной структуре, обладающий сложным полиметалльным составом преимущественно сплошных сульфидных руд, согласных с напластованием вмещающих пород, подверженных одинаковым с ними пострудным преобразованиям и сопровож-

даемых со стороны лежащего бока зонами сульфидной вкрапленности и серицитолитовыми метасоматитами.

Или другой пример: знак медно-порфирового месторождения боцкекульского типа обозначает объект с вкрапленными, штокверково-вкрапленными рудами преимущественно медного состава (с низкими содержаниями молибдена и повышенными содержаниями золота), который приурочен к порфировым телам диоритоидов, завершающих постколчеданный базальт-андезитобазальтовый вулканизм.

Таким образом на картах отражается не только вещественный состав, но и геолого-поисковая модель объекта, что особенно важно при выделении перспективных площадей и обосновании направлений геологоразведочных работ, ибо поисковые работы ориентированы на выявление месторождений конкретной рудно-формационной (или геолого-промышленной) принадлежности (например, на железистые кварциты, а не на железные руды вообще).

2. Схема прогноза полезных ископаемых должна обеспечивать четкое соответствие объекта прогноза, категории прогнозных ресурсов и рекомендуемых видов и стадий геологоразведочных работ.

Изложенные в Инструкции-95 подходы, отраженные в приложении 45, не способствуют реализации этого принципа. Прогнозируемые объекты разделены на высоко-, средне- и низкоперспективные и на вполне-, средне- и малонадежные. При этом на приведенном макете такой схемы можно увидеть выделенные площади со следующими сочетаниями [3]:

средняя степень перспективности со средней надежностью, при которых прогнозные ресурсы оценены по категории P_1 и рекомендуются поисково-оценочные работы;

высокая степень перспективности, средняя надежность, прогнозные ресурсы категории P_2 , рекомендуются специализированные поиски м-ба 1:50 000;

низкая степень перспективности, вполне надежная, прогнозные ресурсы категорий P_2+P_3 , рекомендуются поисково-оценочные работы и разведка;

низкая степень перспективности со средней надежностью, ресурсы категории

P_2 , рекомендуются поисково-оценочные работы;

средняя перспективность с высокой надежностью, ресурсы категории P_2 , рекомендуются поисково-оценочные работы;

такие же перспективность и надежность, ресурсы категорий P_1+P_2 , рекомендуются поисково-оценочные работы и предварительная разведка.

Следует подчеркнуть, что степень перспективности площадей отражается через категориальность определенных по ней прогнозных ресурсов, при оценке которых (особенно для категорий P_2 и P_3) учитывается мера сходства с эталонными объектами через вводимые при этом понижающие коэффициенты, определяемые расчетным или экспертным способами.

К задачам ГСР-200 относятся выявление и оценка по категории P_3 достаточно крупных пространственно-металлогенических (структурно-металлогенических) подразделений, таких как металлогенические зоны, бассейны, рудные районы. В свою очередь, они являются объектами геологосъемочных работ м-ба 1:50 000, при которых должны быть установлены более локальные структуры в ранге рудных и потенциально рудных полей с оцененными по категории P_2 прогнозными ресурсами, а также уточненными ресурсами категории P_3 . Дальнейшие поиски должны привести к обнаружению проявлений полезных ископаемых или перспективных участков, оцениваемых по категориям P_2 и P_1 . Поэтому показ на прогнозных схемах, входящих в карту полезных ископаемых м-ба 1:200 000, перспективных площадей с ресурсами категорий P_2 и P_1 возможен лишь на основании обобщения всех ранее выполненных на территории картируемого листа поисковых, оценочных и разведочных работ. При этом необходимо следовать классификации прогнозных ресурсов и положениям о стадийности геологоразведочных работ.

3. Схема минерагенического районирования. Для каждого листа Госгеолкарты-200 такая схема должна представлять собой фрагмент более общей, составленной для всего региона, субрегиона или серии листов, металлогенической (минерагенической) карты. На ней следует выделять наиболее крупные пространственно-металло-

генические подразделения, транслирующиеся через весь регион (серию листов), а в пределах картируемого листа необходима лишь их конкретизация и детализация.

Это вызывает необходимость введения в качестве самостоятельного вида работ регионального геологического изучения или «металлогенического (минерагенического) картографирования» [6, 8], которое может быть сопровождающим и даже опережающим ГСР-200. В рамках этого вида работ должно быть проведено металлогеническое районирование, единое для всей серии листов, выделены реально существующие и вероятные рудно-формационные (геолого-промышленные) семейства и типы месторождений, ранжирована территория по степени перспективности на различные виды минерального и топливно-энергетического сырья, оценены их прогнозные ресурсы, обоснованы направления геологоразведочных работ на перспективных площадях и возможная их предлицензионная подготовка. Тем самым будут обеспечены единые методологические подходы прогнозно-металлогенического обоснования всей серии листов. Кроме того, металлогеническое (минерагеническое) картографирование будет способствовать рациональному размещению объектов ГСР-200 на площадях, обладающих наиболее значительным ресурсным потенциалом.

