

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



1/1998

ISSN 0869-5997

**С
НОВЫМ
1998
ГОДОМ !**



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



1/1998

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
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
А. Э. СЕДЕЛЬНИКОВА (отв. секретарь)
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,
фонда им. академика В.И.Смирнова

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

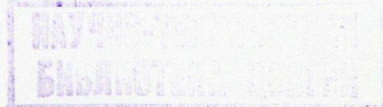
Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

Учредитель

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

Москва ЦНИГРИ 1998





МЕТАЛЛЫ

Ведущий инженер-технолог

д-р в с-х в т-х наук

Уд-т в 1992 году

1992-1993 гг.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕКЦИЯ

Главный редактор Н. П. Кудрявцева

В. Н. ВЕНЕВЛОВСКИЙ

С. К. ВАРЖЕНКО

В. Н. БАТАЛОВ

В. Н. ВОРОБЕВ

Л. А. МЕНДОВ

С. С. КАПРИНЕНКО

М. М. КОНСТАНТИНОВ

А. Н. КРЫЛОВ (зам. главного редактора)

Н. К. КУРБАНОВ

Т. А. МАШКОВИЧ

В. М. МИНАКОВ

Н. Н. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)

Т. В. ОСТРОУМОВ

В. М. ПИТЕРСКИЙ

В. Н. РАТИНСКИЙ

Л. В. РУКИН

Ю. С. САФОНОВ

А. С. СЕДЕРНИКОВ

Л. С. СЕДЕРНИКОВ

В. Н. СТАРОСТИН

Н. А. ТАЛАНОВ

Ю. М. ШЕПЕТОВ

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

Сдано в набор
19.12.97
Подписано в печать
19.01.98
Тираж 300 экз.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Applied Metallogeny

Николаева Л. А., Яблокова С. В., Некрасова А. Н., Шатилова Л. В.
Россыпеобразующий потенциал золоторудных формаций России 5

Nikolaeva L. A., Yablokova S. V., Nekrasova A. N., Shatilova L. V.
Placer-forming potential of gold-bearing formations in Russia

Лисицын А. Е.
Промышленные типы месторождений бора в геологической истории 8

Lisitsyn A. Ye.
Economic types of boron deposits in the geological history

Дунаев В. А.
Закономерности локализации и особенностей вещественного состава эндогенных титаномagnetитовых руд 12

Dunaev V. A.
Localization regularities and compositional features of endogenic titanomagnetite ores

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

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

Беневольский Б. И., Наточинский В. И.
Методические рекомендации по ускоренной переоценке минимального промышленного содержания золота в россыпях 25

Benevolsky B. I., Natotsinsky V. I.
Methodological recommendations on rapid placer gold cutoff grade re-estimation

Орлова Г. Ю., Варгунина Н. П., Гурев В. Ф., Косовец Т. Н.
Опыт применения шлиховой минералого-геохимической съемки на Знаменитинском рудном поле (Хакасия) 29

Orlova G. Yu., Vargunina N. P., Gureev V. F., Kosovets T. N.
Experience of heavy concentrate mineralogical-geochemical surveying in the Znamenitinskoye ore field, Khakasia

Строение рудных месторождений

Structure of Ore Deposits

Лихачев А. П.
Талнахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды 36

Likhachev A. P.
The Talnakhsky intrusive and its Pt-Cu-Ni ores

Горжевский Д. И., Донец А. И., Конкин В. Д.
Физико-химические обстановки регенерации свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд 47

Gorzhevsky D. I., Donets A. I., Konkin V. D.
Physicochemical conditions of Pb-Zn and massive sulfide base metal ore regeneration

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Клименко Н. Г., Романчук А. И., Задорнов М. М., Ивановская В. П.
Технологическая классификация глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) 62

Klimenko N. G., Romanchuk A. I., Zadornov M. M., Ivanovskaya V. P.
Technological classification of deep-sea complex sulfides (DCS)

Бондаренко А.Т., Харьков А.Д., Ковалев Ю.Д., Зинчук Н.Н., Пыстин А.Б.

Петрофизические и петрохимические характеристики кимберлитов трубки «Юбилейная»

Дискуссии

Артеменко В.М., Юдин В.В.
Модель складчатого Донбасса и новые аспекты его металлогении

Рецензии

Иванкин П.Ф. О книге «Нетрадиционная платиновая минерализация Средней Сибири»

Поздравляем с юбилеем

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 1997 году

Bondarenko A.T., Kharkiv A.D., Kovalev Yu.D., Zinchuk N.N., Pystin A.B.

Petrophysical and petrochemical characteristics of kimberlites of the Yubileinaya pipe

Discussions

Artemenko V.M., Yudin V.V.
A model of the Donbass folded area and new aspects of its metallogeny

Book reviews

Ivankin P.F. On the monograph «Non-traditional PGE mineralization of Middle Siberia»

Congratulations

«Ores and Metals» in 1997: List of publications

80

87

88

35

47

82



ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.411.068.5(47+57)

© Коллектив авторов, 1998

РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ РОССИИ

Л. А. НИКОЛАЕВА, С. В. ЯБЛОКОВА, А. Н. НЕКРАСОВА, Л. В. ШАТИЛОВА
(ЦНИГРИ МПР России)

На основании обобщения и анализа данных по типоморфизму самородного золота рудных и россыпных месторождений установлены предполагаемые типы коренных источников питания и доля их участия в формировании более 400 групп россыпей. При преобладающей роли оруденения золото-кварцевого и золото-полисульфидно-кварцевого типов большое значение в питании россыпей имеет оруденение, связанное с гипербазитами, и прожилково-вкрапленное (со свободным золотом) в углеродсодержащих толщах. Россыпееобразующий потенциал золоторудных формаций возрастает за счет возможной концентрации в россыпях мелкого и тонкого золота.

Результаты изучения самородного золота уже на ранних стадиях исследования территорий могут быть использованы для суждения о глубине формирования руд и типе оруденения — минеральном или геохимическом, предполагаемой формационной принадлежности, региональной геохимической обстановке, закономерностях локализации золотого оруденения, возможном местоположении коренных источников питания россыпей и их россыпееобразующем потенциале, сохранности золота на эрозионном срезе и присутствии древних россыпей и промежуточных источников питания.

Россыпееобразующие возможности золотого оруденения, помимо геологических факторов — вещественного состава руд, их деформированности, раздробленности, интенсивности проработки в экзогенных условиях — зависят непосредственно от типоморфных особенностей самородного золота — его парагенезисов, гранулометрии выделений, их морфологии. Однако эти признаки не всегда могут быть выявлены и количественно оценены при исследованиях руд, особенно на плохо вскрытых и слабо изученных объектах. Не всегда на территориях россыпной золотоносности известны коренные рудопроявления всех типов источников пита-

ния россыпей. Поэтому наиболее объективный показатель россыпееобразующего потенциала золоторудных формаций — их роль в питании известных россыпей.

Первоочередная задача при решении вопроса о россыпееобразующем потенциале золоторудных формаций — идентификация источников питания россыпей. При ее решении возникает ряд трудностей, обусловленных значительной изменчивостью самородного золота в месторождениях одного типа и сходством вариационных рядов признаков в месторождениях разных типов.

Общеизвестна сложная функциональная зависимость признаков золота от различных физико-химических параметров формирования руд (состав растворов, Р, Т, рН, Eh, активность серы и т.п.), меняющихся для разных типов месторождений. Влияние главенствующих для каждого типа месторождений параметров на особенности самородного золота позволяет выявить наиболее характерные признаки золота в качестве индикаторных. При этом типоморфное значение имеет, как правило, комплекс основных признаков.

При решении вопроса о типах коренных источников нами использовались, наряду с материалами имеющегося банка данных по

минералогии золоторудных месторождений России и стран СНГ, также составленные на его основе признаковые модели самородного золота различных формаций с оценкой информативной значимости отдельных признаков. В признаковых моделях заложены сведения о размерах, пробе, элементах-примесях, внутреннем строении золота, его парагенезисах и золотоносных ассоциациях; признаки детализированы по ряду характеристик. В модели включены «сквозные» признаки золота, не имеющие информативной значимости, но встречающиеся более чем в 60 % месторождений данного типа, а также характерные региональные признаки. Изучение россыпного золота и составление банка данных по его типоморфизму для основных золотоносных провинций России позволило в тех случаях, когда однозначно установлен коренной источник, уточнить и расширить признаковые модели. Это обусловлено тем, что на ограниченном числе рудных месторождений золото в лучшем случае изучено только в интервале, вскрытом выработками, в то время как в россыпях концентрируется золото из верхних горизонтов рудных тел, уничтоженных эрозией.

Анализ признаков золота более 400 групп россыпей с количественной оценкой распространения золота, поступившего из различных источников, позволил расширить и уточнить представления о локализации разных типов золоторудных формаций на всей территории России и их роли в россыпеобразовании.

Установлено, что в большей части золотоносных провинций россыпи связаны с двумя или более типами коренных источников. Наибольшее их разнообразие наблюдается в областях активизации древних платформ и геосинклиналей с проявлениями золото-серебряного оруденения.

Преобладающую роль в формировании россыпей играет оруденение золото-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой формаций. Однако значительно большее значение, чем считалось ранее, в ряде регионов имеют источники других типов, что стало особенно ясно при вовлечении в сферу исследования весьма мелкого и тонкого золота ($-0,25$ мм).

Это относится к связанному с гипербазиитами золотому оруденению, которое

Р.О.Берзон рассматривал как единую золото-силикатную формацию [1]. Она характеризуется близкими геологическими условиями нахождения и составом руд, но отличается по типу рудообразования — магматогенному, гидротермально-метасоматическому, метаморфогенному. Самородное золото в рудах часто, хотя и не всегда, преимущественно мелкое и тонкое; проба широко варьирует, морфология и внутреннее строение также достаточно разнообразны. Поэтому золото наиболее надежно идентифицируется по примесям — повышенным концентрациям меди и ртути, присутствию платиноидов и наличию сростков с палладием, платиной, осмистым иридием. Рудная минерализация, связанная с гипербазиитами, участвует в питании россыпей на Урале; она встречена на севере Сахалина и в ряде других районов. Отчетливая связь части золота с гипербазиитами выявляется в рыхлых отложениях осадочного чехла древних платформ.

В целом ряде регионов большее, чем ранее считалось, значение в формировании экзогенной золотоносности имеют источники прожилково-вкрапленного типа в углеродсодержащих толщах. Формационная классификация этого оруденения остается дискуссионной. Во многих работах его относят к золото-кварц-сульфидному типу. Прожилково-вкрапленное оруденение сопровождается золотоносными кварцевыми жилами, что в последнее время побуждает некоторых исследователей относить ее к сульфидному минеральному типу золото-кварцевой формации. Авторы данной статьи относят прожилково-вкрапленное оруденение к золото-мышьяковисто-сульфидной формации, включая объекты как с преимущественно субмикроскопическим, так и со свободным золотом; только последнее обладает россыпеобразующим потенциалом, достаточно высоким в целом ряде золотоносных районов, поэтому при указании предполагаемых источников питания россыпей следует подчеркнуть принадлежность оруденения к типу с преимущественно свободным золотом. Источники этого типа распространены в Ленском районе, Бурятии, Восточной Туве, на Урале. Преобладание мелкого и тонкого золота в этих источниках показывает, что количество его в сопряженных с прожилко-

во-вкрапленным оруденением россыпях существенно выше, чем указывалось ранее.

Изучение мелкого и тонкого золота из россыпей на обширных площадях распространения золото-полисульфидно-кварцевого оруденения свидетельствует о связи значительной его доли с этим типом золоторудных проявлений, например, на Урале, в Бурятии, Забайкалье, Приамурье. В большей части этих регионов учтенная доля мелкого золота весьма значительна: класс $-0,25$ мм составляет от 10 до 70 % от общей массы золота в россыпях.

Обобщение материалов по granulometрии россыпного золота позволило установить территории с большой и даже ведущей ролью мелкого и тонкого золота.

В регионах с преимущественно золото-кварцевым типом оруденения и россыпями с крупным золотом, таких, как Ленский и Яно-Колымский, значение мелкого и тонкого золота традиционно занижалось из-за несовершенства его извлечения. Однако даже имеющиеся сведения позволяют считать в таких районах отдельные группы россыпей, в том числе техногенных, перспективными для добычи мелкого золота.

Для практических целей важно, что большая часть мелкого золота, поступившего в россыпи из коренных источников золото-кварцевого, золото-полисульфидно-кварцевого, золото-мышьяковисто-сульфидного (со свободным золотом) и известково-силикатного типов, отпрепарировано от вмещающих минералов, а выделения класса $-0,1$ мм имеют ровную поверхность, что благоприятно для их извлечения.

Другие золоторудные формации — золото-скарновая, золото-антимонитовая, золото-порфировая и золото-серебряная — более расчленены и содержат в основном мелкое и тонкое золото. Они играют подчиненную роль в формировании россыпей, хотя в отдельных случаях могут поставлять основную массу золота (некоторые золотоносные узлы Нижнего Амура, Камчатки и др.).

Золотосодержащие формации с медноколчеданными и полиметаллическими рудами играют незначительную роль в россыпеобразовании; они питают первичным мелким золотом и, в ряде случаев, вторичным (переотложенным и укрупненным в зоне гипергенеза первично субмикроскопическим) золотом не-

большие россыпи верхних звеньев водотоков, дренирующих рудные поля.

Особый интерес представляет мелкое и тонкое золото из рыхлых отложений в осадочном чехле древних платформ. Установлена множественность типов источников поступления такого золота. Широкая площадь развития золота, присутствующего в плейстоценовых песчано-гравийных отложениях, разрабатываемых в широких масштабах, говорит о существенных суммарных потенциальных возможностях такого рода рассеянных источников.

Признаки золота, свидетельствующие о одновременности поступления его в россыпи — интенсивность коррозионных преобразований, деформации и рекристаллизация коррозионной оболочки, их возрастные соотношения и др., — указывают на возможность обнаружения промежуточных источников питания и сохранность коренных источников на уровне современного эрозионного среза [2].

При питании россыпей золотом из древних промежуточных источников возможно образование дополнительных концентраций мелкого и тонкого золота в достаточно удаленных от коренных проявлений участках долин. Это обусловлено тем, что длительная проработка в зоне гипергенеза способствует высвобождению золота из сростков, отслоению частиц с поверхности более крупных выделений, разрушению последних в участках грануляции и дезинтеграции. Такие повышенные концентрации тонкого золота типичны для россыпей Урала. Благоприятной предпосылкой питания россыпей тонким золотом служит развитие кор выветривания.

Таким образом, россыпеобразующий потенциал золотого оруденения возрастает за счет мелкого и тонкодисперсного золота, содержащегося в рудах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзон Р.О. Золотоносность гипербазитов (Геол. методы поисков и разведки м-ний полезн. ископаемых. Обзор ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС). — М., 1983.
2. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфизм самородного золота зоны гипергенеза / Минералогия: Доклады советских геологов на 28 Международном геологическом конгрессе, Вашингтон, июль 1989. — М., 1989. С. 178—183.

L. A. Nikolaeva, S. V. Yablokova, A. N. Nekrasova, L. V. Shatilova

PLACER-FORMING POTENTIAL OF GOLD-BEARING FORMATIONS IN RUSSIA

The data on typomorphic characteristics of native gold from ore and placer deposits were analyzed and generalized to identify probable types of primary feeding sources and their contribution to the formation of more than 400 groups of placers. Though gold-quartz and gold-polysulfide-quartz ore mineralization types play the determining role in feeding placers, ore mineralization related to ultramafics and veinlet-disseminated ores (with free gold) hosted in carbon-bearing strata are also active participants in placer formation. Placer-forming potential of gold-bearing formations would be expected to be even higher because of probable concentration of fine gold in placers.

УДК 553.637

© А. Е. Лисицын, 1998

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

А. Е. ЛИСИЦЫН (ВИМС МПР России)

Промышленные месторождения бора рассмотрены в зависимости от возраста геологической эпохи их формирования, геолого-генетического типа и источника рудного вещества. Показано, что за счет коровых источников возникли протерозойские магнезиально-скарновые, фанерозойские (докайнозойские) скарновые и галогенные месторождения бора. С привнесом рудного вещества мантийными флюидами связываются крупные известковоскарновые месторождения альпийской эпохи. Вулканогенно-осадочные месторождения этой же эпохи, заключающие основные ресурсы борного сырья, могут иметь как мантийное, так и коровое происхождение.

Среди большого разнообразия генетических типов борной минерализации имеются четыре, которые образуют промышленные типы месторождений бора: скарновый, вулканогенно-осадочный, галогенный и производный от последнего — элювиальный. Появление тех или иных генетических типов месторождений в различные геологические эпохи обусловлено различиями основных рудообразующих факторов — палеогеодинамического, геотектонического, магматического, источника рудного вещества [1].

Образование борного оруденения происходило на протяжении геологической истории земной коры от раннего протерозоя до четвертичного периода.

В протерозойском тектоническом цикле при региональной гранитизации докембрий-

ских щитов и срединных массивов в связи с гранит-мigmatитовой формацией возникло множество магнезиально-скарновых борных месторождений, в том числе крупных. Это месторождения абиссальной фации, известные на щитах — Сино-Корейском (в северо-восточных провинциях Китая — Ляонин и Гирин), Алданском (месторождение Таежное), Скандинавском (в Центральной Швеции, Лонгбан), Кокчетавском срединном массиве (месторождение Жолдыбай). Месторождения ассоциируют с полями развития мигматитов, гнейсогранитов, аляскитов, слагающих гранитогнейсовые купола. Размещение месторождений контролируется пликативными и дизъюнктивными структурами, зонами трещиноватости и раздавливания пород. Борное оруденение локализуется в магнези-

альных скарнах и кальцифирах шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит)-флогопитового состава. Сложено оно боратами железа и магния (людвигитом, суанитом, ссайбелиитом), нередко ассоциирующими с магнетитовыми рудами. Скарново-борные тела измеряются по простиранию и падению сотнями метров при мощности в десятки метров. Среднее содержание в рудах B_2O_3 — 4—20 %. Возраст оруденения — 2—1,3 млрд. лет (от середины раннего протерозоя до среднего рифея). Основная масса борного оруденения в раннем протерозое образовалась в интервале 2—1,8 млрд. лет. Судя по величинам изотопных отношений $^{11}B/^{10}B$, составляющих в борных минералах 4,01—4,07 (среднее 4,04 из 9 определений), источник бора был коровый [2], связанный с переплавлением вовлеченных в гранитизацию борсодержащих осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Запасы борного сырья в докембрийских месторождениях составляют 3 % от мировых.

В докайнозойские периоды фанерозоя образовалось разномасштабное борное оруденение *скарнового* и *галогенного* типов. Известны многочисленные мелкие магнезиально-известковоскарновые месторождения и боропроявления, сформировавшиеся в среднем и позднем палеозое в связи с магматизмом позднегеосинклинальной и орогенной стадий герцинского и в меньшей мере каледонского циклов (Урал, Джунгария, Северо-Восточное Прибалхашье, Кузнецкий Алатау, Забайкалье, Малый Хинган). Лишь в Центральном Забайкалье скарновое месторождение Солонго, образованное в связи с батолитовым гранитным магматизмом (заинский комплекс — верхняя пермь), относится по запасам борного сырья к средним. Формирование борной минерализации характеризуется гипабиссальными условиями. Представлена она как боратами, так и боросиликатами. Величина изотопных отношений $^{11}B/^{10}B$ в минералах бора находится в диапазоне 4,01—4,08 (при среднем значении 4,04 из 13 определений), что типично для корового источника. Ресурсы борного сырья, заключенного в этой группе месторождений, в мировом масштабе незначительны.

Борное оруденение галогенного типа встречается в разновозрастных отложениях фанерозоя, но наиболее характерно оно для перми. В этот период галогенные месторожде-

ния бора формировались в эпиконтинентальных морских солеродных бассейнах, расположенных в пределах подвижных зон платформ, которые претерпели длительное и интенсивное прогибание в герцинскую эпоху с образованием обширных платформенных впадин. Наиболее яркими примерами таких впадин являются Прикаспийская и Северогерманская. На месторождениях Индер, Сатимола, Челкар в Прикаспии и Стасфурт в Германии содержатся основные ресурсы борного сырья галогенного типа. Месторождения приурочены к соляным куполам, где внутрикупольная соляная тектоника и гравитационный эффект обусловили создание значительных по размерам, но бедных по бору залежей, которые, разрушаясь в зонах гипсовой «шляпы», приводили к образованию богатых элювиальных месторождений. Размеры боросолевых рудных тел по простиранию составляют от сотен до первых тысяч метров, по падению — сотни метров, мощность их до 50 м. Параметры элювиальных месторождений — до 0,4 км² по площади при мощности до 25 м. Среднее содержание борного ангидрида в рудах галогенного типа — 2—6 %, а в элювиальных — 3—30 %. Боросолевые руды сложены преимущественно магнезиевыми и кальциевыми боратами. Предельные отношения $^{11}B/^{10}B$ в боратах составляют 4,10—4,18 при среднем значении 4,15 из 10 определений, что соответствует образованию руд в процессе галогенеза [2]. Запасы борного сырья в месторождениях галогенного и элювиального типов составляют 1 % от мировых.

В мезозое, преимущественно в мелу, в связи с батолитовым гранитным магматизмом орогенных режимов киммерийского тектогенеза возникли в гипабиссальных условиях *магнезиальноскарновые* месторождения бора. К ним относятся борные месторождения Верхояно-Индигирской борной провинции, Джугджура, КНДР, среди которых отдельные являются средними и крупными (Титовское и Наледное в Верхоянье, Хольтон в КНДР). Месторождения характерны для тектонических блоков складчатых поднятий, находящихся вблизи крупных разломов. Пространственно и парагенетически месторождения ассоциируют с крупными плутонами, сложенными гранитами, граносиенитами, гранодиоритами. Локализация месторождений

контролируется разрывными нарушениями. Рудные тела имеют линзовидную, жильную, гнездовую, столбообразную и неправильную формы; размеры их по простиранию — от десятков до сотен метров, по падению — сотни метров, мощность — от единиц до десятков метров. Среднее содержание борного ангидрида в рудах находится в пределах 7—20 %. Минеральный состав скарнов и борных руд во многом аналогичен магнезиально-скарновым месторождениям абиссальной фации (протерозойским). Отношение $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ в боратах от 4,00 до 4,06 (среднее из трех определений 4,04) соответствует коровому источнику бора. Суммарные запасы борного сырья в таких месторождениях составляют примерно 1 % от мировых.

Кайнозойская эра наиболее продуктивна в отношении борного оруденения. Альпийский тектонический цикл обусловил появление наиболее крупных месторождений бора известковоскарнового и вулканогенно-осадочного типов, расположенных в пределах двух планетарных складчатых поясов — Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского.

Известковоскарновые месторождения бора известны главным образом на территории России и Таджикистана — Дальнегорское в Приморском крае, Золотой Курган и др. на Северном Кавказе, Акархар на Памире. Они локализируются вблизи глубинных разломов в пределах тыловых зон окраинно-континентальных вулканических поясов или районов сочленений крупных тектонических структур в областях с мезозойской и кайнозойской континентальной корой и сформировались в условиях тектоно-магматической активизации молодых платформ и областей завершённой складчатости. Магматические комплексы, с которыми ассоциируют эти месторождения, представлены контрастными по составу малыми интрузиями калиево-щелочной серии — щелочными базальтоидами (шонкиниты, эсекситы, трахиты, трахибазальты) в сочетании с калиевыми гранитами, гранодиоритами. Месторождения образованы в условиях гипабиссальной фации на глубинах 1,5—2 км при значительной удалённости (1 км и более) бороносных скарнов от активных гранитоидов, но в непосредственной близости с дайками пород шонкинит-трахитовой серии. Возраст борного оруденения палеогеновый, реже неогеновый. Бороносные скарны и скарноиды

имеют пироксен-гранат-волластонитовый состав. Руды сложены кальциевыми боросиликатами (датолитом, данбуритом). Рудные тела пластообразной и линзовидной форм измеряются по простиранию сотнями и первыми тысячами метров, по падению — сотнями метров, мощность их — от десятков до сотен метров. Среднее содержание борного ангидрида в рудах 8—12 %. Палеогеодинамические обстановки борного рудообразования известковоскарновых месторождений и их геологические позиции свидетельствуют о мантийном источнике бора [1]. Это же подтверждают: высокая степень восстановленности минералообразующих растворов (двухвалентная форма редких земель в боросиликатах, наличие во флюидных включениях минералов метана, азота, оксида углерода), высокие концентрации в боросиликатах и магматических породах хрома и кобальта, находки в бороносных скарнах самородных висмута и мышьяка, широкое распространение в них же углеродистого вещества, изотопия стронция и калий-рубидиевые отношения в породах калиево-щелочной серии и в боросиликатах, характерные для мантийных образований [3], и значения $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ в боросиликатах, находящиеся в диапазоне 3,90—3,99 (среднее 3,96 из 8 определений) [2]. Запасы борного сырья в этих месторождениях составляют 4 % от мирового баланса.

Геотектоническая позиция вулканогенно-осадочных месторождений бора определяется их приуроченностью к активным континентальным окраинам — размещением в тыловых и средних частях окраинно-континентальных вулканических поясов в связи с глубинными разломами, ограничивающими срединные массивы или межгорные впадины. Образование месторождений характерно для областей развития кайнозойской континентальной коры в условиях эпиплатформенного позднеорогенного этапа, сопровождавшегося складчато-глыбовыми поднятиями и мощным эффузивным магматизмом. Месторождения ассоциируют с контрастными по составу вулканитами калиево-щелочной (латиты, трахиты) и андезитовой (андезиты, дациты) серий. Они образовались в связи с кайнозойской наземной вулканической и поствулканической деятельностью в слабoproточных и бессточных озерах в условиях аридного клима-

та. Выделяются две рудовмещающие боронные фации — соленосная и глинистая. Вулканогенно-соленосные месторождения бора связаны с континентальными эвапоритами четвертичного возраста — месторождения Сёрлз (штат Калифорния, США), Пуга (Индия). Вулканогенно-глинистые месторождения бора локализуются в озерных туфогенных глинах олигоцен-неогенового возраста. Это месторождения Крамер, Фернис-Крик, Калико-Дагет и др. в штате Калифорния, США; Бигадиш, Эмет, Эспей-Килик и др. в Анатолийском плато, Турция. Второстепенное значение имеют месторождения Чили, Аргентины, Боливии, Перу, Мексики, Индии, Китая, Югославии. Боронные пологозалегающие рудные тела образуют пластовые и линзовидные залежи нередко ярусного расположения, которые группируются на площадях с размерами 0,3—0,36 км². Мощности рудных тел изменяются от 1 до 90 м, среднее содержание борного ангидрида в рудах 35—50 %, в рапе озер — 1—1,5 %, а в озерных солях — 20—25 %. Руды сложены богатыми бором натриевыми и кальциевыми боратами. Судя по палеогеодинамическим обстановкам формирования борного оруденения, характеру магматизма и величинам бороизотопных соотношений в борных минералах, источники бора для формирования вулканогенно-осадочных месторождений были различными. В Альпийско-Гималайском складчатом поясе по ряду признаков — коллизии литосферных плит, переплавлению коры и значениям $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ в диапазоне 4,01—4,11 (среднее 4,06 из 9 определений) — можно предположить, что источником бора для турецких месторождений служила кора. Источником бора, образовавшего основные ресурсы вулканогенно-глинистых месторождений Северной и Южной Америки, по данным палеогеодинамического анализа на период их образования и значениям бороизотопных соотношений в боратах в пределах 3,91—3,99 (среднее 3,94 из 8 определений), была мантия. Более утяжеленный изотопный состав бора в боратах вулканогенно-соленосных месторождений (колебания значений $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ составляют 4,03—4,25 при среднем 4,11 из четырех определений) объясняется смещением изотопного состава бора в сторону утяжеления при галогенезе [2]. Суммарные запасы бор-

ного сырья в вулканогенно-осадочных месторождениях составляют 91 % от мирового баланса.

Таким образом, в геологической истории земной коры от раннего протерозоя до кайнозоя преобладал коровый источник бора. В протерозое это выразилось в формировании магнезиально-скарновых месторождений, в том числе значительных по запасам, в связи с процессами региональной гранитизации коры. В байкальскую и каледонскую эпохи борное оруденение проявилось слабо. Герцинская и киммерийская тектонические эпохи знаменуются образованием многочисленных магнезиально- и известковоскарновых борных месторождений, однако, за некоторым исключением, это не привело к формированию крупных концентраций борных руд, что, по-видимому, обусловлено затуханием явлений гранитизации. В герцинскую эпоху, преимущественно в перми, образовались галогенные месторождения бора, связанные с развитием солеродных бассейнов в крупных континентальных впадинах. Альпийская эпоха, характеризующаяся резким изменением геодинамического режима Земли, породила в палеогене крупные известковоскарновые месторождения бора в связи с малыми интрузиями калиево-щелочной серии и привносом рудного вещества мантийными флюидами. В эту же тектоническую эпоху, но в олигоцен-четвертичное время сформировались вулканогенно-осадочные месторождения как мантийного, так и корового происхождения, в которых заключены основные ресурсы борного сырья нашей планеты. В целом подавляющая масса борного минерального сырья, порядка 95 %, образовалась в кайнозое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.Е., Малинко С.В. Современные представления о генезисе месторождений бора // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 94—98.
2. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В. Изотопы бора в минералах — индикаторы источника рудного вещества // Советская геология. 1987. № 3. С. 10—20.
3. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-борного оруденения в активных континентальных окраинах // Зап. Всероссийск. минерал. общества. 1994. Ч. СХХIII. № 4. С. 10—20.

A. Ye. Lisitsyn

ECONOMIC TYPES OF BORON DIPOISITS IN THE GEOLOGICAL HISTORY

Commercial boron deposits are considered with respect to the ages of the geological epochs when they formed, geology-genetic types of boron ores and ore matter sources. It is shown that crustal sources gave rise to Proterozoic magnesian-skarn boron deposits, as well as Phanerozoic (Pre-Cenozoic) skarn and halogene ones. Large limy-skarn deposits of the Alpien epochs are associated with ore matter supply by mantle fluids. Volcanosedimentary deposits of the same epoch, which contain the bulk of boron ores, could be of both mantle and crustal origin.

УДК 553.494'311.062/.067

© В. А. Дунаев, 1998

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЭНДОГЕННЫХ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

В. А. ДУНАЕВ (НИИ ВИОГЕМ)

Показано, что закономерности размещения, форма и строение титаномagnetитовых рудных залежей определяются главным образом структурно-морфологическим типом и отчасти формационной принадлежностью гипербазит-базитовых массивов. По времени формирования относительно вмещающих магматических пород и структурным взаимоотношениям с ними выделены сингенетичные, квазиинъективные и инъективные рудные залежи. По типу минерализации различаются рассеянные, очагово-компактные и компактные руды. Особенности их вещественного состава зависят главным образом от формационной принадлежности рудовмещающих массивов и их приуроченности к определенным географическим провинциям.

Эндогенная титаномagnetитовая рудная формация связана с разнообразными базитовыми и гипербазит-базитовыми магматическими формациями, возникшими в различных геодинамических обстановках и в широком временном интервале от архея до мезозоя (таблица). Общими для всех этих формаций можно считать постконсолидационные условия становления массивов и контроль их размещения крупными разломами и узлами их сочленения.

В массивах наиболее древней *габбро-анортозитовой формации* («автономных анортозитов») анортозиты нередко преобладают и образуют крупные самостоятельные тела. Автономные анортозиты формировались на нуклеарной стадии развития Земли (более 2,6 млрд. лет назад) в гранулито-

гнейсовых областях архея на этапе тектонической активизации протоконтинентальной коры [9]. Массивы располагаются на щитах древних платформ, преимущественно в зонах сочленения антиклинориев и синклинориев. В первичном своем залегании они представляли собой вытянутые по простиранию региональных структур лополиты, пласты и силлы, тяготеющие в разрезе к границе между гнейсогранитами архея и глубоко метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами верхнего архея. На поздних этапах складчато-блоковой тектоники существенно изменилось первичное залегание массивов и произошло расчленение их на отдельные блоки (пластины).

Строение массивов зональное. Для лополитов (массивы Цагинский и Главного

Главные особенности титаномagnetитовых рудных магматических формаций

Стадии развития Земли	Магматические формации	Геотектоническая позиция формаций	Возраст формаций	Провинции	Массивы (примеры)	Минеральные типы руд	Содержание в титаномagnetите, %	
							TiO ₂	V ₂ O ₅
Нуклеарная	Габбро-анортозитовая («автономных анортозитов»)	Гранулитогнейсовые области, зоны сочленения анти- и син-клинорив	Поздне-верхнеархейский	Карело-Кольская	Цагинский, Ачинский, Главного хребта	ИТ	> 8	< 0.5
	Клинопироксен-верлитовая			Охотская	Джугджурский, Сегтахский	АИТ		
	Анортозит-габбровая	Синклинали протоплатформ (в породах чехла)	Ранний протерозой	Карело-Кольская	Центральный, Magnetитовый Лог	ИТ	> 8	< 0.5
	Габбро-диабазовая			Алданская	Чинейский	ИТ, ХПр		
Кратонная	Щелочно-габброидная	Антиклиналы протоплатформ (в породах фундамента)	Средний протерозой	Карело-Кольская	Пудожгорский, Койкарский	Т+БХ	> 8	> 1
	Щелочно-габброидная	Антиклиналы протоплатформ (в породах фундамента)	Средний протерозой	Карело-Кольская	Гремяха-Вырмес, Елетьозеро	ИТ, ТИ, АИТ		
Континентально-оксидная	Анортозит-периодит-пироксенит-габбровая	Зоны активизации консолидированных складчатых областей	Поздний протерозой — ранний палеозой	Уральская	Кузино-Копанский	ИТ, АИТ, ИМ	> 8	0.5—1
				Алтае-Саянская	Лысанская группа	ТИ		
				Саяно-Байкальская	Слюдинский, Малотугульский, Витимкон	ИТ		
	Щелочно-ультраосновная	Зоны автономной активизации древних платформ	Ордовик — силур	Забайкальская	Хаактыг-Ой	ИТ, АИТ	> 8	< 0.5
				Карело-Кольская	Анганский	ИТ, АИТ		
				Карело-Кольская	Африканда	ПИТ, ПТИ		
	Щелочно-ультраосновная	Зоны автономной активизации древних платформ	Пермь — триас	Маймеч-Котуйская	Лесная Барака, Вуориярви	ПТ	4—8	< 0.5
					Гулинскос, Кугда	ПТ		

Стадии развития Земли	Магматические формации	Геотектоническая позиция формаций	Возраст формаций	Провинции	Массивы (примеры)	Минеральные типы руд	Содержание в титаномагнетите, %	
							TiO ₂	V ₂ O ₅
Континентально-океанская	Дунит-пироксенит-габровая	Глубинные разломы эвгеосинклиналей	Силур—девон	Уральская	Качканар, Ревдинский	Т	<4	0,5—1
	Габбро-сиенитовая	Зоны активизации консолидированных складчатых областей	Силур—девон	Уральская	Волковский	АТ+ВХ	4—8	0,5—1
						Т	<4	
					Великовский, Масальский	Т, АТ	<4	0,5—1
				Алтайская	Харловский	ИТ	4—8	0,5—1
				Алтае-Саянская	Патын, Большая Культайга	ИТ, АИТ	>8	<0,5
				Забайкальская	Арсентьевский	ИТ, АИТ	4—8	<0,5

П р и м е ч а н и е. Буквы в названиях минеральных типов руд: Т — титаномагнетит, И — ильменит, М — магнетит, А — апатит, П — перовскит, Х — халькопирит, Б — борнит, Пр — пирротин. Данные о содержании TiO₂, V₂O₅ в титаномагнетите взяты из [15].

хребта Карело-Кольской провинции) характерно наличие краевой зоны, сложенной среднезернистыми габбро-норитами со шлирами рудных оливинитов, троктолитов, оливинитовых габбро и клинопироксенитов, и внутренней зоны, представленной чередованием ритмично расслоенных пачек крупно- и гигантозернистых пород и титаномagnetитовых руд. Последовательность слоев в этих пачках (сверху вниз): лабрадориты, габбро, руды (рудные габбро, пироксениты, оливиниты). Примером рудоносного массива пластовой формы является Джугджурский (Охотская провинция). Он представляет собой гигантскую крутопадающую пластину, центральная часть которой сложена крупно- и гигантозернистыми анортозитами, а краевые зоны характеризуются преобладанием мелко- и среднезернистых габбро-анортозитов со шлирами, линзами и полосами ультрамафитов, в том числе рудных.

Клинопироксен-верлитовая магматическая формация, установленная в Карело-Кольской провинции (массивы Центральный, Magnetитовый Лог) по времени образования и геолого-структурной позиции близка к габбро-анортозитовой. Клинопироксен-верлитовые тела Кольского полуострова в виде крутопадающих небольших линз отчетливо прорывают габбро-лабрадоритовые массивы [16].

Для этапа стабилизации древних платформ (кратонная стадия, 1,6—2,6 млрд. лет) характерны анортозит-габбровая, габбро-диабазовая и щелочно-габброидная формации с титаномagnetитовыми рудами. Все они приурочены к протоплатформам, фундамент которых представлен архейскими гранит-зеленокаменными областями, а чехол сложен комплексом терригенно-карбонатных (нередко с участием вулканитов) нижнепротерозойских отложений большой мощности и слабой дислоцированности [9]. При этом массивы первых двух формаций локализуются преимущественно в породах протоплатформенного чехла или на границе структурных этажей, тяготея к синклиналям, а массивы щелочно-габброидной формации размещаются в антиклинальных поднятиях и залегают в кристаллических породах фундамента протоплатформ. Они контролируются зонами тектонической активизации платформ — рифтогенными структурами кратонов.

Рудоносные массивы *анортозит-габбровой* формации приурочены к брахиформным прогибам протоплатформ и имеют форму лополитов. Классический пример такого массива — широко известный Бушвельдский лополит. На территории России представителем анортозит-габбровой формации является Чинейский лополит (Алданская провинция), приуроченный к Кадаро-Удоканскому прогибу. В разрезе лополита наблюдается чередование крупных пачек массивных габбро-норитов и ритмично переслаивающихся лейкогаббро, анортозитов и полосчатых габбро-норитов (рис. 1, а). К пачкам переслаивания приурочены пласты и линзы титаномagnetитовых руд.

Габбро-диабазовая формация характеризуется пластовой формой массивов (Пудожгорский, Койкарский в Карелии) (рис. 1, б). Нижняя по разрезу их часть сложена основными габбро-диабазами, включающими пласты титаномagnetитовых руд, а выше по разрезу они сменяются все более кислыми габбро-диабазами с обильным кварцем [16].

Щелочно-габброидная формация представлена сложными многофазными кольцевыми плутонами концентрически-зонального строения с крутым центриклинальным падением пород. Наиболее известны два массива Карело-Кольской провинции: Гремяха-Вырмес и Елетьозеро. Ранняя фаза представлена рудовмещающей расслоенной серией габброидов, слагающих внешнее кольцо массивов. Внутри этого кольца размещаются магматические образования поздних фаз: нефелиновых сиенитов, ийолитуртитов и щелочных гранитов (рис. 1, в). Поздние фазы щелочных пород отделены от габбровой существенным перерывом во времени и не несут титаномagnetитового оруденения [10].

Континентально-океанская стадия развития Земли (от среднего протерозоя до кайнозоя) характеризуется тектонической активизацией древних платформ и развитием нескольких геосинклинальных циклов, каждый из которых завершался становлением складчатых областей и их постконсолидационной тектонической активизацией. К зонам тектонической активизации платформ (щитов) типа «горячих точек» приурочены массивы *щелочно-ультраосновной*

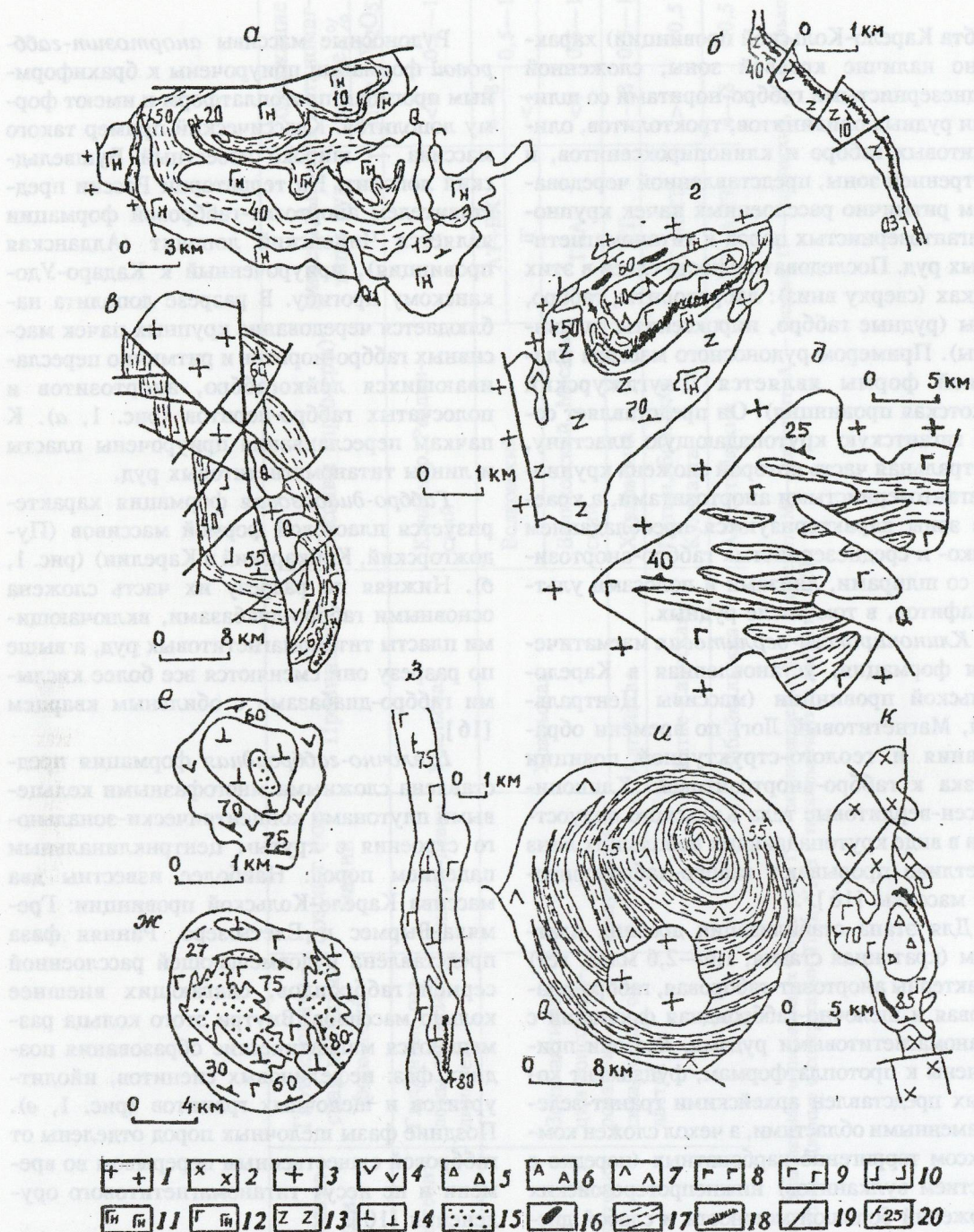


Рис. 1. Схема геологического строения характерных титаномagnetитоносных массивов: а — Чинейского [2, 6]; б — Пудожгорского [16]; в — Гремяха-Вырмес [10]; г — Витимконского [7]; д — Ангатанского [1]; е — Африканда [5]; ж — Качканарского [14]; з — Ревдинского; и — Харловского [12]; к — Волковского [4].

формации с титаномagnetитовой минерализацией. На территории нашей страны они образуют две провинции: Карело-Кольскую (каледониды) и Маймеча-Котуйскую (пермь—триас). Массивы представляют собой сложные многофазные сооружения центрального типа — овалы в плане субвертикальные столбы с крутым ($60-80^\circ$) центриклинальным падением контактов, уходящие корнями в область верхней мантии. Большинство массивов отчетливо концентрически-зональны. Ядра их сложены наиболее древними породами — оливинитами и пироксенитами, образованными последовательно в самостоятельные фазы. По периферии массивов локализуются более молодые щелочные породы ийолит-мельтегитовой серии в виде серповидных и кольцевых тел (рис. 1, е).

В рамках отдельных геосинклинальных циклов на этапе смены раннегеосинклинальных событий позднегеосинклинальными с относительно стабильным тектоническим режимом образовались массивы *дунит-пироксенит-габбровой* формации, с которой связаны крупные месторождения титаномagnetитовых руд. Массивы этой формации группируются в протяженные линейные пояса в эвгеосинклинальных зонах и контролируются глубинными разломами. Наиболее известен Платиноносный пояс Уральской провинции, включающий многофазные массивы двух морфологических типов: кольцевого в виде столбообразных тел с воронковидным расширением по восстанию (Качканарский, Кытлымский, Кумбинский) и линейного, представленного крутопадающими грубопластообразными телами (Тагило-Баранчинский, Ревдинский). Массивы сложены преимущественно габбро, среди которых размещаются тела пироксенитов, реже горнблендитов, а в отдельных массивах и дунитов, обычно в окружении пироксенитов (рис. 1, ж, з). Последовательность внедрения: дуниты — пироксениты (горнблендиты) — габбро.

В обстановке постконсолидационной тектонической активизации складчатых областей наиболее благоприятными для формирования титаномagnetитового оруденения были две эпохи: верхнепротерозойская (1,6—0,57 млрд. лет) и среднепалеозойская (430—360 млн. лет, т.е. силур—девон). Вер-

хнепротерозойская эпоха знаменуется возникновением массивов рудоносной *анортозит-перидотит-пироксенит-габбровой* формации. Для нее также характерны два морфологических типа массивов: линейный (Кусинско-Копанский, Лысанский, Малотугульский, Слюдянский) и кольцевой (Ангатанский, Хаактыг-Ой, Витимкон). Массивы первого типа залегают субсогласно с вмещающими породами и имеют дайко-, линзо- и пластообразную, реже уплощенно-столбообразную формы (рис. 1, д, е). Строение их грубослоистое, без четко выраженной зональности. Сложены они главным образом (на 90 %) габбро (от лейко- до меланократовых) с прослоями анортозитов и ультрамафитов. Массивы второго морфологического типа представлены в основном лополитами, редко этмолитами. Лополитовые массивы сохранились, как правило, в виде отдельных относительно небольших фрагментов (тектоноблоков или ксенолитов-останцов среди более молодых гранитоидов) некогда крупных первичных массивов (рис. 1, д). Массивы обычно асимметрично зональны. Краевая эндоконтактовая зона мелко-среднезернистых габброидов сменяется вверх по разрезу расслоенной серией, представленной чередованием лейко-, мезо- и меланократовых габбро, анортозитов и ультрамафитов. Последние залегают в виде шлиров, линз и полос с явно выраженной тенденцией к увеличению их доли в нижних частях разреза этой серии. Витимконский этмолит также зонален (рис. 1, з). Его ядро, сложенное лейкогаббро с включениями анортозитов, окружено кольцевым телом габбро и габбро-норитов с небольшими линзами гипербазитов. С юга и востока это кольцевое тело окаймлено полукольцевой залежью мелкозернистых габбро и габбро-диабазов. Падение пород центриклинальное под углом $40-75^\circ$.

В среднепалеозойскую эпоху постконсолидационной тектонической активизации складчатых областей формировались рудоносные массивы *габбро-сиенитовой* формации. Они обычно размещаются в антиклинорных зонах каледонской складчатости, тяготея к выступам кристаллического фундамента, а также на стыке анти- и синклинорных зон. Кроме того, габбро-сиенитовые массивы возникают и в пределах эвгеосинк-

линальных прогибов на поздней (континентальной) стадии их развития в условиях достаточно зрелой и жесткой коры, причем им предшествует мощный базальт-трахитовый вулканизм (Тагило-Кушвинский массив Уральской провинции). Возраст массивов Алтае-Саянской и Саяно-Байкальской провинции ордовик-силурийский, Алтайской и Уральской — девонский. Форма массивов преимущественно кольцевая. Становление их проходило в две фазы. В первую фазу формировались габброиды (совместно с их гипербазитовыми дифференциатами), которые непосредственно вмещают оруденение и определяют первичную форму и размеры массивов. Сиениты, сиенито-диориты и монцониты обычно прорывают массивы габброидов в виде штоков и даек или образуют крупные тела по их периферии (рис. 1, и). Магматиты второй фазы относительно автономны, не участвуют в расслоенной серии пород и не несут титаномагнетитового оруденения.

Массивы Алтайской, Алтае-Саянской и Саяно-Забайкальской провинций представлены зональными лополитами. Выше эндоконтактной зоны мелкозернистых габбро они сложены расслоенной серией габброидов, представленной чередованием лейко- и меланократового габбро, иногда габбро и пироксенитов (Патын). Венчает разрез обычно толща лейкогаббро. Для Уральской провинции характерны лакколиты (Велиховский) и столбообразные субвертикальные массивы. Все они отчетливо зональны. В основании Велиховского массива залегают пироксениты, в том числе рудные, сменяющиеся вверх по разрезу меланократовыми, а затем мезократовыми габбро. Внутри столбообразных массивов Масальской группы (Пятигорский, Масальский и Шинсайский) размещаются пироксениты и горнблендиты, которые к периферии последовательно сменяются габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами и сиенитами. Волковский массив представляет собой ядро крупного многофазного уплотненно-кольцевого габбро-сиенитового плутона. Центральная часть массива сложена столбообразным телом кварцевых диоритов, которое окружено расслоенным центриклинальным кольцом габбро (рис. 1, к).