Проведению ГСР-200 предшествует значительная подготовительная работа. Она, в первую очередь, выражается в составлении серийных и полистных геологических легенд, которые базируются на использовании всех материалов по стратиграфии, магматизму, тектонике и структурно-формационному районированию региона. Однако в таких легендах металлогеническим элементам место, по существу, не предусмотрено. Лишь в Положении по составлению серийных легенд отмечено, что к объяснительным запискам к ним прилагаются «... схемы структурно-формационного районирования с контурами структурно-формационных (тектонических) и металлогенических зон по возрастным срезам...». Поэтому необходимо добиться, чтобы металлогенические элементы стали такой же неотъемлемой частью серийных и полистных легенд, как и их стратиграфические и магматические составляющие. Введение

металлогенических элементов в серийные и полистные легенды повысит уровень обоснованности выделения конкретных геологических подразделений и прежде всего тех из них, которые обеспечивают прогнозную оценку картируемых территорий.

Принципы выделения на геологических картах стратифицированных и магматических образований достаточно хорошо разработаны, и они регламентируются Стратиграфическим и Петрографическим кодексами. Нормативная база, касающаяся металлогенических аспектов геолокарт, к сожалению, отсутствует. Это вызывает настоятельную необходимость скорейшей разработки Металлогенического кодекса, что неоднократно отмечалось в ряде публикаций [2, 7], а также обсуждалось на проведенном в марте 1999 г. во ВСЕГЕИ совещании по созданию Госгеокарты м-ба 1:1 000 000 третьего поколения [5, 6]. До разработки и принятия этого документа в качестве нормативных материалов, определяющих принципы и методы металлогенического районирования, выделения рудных формаций и геолого-промышленных типов месторождений, а также критерии прогнозной оценки, могут быть использованы работы [1, 9—13], широко применяемые при специальных и региональных металлогенических исследованиях. Использование директивных документов, таких как классификация запасов и прогнозных ресурсов и положения о стадийности, должно стать обязательным при ГСР-200.

Все изложенное свидетельствует о том, что необходима корректировка Инструкции-95 по рассмотренным вопросам. Это тем более важно, что ее основные положения, касающиеся карты полезных ископаемых и металлогенических проблем, будут использованы при подготовке Инструкции по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение) [4]. Карта этого масштаба, как следует из Основных положений концепции регионального геологического изучения недр РФ, предназначена для получения информации о геологическом строении и минерагеническом потенциале суши и континентального шельфа, а также для решения вопросов разработки и реализации стратегии изучения и рационального использования недр.

Помимо изложенных методических вопросов, следует отметить и некоторые организационные аспекты, способствующие повышению прогнозно-металлогенической отдачи Гостеолкарты-200. К их числу, с точки зрения автора, можно отнести следующие: целесообразно, чтобы для серии листов был определен заместитель главного редактора по прогнозно-металлогеническим проблемам; для подготавливаемого к изданию листа должен быть определен научный редактор по карте полезных ископаемых (Инструкция-95 допускает назначение научных редакторов для карт четвертичных отложений и гидрогеологической); ответственным исполнителем прогнозно-металлогенического блока работ по подготовке листа Гостеолкарты-200 должен быть начальник или главный геолог партии, ведущей эти работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы /Гл. ред. А.И. Кривцов. — М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1993.
2. Золов К.К., Контарь Е.С., Рапопорт М.С. Металлогенические и прогнозные карты Урала и отдельных его территорий //Изв. вузов. Горный журнал. 1998. № 7—8. С. 24—38.
3. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — М.: Роскомнедра, 1995.
4. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Рабочие материалы. — СПб, 1999.
5. Карпузов А.Ф., Карпузова Н.У. Концептуальные подходы к содержательной части прогнозно-металлогенического блока Гостеолкарты-1000 (третье поколение): Тез. докл. III рабочего совещания по Гостеолкарте-1000/3 «Научно-методическое и компьютерно-технологическое обеспечение работ по созданию третьего поколения Гостеолкарты масштаба 1:1 000 000». — М.-СПб: ВСЕГЕИ, 1999. С. 36—37.
6. Контарь Е.С. О металлогеническом обеспечении Гостеолкарт нового поколения. Там же. С. 45—47.
7. Кривцов А.И. Прикладная металлогения и мониторинг минерально-сырьевой базы //Смирновский сборник-95. М., 1995. С. 124—164.
8. Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Вартамян С.С. Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия /Под ред. И.Ф. Мигачева. — М.: ЦНИГРИ, 1998.
9. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые /Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1978.
10. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении /Отв. ред. Е.Т. Шаталов. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
11. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. — М., 1995.
12. Рудоносность и геологические формации структур земной коры /Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1981.
13. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях /Под ред. А.И. Кривцова, В.М. Терентьева. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