Большинство месторождений титано-

магнетитовых руд являются позднемагматическими [13]. В зависимости от характера временной связи и структурных взаимоотношений с вмещающими породами целесообразно выделять три типа залежей титаномагнетитовых руд, каждый из которых достаточно уверенно идентифицируется при геологических исследованиях: сингенетичный, квазиинъективный и инъективный. Первый из них формируется практически одновременно с вмещающими породами, второй — с заметным отставанием от них, причем из рудных расплавов, кристаллизующихся на месте их обособления, а третий является продуктом кристаллизации рудных расплавов, поднявшихся по тектоническим трещинам из глубоких горизонтов в верхние уже застывшие части массивов.

Сингенетичные рудные залежи строго вписываются во внутреннюю структуру вмещающих массивов, имеют, как правило, нечеткие границы, устанавливаемые только по данным опробования, и представлены обычно теми же породами, что и их окружение, но с большей концентрацией рудного компонента, а в ритмично расслоенных сериях характеризуются такими же ритмами, что и вмещающие породы. Квазиинъективные рудные залежи в связи с высокой степенью сепарации рудного компонента резко отличаются по составу от пород окружения и имеют с ними четкие и даже резкие границы. Поскольку такие залежи формируются позже вмещающих пород, иногда наблюдаются экзоконтактные изменения последних, а также мелкие апофизные рудные прожилки. В то же время эти залежи обладают рядом особенностей, однозначно свидетельствующих о кристаллизации рудного расплава на месте его возникновения. В них отсутствуют ксенолиты вмещающих пород. Контакты залежей и внутрирудных включений пустых пород в целом согласны элементам внутреннего строения вмещающих их частей разреза массива, хотя встречаются небольшие локальные несогласия их с окружающими породами. Нередко на фоне резких контактов залежей местами проявляются постепенные переходы массивных руд через густовкрапленные и вкрапленные во вмещающие породы. Инъективные рудные тела залегают отчетливо несогласно с вмещающими породами, имеют зону закалки, в

них часто встречаются ксенолиты боковых пород. Такие рудные тела контролируются тектоническими трещинами и представлены жилами и жильными зонами.

Титаномagnetитовые месторождения сложены, как правило, залежами одного из трех перечисленных выше типов оруденения. Иногда сингенетичные и квазиинъективные залежи встречаются в пределах одного месторождения (например, Цагинского, Гремяха-Вырмес), но обязательно в разной геолого-структурной позиции. На многих месторождениях сингенетичные залежи включают квазиинъективные обособления массивных титаномagnetитов, не имеющих самостоятельного промышленного значения, но значительно повышающих средний уровень концентрации рудного компонента. На Маймаканском месторождении (Джугджурский массив) отмечены такие обособления нельсонитов, а на Ангашанском — сливных апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд [1].

Абсолютное большинство титаномagnetитовых месторождений сложено рудными залежами сингенетичного и близкого к нему квазиинъективного типа, которые конформны внутренней структуре вмещающих массивов. Закономерности пространственного их размещения во многом определяются структурно-морфологическим типом массивов. В лополитах оруденение приурочено к расслоенной серии пород, тяготея к низам ее разреза (массивы габбро-анортозитовой и анортозит-перидотит-пироксенит-габбровой формаций, расслоенные серии которых включают в существенном объеме ультрамафиты), либо к средним и верхним его частям (массивы анортозит-габбровой и габбро-сиенитовой формаций с преимущественно габброидным составом пород расслоенной серии). В обоих случаях рудные залежи приурочены к меланократовым частям разреза этой серии, но в первом из них залежи имеют гетерогенное строение, включая наряду с рудным габбро и рудные ультрамафиты, а во втором они представлены почти исключительно рудным габбро. Степень прерывистости оруденения в плане и разрезе рудовмещающей части расслоенной серии может быть самая различная, вследствие чего одни месторождения представлены сериями практически замкнутых брахиформ-

ных пластов (Харловское месторождение), а другие включают только ряд пластов и линз в ограниченной по простиранию части расслоенной серии. Таких оруденелых участков (месторождений), разделенных значительными, сопоставимыми с их протяженностью, безрудными интервалами, может быть несколько в одном массиве. В лакколитах оруденение тяготеет к приподошвенной части и связано, как правило, с пласто- и линзовидными телами ультрамафитов, перемежающихся с меланогаббро (Велиховский массив) [8].

В кольцевых многофазных массивах центрального типа оруденение локализуется либо в телах ультрамафитов, залегающих в окружении более молодых габброидов (дунит-перидотит-габбровая формация и некоторые массивы габбро-сиенитовой формации, в частности, Масальский) или щелочных пород (массивы щелочно-ультраосновной формации), либо в кольцевых зонах расслоенных гипербазит-базитов ранней фазы магматизма (все массивы щелочно-габброидной формации и отдельные массивы габбро-сиенитовой (Волковский) и анортозит-перидотит-пироксенит-габбровой (Витимкон) формаций). При этом в первом случае характерны штоко-, трубо-, серпообразные и груболинзовидные рудные залежи, иногда образующие прерывистые неполнокольцевые рудные зоны, которые, в зависимости от размеров и степени обособления слагающих их залежей, рассматриваются как одно или несколько месторождений (например, Качканарское и Гусевогорское). Рудоносные кольцевые расслоенные гипербазит-базитовые зоны представлены пласто- и линзовидными залежами, перемежающимися в разрезе с пустыми породами и прерывисто прослеживающимися по простиранию. Месторождением считается один или несколько участков такой зоны с промышленными масштабами оруденения (Волковское месторождение).

В дайко- и уплощенно-столбовидных массивах формируются месторождения с линейным типом рудных залежей (линзо-, пласто-, жилевидных и уплощенно-столбовидных). При этом возможны следующие варианты локализации оруденения. В однофазных массивах оно нередко приурочено к центральной их зоне, где наиболее контр-

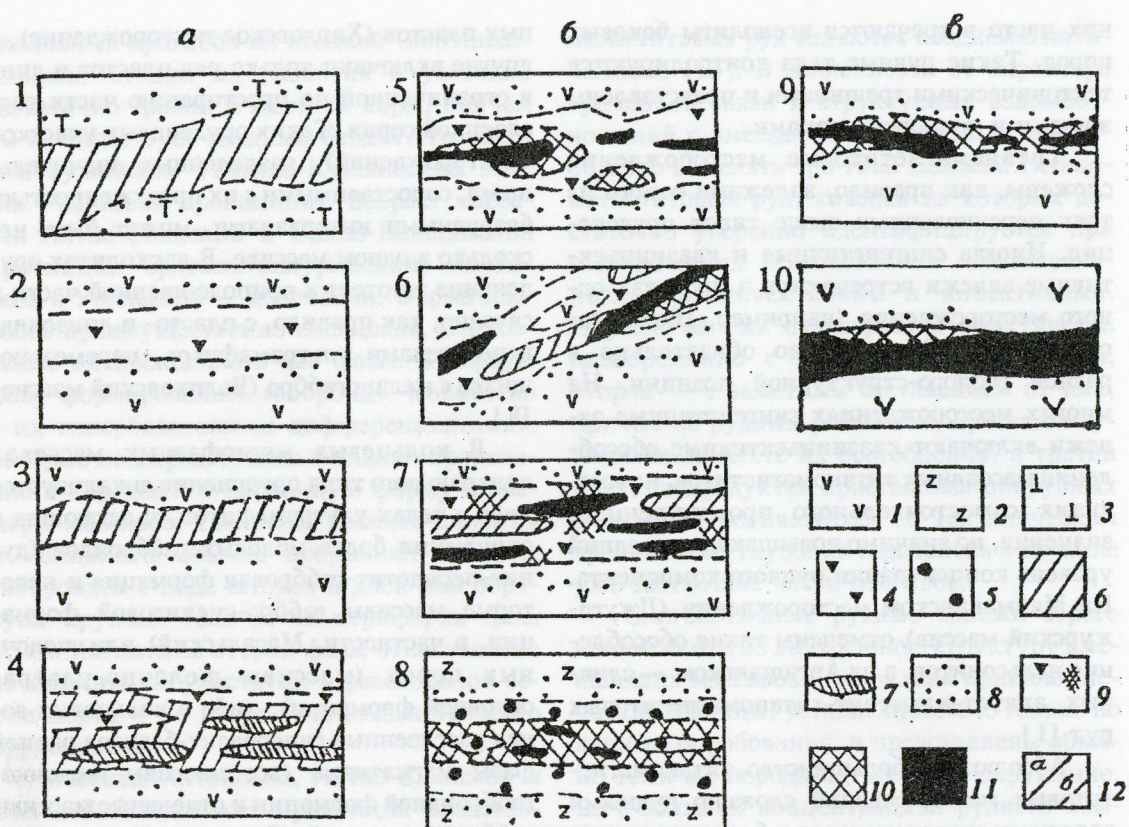


Рис. 2. Схематизированные разрезы рудных залежей с рассеянным (а), очагово-компактным (б) и компактным (в) типами оруденения.

Рудовмещающие породы: 1 — габбро и габбро-нориты; 2 — габбро-диабазы; 3 — гипербазиты; вкрапленные руды (рудные породы): 4 — габбро и габбро-нориты; 5 — габбро-диабазы; 6 — гипербазиты; 7 — прослои и линзы сливных апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд; 8 — рудная вкрапленность; 9 — рудное габбро, переходящее в густовкрапленные руды; 10 — густо- и шлирововкрапленные богатые руды; 11 — массивные руды; 12 — контакты: а — резкие, б — нечеткие; цифры возле рисунков — месторождения: 1 — Лесная Варака, Качканарское и другие в массивах щелочно-ультраосновной и дунит-перидотит-габбровой формаций; 2 — Харловское, Патинское, Волковское; 3 — Джанинское (Джугджур), Велиховское; 4 — Ангашанское; 5 — Копанское, Слюдинское, Витимконское; 6 — Малотугульское; 7 — Хаактыг-Ой; 8 — Пудожгорское; 9 — Ачинское; 10 — Кусинское.

астро проявлена дифференциация пород, и связано исключительно или преимущественно с габбро (Кусинско-Копанский и Малотугульский массивы). В многофазных массивах оруденение размещается в телах определенных петрографических типов пород, залегающих среди габбро: габбро-норитов (Слюдинский массив), перидотитов и пироксенитов (Лысанская группа массивов), горнблендитов (Первоуральское месторождение в Ревдинском массиве).

По степени концентрации рудного компонента, которая выражается количественным соотношением вкрапленных руд и обычно обособленных от них (резко или

нечетко) массивных и густовкрапленных руд, автором выделено три подтипа оруденения: рассеянный, очагово-компактный и компактный, и, соответственно, три вида рудных залежей (месторождений) с тем или иным из указанных выше подтипов оруденения. Поскольку каждый из выделенных подтипов рудных залежей характеризуется своими особенностями не только количественных, но и пространственных взаимоотношений слагающих их вкрапленных, густовкрапленных и массивных руд, это деление отражает и различия во внутреннем строении залежей (рис. 2).

Залежи первого подтипа представлены

бедными вкрапленными рудами и мелкими шширами массивных руд, доля которых не превышает 5 %. Среднее содержание железа в этих залежах 12—20 %. В рудных залежах второго подтипа среди вкрапленных руд выделяются достаточно крупные (до десятков метров по мощности и сотен метров по протяженности) обособления богатых массивных и густовкрапленных руд. Доля богатых руд в залежах колеблется от 10 до 50 %. Среднее содержание железа в целом по залежам составляет 25—35 %. Для обоих подтипов залежей характерны нечеткие контакты и постепенные переходы во вмещающие породы. Контакты обособлений массивных руд могут быть как резкие, так и нечеткие. Рудные залежи третьего подтипа сложены преимущественно богатыми массивными и густовкрапленными рудами, содержащими, как правило, более 35—40 % железа. Контакты таких залежей обычно четкие.

Наиболее распространены сингенетичные рудные залежи, представленные оруденением первого, в меньшей степени второго подтипов. Только единичные залежи этого типа характеризуются богатым компактным титаномагнетитовым оруденением (Бушвельд, проявления в Ачинском габбро-анортозитовом массиве Кольского полуострова). Достаточно редки также самостоятельные квазиинъективные рудные залежи (Кусинское месторождение в одноименном анортозит-пироксенит-перидотит-габбровом массиве, Баронское в Волковском габбро-сиенитовом массиве и юго-восточный участок щелочно-габброидного массива Гремяха-Вырмес). Все они представлены компактным типом оруденения.

Известны немногочисленные месторождения с жильным и штокверковым оруденением явно инъективного типа. Оно контролируется крутопадающими линейными тектоническими трещинами и их зонами сложного строения, возникшими после закристаллизации пород и сингенетичных руд массива, и резко дискордантными его внутренней структуре. Такими являются крупное Гаюмское месторождение сливных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд в Джугджурском габбро-анортозитовом массиве и небольшое месторождение массивных титаномагнетитов в Центральном клинопитоксенит-верлитовом массиве.

Рассматриваемые месторождения по соотношению основных полезных компонентов (железа и титана) в рудах можно разделить на собственно железорудные и титано-железорудные. К собственно железорудным относятся месторождения, представленные залежами рудных пироксенитов и горнблендитов в массивах габбро-перидотит-дунитовой (Качканарское, Гусевогорское, Первоуральское) и габбро-сиенитовой формаций (Баронское, Велиховское, Масальское). В рудах этих месторождений абсолютно преобладает малотитанистый ($TiO_2 < 4\%$) титаномагнетит. Титано-железорудные месторождения представлены ильменит-титаномагнетитовой ассоциацией со средне- ($TiO_2 = 4—8\%$) и высокотитанистым ($TiO_2 > 8\%$) титаномагнетитом (см. таблицу). Только в габбро-диабазовых массивах руды практически не содержат ильменита, а для руд щелочно-ультраосновных массивов характерна ассоциация ильменита, титаномагнетита и перовскита. Титано-железорудные месторождения сложены залежами рудных мелано-, реже мезократоноритов, троктолитов и ультрамафитов, иногда массивных руд. Несколько особняком стоят Кусинское и Малотогульское месторождения, ильменит-титаномагнетитовые руды которых в результате динамометаморфизма трансформировались в ильменит-магнетитовые. Из этих руд получают высококачественный железный (магнетитовый) и титановый (ильменитовый) концентраты.

Для эндогенных титаномагнетитовых руд характерна примесь ванадия, по концентрации которой в титаномагнетите они делятся на низко- (менее 0,5 % V_2O_5), средне- (0,5 % V_2O_5) и высокованадистые (более 1 % V_2O_5). К низкованадистым относятся руды месторождений в массивах магматических формаций нуклеарной стадии развития Земли, а также довольно значительное число месторождений в массивах магматических формаций континентально-океанской стадии: все месторождения щелочно-ультраосновной формации, многие месторождения анортозит-перидотит-пироксенит-габбровой формации, в частности, Лысанское, Хаактыг-Ой и Ангашанское, абсолютное боль-

шинство месторождений в массивах габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской и Забайкальской провинций. Средневанадистыми являются руды месторождений, залегающие в массивах анортозит-габбровой, щелочно-габброидной, анортозит-перидотит-пироксенит-габбровой (в Уральской и Саяно-Байкальской провинциях), габбро-перидотит-дуניתовой и габбро-сиенитовой (в Уральской провинции) формаций. Высокованадистые руды характерны для месторождений в массивах габбро-диабазовой формации. Месторождения со средним и высоким содержанием V_2O_5 в титаномagnetите относятся к ванадиево-железородным (Качканарское, Гусевогорское, Первоуральское) или к ванадиево-титано-железородным (Пудожгорское, Гремяха-Вырмес и др.).

Массивы четырех магматических формаций (габбро-анортозитовой, щелочно-габброидной, анортозит-перидотит-пироксенит-габбровой и габбро-сиенитовой) вмещают месторождения, в рудных залежах которых присутствует апатит, тесно ассоциирующий с окисно-рудными минералами. Апатитсодержащие руды концентрируются обычно как сингенетичные образования в ультрамафитовой, реже габбровой составляющей разреза расслоенной серии, иногда образуют тела сливных руд, в той или иной степени дискордантных внутренней ее структуре. Закономерности локализации апатитовой минерализации сложны и мало изучены. Достаточно сказать, что лишь немногие из провинций, в которых развиты массивы перечисленных выше магматических формаций, апатитоносны, причем в этих провинциях далеко не все массивы содержат рудные залежи с концентрацией апатита выше аксессуарной, и только единичные из них несут промышленную апатитовую минерализацию. Например, в Охотской провинции апатитоносна габбро-анортозитовая формация (месторождения Джанинское, Маймаканское). В Карело-Кольской провинции среди интрузий щелочно-габброидной формации апатитоносен только массив Гремяха-Вырмес, а в Забайкальской апатитсодержащие руды в промышленных масштабах установлены пока на одном Ангашанском (Кручининском) месторождении, локализованном в анортозит-перидотит-пироксенит-габбровом массиве.

Для большинства известных месторождений массивов габбро-сиенитовой формации характерны апатитсодержащие руды, но только на Волковском месторождении (Уральская провинция) они имеют промышленное значение.

В двух массивах (Пудожгорском габбро-диабазовом и Волковском габбро-сиенитовом) одноименные месторождения наряду с окиснорудной содержат пространственно совмещенную с ней, но несколько более позднюю, промышленную медно-сульфидную (халькопирит-борнитовую) минерализацию. С учетом комплексного состава руд Пудожгорское месторождение относится к медно-ванадиево-титано-железородным, а Волковское — к фосфоро-медно-ванадиево-железородным. Известно также промышленное медно-сульфидное (халькопирит-пирротинное) оруденение и в Чинейском анортозит-габбровом массиве, но оно пространственно разобщено с окисно-рудным и локализуется в эндоконтактной зоне массива. Уникальность упомянутых массивов (месторождений) наводит на мысль о том, что медно-сульфидная минерализация в них обусловлена локальным обогащением серой и медью участков мантии, в пределах которых генерировались материнские магмы этих массивов. Например, Волковское месторождение расположено в Тагило-Кушвинском районе с известными медноколчеданными и скарновыми медно-железородными месторождениями [4].

В последние годы получены данные о наличии в залежах эндогенных титаномagnetитовых руд промышленно значимых концентраций платиноидов (платины и палладия) [3, 11]. Судя по этим данным, формационные типы массивов, вмещающих руды, существенно различаются между собой по соотношению содержаний платины и палладия. Собственно платиновая минерализация характерна для оруденения массивов габбро-перидотит-дуניתовой формации, причем наиболее высокие содержания платины установлены в рудных пироксенитах разрабатываемого Гусевогорского месторождения [3]. Палладий-платиновая ассоциация обнаружена в рудных ультрамафитах (перовскит-титаномagnetитовых рудах) массивов щелочно-ультраосновной формации Карело-Кольской провинции (Pt — 0,05—0,11,

Pd — 0,02—0,09 г/т) [3]. Платино-палладиевый тип минерализации представлен в рудах массивов нескольких магматических формаций. Наиболее детально в этом плане изучены массивы габбро-диабазовой формации [3, 11]. В рудах Пудожгорского месторождения содержание платины достигает 0,43, а палладия — 0,78 г/т. На Койкарском месторождении среднее содержание платиноидов в рудном теле составляет 1,9 г/т (Pt — 0,6, Pd — 1,3 г/т). Имеются данные о платиноносности Чинейского массива — формационного аналога Бушвельда. Однако в нем платиноиды концентрируются главным образом в эндоконтактной зоне, ассоциируясь с медно-сульфидным оруденением [2]. Преимущественно палладиевое сопутствующее оруденение (Pt — 0,013, Pd — 0,12 г/т) характерно для Волковского месторождения, залегающего в массиве габбро-сиенитовой формации [3]. Предварительно можно сказать, что в титаномagnetитовых рудах существенно ультрабазитовых массивов преобладает платина, а в рудных базитах, особенно с проявлением сульфидной минерализации — палладий. В целом платиноносность титаномagnetитовой формации изучена слабо. Поскольку практически все наиболее известные расслоенные массивы с комплексным, в том числе платиноидным оруденением, возникли в кратонную стадию стабилизации древних платформ (Бушвельд, Стиллуотер, Седбери, Великая Дайка), особое внимание в этом плане следует уделить титаномagnetитовым месторождениям в массивах анортозит-габбровой, габбро-диабазовой и щелочно-габброидной формаций.

Таким образом, титаномagnetитовые месторождения залегают в расслоенных базитовых и ультрабазит-базитовых массивах, которые формировались в широком временном интервале от архея до мезозоя. Они локализируются в постконсолидационных зонах тектонической активизации гранулитогнейсовых областей (габбро-анортозитовая и клинопироксенит-верлитовая формации архея), протоплатформ (анортозит-габбровая, габбро-диабазовая и щелочно-габброидная формации протерозоя), древних платформ (щелочно-ультраосновная формация фанерозоя) и складчатых областей (дунит-перидотит-габбровая, анортозит-перидотит-

пироксенит-габбровая и габбро-сиенитовая формации фанерозоя). Рудовмещающие массивы представлены лополитами, субпластовыми и уплощенно-столбообразными телами, кольцевыми центриклинальными интрузиями субвертикального залегания, реже лакколитами и этмолитами. Закономерности размещения и форма рудных залежей определяются главным образом структурно-морфологическим типом массива, а также особенностями его внутреннего строения, связанными с формационной принадлежностью массива. Титаномagnetитовое оруденение является обычно комплексным по набору полезных компонентов (железо, титан, ванадий, фосфор, медь, платиноиды). Особенности вещественного состава руд зависят преимущественно от формационной принадлежности вмещающего их массива и его приуроченности к определенным провинциям. Платиноносность титаномagnetитовой формации изучена слабо. Поскольку практически все наиболее известные расслоенные массивы с комплексным, в том числе платиноидным оруденением, возникли в кратонную стадию стабилизации древних платформ (Бушвельд, Стиллуотер, Седбери, Великая дайка), особое внимание в этом плане следует уделять титаномagnetитовым месторождениям в массивах анортозит-габбровой, габбро-диабазовой и щелочно-габброидной формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балькин П.А., Шабалин Л.И. Петрология и генезис апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд Ангашанского (Кручининского) пироксенит-габбрового массива / Петрохимия. Критерии рудоносности магматических комплексов. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 35—87.
2. Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. — Новосибирск: ВО «Наука», 1993.
3. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Дюжиков О.А. и др. Новая концепция расширения комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов / Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. — М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 5—17.
4. Дунаев В.А. Закономерности размещения железного оруденения в Тагило-Кушвинском районе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 1. С. 58—63.
5. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. — М.: Недра, 1965.

6. Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона / Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. — Новосибирск: Наука, 1979. С. 130—151.
7. Конников Э.Г. Титаносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978.
8. Кузнецов И.Е., Гаврилов С.И. Происхождение рудных пироксенитов Велиховского массива (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1991. № 1. С. 64—69.
9. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Т. 6. — М.: Наука, 1987.
10. Осокин А.С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномagnetит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. — Апатиты, 1987.
11. Оценка перспектив платиноносности докембрийских образований Карелии / Авторы: С.И.Рыбаков, М.М.Лавров, В.Д.Слюсарев, Н.Н.Трофимов. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. — М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 44—54.
12. Синаков В.И. Железорудные формации Сибири. — Новосибирск: Наука, 1988.
13. Справочник по рудам черных металлов для геологов / Авторы: В.М.Григорьев, Л.Ф.Борисенко, Г.Г.Кравченко и др. — М.: Недра, 1985.
14. Пироксениты Качканара / Авторы: В.Г.Фоминых, П.И.Самойлов, Г.С.Максимов, В.А.Макаров. — Свердловск: Изд-во АН СССР, 1967.
15. Шабалин Л.И. Геолого-технологические типы титаномagnetитовых руд и пути их использования / Промысленно-генетические типы месторождений Сибири и геохимические предпосылки их комплексного использования. — Новосибирск, СНИИГ-ГИМС, 1990. С. 51—57.
16. Юдин Б.А. Окисные железо-титановые и железные руды магматических формаций Карелии и Кольского полуострова. — Петрозаводск: Карелия, 1987.

V. A. Dunaev

LOCALIZATION REGULARITIES AND COMPOSITIONAL FEATURES OF ENDOGENIC TITANOMAGNETITE ORES

It is shown that localization regularities, shape and structure of titanomagnetite ore deposits are essentially determined by structural-morphological type and, partly, formational affiliation of ultramafic-mafic masses hosting them. In accordance with temporal and structural relation to host igneous rocks, syngenetic, quasi-injective and injective ore deposits are distinguished. Disseminated, chamber-compact and compact ores are identified on the basis of prevailing mineralization type. Specific compositional features of these ores are essentially dependent on the formational affiliation of ore-hosting rock masses and their confinement to particular geographic provinces.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411.068.5.043

© Б. И. Беневольский, В. И. Натоцинский, 1998

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО УСКОРЕННОЙ ПЕРЕОЦЕНКЕ МИНИМАЛЬНОГО ПРОМЫШЛЕННОГО СОДЕРЖАНИЯ ЗОЛОТА В РОССЫПЯХ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ, В. И. НАТОЦИНСКИЙ (ЦНИГРИ МПР России)

Предложена методика экспрессного расчета минимального промышленного содержания в блоке годовой производительности для россыпей золота в зависимости от изменения среднего содержания, налогообложения и цены на металл.

Добыча золота из россыпей в современной экономической обстановке имеет важное народнохозяйственное значение. Сырьевая база россыпного золота находится в 29 субъектах Федерации, и ее реализация обеспечивает поступления в местные и федеральный бюджеты в сумме около 400 млн. долларов США (41 % выручки от реализации товарной продукции). Степень изученности золотоносных районов весьма высока, а возможность выявления новых перспективных территорий крайне низка. По сумме разведанных запасов и прогнозных ресурсов добыча россыпного золота по достигнутому среднегодовому уровню обеспечена примерно на 20 лет. Однако прогрессирующее истощение сырьевой базы, сопровождающееся снижением качества сырья и ухудшением горно-геологических условий отработки россыпей [1, 4], может привести к значительному сокращению этого срока. Для поддержания россыпной золотодобычи на период промышленного освоения резервных коренных объектов важно рационально использовать имеющиеся разведанные запасы.

В настоящее время в большинстве золотоносных районов для подсчета разведанных балансовых запасов и определения годовых эксплуатационных блоков по-прежнему применяются районные (временные) кондиции, разработанные еще в системе плановой экономики. Они не отвечают быстро изменяющимся требованиям рыночных условий

в связи с систематическим ростом цен на материалы, топливо, электроэнергию, обогатительное оборудование, высокими налоговыми отчислениями и неустойчивой ценой на золото. Поэтому постоянно возникает потребность в переоценке разведываемых и эксплуатируемых месторождений. Особенно это касается тех объектов, оценка и утверждение запасов которых проведена по старым дореформенным кондициям.

Как известно, в разведанных россыпях балансовые запасы распределяются по подсчетным блокам с высокими и низкими содержаниями золота и различными горно-техническими условиями отработки. В соответствии с быстро изменяющимися финансово-экономическими параметрами меняются производительность и эффективность отработки различных блоков, особенно с низкими содержаниями металла (на пределе минимального промышленного). Вследствие этого возникает потребность в оперативной оценке эффективности отработки запасов, не отвечающих утвержденным параметрам кондиций, в зависимости от факторов, которые оказывают наиболее существенное влияние на уровень эффективности. Игнорирование переоценки может привести не только к обесцениванию разведанных запасов, но также к необоснованному прекращению отработки как отдельных блоков, так и россыпи в целом.

Рекомендуемые ГКЗ МПР [5] параметры оценочных кондиций не полностью отра-

жают динамичность условий отработки балансовых запасов эксплуатируемых и разведываемых в настоящий период объектов. Поэтому необходим «инструмент», который давал бы возможность оперативно реагировать на изменяющиеся условия как в сфере расчетных цен на золото, так и горно-геологических параметров эксплуатируемых и разведываемых участков [2].

По данным В.Н.Брайко и Ю.Э.Наймушиной [3] налоговые отчисления, которые являются частью общей себестоимости, составляют до 37 % от реализационной цены продукции (плата за недра, отчисления на воспроизводство сырьевой базы, налог на пользование дорогами и т.д.). Они целиком зависят от среднего содержания металла в добываемых песках (горной массе) и уровня расчетной цены, по которой продукция реализуется государству или коммерческим банкам. Среднее содержание металла при отработке годовых запасов россыпных месторождений может значительно изменяться в соответствии с биржевой мировой ценой. Исходя из этого, при переоценке балансовых запасов расчетное минимальное промышленное содержание для блока годовой производительности целесообразно представить (кроме других параметров) двумя показателями: базовым минимальным промышленным содержанием (без налогообложения) и градиентом базового минимального промышленного содержания, рассчитанным с учетом налогообложения, и прогнозируемого среднего содержания металла по разведочным данным. При этом градиент может корректироваться путем изменения расчетной цены на металл и налоговых отчислений в период промывочного сезона и согласовываться органами управления природных ресурсов субъектов Федерации.

Примерами расчета минимального промышленного содержания для блока годовой производительности могут служить разработанные авторами рекомендации по реализации такого методического подхода при оценке и переоценке запасов россыпных месторождений Северного Кавказа и Корякии.

В проведенных авторами расчетах приняты следующие условия:

1. Базовое минимальное промышлен-

ное содержание при нулевой вскрыше определяется без налогообложения по формуле:

$$q_{\min} = \frac{3}{C_p K_p K_i} \text{ г/м}^3, \quad (1)$$

где 3 — себестоимость добычи и промывки 1 м³ песков или горной массы (без затрат на вскрышу и налогообложения), руб/м³; C_p — расчетная цена металла (на период переоценки), руб/г; K_p — коэффициент разубоживания, зависящий от мощности промываемых песков), в долях от единицы; K_i — коэффициент извлечения металла при промывке на обогатительных установках, доли единицы.

2. Градиент минимального промышленного содержания на вскрышу определяется по формуле:

$$q^1_{\min} = \frac{3^1}{C_p K_p K_i} \text{ г/м}^3, \quad (2)$$

где 3¹ — себестоимость вскрыши, руб/м³.

3. Градиент минимального промышленного содержания с учетом налогообложения и прогнозируемых средних содержаний металла в отрабатываемых годовых блоках определяется по формуле:

$$q_{1\min} = \frac{3_1}{C_p K_p K_i} \text{ г/м}^3, \quad (3)$$

где 3₁ — дополнительные затраты, связанные с установленными налогами (на недра, воспроизводство минерально-сырьевой базы, пользование дорогами и т.д.) и принятыми средними содержаниями, руб/м³.

При определении вышеуказанных параметров за исходные данные принимались следующие (здесь и далее суммы указаны без деноминации):

C_p — для золота в размере 64340 руб/г;

K_p — в зависимости от мощности песков (m_p) имеют следующие значения:

0,67 — для $m_p = 0,8-1$ м;

0,8 — для $m_p = 1,5-2$ м;

0,87 — для $m_p = 2,5-4$ м;

0,9 — для $m_p = 4,5-5$ м;

K_i — 0,955 (при потерях в недрах — 0,5 %);

ширина блока отработки россыпей принята равной 50, 100, 200 м;

1. Расчет дополнительных затрат ($З_1$) в зависимости от средних содержаний золота в песках (горной массе)

Уровень средних содержаний золота в песках (горной массе), г/м ³	Размер дополнительных затрат, руб/м ³
0,3	2393
0,4	3191
0,5	3989
0,7	5584
1,0	7978
1,2	9573
1,4	11169
1,5	11967
1,7	13562
2,0	15956

Примечание. Размер дополнительных затрат определен из суммы отчислений, равной $Ц_p \times 0,124 = 7978$ руб/г.

2. Основные параметры минимального промышленного содержания в зависимости от принятых налоговых отчислений, среднего содержания золота и мощности обрабатываемых песков (без вскрыши торфов)

Оценочные показатели	Варианты мощности песков (m_n), м			
	0,8—1	1,5—2	2,5—4	4,5—5
Коэффициент разубоживания	0,67	0,8	0,87	0,9
Базовое минимальное промышленное содержание (q_{min}), без налогообложения, г/м ³ :				
при ширине блока отработки от 100 до 200 м	0,357	0,298	0,274	0,265
при ширине блока отработки от 50 до 100 м	0,376	0,314	0,288	0,279
при ширине блока отработки до 50 м	0,394	0,329	0,303	0,293
Градиент минимального промышленного содержания (с учетом налогообложения) в зависимости от среднего содержания золота в песках, г/м ³ (q_{1min}):				
0,3	0,058	0,048	0,044	0,043
0,4	0,077	0,064	0,059	0,057
0,5	0,096	0,081	0,074	0,072
0,7	0,135	0,113	0,104	0,100
1,0	0,194	0,162	0,149	0,144
1,2	0,232	0,195	0,179	0,173
1,4	0,271	0,227	0,209	0,202
1,5	0,290	0,243	0,224	0,216
1,7	0,329	0,276	0,253	0,245
2,0	0,387	0,324	0,298	0,288

3 — определена в сумме 14768 руб/м³ при расчетной годовой производительности 800 тыс. м³;

$З_1$ — определена в сумме 3050 руб/м³ при среднем годовом объеме вскрыши, равном 1180 тыс. м³, и среднем значении $K_p = 0,8$ (для бульдозерного способа до глубины вскрыши 6 м).

В расчетах приняты следующие взимае-

мые налоги: за пользование недрами — 4 %, отчисление на воспроизводство минерально-сырьевой базы — 7,8 % и на пользование дорогами — 0,6 % при общей доле налогообложения, равной 0,124 (12,4 %).

На базе приведенных исходных данных в таблице 1 показаны результаты расчета дополнительных затрат ($З_1$).

С использованием исходных данных и

табл. 1 произведены расчеты параметров кондиций q_{\min} и $q_{1\min}$, результаты которых показаны в таблице 2.

Градиент минимального промышленного содержания на вскрышу ($q_{1\min}^1$) для блока годовой производительности, определенный по формуле (2), равен $0,06 \text{ г/м}^3$. Полученные расчетные показатели параметра минимальных промышленных содержаний (q_{\min} , $q_{1\min}$, $q_{1\min}^1$) позволяют провести переоценку эксплуатируемых запасов и могут быть использованы при оценке разведываемых объектов.

Общий показатель минимального промышленного содержания (A , г/м^3) в таком случае определяется следующими формулами:

при наличии вскрыши торфов

$$A = q_{\min} + q_{1\min} + K_b q_{1\min}^1, \quad (4)$$

где K_b — коэффициент вскрыши, $\text{м}^3/\text{м}^3$; при разработке на горную массу

$$A = q_{\min} + q_{1\min} \quad (5)$$

Пример расчета.

Необходимо определить минимальное промышленное содержание золота для подсчетного блока годовой производительности при следующих исходных данных:

мощность песков — 2 м;
ширина блока отработки — 100 м;
мощность вскрыши — 4 м ($K_b = 2$);
среднее содержание золота в песках — $0,7 \text{ г/м}^3$.

На основе параметров табл. 2 и $q_{1\min}$ для этих условий, равного $0,06 \text{ г/м}^3$, определяем $A = 0,314 + 0,113 + 2 \times 0,06 = 0,547 \text{ г/м}^3$.

Используя градиент минимального промышленного содержания, можно проводить ускоренную переоценку балансовых запасов россыпных месторождений, отличающихся по качественным показателям разведанных запасов, а также при изменении условий налогообложения и цены на золото в течение года. Рекомендуемая методика может быть использована также для переоценки россыпей платиноидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И. Золото России. Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. — М.: Геоинформмарк, 1995.
2. Беневольский Б.И., Натоцинский В.И. Экспрессная геолого-экономическая переоценка сырьевой базы россыпного золота России // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 79—85.
3. Брайко В.Н., Наймушина Ю.Э. Экономика золотодобывающей промышленности: реальность и перспективы // Минеральные ресурсы России. 1995. № 6. С. 19—22.
4. Патык-Кара Н.Г., Беневольский Б.И. и др. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. — М.: Научный мир, 1997. С. 58—66.
5. Временное руководство по содержанию, оформлению и порядку представления на государственную экспертизу технико-экономических обоснований (ТЭО) кондиций на минеральное сырье. — М.: ГКЗ МПР, 1997.

B. I. Benevolsky, V. I. Natotsinsky

METHODOLOGICAL RECOMMENDATIONS ON RAPID PLACER GOLD CUTOFF GRADE RE-ESTIMATION

A new technique is proposed which would provide rapid gold cutoff grade estimation in an annual capacity block of a gold placer, depending on the variations of average contents, taxes and metal prices.

УДК [550.841:553](571.513)

© Коллектив авторов, 1998

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ШЛИХОВОЙ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ НА ЗНАМЕНИТИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ХАКАСИЯ)

Г. Ю. ОРЛОВА, Н. П. ВАРГУНИНА, В. Ф. ГУРЕЕВ, Т. Н. КОСОВЕЦ (ЦНИГРИ
МНР России)

Изучение шлиховых минералого-геохимических ореолов Знаменитинского месторождения показало, что с золоторудными жилами пространственно ассоциируют ореолы минералов магнитной и электромагнитной фракций и площадные комплексные ореолы Au, Cu, As, Sb, Ag, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Ni. Наиболее крупная комплексная геохимическая аномалия приходится на площадь месторождения. В пределах рудного поля выявлены и оценены по комплексу критериев более мелкие аномалии, некоторые из них рекомендованы в качестве первоочередных для постановки поисково-разведочных работ. Заверочные работы на одной из аномалий показали наличие прямых признаков золото-кварцевого оруденения.

Знаменитинское рудное поле расположено на севере Коммунарского золоторудного района, входящего в золотоносный пояс Кузнецкого Алатау. Этот рудный пояс размещается на восточном крыле одноименного антиклинория, который является составной частью Алтае-Саянской складчатой области.

С 1938 года Знаменитинское месторождение испытывало кризис в золотодобыче. В связи с этим Знаменитинское рудное поле интенсивно изучалось в процессе многолетних поисково-разведочных и тематических работ, в т.ч. в последние десятилетия. Работы в этом районе были ориентированы на поиски золоторудных, золото-шеелитовых, железорудных объектов, а также на выявление рудоконтролирующих зон рассланцевания.

Рудное поле изучалось с применением обширного комплекса поисковых методов (геологическое картирование и литогеохимические съемки с выявлением первичных и вторичных ореолов рассеяния золота, магнитометрические съемки, бурение скважин и скважинная геофизика, проходка копуш, канав, траншей и т.д.). Различные вопросы его геологии и рудоносности охарактеризованы в работах С.С.Ильенка [1, 2, 3], Д.А.Лобанова [4], К.Р.Рабиновича [5], Б.Д.Васильева (1986), Б.П.Вербицкого (1988), И.И.Купстайтиса (1990), Л.Г.Осипова (1973) и др.

В 70-х годах Л.Г.Осиповым было высказано предположение о возможности выявления на площади рудного поля кварцево-прожилкового оруденения, изученность жильного типа на глубину была признана недостаточной. Однако более поздними работами И.И.Купстайтиса и др. площадь была оценена как бесперспективная. До настоящего времени этот вопрос не сходит с повестки дня. Общая оценка Знаменитинской зоны смятия — главной рудоконтролирующей структуры района — также неоднозначна.

Выявление новых золоторудных объектов и переоценка площадей, подобных Знаменитинской, где в течение длительного времени ведутся поисковые, разведочные и эксплуатационные работы, является весьма сложной задачей. Для ее решения в ЦНИГРИ разрабатываются новые методические подходы, в частности, шлиховая минералого-геохимическая съемка [7]. Методика применения ее в изученном районе освещена ниже.

Знаменитинское рудное поле расположено в междуречье рек М.Инжул и Изекиюл, в 15 км к северо-западу от действующего, но испытывающего дефицит в руде рудника Коммунар. Разными исследователями площадь его оценивается от 40 до 60 км². Оно располагается на северном крыле Знаменитинской синклинали, погружающейся в

СВ направлении. Синклиналь сложена породами белоюсской вулканогенной диабаз-порфиритовой толщи нижнерифейского (?) возраста и вулканогенно-осадочными образованиями полуденной свиты средне-верхнерифейского возраста, выполняющими осевую часть синклинали. Обе толщи прорваны интрузивными образованиями ордовик-силурийского (?) возраста — Бельской интрузией габбро-монзонит-гранодиоритового состава. Вулканыты и интрузивные породы пронизаны многочисленными дайками гранодиоритов, микродиоритов, монзонитов и диабазов. На севере геологической границей рудного поля является Главная зона рассланцевания СВ простирания, представляющая собой мощный взбросо-надвиг с падением на юг, на юге — южный контакт Бельской интрузии (рис. 1).

Бельская интрузия, состоящая из двух тел, приурочена к осевой части синклинальной складки. Общая площадь интрузии около 4 км². Падение северного контакта ССВ под углом 45—50°, такова же крутизна восточного контакта [2, 3]. Западный контакт падает под углом 60—75° на юго-восток, под интрузивное тело. На юге контакт выколаживается до 10—15° в сторону южного выхода. Небольшой северный «язык» интрузии, вытянутый в северном направлении, погружается под андезит-базальтовые порфириды вначале полого, под углом 5—10°, а затем через 200—300 м угол наклона увеличивается до 25°. В целом интрузия погружается на север на протяжении 400 м; здесь развито широкое (400—600 м) поле контактово-метаморфических альбитовых роговиков; на западном, крутом, контакте его ширина 30—50 м.

Основным типом тектонических дислокаций в рудном поле являются зоны рассланцевания СВ направления с отдельными фрагментами субширотной и ССВ ориентировки. Они выполняют роль рудовмещающих и рудоконтролирующих структур. В рудном поле выделяются Рождественско-Знаменитинская, Яковлевская и Знаменитинская зоны рассланцевания, образующие в целом сложную систему сопрягающихся нарушений, протягивающуюся через все рудное поле в СВ направлении (см. рис. 1). Протяженность зон достигает 10 км и более, мощность — первые сотни метров; породы превращены в милониты, брекчии, сланцы.

В пределах зон рассланцевания и оперяющих их разрывных структур локализуются кварцевые и золоторудно-кварцевые жилы.

Второй тип тектонических нарушений, выявленный в процессе дешифрирования аэрофотоснимков — система субмеридиональных скрытых разломов. В створе двух сближенных подобных разломов в центральной части рудного поля расположены жилы с промышленным оруденением — Знаменитая, Поздняя и Пионерка. Интересно, что все известные на Знаменитинской площади и ее периферии золотороссыпные проявления также лежат в створе скрытых субмеридиональных нарушений.

Рудное поле объединяет 4 золоторудных участка: Рождественско-Знаменитинский, Знаменитинский, Шипилинский, Амартачульский (см. рис. 1). По данным различных авторов, на их площади насчитывается от 30 до 50 жил, в разной степени золотоносных. Их положение контролируется в целом Рождественско-Знаменитинской зоной рассланцевания СВ простирания, на восточном фланге меняющегося на субширотное. С юга зона сочленяется (оперяется) Яковлевской зоной рассланцевания ССВ простирания, следующей вдоль контакта Бельского интрузивного массива. Промышленное значение имел лишь Знаменитинский участок в центральной части рудного поля — Знаменитинское месторождение.

Месторождение представлено «веером» жил, развившихся в участке сочленения Рождественско-Знаменитинской и Яковлевской зон рассланцевания в северной экзоконтактовой зоне массива. Промышленное оруденение было сосредоточено в двух разрабатывавшихся жилах — Знаменитой и Поздней. Они залегают в нижней диабаз-порфиритовой толще и сопровождаются дайками монзонитов. Кварцевые жилы в зоне рассланцевания на западном фланге рудного поля характеризуются низкими содержаниями золота, как и на восточном фланге, где жилы Амартачульского рудопроявления размещаются в субширотном отрезке зоны.

Жила Знаменитая, найденная в 1906 г., имеет субширотное простирание, северное падение под углом 40—45°, состоит из нескольких кулисообразно сменяющих друг друга жил-линз средней мощностью 0,4 м, увеличивающейся с глубиной до 2 м.

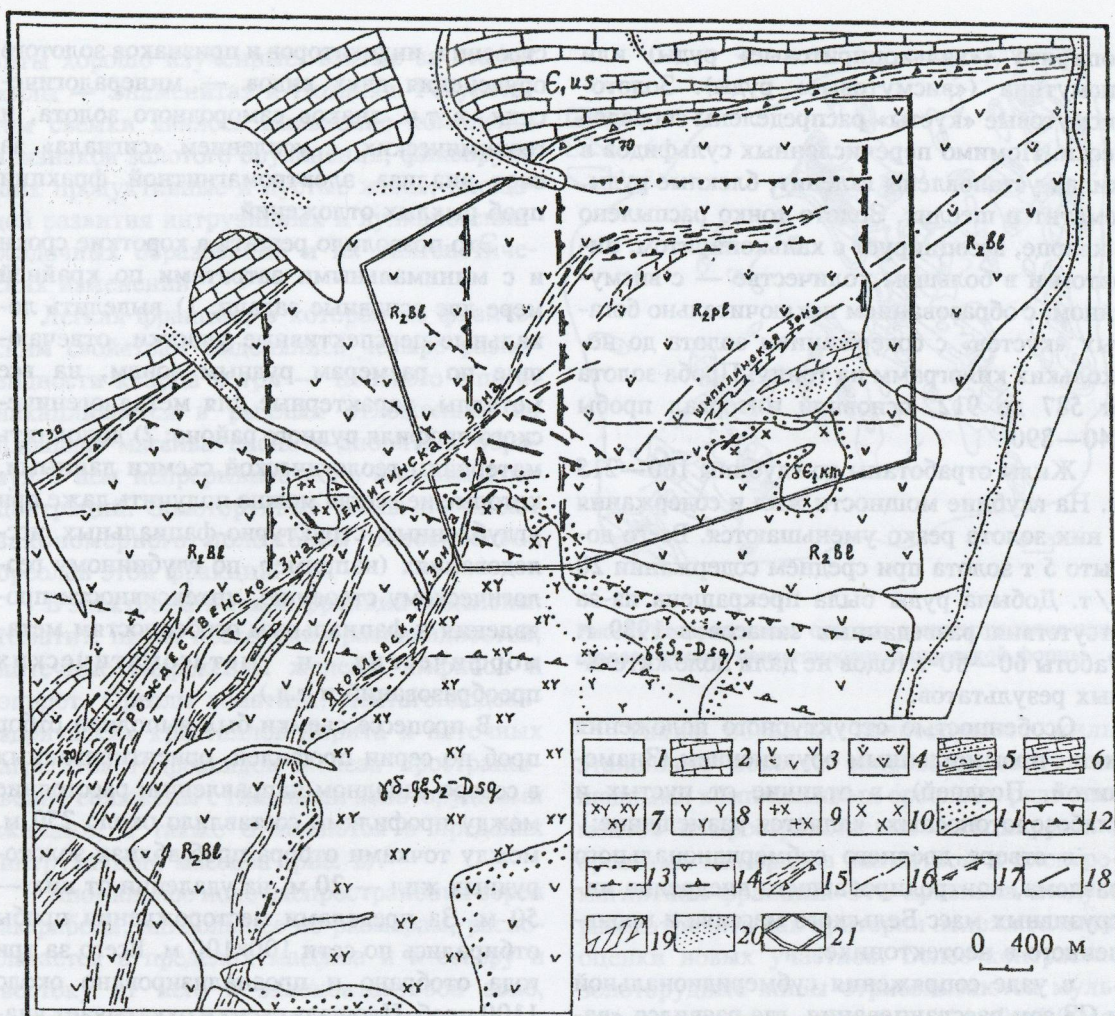


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Знаменитинского рудного поля.

1 — четвертичные аллювиальные и пролювиальные щебень, дресва, валуны, пески, суглинки; 2 — мраморизованные известняки, мраморы, доломиты усинской свиты нижнего кембрия; верхний рифей: 3 — нерасчлененные эффузивы основного и среднего состава (андезитовые, базальтовые порфиры белоюжской (?) свиты); полуденная свита: 4 — туфы порфиритов, 5 — мраморизованные битуминозные известняки, песчаники, кварциты, туфы и туффиты смешанного состава; 6 — известковистые сланцы; интрузивные образования: саганахольский (саксырский) комплекс (S_2-D_1): 7 — кварцевые монзониты, сиенито-диориты; 8 — сиениты, 9 — кварцевые диориты и сиенито-диориты; 10 — коммунаровский комплекс: диориты, габбро-диориты; 11 — ореолы контактовых изменений; пояса даек (по Д.А.Лобанову): 12 — микродиоритов, 13 — диабазовых порфиритов, лампрофиров; 14 — диоритов, диабазовых порфиритов, лабрадорных порфиритов; 15 — зоны расланцевания (а), тектонических брекчий с милонитом (б); 16 — тектонические нарушения; 17 — зоны скрытых тектонических нарушений, выделяющиеся на аэрофотоснимках; 18 — золото-кварцевые жилы; 19 — зоны сульфидизированных метасоматитов; 20 — россыпи золота; 21 — площадь минералого-геохимической съемки ЦНИГРИ 1993—1995 г.

Жила Поздняя, открытая в 1929 г., имеет ССВ простирание ($10-15^\circ$), падение на юго-восток под углом $30-40^\circ$, мощность $0,3-0,6$ м, протяженность на поверхности 260 м. Она залегает вдоль дорудной дайки габбро-диоритов.

Обе жилы, падая навстречу друг другу

почти под прямым углом, соединяются на глубине ≈ 250 м от поверхности, подчеркивая структуру типа синклинальной складки.

Жилы сложены кварцем с небольшой примесью анкерита, кальцита и сульфидов. Выделяются 2 основных типа руд — с преобладанием среди рудных минералов каль-

копирита («халькопиритовые» руды) или висмутит («висмутовые» руды). Золото-висмутовые «кусты» распределены спорадически. Помимо перечисленных сульфидов в жилах установлены галенит, блеклые руды, гематит и шеелит. Золото тонко распылено в кварце, ассоциирует с халькопиритом, пиритом и в большом количестве — с висмутином, с образованием исключительно богатых «кустов» с содержанием золота до нескольких килограмм на тонну. Проба золота от 587 до 912, основной интервал пробы 840—890.