Богдану Ивановичу Прокопчуку исполняется 70 лет. Его деятельность неразрывно связана со становлением и развитием минерально-сырьевой базы алмазов России. По инициативе Б.И. Прокопчука в конце 60-х годов в ЦНИГРИ был создан сектор алмазных месторождений, который под его руководством со временем превратился в крупный отдел, занявший в области научно-методического обеспечения алмазопроизводственных работ ведущее положение в отрасли. В течение многих лет Б.И. Прокопчук являлся главным научным куратором Министерства геологии СССР по алмазам.

Для Б.И. Прокопчука как специалиста и руководителя характерны глубокое знание проблем отрасли, умение выбрать наиболее важные и перспективные направления исследований, организовать и скоординировать их и довести до конечного результата. Детальное изучение россыпной алмазности страны, обоснование существования месторождений докембрийского возраста, выявление новых типов россыпей в карстовых воронках, новых генетических типов коренных месторождений, оценка перспектив алмазности Восточно-Европейской платформы, обеспечение геологической основы подсчета запасов для ряда месторождений, включая месторождение им. Ломоносова в Архангельской области, — вот основные сферы деятельности Б.И. Прокопчука, в развитие которых он внес существенный, а в ряде случаев и решающий вклад. Результаты исследований Б.И. Прокопчука отражены в серии крупных монографий, которые



и сегодня являются настольными книгами для любого специалиста-алмазника. Б.И. Прокопчук — доктор геолого-минералогических наук, профессор, много времени уделявший воспитанию научной смены. Общественным признанием его заслуг являются звания лауреата Государственной премии СССР, Заслуженного геолога Якутии, Почетного разведчика недр, ряд других отраслевых и правительственных наград. Искренне поздравляем Богдана Ивановича Прокопчука с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, оптимизма и счастья.

*Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Исполнилось 70 лет доктору геолого-минералогических наук **Василию Васильевичу Стефановичу**, работающему в ЦНИГРИ 38 лет. Закончив в 1951 г. Институт цветных металлов и золота им. М.И. Калинина, Василий Васильевич в течение 5 лет работал в Хайдарканской группе геолого-разведочных партий треста «Средазцветметразведка» МЦМ СССР. Последующие 43 года его трудовая деятельность связана с геолого-экономической оценкой месторождений цветных и благородных металлов, а также алмазов, сначала в ГКЗ СССР до 1961 г., а затем в ЦНИГРИ. Он внес большой вклад в становление и развитие в ЦНИГРИ исследований по этому направлению.

В.В. Стефанович — ведущий специалист отрасли в области геолого-экономической оценки месторождений. В течение многих лет он возглавлял отдел, занимающийся этой проблемой. Им впервые предложен и успешно развивается системный подход к геолого-экономической оценке месторождений. Большой цикл работ, выполненных В.В. Стефановичем, посвящен вопросам экспрессной оценки рудных месторождений с помощью созданных им номограмм. Им разработаны методики и опубликованы соответствующие руководства по экспрессной оценке месторождений и прогнозных ресурсов золота, серебра и некоторых видов алмазов.

Под его руководством и при непосредственном участии выполнен ряд технико-экономических обоснований с проектами кондиций для месторождений Западной и

Восточной Сибири, Северо-Востока России, Камчатки и ближнего зарубежья, способствующих расширению сырьевой базы рудного золота и алмазодобывающей промышленности.

Василий Васильевич — постоянный эксперт и член экспертно-технического совета Государственной Комиссии по запасам при Совете Министров СССР, а затем ГКЗ Министерства природных ресурсов, им проведено более 50 экспертиз по месторождениям различных полезных ископаемых.

Результаты научной деятельности В.В. Стефановича отражены в более чем 185 научных трудах. В течение многих лет он является членом Ученого Совета ЦНИГРИ, Совета по апробации докторских и кандидатских диссертаций и членом докторского Диссертационного совета ЦНИГРИ.

Заслуги В.В. Стефановича в развитии отечественной минерально-сырьевой базы отмечены орденом Трудового Красного Знамени, медалями «За трудовую доблесть», «В память 850-летия Москвы» и присуждением званий «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр», а также многими благодарностями Мингео СССР и ЦНИГРИ.