Жилы отработаны до глубины 160—215 м. На глубине мощности жил и содержания в них золота резко уменьшаются. Всего добыто 5 т золота при среднем содержании 20 г/т. Добыча руды была прекращена из-за отсутствия разведанных запасов в 1939 г. Работы 60—80-х годов не дали положительных результатов.

Особенностью структурного положения жил с промышленным оруденением (Знаменитой, Поздней), в отличие от пустых и слабозолотоносных, является размещение:

- в створе древнего субмеридионального разлома, контролировавшего внедрение интрузивных масс Бельского массива и проявленного в неотектонике;

- в узле сопряжения субмеридиональной и СЗ зон расщепления, где развился «вер» оперяющих рудовмещающих трещин;

- в контактовой зоне Бельского интрузива, шириной 500—1000 м, в маломощной «покрышке» вулканитов над полого погружающейся на север кровлей интрузии;

- в ореоле контактово-метаморфических изменений;

- в поясе развития даек монзонитов, диабазовых порфириров СЗ простирания.

Для переоценки перспектив Знаменитинской площади, неоднократные поиски на которой проводились с применением обширного комплекса поисковых методов, не давших положительных результатов, нами была выполнена шлиховая минералого-геохимическая съемка масштаба 1:100 000 для выявления в минеральной и элементной форме признаков золотого оруденения. Преимущество этой съемки перед другими видами поисковых работ состоит в возможности получения 10—15 объективных, не зависящих от интерпретации геологического

строения, индикаторов и признаков золотого оруденения двух видов — минералогических, в т.ч. знаков самородного золота, и геохимических, с усилением «сигнала» за счет анализа электромагнитной фракции проб рыхлых отложений.

Это позволило решить в короткие сроки и с минимальными затратами по крайней мере две основные задачи: 1) выделить локальные перспективные участки, отвечающие по размерам рудным зонам, на все металлы, характерные для металлогенического профиля рудного района; 2) дополнить материалы геологической съемки данными, которые не всегда можно получить даже при углубленных структурно-фациальных исследованиях (например, по глубинному геологическому строению, интенсивности проявления и фациальным особенностям метаморфических и метасоматических преобразований и т.д.).

В процессе съемки был выполнен отбор проб по серии профилей, ориентированных в северо-западном направлении; расстояние между профилями составляло около 250 м, между точками отбора проб вблизи золоторудных жил — 20 м, на удалении от них — 50 м. За пределами месторождения пробы отбирались по сети 100×100 м. Всего за три года отобрано и проанализировано около 1100 проб. Площадь съемки охватывает участки собственно Знаменитинский, в центральной части рудного поля, Амартачульский и Шипилинский, на северо-востоке и востоке рудного поля (см. рис. 1).

Отобранные на изученной площади пробы доведены до серого шлиха, из которого выделены легкая, электромагнитная и магнитная фракции. Они изучены под биноклем с проведением полуколичественного минералогического анализа. Навески электромагнитной фракции проанализированы на золото в лаборатории ЦНИГРИ количественным спектральным методом, с предварительным химическим обогащением, и приближенно-количественным спектральным методом в лаборатории Центральной экспедиции (г.Александров). По результатам всех видов анализов построены планы-накладки минералогических и геохимических ореолов.

Первоначально съемка была выполнена в центральной части рудного поля, где раз-

виты хорошо изученные, взятые за эталон жилы — Знаменитая и Поздняя. Результатом съемки явилось выявление комплекса признаков золотого оруденения, фиксирующих продуктивные и пустые жилы, площадей развития интрузивных и вулканогенно-осадочных образований и их эпигенетических изменений.

Легкая фракция, в которой по физическим свойствам выделялись четыре разновидности кварца и три — полевого шпата, накапливается в рыхлых отложениях на площади массива сиенито-диоритов, образуя в нем непрерывное поле высоких концентраций. Золоторудные жилы не имеют закономерного положения относительно ореолов этой фракции.

В электромагнитной фракции выделены: гематит, пирит нескольких разновидностей, натечные гидроксиды железа, амфибол и эпидот. Ореолы гематита, пентагондодекаэдрических кристаллов пирита и натечных агрегатов гидроксидов железа пространственно сближены с главными золоторудными жилами, а также отмечаются в пределах интрузивного массива (рис. 2).

Аномальное поле распространения зерен амфибола, наибольшее по размерам, располагается в пределах массива и к северу и востоку от него в экзоконтактовой зоне, частично охватывая кварцевые жилы.

Ореолы эпидота практически отсутствуют в массиве и широко распространены на всей остальной площади. Большая часть кварцевых жил находится в периферийной части этих ореолов или за их пределами.

Магнитная фракция представлена магнетитом и сильно магнитными псевдоморфозами гидроксидов железа по пириту. Ореолы этих минералов широко распространены по всей площади и большая часть кварцевых жил полностью или частично находится в их пределах.

Выделенные геохимические ореолы включают: Au, Ag, Bi, As, Sb, Cu, Pb, Zn, Ba, W, Mo, Co, Ni, Cr, Sn, Sr, P, B, Ti, Mn. Площадной комплексный ореол Au, Cu, As, Sb, Ag, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Ni средней контрастности сопровождает группу главных золоторудных жил — Знаменитую, Позднюю, Промежуточную, Пионерку.

Массив сиенито-диоритов фиксируется аномальными полями Ag, W, Mo, P.

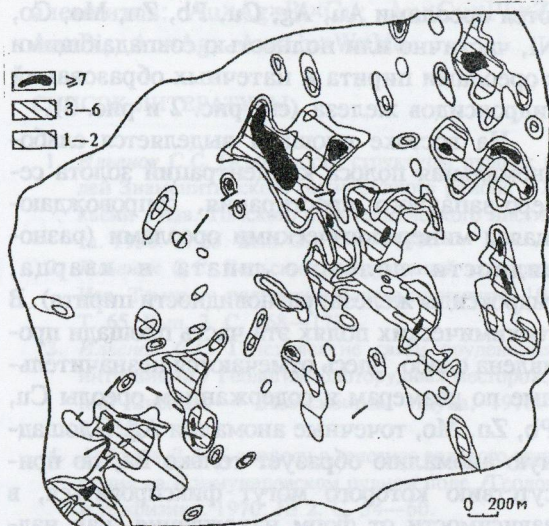


Рис. 2. Распределение ореолов распространения кристаллов пирита пентагондодекаэдрической формы.

Таким образом, золоторудные жилы эталонного объекта сопровождаются площадными комплексными ореолами ряда элементов и пространственно ассоциируют с ореолами минералов магнитной и электромагнитной фракций. Эти признаки следует рассматривать как критерии положительной оценки новых участков. Более контрастно золоторудные жилы отрисовываются мультипликативными ореолами (Au×Cu×W×Mo, Au×Ag).

Далее съемкой были охвачены фланговые участки рудного поля. В результате минералогического анализа отобранных там шлихов установлено, что аномальные концентрации образуют несколько разновидностей кварца, полевого шпата, пирита, а также гидроксиды железа, гематит, магнетит, эпидот и амфибол. Преобладающая ориентировка аномалий — субмеридиональная, северо-западная и субширотная. Минералогические ореолы характеризуются значительными протяженностью, мощностью, концентрацией минералов. Выделить минералы, типоморфные для золото-кварцевого оруденения, в данном случае затруднительно, однако использование аномальных минералогических полей в сочетании с геохимическими ореолами увеличивает достоверность прогноза.

Все известные золото-кварцевые жилы за пределами месторождения сопровожда-

ются ореолами Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Co, Ni, частично или полностью совпадающими с ореолами пирита и натечных образований гидроксидов железа (см. рис. 2 и рис. 3).

На востоке площади выделяется слабо-аномальная полоса концентраций золота северо-западного простирания, сопровождающаяся минералогическими ореолами (разновидности полевого шпата и кварца, гидроксиды железа, разновидности пирита). В геохимических полях эта часть площади проявлена слабо. Здесь отмечаются незначительные по размерам и содержаниям ореолы Cu, Pb, Zn, Mo, точечные аномалии Ag. Площадную аномалию образует только Ba, по присутствию которого могут фиксироваться, в зависимости от форм нахождения, как надрудные уровни, так и подрудные. Но вместе с тем выявление на этой площади обломков кварца с медной зеленью и содержанием золота в 20 г/т является весьма благоприятным признаком. Не исключено, что данная аномалия является потенциальным рудным полем со штокверковым прожилково-вкрапленным золотым оруденением, для которого характерно проявление ореолов золота практически без элементов-спутников.

Анализ геохимической и минералогической информации показывает, что наиболее крупное по размерам аномальное поле комплексного состава приходится на площадь месторождения Знаменитинского. Аналогичного объекта на этой площади не выделяется.

На вновь изученной площади за пределами месторождения выделено 12 геохимических аномалий золота, имеющих комплексный состав минералого-геохимических ореолов. Выявленные аномалии характеризуются меньшим комплексом элементов и пространственной разобщенностью. Разбровка этих аномалий по минералого-геохимическим критериям позволяет рекомендовать шесть из них в качестве первоочередных для постановки поисково-разведочных работ на жильный тип оруденения как наиболее близких по параметрам к эталону, а аномальную полосу на восточном фланге — для ревизии на прожилково-вкрапленный тип. Первые же заверочные работы Коммунарковского ГОКа на одной из выделенных аномалий показали наличие прямых признаков золото-кварцевого оруденения.

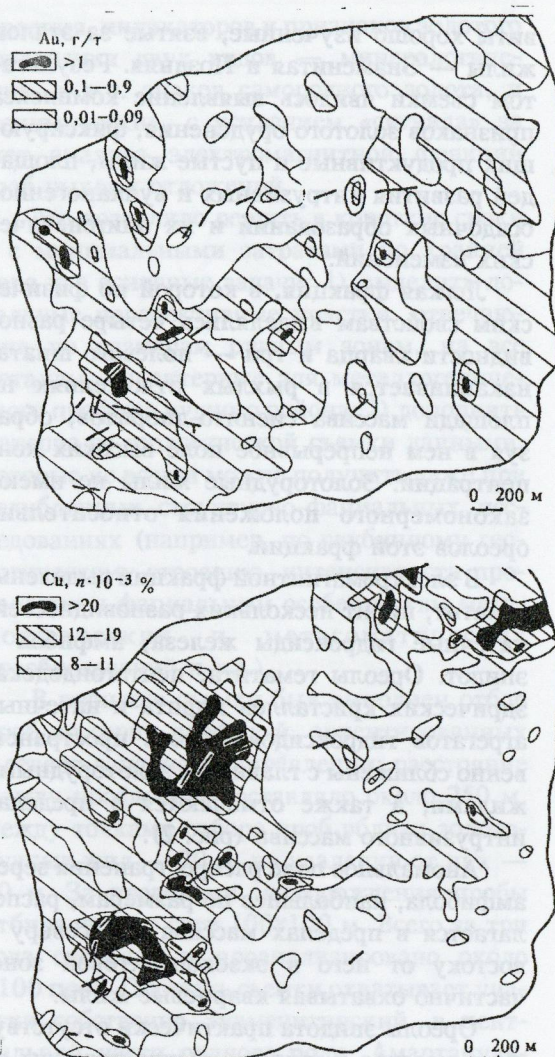


Рис. 3. Распределение содержаний золота и меди.

Таким образом, в результате изучения шлихо-геохимических ореолов установлено следующее.

Группа главных золоторудных жил (Поздняя, Знаменитая, Промежуточная, Пионерка) сопровождается площадными комплексными ореолами Au, Cu, As, Sb, Ag, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Ni. Локальные контрастные ореолы этих элементов подчеркивают положение конкретных жил. Для непромышленных жил характерно присутствие изолированных, слабо контрастных, пространственно разобщенных ореолов.

Комплексные ореолы амфибола и минералов легкой фракции (кроме серого полевого шпата) отчетливо фиксируют положе-

ние в пространстве массива сиенито-диоритов и могут быть использованы при картировании подобных интрузивов на закрытых площадях в качестве косвенного признака. Морфология этих ореолов в общих чертах соответствует строению массива.

Ореолы изученных минералов, скорее всего, отражают проявления разновозрастных парагенезисов, представленных как породообразующими, так и эпигенетическими минералами по отношению к вмещающим породам. Последние могут иметь длительную историю формирования, начиная от площадного метаморфизма, последующего дорудного гидротермально-метасоматического процесса и кончая околожильным и синрудным метасоматозом.

Наличие пространственной связи минералогических ореолов с золото-кварцевыми жилами позволяет использовать их в качестве косвенного поискового признака, который может быть применим только в комплексе с геохимическими данными.

Для получения более четкой и закономерной картины по оценке рудоносной площади рекомендуется использование мультипликативных показателей — произведений содержаний главных ореолообразующих

элементов: $Au \times Ag \times Bi \times Cu$; $Au \times Cu \times Pb \times Zn$; $Au \times Bi$; $Au \times Ag$; $Au \times Cu \times W \times Mo$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильенко С.С. Особенности структуры рудных полей Знаменитинского горно-рудного района в Хакасии // Изв. Томского политехнического института. 1950. Т. 65. Вып. 2. С. 45—149.
2. Ильенко С.С. Бельский интрузивный комплекс // Изв. Томского политехнического института. 1950. Т. 65. Вып. 2. С. 168—173.
3. Ильенко С.С. Генетические связи оруденения с интрузиями / Геология золоторудных месторождений Сибири. — Новосибирск: Наука, 1970. С. 3—30.
4. Лобанов Д.А. К вопросу о генезисе золотого оруденения на Коммунарском рудном поле // Геология и геофизика. 1970. № 2. С. 54—60.
5. Методические рекомендации по поискам и оценке месторождений благородных металлов в районах с недостаточно обеспеченной сырьевой базой / Сост. Константинов М.М., Дубов В.А., Рабинович К.Р. и др. — М.: ЦНИГРИ, 1991.
6. Пешехонов Л.В., Васильев Б.Д., Номоконов В.Е. Раннегеосинклинальный вулканизм Коммунарского района восточного склона Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 113—117.
7. Поиски золоторудных месторождений шлиховым минералого-геохимическим методом (методические рекомендации) / Сост. Константинов М.М., Болдова Л.П., Гуреев В.Ф. и др. — М.: ЦНИГРИ, 1986.

G. Yu. Orlova, N. P. Vargunina, V. F. Gureev, T. N. Kosovets

EXPERIENCE OF HEAVY CONCENTRATE MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL SURVEYING IN THE ZNAMENITINSKOYE ORE FIELD, KHAKASIA

The analysis of heavy mineral dispersion haloes and geochemical aureoles characterizing the Znamenitinskoye deposit has shown that dispersion haloes of magnetic and paramagnetic heavy minerals and areal multielement aureoles (Au, Cu, As, Sb, Ag, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Ni) are spatially associated with gold-bearing veins. The largest multielement geochemical anomaly falls into the deposit area. A number of smaller anomalies were identified within the ore field by a set of criteria. Some of these are recommended as first-priority exploration targets. Verification of one of such targets revealed direct evidence of gold-quartz ore mineralization.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.49'43'44(571.51)

© А. П. Лихачев, 1998

ТАЛНАХСКИЙ ИНТРУЗИВ И ЕГО ПЛАТИНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ

А. П. ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ МПР России)

Проведен анализ распределения рудных компонентов в силикатной и сульфидной составляющих Талнахского интрузива. Установлены осцилляционный характер распределения компонентов и приуроченность основных концентраций сульфидных масс к местам перехода от суженных к расширенным участкам интрузива. Рассмотрена модель формирования интрузива и связанных с ним руд.

Изучению норильских рудоносных интрузий и связанных с ними Pt—Cu—Ni месторождений посвящено большое количество опубликованных работ [1—17; 22 и др.]. Излагаемый ниже материал является дополнением к ранее полученным данным в части состава и соотношения рудного и силикатного веществ рудоносных интрузивов и в вопросах образования месторождений.

С целью выяснения особенностей нахождения и причин накопления рудного вещества в месторождениях Норильского района исследовано распределение силикатных и сульфидных масс и рудных компонентов (Ni, Cu, Pt, Pd, Rh и Au) в Хараелахской и Талнахской интрузиях. Результаты исследований по Хараелахской интрузии изложены в работе [9]. В настоящей статье приводятся данные по Талнахской интрузии (рис. 1).

Талнахский интрузив состоит из периферической слабосульфидоносной части, представленной силлом лейкократового габбро, и центральной рудоносной (см. рис. 1). Центральное тело интрузии вытянуто в север-северо-восточном направлении на расстояние более 15 км при ширине от 500 м до 1,8 км и мощности от 50 до 200 м. В нижней части находятся рудосодержащие горизонты — контактовый, такситовый и пикритовый габбро-долериты, а выше безрудные — оливиновый, оливинсодержащий и безоливиновый габбро-долериты и габбро-диорит. Сульфидные скопления проявлены

в виде вкрапленной минерализации в рудных дифференциатах интрузии (вкрапленные руды), массивных залежей в ее нижних эндо- и экзоконтактовых частях (массивные руды) и прожилково-вкрапленного и вкрапленного экзоконтактового оруденения (экзоконтактовые руды).

Изучалось распределение масс пород и руд и содержаний рудных компонентов по длине интрузива путем определения их величин в отдельных участках (в поперечных блоках) интрузива и в интрузиве в целом. Поперечные блоки ограничены разведочными линиями, расстояние между которыми (ширина блока) составляет 400 м (см. рис. 1). Массы пород и руд рассчитывались с использованием изолиний мощности основных дифференциатов интрузии, а содержание рудных компонентов — на основе аналитических данных по разведочным скважинам, пробуренным по сетке от 100×100 м до 100×200 м.

На основе полученных и ранее известных данных рассматриваются вопросы формирования рудоносных интрузий и условия накопления в них рудного вещества.

Распределение силикатных и рудных составляющих по длине интрузива. Соотношение и распределение масс дифференциатов интрузий, сульфидного вещества и экзоконтактовых образований описаны в более ранних работах [8], а в обобщенном виде приведены на рис. 2 и 3.

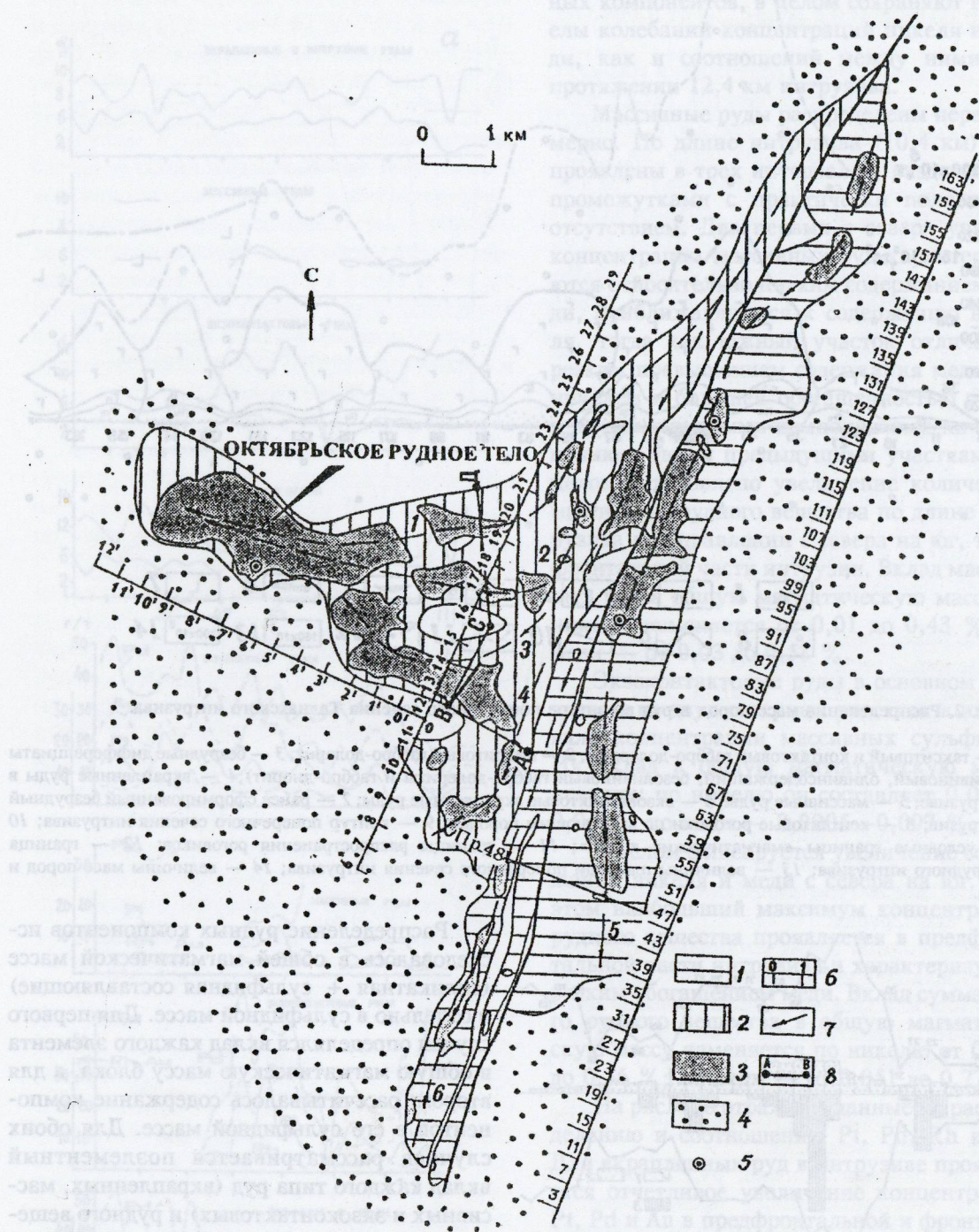


Рис. 1. Схема расположения Талнахского и Хараелахского интрузивов.

1 — Талнахский интрузив; 2 — Хараелахский интрузив; 3 — тела массивных руд; 4 — силлы лейкократового габбро; 5 — буровые скважины прецизионных геохимических исследований, выполненных в лабораториях США; 6 — номера и направления линий поперечных разрезов разведочного бурения (расстояние между линиями равняется 400 м); 7 — направления и номера магматических потоков; 8 — линии поперечных разрезов интрузий [9].

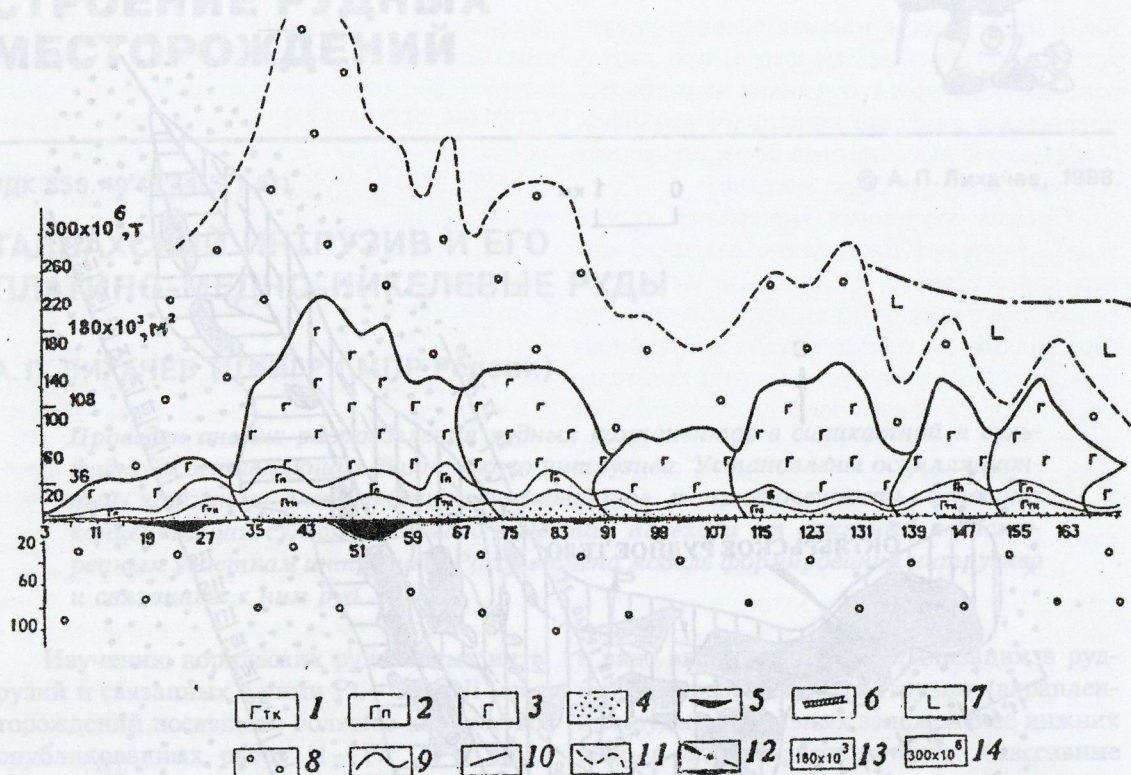


Рис. 2. Распределение масс пород и руд в контуре поперечного сечения Талнахского интрузива.

1 — такситовый и контактовый габбро-долериты; 2 — пикритовый габбро-долерит; 3 — безрудные дифференциаты (оливиновый, оливинсодержащий, безоливиновый габбро-долериты и габбро-диорит); 4 — вкрапленные руды в интрузиве; 5 — массивные руды; 6 — экзоконтактовые вкрапленные руды; 7 — ранее сформированный безрудный интрузив; 8 — контактовые роговики по вмещающим породам; 9 — контур поперечного сечения интрузива; 10 — условные границы «магматических камер»; 11 — границы распространения роговики; 12 — граница безрудного интрузива; 13 — величины площади поперечного сечения интрузива; 14 — величины масс пород и руд.

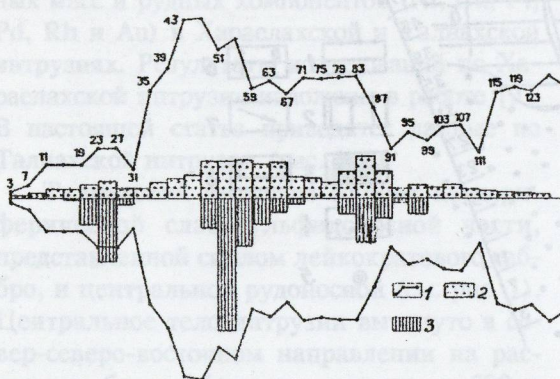


Рис. 3. Изменение поперечного сечения и распределение массы сульфидов вкрапленных и массивных руд Талнахского интрузива (проекция на вертикальную плоскость).

1 — контур магматического тела, приведенного к форме трубы (диаметр максимального сечения на линии 47 составляет около 511 м); масса сульфидов руд: 2 — вкрапленных в интрузиве, 3 — сплошных.

Распределение рудных компонентов исследовалось в общей магматической массе (силикатная + сульфидная составляющие) и отдельно в сульфидной массе. Для первого случая определялся вклад каждого элемента в общую магматическую массу блока, а для второго рассчитывалось содержание компонентов в его сульфидной массе. Для обоих случаев рассматривается поэлементный вклад каждого типа руд (вкрапленных, массивных и экзоконтактовых) и рудного вещества в целом.

Распределение рудных компонентов в магматической массе. На рис. 4, а показано распределение никеля и меди. Вклад вкрапленных в интрузиве сульфидов в общую магматическую массу по никелю изменяется от 0,007 до 0,188 %; по меди — от 0,05 до 0,36 %. Вкрапленные руды, проявляя осцилляционные изменения содержаний руд-

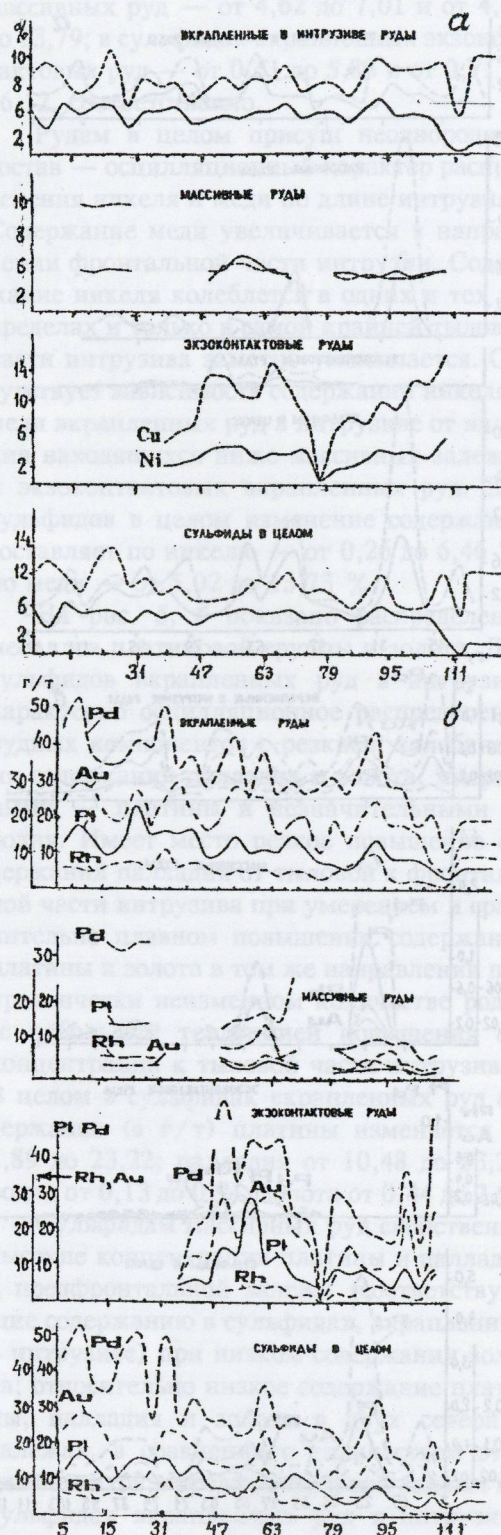


Рис. 4. Распределение содержаний Ni и Cu (а) и Pt, Pd, Rh и Au (б) в Талнахском интрузиве.

ных компонентов, в целом сохраняют пределы колебаний концентраций никеля и меди, как и соотношений между ними, на протяжении 12,4 км интрузива.

Массивные руды распределены неравномерно. По длине интрузива (10,4 км) они проявлены в трех интервалах, разделенных промежутками с практически полным их отсутствием. Два первых с севера участка концентрации массивных руд характеризуются относительно низким содержанием меди, приближающимся к содержанию никеля, тогда как южный участок отличается резким превышением содержания меди над никелем и большей обогащенностью этими и другими рудными компонентами по сравнению с двумя предыдущими участками. В целом установлено увеличение количества массивного рудного вещества по длине интрузива в направлении с севера на юг, т.е. к фронтальной части интрузии. Вклад массивных руд в общую магматическую массу по никелю изменяется от 0,01 до 0,43 %; по меди — от 0,03 до 0,58 %.

Экзоконтактовые руды в основном проявлены на двух северных участках в интервале концентрации массивных сульфидов. Их вклад в общую магматическую массу невелик: по никелю он составляет 0,002—0,04 %; по меди — 0,0005—0,097 %.

В целом фиксируется увеличение содержаний никеля и меди с севера на юг. При этом наибольший максимум концентрации рудного вещества проявляется в предфронтальной части интрузива и характеризуется резким обогащением меди. Вклад суммарного рудного вещества в общую магматическую массу изменяется по никелю от 0,002 до 0,56 %; по меди — от 0,051 до 0,77 %.

На рис. 4, б отражены данные по распределению и соотношению Pt, Pd, Rh и Au. Для вкрапленных руд в интрузиве проявляется отчетливое увеличение концентраций Pt, Pd и Au в предфронтальной и фронтальной частях интрузива при колебаниях их содержаний, сходных с колебаниями содержаний Ni и Cu. В то же время, содержание Rh не имеет такой тенденции, а изменяется практически в одних и тех же пределах на протяжении всего интрузива. Вклад вкрапленных руд в общую магматическую массу изменяется в г/т: по платине — от 0,023 до 0,54; палладию — от 0,093 до 1,61; родию

— от 0,0019 до 0,02; золоту — от 0,0063 до 0,088.

В массивных рудах содержания рассматриваемых рудных компонентов также возрастают с севера на юг. Максимум концентраций компонентов приходится на предфронтальную часть интрузива. Вклад массивных руд в общую магматическую массу составляет в г/т: по платине — от 0,001 до 1,24; палладию — от 0,003 до 4,46; родию — от 0,0001 до 0,15; золоту — от 0,0001 до 0,056.

Вклад экзоконтактовых руд в общую магматическую массу меняется в г/т: по платине — от 0,03 до 0,256; палладию — от 0,01 до 0,393; родию — от 0,0001 до 0,038; золоту — от 0,0001 до 0,0219.

Для сульфидов в целом распределение платиноидов и золота подобно распределению никеля и меди, а также соответствует общему распределению сульфидного вещества.

Распределение рудных компонентов в сульфидном веществе. Рис. 5, а отражает распределение никеля и меди. Для вкрапленных руд характерны: сравнительно равномерное распределение никеля и меди без признаков уменьшения содержания этих элементов в северном (тыловом) направлении; преимущественно положительная корреляция содержаний никеля и меди; более высокая амплитуда колебаний содержания меди, чем никеля.

В массивных рудах устанавливается резкое (трехкратное) превышение содержаний меди над никелем в предфронтальной части интрузии. Практически одинаковое содержание никеля и меди проявлено в двух залежах, расположенных севернее. Здесь имеются участки с более высоким содержанием никеля, чем меди.

Для экзоконтактовых руд свойственно резкое (четыреждыкратное) превышение содержания меди над никелем в тех участках, где они находятся под массивными залежами, характеризующимися низким содержанием меди. Избыток меди в экзоконтактовых рудах в значительной мере компенсирует ее дефицит в вышележащих массивных залежах.

Изменение содержаний никеля и меди характеризуется следующими величинами в %: в сульфидах вкрапленных руд — от 0,26

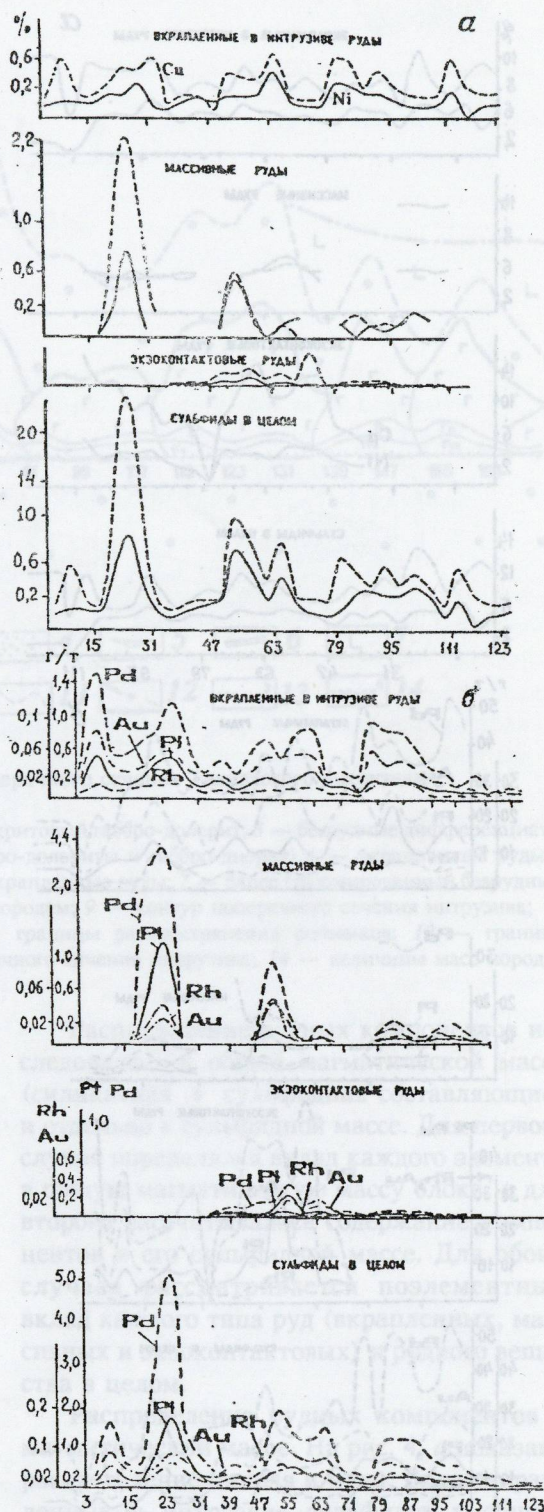


Рис. 5. Распределение Ni и Cu (а) и Pt, Pd, Rh и Au (б) в сульфидах Талнахского интрузива.

до 7,16 и от 6,15 до 13,47; в сульфидах массивных руд — от 4,62 до 7,01 и от 4,10 до 13,79; в сульфидах вкрапленных экзоконтактовых руд — от 0,51 до 5,83 и от 0,71 до 16,12, соответственно.

Рудам в целом присущ неоднородный состав — осцилляционный характер распределения никеля и меди по длине интрузива. Содержание меди увеличивается в направлении фронтальной части интрузии. Содержание никеля колеблется в одних и тех же пределах и только в самой крайней тыловой части интрузива заметно уменьшается. Отсутствует зависимость содержаний никеля и меди вкрапленных руд в интрузиве от наличия находящихся ниже массивных залежей и экзоконтактовых вкрапленных руд. Для сульфидов в целом изменение содержаний составляет по никелю — от 0,26 до 6,46 %, по меди — от 5,02 до 13,73 %.

На рис. 5, 6 показано распределение металлов платиновой группы и золота. Для сульфидов вкрапленных руд в интрузиве характерно осцилляционное распределение рудных компонентов с резкими колебаниями содержаний палладия и золота, умеренными — платины и незначительными — родия. Имеет место резкое повышение содержаний палладия от тыловой к фронтальной части интрузива при умеренном и сравнительно плавном повышении содержаний платины и золота в том же направлении при практически неизменном количестве родия (с небольшой тенденцией повышения его концентрации к тыловой части интрузива). В целом в сульфидах вкрапленных руд содержание (в г/т) платины изменяется от 2,89 до 23,22; палладия от 10,48 до 53,22; родия от 0,13 до 0,91; золота от 0,44 до 2,98.

Сульфидам массивных руд свойственны высокие концентрации платины и палладия в предфронтальной залежи (соответствующие содержанию в сульфидах, вкрапленных в интрузиве) при низком содержании золота; относительно низкое содержание платины, палладия и золота в двух северных залежах, в сравнении с количеством этих компонентов в предфронтальной залежи и в сульфидах вкрапленных руд в интрузиве. Содержание (в г/т) платины в массивных рудах колеблется от 1,10 до 15,12; палладия — от 4,91 до 54,16; родия — от 0,11 до 1,49; золота — от 0,21 до 0,91.

Для сульфидов экзоконтактовых руд характерны аномально высокие концентрации платины, палладия и золота, превышающие содержания этих элементов в сульфидах вкрапленных руд, и низкие содержания родия. Отмечается резко неравномерное распределение содержаний платины, палладия и золота при сравнительно равномерном распределении родия. В сульфидах экзоконтактовых руд количество (в г/т) платины изменяется от 4,18 до 29,92; палладия — от 1,99 до 60,7; родия — от 0,003 до 0,81; золота — от 0,1 до 3,07.

Сульфидам в целом свойствен осцилляционный характер распределения рудных компонентов с резким изменением содержаний палладия и золота, умеренным — платины и незначительным — родия. Проявляется резкое повышение содержаний палладия и золота в направлении от тыловой к фронтальной части интрузива при умеренном повышении содержания платины и незначительном — родия. Устанавливаются следующие колебания содержаний (в г/т) платины — от 0,26 до 17,30; палладия — от 8,66 до 53,22; родия — от 0,14 до 1,43; золота — от 0,44 до 2,92.

Распределение рудных компонентов по типам руд выглядит следующим образом (в % от общей массы каждого элемента):

Типы руд	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Rh	Au
Вкрапленные в интрузиве	49,2	52,8	57,0	63,0	61,7	42,6	40,3
Массивные	45,4	37,5	40,3	25,1	30,0	53,2	9,0
Экзо-контактовые	5,4	9,7	2,7	11,9	8,3	4,2	50,7

Соотношения силикатных и рудных составляющих в интрузиве в целом. Общее количество силикатного вещества в интрузиве (на протяжении 17,5 км) составляет 5,4 млрд. т. Из них на безрудные дифференциаты приходится 4,153 млрд. т (77,7 %), рудоносные горизонты — 1,247 млрд. т: пикритовый — 0,649 млрд. т (12,0 %), такситовый + контактовый — 0,598 млрд. т (11,0 %). Количество контактовых рого-

виков (млрд. т) — 9,8, из них роговиков верхнего экзоконтакта — 5,9, роговиков нижнего экзоконтакта — 3,9.

Из общего количества сульфидов 48,5 % приходится на вкрапленные в интрузиве руды, 44,2 % — на массивные залежи, 7,3 % — на экзоконтактовое оруденение.

В целом Талнахскому рудоносному интрузиву и связанным с ним платино-медно-никелевым рудам присущи следующие особенности.

Двулучное строение интрузива, выраженное в наличии сульфидоносной периферической части, представленной силлообразным телом лейкократового габбро, такситового и контактового габбро-долеритов, и центральной рудоносной, вытянутой в одном направлении на протяжении более 15 км при ширине от 500 м до 1,8 км.

Неравномерное (ступенчатое) распределение массы и мощности интрузива, его дифференциатов, экзоконтактовых образований и рудного вещества.

Резкие изменения площади поперечного сечения (диаметра) интрузива по его длине, выражающиеся в чередовании протяженных расширенных участков с короткими и узкими.

Избыточная масса роговиков, в два раза превышающая массу интрузива.

Относительно выдержанное распределение масс рудных горизонтов (пикритового, такситового и контактового) при резких колебаниях безрудных дифференциатов.

Отсутствие связи между массами рудных и безрудных дифференциатов интрузива.

Отсутствие связи между массами сульфидного и силикатного веществ.

Преимущественная концентрация сульфидного вещества в местах перехода от суженных к расширенным участкам интрузива.

Увеличение массы пикритового габбро-долерита в местах перехода от суженных к расширенным участкам интрузива.

Практически одинаковое количество сульфидов, находящихся в интрузиве и за его пределами (под интрузивом).

Совпадение мест (максимумов) накопления сульфидного вещества вкрапленных в интрузиве, массивных и экзоконтактовых руд.

Отсутствие признаков миграции сульфидов из вкрапленных в интрузиве руд в массивные и экзоконтактовые руды при наличии свидетельств перемещения сульфидов из массивных в экзоконтактовые руды.

Неоднородность состава сульфидного вещества, меняющаяся с увеличением концентрации рудных компонентов в направлении от тыловых к фронтальным частям интрузива. Особенно отчетливо и резко увеличивается содержание палладия и золота. Умеренно повышается содержание платины и меди, тогда как никель, кобальт и родий проявляют относительную выдержанность на большей протяженности интрузива.

Существенное различие в составе сульфидов в интрузиве и внеинтрузивных (массивных и экзоконтактовых) сульфидов при близких количествах в них серы.

Обогащенность сульфидов вкрапленных руд в интрузиве медью, кобальтом, платиной и палладием.

Обогащенность сульфидов массивных руд родием при относительной обедненности всеми другими рассматриваемыми рудными компонентами.

Чрезвычайно высокая обогащенность сульфидов экзоконтактовых руд золотом.

Отсутствие равновесия в межфазном распределении рудных компонентов.

Гетерогенное распределение рудогенных и петрогенных компонентов в вертикальном разрезе интрузива и рудных тел, выражающееся в многократном чередовании обедненных и обогащенных участков сульфидным веществом и кумулятивным оливином.

Условия становления интрузий и накопления рудных веществ. С целью выяснения динамики становления талнахских рудоносных интрузий нами применен метод микроструктурного анализа интрузивных пород, позволяющий по относительной ориентировке зерен порообразующих минералов определять характер (тип) течения магмы [10]. При этом показано, что в случае одноактного внедрения магмы и дальнейшей ее кристаллизации в неподвижных условиях оседающие на дно магматической камеры фенокристы и зерна кристаллизующихся минералов ориентируются удлиненными осями и уплощенными сторонами параллельно поверхности дна камеры. В этой ситуации формируется плоскостная ориен-

тировка зерен породообразующих минералов. Внедрение с ламинарным течением магмы сопровождается образованием линейной ориентировки зерен, а при турбулентном течении образуются породы и горизонты с неориентированным расположением зерен породообразующих минералов.

Для Талнахской интрузии установлено, что суженные участки имеют неориентированное расположение зерен породообразующих минералов (оливина в пикритовом горизонте), указывающее на турбулентное течение магмы. В расширенных участках ориентировка зерен оливина четкая линейная, свидетельствующая о ламинарном течении магмы. Изменение скорости течения магмы в местах перехода от суженных к расширенным участкам достигало одного порядка.

Полученные данные указывают на сложную динамическую обстановку формирования рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых руд, не укладывающуюся в рамки как однофазного внедрения магмы, так и многофазных ее инъекций.

Объясняя отмеченные выше особенности и закономерности, в первую очередь надо ответить на вопрос о дефиците магматической массы и тепловой энергии, требующихся для образования наблюдаемых масс и мощностей контактовых роговиков. Попытки связать это несоответствие с высокой температурой магмы или с наличием повышенного количества флюидов в ней не дают нужного решения.

Так куда же девалось недостающее магматическое вещество? Оно могло либо уходить дальше к земной поверхности с образованием эффузивных пород, либо возвращаться назад по каналу к питающему очагу.

Реализации первого варианта препятствовали следующие обстоятельства:

1. Отсутствие в разрезе эффузивных толщ пород, комагматичных рудоносным интрузиям, а также пород, содержащих платино-медно-никелевую минерализацию.

2. Наличие закрытых, не выходящих на уровень эрозионного среза, рудоносных магматических тел с большим количеством рудного вещества — Хараелахская интрузия с Октябрьской залежью сульфидных руд. Имеющиеся у этой интрузии маломощные апофизы не могут служить каналами, выво-

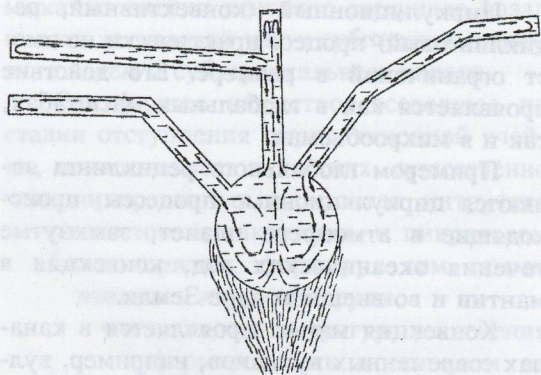


Рис. 6. Схема циркуляции жидкости в термоградиентных условиях.

дящими рудоносную магму к земной поверхности, как это допускается А.Налдреттом с сотрудниками [21]. В случае осуществления такого варианта вокруг маломощных апофиз должен был сформироваться ореол роговиков, приближающийся к ореолу роговиков рудоносного интрузива, так как при этом эффект воздействия тепловой энергии зависит не от мощности магматического тела, а от количества протекающей магмы.

Второй вариант не имеет таких ограничений. Возможность его проявления следует из законов термо- и гидродинамики: в любой системе, способной к перемещению при наличии температурного перепада, возникает циркуляционное движение вещества от горячего участка к холодному и обратно (рис. 6). В вертикальном канале горячий поток движется (поднимается) по центральной части, а охлажденный опускается по краевым частям. Течение здесь определяется плотностным эффектом, законом Архимеда. В горизонтальном канале прямой (горячий) поток движется по верхней, а обратный по нижней половине канала. В этом случае проявляется эффект теплового расширения, действие закона Паскаля. В наклонных каналах действуют оба закона при сохранении упорядоченности движения, свойственной горизонтальному каналу.

В природных обстановках отсутствуют безградиентные условия и безградиентные системы. Поэтому циркуляционные процессы реализуются во всех подвижных средах, если этому не препятствует чрезвычайно высокая их вязкость.

Циркуляционный (конвективный, рециклинговый) процесс практически не имеет ограничений в размере. Его действие проявляется как в глобальных масштабах, так и в микрообъемах.

Примером глобального рециклинга являются циркуляционные процессы, происходящие в атмосфере планет, замкнутые течения океанических вод, конвекция в мантии и во внешнем ядре Земли.

Конвекция магмы проявляется в каналах современных вулканов, например, вулканов Эребус в Антарктиде и Килауэа на Гавайях, в жерлах которых существуют конвектирующие лавовые озера [18, 19].

Циркуляционный термоградиентный процесс хорошо изучен экспериментально. В частности, нами в термоградиентных условиях проводились опыты по химическому и механическому переносу веществ в протяженном горизонтальном канале с отношением диаметра к длине канала 1:100. В не меняющемся по сечению (диаметру) канале отложение веществ происходило в наиболее удаленной низкотемпературной части канала (в месте замыкания циркуляционной ячейки). При наличии пережимов в канале механические частицы отлагались в местах перехода от суженных к расширенным участкам (в результате уменьшения скорости движения жидкости), а химическое отложение происходило по-прежнему (как и в первом случае) в наиболее удаленной и холодной части канала. Этот последний вариант используется нами в качестве экспериментальной модели формирования изменяющегося в сечении вытянутого в одном направлении рудоносного интрузива.

В обобщенном виде циркуляционная модель, объясняющая причины перечисленных выше особенностей и закономерностей в строении и составе рудоносных интрузий, представляется следующим образом (рис. 7).