Коллеги и друзья поздравляют Василия Васильевича с юбилеем и желают ему здоровья и дальнейших творческих успехов!

*Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

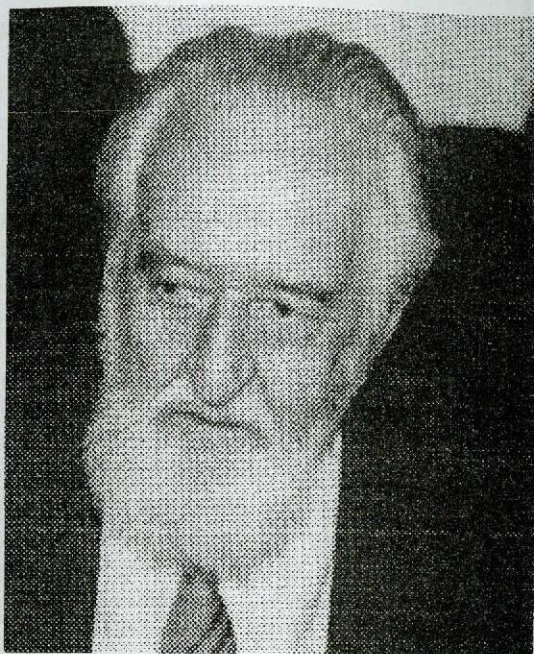
Поздравляем **Юрия Конкордьевича Голубева** — кандидата геолого-минералогических наук, заведующего отделом геологии, методов поисков и экономики месторождений алмазов с 50-летием. Желаем доброго здоровья и дальнейших успехов в работе

Памяти Г.П. Воларовича

16 июня с.г. на 93-м году жизни скоропостижно скончался Георгий Павлович Воларович — доктор геолого-минералогических наук, профессор, почетный академик Международной академии минеральных ресурсов, заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации.

По окончании в 1930 г. Ленинградского горного института Г.П. Воларович работал начальником поисковых и геолого-съёмочных партий Дальневосточного геолуправления, а с 1935 г. — старшим научным сотрудником Дальневосточного филиала АН СССР. В результате проведенных им поисковых работ в этом регионе были открыты месторождения свинца, цинка, золота и олова, в т.ч. группа оловорудных месторождений Кавалеровского района. Открытие оловорудных месторождений в 1946 г. было отмечено присуждением Г.П. Воларовичу Государственной премии СССР. Организованные им исследования золотоносности некоторых районов юга Дальнего Востока привели к открытию россыпных месторождений золота, а впоследствии и Токурского золоторудного месторождения. С 1941 по 1946 гг. Г.П. Воларович руководил отделом перспективных разведок треста «Золоторазведка». Итогом этой работы явилась «Карта золотоносных районов СССР» с выделенными перспективными площадями, где вскоре были открыты новые месторождения.

Работая в НИГРИЗолото (впоследствии ЦНИГРИ) руководителем Геологического сектора и Поискового отдела, Г.П. Воларович составил первую «Карту золотоносности и платиноносности СССР м-ба 1:1 000 000», за что в 1950 г. ему была присуждена вторая Государственная премия СССР. В последующие годы Георгий Павлович занимался изучением закономерностей размещения золоторудных районов. По его инициативе в 60-х годах были развернуты поиски золотых и золото-серебряных месторождений в областях мезозойско-кайнозойского вулканизма на Востоке страны. Его рекомендации по развитию геологоразведочных работ на рудное золото в этих районах привели к открытию крупных и богатых месторождений золота и серебра в Приамурье и Примагданье, на



Чукотке и Камчатке. С 1971 по 1981 гг. Г.П. Воларович — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Он руководил исследованиями по геологии и металлогении благородных металлов важнейших регионов страны, в качестве куратора Мингео СССР по золоту координировал деятельность научно-исследовательских и производственных организаций. По инициативе Г.П. Воларовича и под его руководством подготовлены и изданы методические руководства и инструкции, которые широко используются в практике геологоразведочной службы; он автор более 200 научных работ. Особое внимание Г.П. Воларович уделял подготовке научных кадров: более пятидесяти его учеников стали докторами и кандидатами наук.

Г.П. Воларович — автор научно-популярных и мемуарных книг, брошюр и статей, среди которых наиболее широко известны «Цветные камни Подмосковья» и «Наука — золоту», отражающие широту диапазона его творческих интересов.

Георгий Павлович Воларович внес неоценимый вклад в развитие отечественной науки и открытие месторождений благородных металлов, развитие золотодобычи в стране и популяризацию геологических исследований.

*Коллегия Министерства
природных ресурсов РФ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

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

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

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

4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

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

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

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