В головной части поднимающегося магматического столба накапливались протокристаллы плагиоклаза [4]. При внедрении в субгоризонтальном направлении за счет головной части колонны образовалась периферическая часть интрузива — силл лейкократового габбро, содержащий первичную платино-медно-никелевую минерализацию. В интрузии Норильск-1 на его долю приходится около 10 %, в талнахских интрузиях

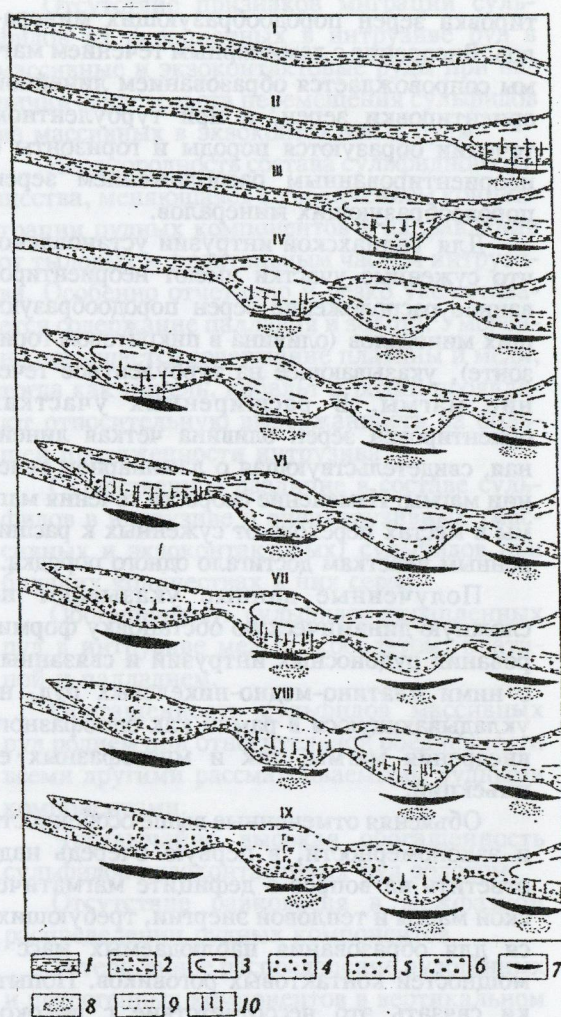


Рис. 7. Модель формирования норильских рудоносных интрузий.

1 — головная кашеобразная часть магматической колонны; 2 — верхние и нижние контактовый и такситовый габбро-долериты; 3 — внедряющаяся и циркулирующая магма; 4 — фенокристы оливина; 5 — выделения сульфидной жидкости; 6 — оливин, выделяющийся при внутрикамерной кристаллизации магмы; 7 — массивные руды; 8 — экзоконтактовое вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение; 9 — кристаллизующаяся магма; 10 — направления движения кристаллов оливина и выделений сульфидной жидкости; I—IX — этапы внедрения и становления рудоносных интрузий и накопления рудного вещества.

— около 30 %, а в Черногорской — около 70 % от общей магматической массы [20].

Затем в еще не полностью застывший лейкократовый силл внедрилась последующая часть магматической колонны. Она имела более высокую температуру, чем

фронтальная часть, и содержала протокристаллы оливина и хромита. Внедрение ее осуществлялось в одном направлении, поэтапно, с остановками, которые зафиксированы в виде расширенных участков (камер) интрузива. При внедрении тыловой части колонны лейкократовая составляющая силла, обогащенная протокристаллами плагиоклаза, преимущественно отжималась к верхнему эндоконтакту. Здесь она образовала фрагментарные тела лейкократового габбро и верхнего такситового габбро-долерита, в которых к первичной сульфидной минерализации добавилась наложенная, обогащенная металлами платиновой группы. Меланократовая же часть силла участвовала в образовании такситового и контактового горизонтов основного тела интрузии.

Поэтапное внедрение колонны сопровождалось циркуляционным движением расплавленной жидкости от тыловых к фронтальным частям магматического канала и обратно. Последнее обуславливало накопление частиц сульфидной жидкости и протокристаллов оливина преимущественно в области замыкания циркуляционной ячейки, где происходило наибольшее снижение температуры, и в местах перехода от суженных к расширенным участкам, вследствие снижения скорости потока магмы.

Частицы сульфидной жидкости, укрупняясь с понижением температуры [4], по мере продвижения магматической колонны вперед оседали и проникали в подстилающие интрузив породы через слой контактового и такситового габбро-долеритов. В результате скопления этих частиц образовались сплошные залежи сульфидных руд и экзоконтактовые прожилково-вкрапленные руды.

После прекращения продвижения магматической колонны вперед наступал длительный период общей продольной циркуляции магмы по всей длине субгоризонтального магматического канала с замыканием потока в самой удаленной (фронтальной и предфронтальной) его части. Здесь происходило максимальное накопление сульфидного вещества.

Со временем фронтальная часть канала настолько остывала и закристаллизовывалась, что теряла возможность участвовать в продольном циркуляционном движении. За-

мыкание ячейки поэтапно отступало назад вплоть до тыловой части субгоризонтального, а затем и субвертикального канала.

Сульфидное вещество, оседавшее на стадии отступления циркуляционной ячейки, накапливалось в нижних, существенно консолидированных горизонтах интрузива — контактовом, такситовом и пикритовом габбро-долеритах, формируя тем самым вкрапленные в интрузиве руды.

В связи с тем, что конфигурация сечения интрузива формировалась в основном на стадии его продвижения вперед, наибольшее оседание сульфидов происходило в тех же местах — на переходе от суженных к расширенным участкам. Именно этим объясняется совпадение мест увеличения концентрации сульфидов как во вкрапленных в интрузиве, так и в экзоконтактовых и массивных рудах.

Изменение состава руд, выражающееся в повышении содержания палладия, платины, меди и золота к фронтальной части интрузива, объясняется переносом («сгоном») наиболее легкоплавкой и подвижной медистой части сульфидного вещества, обогащенной металлами платиновой группы и золотом, из тыловых во фронтальные части интрузии на стадии общей продольной циркуляции магмы.

По средневзвешенной мощности роговиков (142 м) была определена общая длительность внедрения и становления Талнахской интрузии и связанных с ней руд, составившая около 1000 лет.

Таким образом, с помощью процесса продольной магматической циркуляции могут быть объяснены наблюдаемые особенности и закономерности, присущие норильским рудоносным интрузиям и связанным с ними платино-медно-никелевым месторождениям. При этом формулируется важный в практическом отношении вывод: чем больше было циркуляционных циклов в рудоносном интрузиве, тем больше накапливалось в нем рудного вещества. Циркуляционные циклы приводили к накоплению не только рудного вещества, но и тепловой энергии, отраженной в метаморфизме вмещающих пород. Следовательно, чем больше масса и мощность контактовых роговиков вокруг рудоносного интрузива, тем он богаче рудным веществом.

Автор благодарит В.В.Ямнову за участие в работе по расчету и построению графиков распределения рудных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и рудоносность Норильского района* / Авторы: О.А.Дюжиков, В.В.Дистлер, Б.М.Струнин и др. — М.: Наука, 1988.
2. *Геология и рудные месторождения Норильского района* / VII Международ. симпозиум по платине. Путеводитель. — М., 1994.
3. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
4. *Годлевский М.Н., Лихачев А.П.* Медно-никелевое оруденение в Норильском районе / Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 47—54.
5. *Золотухин В.В.* Основные закономерности протектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской) — М.: Наука, 1964.
6. *Кривцов А.И., Чижова И.А., Егорова И.В.* Баланс масс и содержаний в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах // Отечественная геология. 1996. № 1. С. 3—8.
7. *Кривцов А.И., Чижова И.А., Евстигнеева Т.Л.* Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 55—66.
8. *Лихачев А.П.* Построение количественной модели рудообразующей системы норильского типа // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 35—46.
9. *Лихачев А.П.* Хараелахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 48—62.
10. *Лихачев А.П.* К динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 20—26.
11. *Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий* / Тр. НИИГА под ред. Н.Н.Урванцева. 1971. Вып. 167.
12. *Петрология сульфидного магматического рудообразования* / Авторы: В.В.Дистлер, Т.Л.Гроховская, Т.Л.Евстигнеева и др. — М.: Наука, 1988.
13. *Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды* / Авторы: И.А.Коровяков, А.Е.Нелюбин, З.А.Райкова, Л.К.Хортова. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
14. *Роговер Г.Б.* Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
15. *Смирнов М.Ф.* Строение норильских интрузий и генетические типы их сульфидных руд. — М.: Недра, 1966.
16. *Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений* / Авторы: А.Д.Генкин, В.В.Дистлер, Г.Д.Гладышева и др. — М.: Наука, 1981.
17. *Godlevsky M.N. and Likhachev A.P.* Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits / In: *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1986. P. 124—134.
18. *Helz R.T.* Differentiation behavior of Kilauea Iki lava lake, Kilauea volcano, Hawaii: An overview of past and current work / *Magmatic Processes: Physicochemical Principles* // The Geochemical Society, Special Publication. Editor B.O.Mysen. 1987. № 1. P. 241—257.
19. *Kyle P.R., Meeker K., McIntosh W.C. et al.* Volatile emissions from Mount Erebus // *Inter. Geol. Review*. 1990. P. 9.
20. *Likhachev A.P.* Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region / *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* // Ontario Geological Survey. 1994. Special volume 5. P. 185—201.
21. *Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Shushen M. A. L. et al.* Controls on the composition of Ni—Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia // *Economic Geology*. 1996. V. 91. P. 751—773.
22. *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium*. Special volume 5. — Ontario, 1994.

A. P. Likhachev

THE TALNAKHSKY INTRUSIVE AND ITS Pt-Cu-Ni ORES

The analysis of ore components distribution in silicate and sulfide masses of the Talnakhsy intrusive is presented. It has been found that the components are distributed in an oscillating fashion, and the bulk of sulfide masses are concentrated in the areas of transition from constricted intrusive zones to the expanded ones. A model is proposed which portrays the formation of the intrusive and its associated ores.

УДК 553:44:21/24

© Д. И. Горжевский, А. И. Донец, В. Д. Конкин, 1998

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РЕГЕНЕРАЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, А. И. ДОНЕЦ, В. Д. КОНКИН (ЦНИГРИ МПР России)

Обсуждаются факторы, влияющие на степень регенерации свинцово-цинковых руд. Предполагается, что регенерация происходит в разных геологических обстановках в условиях регионального, динамотермального, контактового и гидротермального метаморфизма. Наиболее легко поддаются регенерации галенит и халькопирит, труднее сфалерит и пирротин; самым устойчивым является пирит.

Процессы регенерации сульфидных руд широко распространены в природе, и их изучение имеет важное теоретическое и практическое значение. Под термином «регенерация» мы, вслед за Г.Шнейдерхеном, рассмотревшим эту проблему в двадцатых годах нашего столетия, понимаем формирование рудных скоплений за счет переотложения вещества более древних месторождений, вовлеченных позднейшими геологическими процессами в катагенетическую, гидротермальную и метаморфическую мобилизацию.

Извлечение металлов из пороодообразующих минералов и рассеянной в породах рудной минерализации, которое некоторыми исследователями относится к процессам регенерации, по нашему мнению, так называть не следует. Под регенерацией следует понимать явления, связанные с перекристаллизацией, пластическим течением, растворением и последующим отложением созданных в предшествующее геологическое время скоплений рудных минералов.

Руды месторождений свинца и цинка являются благоприятным объектом для изучения процессов регенерации. Им посвящены многочисленные работы и в том числе исследования авторов, собравших по этой проблеме значительный материал [11]. В настоящей статье мы лишь кратко рассмотрим данные о физико-химических условиях формирования регенерированных свинцово-цинковых руд в различных геологических обстановках.

Для подхода к этой проблеме важное значение имеют экспериментальные исследования многих ученых, обобщенные Б.Маршаллом и Л.Гиллигеном [15]. По мнению

этих авторов, степень регенерации сульфидов зависит, главным образом, от температурных условий преобразования руд, всестороннего давления и скорости процессов мобилизации вещества. Так, медленная деформация и перемещение галенита в твердом состоянии осуществляются при длительном воздействии даже небольшого давления. Необходимо отметить, что П.Дзуффарди [2, 3] на основании лабораторных исследований показал, что давление в 1000 атм и относительно низкая температура (50°C), действующие в течение 100—150 часов, вызывают заметную миграцию галенита. Однако основная регенерация галенита происходит при температуре 200°C, а синкинематическая перекристаллизация начинается при температуре, превышающей 300°C. Процессы переотложения галенита, как видно из рис. 1, начинаются в условиях более низких температур и давлений по сравнению с условиями цеолитовой фации метаморфизма.

В отличие от галенита, сфалерит подвергается переотложению при температуре 200—450°C и сравнительно высоком давлении, при этом происходит рост его зерен в новообразованиях и формирование деформационных двойников. Синкинематическая перекристаллизация сфалерита осуществляется при температуре выше 300°C. Регенерация сфалерита происходит, главным образом, в температурных условиях фации зеленых сланцев, но при меньшем давлении.

Халькопирит регенерируется, большей частью, при температуре 170—200°C (см. рис. 1, б); его растворение под давлением может быть значительным, особенно в тон-

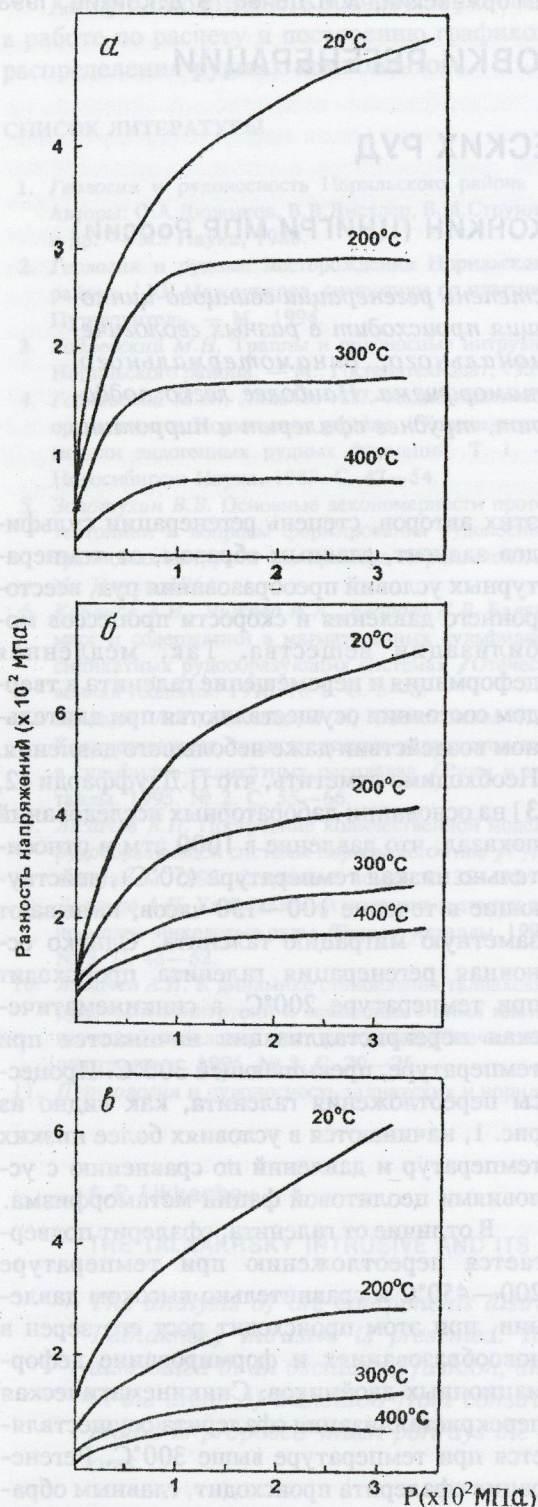


Рис.1. Зависимость пластичности галенита (а), халькопирита (б), пирротина (в) от температуры и давления (по Б.Маршаллу и Л.Гиллигену, 1987).

По оси абсцисс — всестороннее давление при максимальной силе деформации или при 10 % деформации.

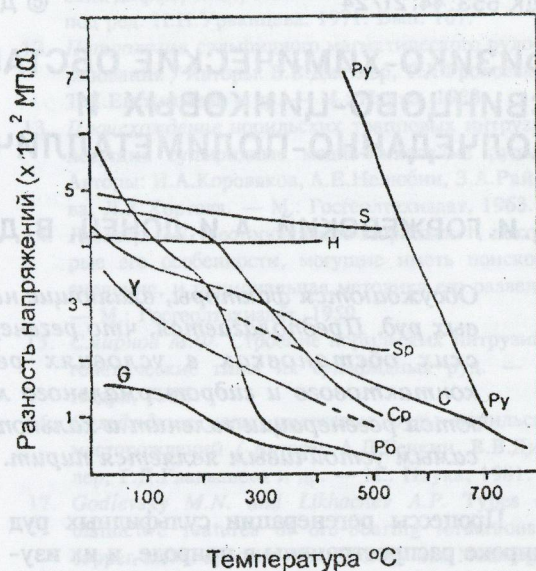


Рис.2. Зависимость максимальной силы деформации или 10% деформации от разности напряжений и температуры при одинаковом всестороннем давлении и коэффициенте деформации (по Б.Маршаллу и Л.Г.Гиллигену, 1987).

G — галенит, Po — пирротин, Sp — сфалерит, Cp — халькопирит, Py — пирит, Y — мрамор Юле, C — мрамор Каррара, H — доломит, S — известняк.

козернистом агрегате. При повышении температуры роль давления падает. Условия регенерации халькопирита близки цеолитовой фазии метаморфизма.

Пирротин при температуре 225—275°C быстро теряет внутреннюю структуру и подвергается двойникованию (см. рис. 1). При температуре выше 450°C и быстрой деформации он регенерируется и перекристаллизовывается незначительно. В целом по поведению в процессах регенерации он близок к халькопириту (см. рис. 1, в).

Регенерация пирита резко отличается от преобразования вышеупомянутых минералов. Нарушение его внутреннего строения, растворение под давлением и скольжение по границам зерен осуществляется при температуре около 450°C, а синкинематическая перекристаллизация — при температуре, превышающей 550°C [15]. Как видно из рис. 2, условия регенерации пирита близки к обстановкам зеленосланцевой и амфиболитовой фазии метаморфизма.

Экспериментальные исследования хруп-

ко-пластичного состояния сульфидов свинцово-цинковых руд и вмещающих их пород позволили установить последовательность перехода минералов руд и пород в пластичное состояние [15]. При 200°C этот ряд выглядит следующим образом: галенит—мрамор—пирротин—(сфалерит—доломит—халькопирит)—известняк—силикатные породы—пирит. При 350°C: галенит—пирротин—халькопирит—(мрамор—сфалерит—доломит)—известняк—силикатные породы—пирит (см. рис. 2). При 750°C отмечается сближение условий перехода минералов и горных пород в пластичное состояние. Таким образом, как свидетельствуют данные экспериментальных исследований, обобщенные Б.Маршаллом и Л.Гиллигеном [15], процессы регенерации свинцово-цинковых руд могут осуществляться в самых различных физико-химических условиях с образованием регенерированных руд различного минерального состава.

Важное значение для регенерации имеют летучие компоненты. В процессе высокотемпературного метаморфизма руд и вмещающих пород возникает агрессивная флюидо-газовая смесь, которая воздействует на рудные компоненты, частично переводя их в раствор [7]. Температура такого флюида на месторождениях Центрального Казахстана, по данным вакуумной декрепитации, колеблется в пределах 300—500°C [8]. В его составе преобладают соли (сульфаты и галогениды кальция и магния) и углеводороды с содержанием, достигающим 360 г/кг, мало воды (6—9 %) и газов.

Определенное значение для масштабов регенерации имеет длительность актов деформации пород и руд, продолжительность которых может достигать первых десятков миллионов лет [13].

Механизм процессов регенерации на разных стадиях преобразования свинцово-цинковых руд рассмотрен Н.Л.Добрецовым с соавторами [13]. Эти исследователи выделяют следующие типы регенерации (реоморфизма):

1. Катакластическое течение сульфидных руд, которое обычно происходит в условиях низких температур и слабо дислоцированных месторождений.

2. Пластическое течение, которое происходит за счет механизмов внутрикристаллической деформации и наблюдается, главным

образом, в галенитовых, менее в пирротиновых, халькопиритовых и сфалеритовых рудах во всем диапазоне процессов метаморфизма. Пластическое течение способно приводить к существенному перераспределению минералов внутри рудного тела.

3. Пластические деформации руд с участием флюида или непрерывное переотложение руд метаморфическими флюидами приводят к перераспределению всех сульфидов, за исключением пирита. Вышеперечисленные процессы приводят, главным образом, к перетеканию руд в замки складок и формированию рудных столбов, реже к образованию залежей регенерированных руд за пределами первичных рудных тел. В этом случае в процессе регенерации не проявляются процессы околорудных изменений. Последние возникают обычно лишь при регенерации с участием метаморфических флюидов.

4. Гидротермальное переотложение руд в пределах или вблизи первичных рудных тел. Этот механизм в широких масштабах проявляется в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма.

5. Гидротермальное (в метаморфическом флюиде) переотложение на сравнительно большом расстоянии от первичных руд, иногда с локализацией регенерированных руд без близкой пространственной связи с источником.

Геолого-минералогическое изучение свинцово-цинковых месторождений с регенерированными рудами позволило установить, что последние сформировались в различных термодинамических обстановках под воздействием четырех основных факторов (таблица): гидротермального метаморфизма (влияние более молодых гидротермальных растворов), динамометаморфизма, контактового метаморфизма и регионального метаморфизма.

Регенерированные свинцово-цинковые руды, сформированные в результате переработки древних гидротермально-осадочных руд более молодыми гидротермальными растворами, отмечаются на месторождении Жайрем в Центральном Казахстане [1] (рис.3). Здесь в рудовмещающей пачке развиты согласные пластовые залежи гидротермально-осадочных пирит-сфалеритовых (температура формирования 40—70°C), а также карбонатных цинковых руд, сложен-

Свинцово-цинковые месторождения с регенерированными рудами

Название месторождения	Главные факторы регенерации	Форма первичных рудных тел	Главные минералы	Текстуры первичных руд (проблужающие)	Минеральный состав регенерированных руд	Текстуры регенерированных руд	Температура регенерации, °С	Давление при процессах регенерации, килобар	Пространственное положение рудных тел	Количество регенерированных руд в рудных телах, %	Форма регенерированных рудных тел
Сардана, Якутия	Гидротермальный метаморфизм (приток горячих рассолов)	Согласные пластические	Доломит > пирит > марказит > сфалерит; доломит > сфалерит > галенит	Массивная полосчатая, реже брекчиевидная и прожилково-вкрапленная	Доломит, кальцит, сфалерит, галенит	Прожилково-вкрапленная, гнездовая, кардовая	260—360	до 3	Фланговые, периферические части первичных рудных тел	30	Жилы, гнезда, зоны прожилково-вкрапленной минерализации
Жайрем, Центральный Казахстан			Пирит > сфалерит > галенит > магнетит; присутствие цинковых железомарганцевых карбонатов	Слоистая и ритмично-слоистая	Сфалерит, пирит, галенит, барит	Прожилково-вкрапленная	140—150	—	Вблизи контакта первичных цинковых карбонатных и более поздних барий-сульфидных руд	30	

Назва- ние мес- торожден- ия	Главные факторы регенераци- и	Форма первич- ных руд- ных тел	Главные минералы	Текстуры первичных руд (преоб- ладающие)	Минераль- ный со- став рече- нериро- ванных руд	Тексту- ры рече- нериро- ванных руд	Темпе- ратура регене- рации, °C	Давле- ние при процес- сах ре- генера- ции, килобар	Простран- ственное положе- ние рече- нерирован- ных руд	Количе- ство рече- нериро- ванных руд в руд- ных те- лах, %	Форма рече- нерирован- ных рудных тел
Белоусов- ское, Рудный Алтай	Динамо- метамор- физм	Соглас- ные пласто- образ- ные	Пирит > сфалерит > халькопи- рит > гале- нит	Ритмично- слоистая с отчетливой анизотро- пией дру- гих свойств	Пирит, сфале- рит, халь- копирит, галенит	Массив- ная	560—620	3—4	В апофи- зах пер- вичных рудных тел	20	Жилообраз- ные и плито- образные тела, секу- щие вмеща- ющие породы и первичные руды, а так- же соглас- ные с ними
Тишин- ское, Рудный Алтай			Пирит > сфалерит > халькопирит	Ритмично- слоистая	Пирит, сфале- рит, халь- копирит, ба- рит	Массив- ная	370(?)	1—1,9	В апофи- зах пер- вичных рудных тел с на- личием раздувов и ответв- лений	20	
Карагай- лы, Цен- тральный Казах- стан	Контак- товый метамор- физм	Соглас- ные пласты и лин- зы, се- кущие тела слож- ной формы	Пирит > сфалерит (гидротер- мально-оса- дочные); барит > га- ленит > сфалерит > халькопи- рит (метасо- матические)	Слоистая, вкраплен- ная и про- жилковая	Пирит, сфале- рит, гале- нит, халькопи- рит, бор- нит, висмутин	Полосча- то-плот- чатая, вкрап- ленная, прожил- ковая, массив- ная	—	—	Локализу- ются внут- ри тел первич- ных руд	30	Жилы и гнезда круп- нозернисто- го барита, галенита и сфалерита

Назва- ние мес- тороже- ния	Главные факторы регенера- ции	Форма первич- ных руд- ных тел	Главные минералы	Текстуры первичных руд (преоб- ладающие)	Минераль- ный со- став рече- нериро- ванных руд	Тексту- ры рече- нериро- ванных руд	Темпе- ратура регене- рации, °C	Давле- ние при процес- сах ре- генера- ции, килобар	Простран- ственное положе- ние рече- нерирован- ных руд	Количе- ство рече- нериро- ванных руд в руд- ных те- лах, %	Форма рече- нерирован- ных рудных тел
Аксоран, Цент- ральный Казах- стан		Секу- щие линзы, гнезда, жилы	Галенит > сфалерит	Вкраплен- ная	Пирит, пиротин, сфале- рит, гале- нит, халькопи- рит	Гнездо- вая, мас- сивная, прожил- ково- вкрап- ленная	—	—	Локализу- ются внут- ри тел первич- ных руд	30	Рудные жи- лы, сложен- ные крупно- зернистыми сульфидами
Камы- шин- ское, Рудный Алтай	Контак- товый метамор- физм	Пласто- образ- ные соглас- ные за- лежи; секу- щие линзо- видные тела	Пирит-халь- копирит > сфалерит > галенит	Массивная для гидро- термально- осадочных руд, вкрап- ленная для гидротер- мально-ме- тасома- тических	Пирро- тин, пи- рит, халькопи- рит, сфа- лерит, галенит	Полосча- тая	420—430	—	Полосы шириной 2 м на контакте первич- ных руд с дайкама	<10	Полосы на контакте с дайкама
Орлов- ское, Рудный Алтай		Соглас- ные пласто- образ- ные залесжи	Пирит > сфалерит > халькопи- рит > гале- нит		Халькопи- рит, сфа- лерит, пирит	Полосча- тая	230—360	—	Полосы шириной 0,05—0,3 м в пер- вичных ру- дах	<10	

Название месторождения	Главные факторы регенерации	Форма первичных рудных тел	Главные минералы	Текстуры первичных руд (проборадающие)	Минеральный состав регенерированных руд	Текстуры регенерированных руд	Температура регенерации, °С	Давление при процессах регенерации, килобар	Пространственное положение регенерированных руд	Количество регенерированных рудных тел, %	Форма регенерированных рудных тел
Старковское, Рудный Алтай	Контактный метаморфизм	Согласные пласты и жилы образные тела	Пирит > сфалерит > халькопирит	Ритмично-слоистая и массивная	Пирит, сфалерит, галенит	Прожилков-крупная	>400	—	Зоны в пределах первичных рудных тел	20	Зоны на контактах с габброидными породами
Богатое, Рудный Алтай	Динамометаморфизм	Согласные линзообразные; секущие жилы и линзы	Пирит > сфалерит > галенит (I тип); галенит > пирит > сфалерит (II тип);	Ритмично-слоистая, прожилково-крупная, вкрапленная	Сфалерит, пирит, галенит	Прожилков-крупная	305—390	до 3	Вдоль зон расщелинания вблизи первичных руд	70	Секущие, линзообразные и жилы образные тела
Узунжал, Центральный Казахстан		Согласные линзообразные	Пирит > галенит > сфалерит > барит	Ритмично-слоистая, массивная	Барит, кальцит, галенит	Прожилков-крупная	200—300	2—3	В участках изгиба первичных рудных слоев и в зонах складок	20—30	Прожилки, жилы

Назва- ние мес- тороже- ния	Главные факторы регенерации	Форма первич- ных руд- ных тел	Главные минералы	Текстуры первичных руд (преоб- ладающие)	Минераль- ный со- став регенеро- ванных руд	Тексту- ры регенеро- ванных руд	Темпе- ратура регенерации, °C	Давле- ние при процес- сах ре- генера- ции, килобар	Простран- ственное положе- ние регенеро- ванных руд	Количе- ство ре- генериро- ванных руд в руд- ных те- лах, %	Форма регенеро- ванных рудных тел
Текели, Южный Казах- стан	Динамо- метамор- физм	Соглас- ные пласто- образ- ные и линзо- видные залежи	Пирит > сфалерит > галенит	Слоистая	Пирит, сфале- рит, гале- нит	Полосча- тая, струйча- тая, брекчие- вая	300—500	2—3	Внутри тел пер- вичных руд	30—50	Жилы в пло- скостях, па- раллельных клинажу. Обособления в замках складок и в межбуди- ных пережи- мах
Вознесен- ское, Дальний Восток	Контак- товый метамор- физм		Сфалерит > пирит > пирротин > галенит	Полосча- тая, реже массивная	Сфале- рит, пи- рит, пи- рротин, гале- нит	Прожил- ково- вкрап- ленная, реже по- лосчатая	300—400	—	В зонах скарнов и грейзенов на контак- те пласто- вых зале- жей пер- вичных руд с аля- сковитовы- ми грани- тами	30	Гнезда и по- лосы, зоны рассеянной вкрапленно- сти

Назва- ние мес- тороже- ния	Главные факторы регенера- ции	Форма первич- ных руд- ных тел	Главные минералы	Текстуры первичных руд (преоб- ладающие)	Минераль- ный со- став рече- нериро- ванных руд	Тексту- ры рече- нериро- ванных руд	Темпе- ратура регене- рации, °C	Давле- ние при процес- сах ре- генера- ции, килобар	Простран- ственное положе- ние рече- нерирован- ных руд	Количе- ство рече- нериро- ванных руд в руд- ных те- лах, %	Форма рече- нерирован- ных рудных тел
Зырянов- ское, Рудный Алтай	Регио- нальный метамор- физм зе- лено- сланце- вой фазы	Соглас- ные ленты, линзы, пласто- образ- ные и жильно- образные	Пирит > сфалерит > галенит > халькопирит	Массивная прожилко- во-вкрап- ленная	Пирит, галенит, сфалерит	Вкрап- ленная, брекчие- видная	> 300	до 3	Вблизи первич- ных руд- ных тел	20	Жилы
Холод- нинское, Прибай- калье	Регио- нальный метамор- физм	Соглас- ные пласто- образ- ные залежи	Пирит > сфалерит > галенит > халькопирит	Слоистая, массивная	Пирро- тин, пи- рит, сфале- рит, гале- нит, халькопи- рит	Прожил- ково- вкрап- ленная, гнездо- вая, брекчие- видная	100—650	2—2.5	Наследу- ют про- долные разломы в пределах первич- ных и ме- таморфи- зованных рудных тел, но мо- гут мигри- ровать на первые сотни мет- ров от них	30	Зоны про- жильно- вкраплен- ных руд, жильно- образные

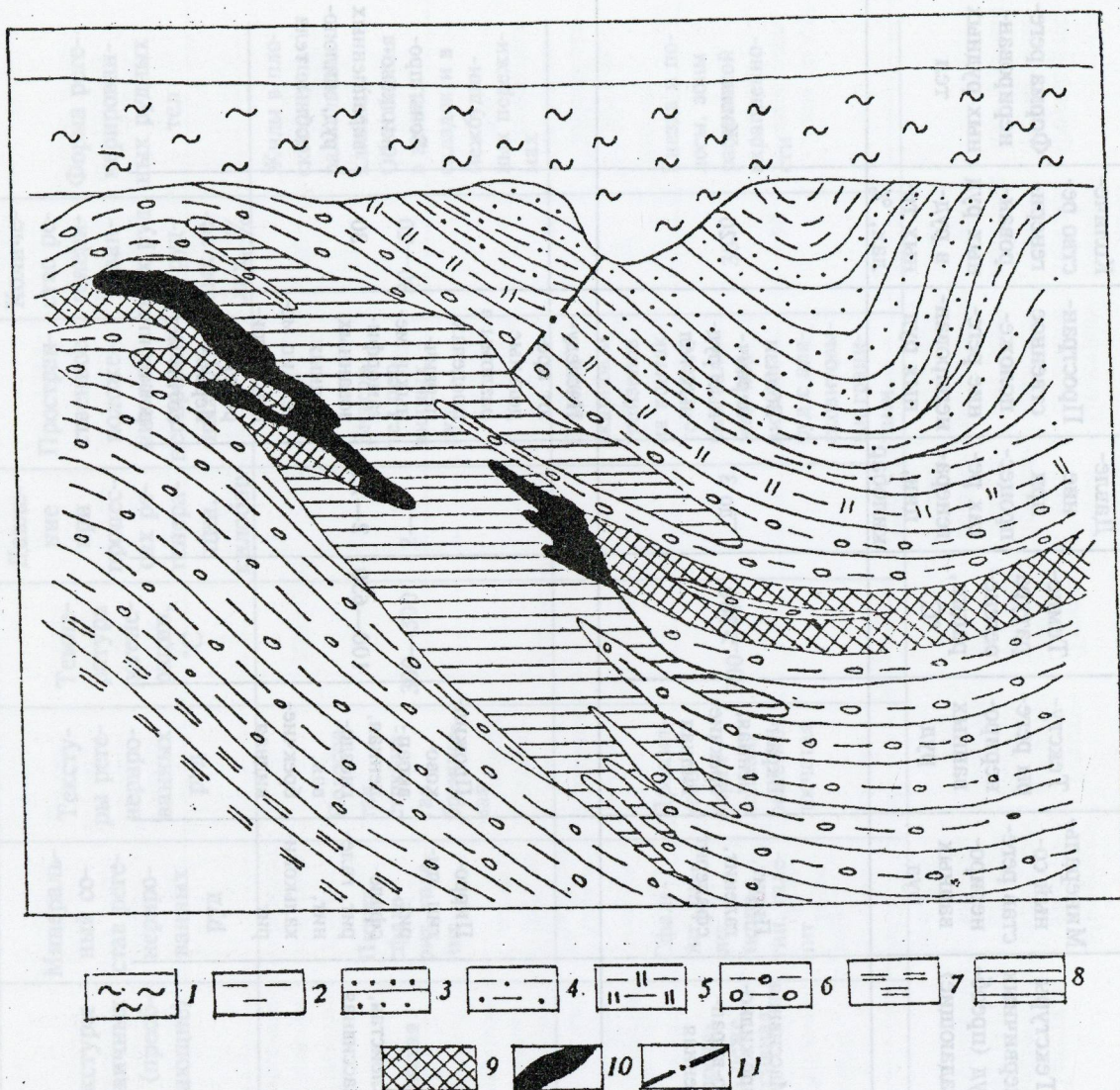


Рис.3. Обстановки нахождения регенерированных руд на месторождении Жайрем, сформированных под воздействием гидротермального метаморфизма.

1 — кайнозойские отложения; горизонты рудовмещающей формации фамена: 2 — верхний флишоидный, 3 — железорудный, 4 — средний флишоидный, 5 — маркирующий, 6 — нижний флишоидный (горизонт конкреционных пород), 7 — неравномерно слоистых пород, 8 — эпигенетические барит-свинцово-цинковые руды; 9 — конседиментационные цинковые карбонатные руды; 10 — регенерированные руды, 11 — разломы.

ных цинковым олигонитом (Mn, Fe, ZnCO_3 с содержанием оксида цинка 7—8 % [14]. Последние представляют собой олигонитсодержащие терригенно-хемогенно-осадочные углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные породы пелитовой и алевроитовой структур, содержащие примесь пирокластического материала. Они, а также пирит-сфалеритовые руды секутся более поздними гидротермально-метасоматическими барит-свинцово-

цинковыми рудами (см. рис. 3), которые образовались при температуре 140—150°C. Еще более молодые кварц-барит-халькопирит-пиритовые руды формировались при еще более высокой температуре — 170—330°C (по данным гомогенизации газожидких включений).

В переходной зоне между цинковыми карбонатными и секущими их сульфидными свинцово-цинковыми с баритом рудами

формируются гибридные руды, сложенные первичными цинково-карбонатными, регенерированными свинцово-цинковыми, а также эпигенетическими сульфидными барит-свинцово-цинковыми рудами. В пластах карбонатно-цинковых руд по мере приближения к секущей зоне барит-сульфидно-полиметаллического оруденения возрастает количество сульфидов свинца и цинка, кальция и серы и уменьшается доля карбонатного цинка. Все это, по всей вероятности, свидетельствует о преобразовании карбонатных цинковых руд под воздействием гидротермальных растворов и частичном переходе их в сульфиды цинка.

Регенерация сульфидных свинцово-цинковых руд под воздействием более поздних гидротермальных растворов отмечалась нами и на свинцово-цинковых месторождениях Учкулач (Узбекистан) и Сардана (Якутия) [1].

На месторождении Сардана выделяются три стадии рудообразования. Руды первой стадии, представленные пластообразными гидротермально-осадочными залежами пирит-сфалеритового состава формировались при температуре 150—200°C. Руды второй стадии, слагающие секущие тела галенит-сфалеритового состава, формировались при температуре 260—280°C; в третью стадию при температуре 90—130°C образовалась доломит-кальцитовая минерализация, не содержащая промышленного оруденения [4].

Руды первой стадии сложены тонкозернистым агрегатом зерен сфалерита, имеющих зональное строение; во вторую стадию при температуре 260—280°C происходило преобразование этих руд, выразившееся в перекристаллизации и регенерации сульфидов. Краевые части останцов первичных тонкозернистых существенно сфалеритовых руд сложены средне-крупнозернистым сфалеритовым агрегатом (регенерированными рудами). Крупнозернистый регенерированный сфалерит также образует гнезда, прожилки и вкрапления в среднезернистых галенит-сфалеритовых рудах второй стадии и в рудовмещающих доломитах.

Таким образом, можно полагать, что процессы регенерации свинцово-цинковых руд на обоих месторождениях происходили при температуре 150—300°C.

Физико-химические условия формиро-

вания регенерированных свинцово-цинковых руд в условиях динамометаморфизма изучены в зонах смятия на Рудном Алтае и в Южном Казахстане [1, 12]. На большинстве этих месторождений выделено не менее двух типов свинцово-цинковых руд: гидротермально-осадочные ритмично-слоистые и метаморфизованные, а на некоторых и метаморфические. Процессы метаморфизма и регенерации гидротермально-осадочных руд в зонах смятия Рудного Алтая протекали при температуре от первых десятков градусов (при атмосферном давлении) до 560—920°C (при давлении 3—6·10² МПа); при этом осуществлялся переход рудного вещества из твердого в пластическое, а иногда и в жидкое состояние, которое может возникать в замкнутой системе при температуре 560—920°C и давлении 3—4·10² МПа [12].

В начале процесса динамометаморфизма при формировании складок перемещение рудного вещества и регенерация свинцово-цинковых руд осуществлялись в результате необратимых процессов диффузии. Следующей, более высокой степенью динамометаморфизма и преобразования руд является их переход из твердого в пластичное состояние. В этих условиях перемещение вещества происходит как диффузионным, так и пластическим способом. Основным фактором, контролирующим перемещение веществ, вероятно, был палеотектонический режим, при котором движение вещества направлено из областей сжатия в зоны растяжения [12]. На этом этапе завершился процесс регенерации на многих месторождениях в Северо-Восточной зоне смятия Рудного Алтая. Так, на Тишинском месторождении регенерированные свинцово-цинковые руды имеют мелкозернистую структуру и содержат ксенолиты кварц-серицитовых пород и микрокварцитов. Они локализируются, главным образом, в шарнирах флексуобразных складок и особенно в трещинах скола и отрыва. Тела регенерированных руд занимают секущее положение по отношению к слоистости и сланцеватости вмещающих пород; для них характерны многочисленные раздувы и ответвления, проникающие во вмещающие породы по зонам рассланцевания. Температура гомогенизации газовой-жидкой включе-

ний в кварце и карбонате регенерированных руд 210—370°C, а давление 100—190 МПа.

Дальнейшее повышение температуры и давления в процессах динамометаморфизма наблюдается в ряде месторождений Иртышской зоны смятия Рудного Алтая, в частности на Белоусовском и Иртышском месторождениях. Здесь оно приводило к образованию раствора-расплава и к полному уничтожению первичных структур и текстур руд. Этот расплав был лишен паров воды и насыщен жидкой углекислотой; внедрение его по разломам сопровождалось брекчированием, разгерметизацией системы и быстрой кристаллизацией расплава. Метаморфические руды насыщены обломками вмещающих пород и однородны по зернистости и составу. В рудах имеются шарообразные выделения кварца и пирита. Гомогенизация включений кварца происходит при температуре 560—620°C, а иногда 800—920°C, и давлении 3—4 и 5—6 килобар [12].

Аналогичные физико-химические условия отмечаются при дислокационном метаморфизме свинцово-цинковых руд на месторождении Текели (Южный Казахстан). Здесь метаморфические руды содержат высокотемпературные включения, вскрывающиеся при температуре 500—550°C. Флюидно-сульфидная смесь перемещалась только по трещинам и не образовывала ореола вкрапленных и метасоматических руд [9].

В условиях контактового метаморфизма интенсивность регенерации свинцово-цинковых руд определяется размерами магматических тел, их составом, фациями глубинности и временем воздействия. В регенерированных рудах иногда появляются минеральные образования, отсутствующие в первичных рудах и привнесенные из магматического очага. Так, на месторождении Карагайлы (Центральный Казахстан) при воздействии на первичные гидротермально-осадочные свинцово-цинковые руды более поздних гранодиоритов и гранитов во вмещающих породах образуются пироксен-гранатовые, пироксен-гранат-волластонитовые и гранат-магнетитовые скарны, а на регрессивном этапе контактового метаморфизма формируются жилы и гнезда крупнозернистых сульфидов, содержащих комплекс медных, висмутовых и теллурсодержащих минералов. При внедрении основных пород

привносятся железо, теллур, селен, а иногда и золото, а при внедрении более молодых гранитоидов — вольфрам, олово и молибден [9].

На Озерном месторождении (Западное Забайкалье) в зоны, расположенные на контактах с гранитоидами, прорывающими породы, содержащие гидротермально-осадочные свинцово-цинковые руды, привносятся медь, барий и бор, не характерные для гидротермально-осадочных руд. Эти элементы, образующие халькопирит, барит, аксинит, людвигит и др., характерны для регенерированных гнездово-прожилковых медно-свинцово-цинковых руд или массивных и полосчатых метасоматических барит-полиметаллических руд [6].

Рудные минералы скарновых свинцово-цинковых месторождений относятся часто к разновременным ассоциациям: доскарновой — первичных руд и послескарновой — регенерированных руд. О наличии доскарновой минеральной ассоциации свидетельствуют двойниковые полосы сфалерита, которые пересекаются призматическими и лучистыми кристаллами пироксена и актинолита; гранат иногда содержит червеобразные включения сфалерита и галенита, ориентированные параллельно зонам роста кристаллов граната. Послескарновая ассоциация сульфидов аналогична по составу доскарновой, но ее минералы образуют прожилки, которые пересекают зерна гранатов и пироксенов [3].

Наиболее широко процессы регенерации свинцово-цинковых руд проявлены на месторождениях, залегающих в архейских и протерозойских толщах, метаморфизованных до зеленосланцевой и амфиболитовой, а иногда даже гранулитовой фации регионального метаморфизма. Эти процессы сравнительно хорошо изучены на Холоднинском месторождении в Прибайкалье, серноколчеданных месторождениях Карелии, месторождениях Брокен-Хилл (Австралия), Дактаун (США) и других. По мнению большинства исследователей, региональный метаморфизм имеет изохимический характер, а регенерация свинцово-цинковых руд осуществляется, главным образом, в конце прогрессивной и в регрессивную стадию метаморфизма при температуре несколько ниже 600—400°C и давлении 750—300 МПа

[1]. При этом происходит формирование новых рудных тел как внутри первичных руд, так и за их пределами на расстоянии, как правило, до нескольких сотен метров. Минеральный состав новообразованных рудных тел обычно аналогичен составу первичных руд, меняются лишь количественные соотношения сульфидов; регенерированные руды часто обогащены пирротинном, слабо развитым в первичных рудах. Рассматривая последовательность процессов регенерации рудного вещества в условиях регионального метаморфизма, Г.В.Ручкин и др. [10] выделяют три стадии прогрессивного этапа метаморфизма: перекристаллизации, частичной и полной мобилизации. На первой стадии при высокой температуре и значительном давлении первичные сульфидные руды преобразуются и по составу приближаются к равновесному состоянию, отвечающему новым условиям. Эти преобразования протекают в закрытой системе при формировании сжатых складок и заключаются, главным образом, в приспособлении кристаллических агрегатов к новым условиям путем перераспределения слагающего их вещества без привноса со стороны; при этом в участках максимальных давлений происходит растворение вещества и его вынос, а на участках пониженного давления — растворение с образованием удлинённых кристаллических форм. Перекристаллизация сульфидов сопровождается переходом неустойчивых модификаций в устойчивые (появляются магнетит или пирротин), а также освобождением от элементов-примесей, которые образуют собственные минералы (арсенопирит, кобальтин, сульфосоли свинца и меди и др.).

Наличие на многих месторождениях углеродистого вещества, которое превращается в графит, указывает на восстановительные условия, существующие на этом этапе.

В течение стадии частичной мобилизации образуются кварц(кальцит)-пирит-галенит-сфалеритовые и кварц(кальцит)-пиритовые руды. Они содержат реликты руд первой стадии, которые замещают и пересекают. В формировании руд этой стадии большое участие принимают метаморфические флюиды, о чем

свидетельствует значительное (до 20 %) количество жильного кварца и карбоната, а также оторочки крупнозернистых сульфидов на контактах перераспределённых руд с реликтами руд первой стадии и многочисленными кварц-кальцитовыми прожилками, проникающими во вмещающие породы. Эта стадия прогрессивного метаморфизма сопровождается выщелачиванием, обусловленным воздействием сформировавшейся флюидно-газовой смеси, обладающей высокой растворяющей способностью.

Третья стадия прогрессивного этапа метаморфизма протекает в условиях формирования вязких разломов [10]. Образование руд связывается здесь с сульфидными расплавами, возникающими при экстремальном метаморфизме или с остаточными высококонцентрированными метаморфическими флюидами. При этом в вязких разломах происходило расслоение расплавов на две несмешивающиеся жидкости — сульфидную и карбонатно-кремнезёмистую; последняя обособлялась в виде капель, фиксирующихся при кристаллизации в виде кремнезёмистых шариков карбонатно-кварцевого и кварцевого составов, часто зонального строения.

На регрессивном этапе регионального метаморфизма продолжалось образование регенерированных прожилково-вкрапленных существенно пирротиновых руд с варьирующими количествами сфалерита, халькопирита и галенита. Продукты этого этапа метаморфизма локализируются в пределах узких зон мощностью до нескольких метров.

Регенерированные свинцово-цинковые руды чаще всего локализируются внутри тел первичных руд, иногда образуя рудные столбы и гнезда. Значительно реже тела регенерированных руд располагаются за пределами первичных рудных тел на расстоянии до нескольких сотен метров. В настоящее время нет доказанных примеров расположения регенерированных свинцово-цинковых руд на большом расстоянии от первичных залежей. В целом, это представляется маловероятным, так как растворы, переносящие регенерированные металлы, даже при небольшом изменении физико-химических условий по пути их движения выходят из состоя-

ния равновесия с окружающей средой, что приводит к осаждению металлов.

Масштабы формирования регенерированных свинцово-цинковых руд определяются интенсивностью метаморфизма. Сульфиды способны к перемещению и переотложению в процессах катагенеза, а также в условиях любых фаций метаморфизма, однако наибольших размеров регенерированные рудные тела достигают при региональном метаморфизме зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (как прогрессивного, так и регрессивного этапа).

Важнейшими факторами, определяющими характер регенерации руд являются температура, давление, участие летучих веществ и длительность процессов регенерации. С повышением температуры связано увеличение скорости деформации пород и минералов, а в случае пластического течения с участием флюида — повышение растворимости минералов, коэффициента диффузии и, в итоге, общее повышение пластичности руд. Иногда повышение температуры приводит к образованию сульфидных расплавов.

Еще большую роль в регенерации свинцово-цинковых руд играет давление; в низкотемпературных, но интенсивно дислоцированных толщах колчеданные залежи испытывали регенерацию, в то время как в некоторых значительно более метаморфизованных, но слабо дислоцированных толщах степень преобразования руд минимальная. Таким образом, существует определенная связь между степенью дислоцированности пород и степенью структурной перестройки свинцово-цинковых руд новых залежей.

Практическое значение регенерации определяется позицией регенерированных руд относительно первичных. Тела регенерированных руд размещаются либо внутри первичных залежей, либо на небольшом удалении от последних. В первом случае они нередко образуют рудные столбы или обогащенные тела разнообразной формы. Во втором случае они могут служить поисковым признаком, указывающим на близкое расположение первичных руд.

Работа выполнена при содействии Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 96-05-65827).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горжевский Д.И., Донец А.И., Конкин В.Д. и др. Регенерация сульфидных руд свинцово-цинковых месторождений // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 57—63.
2. Дзюффарди П. Роль трансформизма в генезисе рудных месторождений (на примере свинцово-цинковых месторождений Сардинии) // Геология и геохимия рудных месторождений. Труды XXIII МГК. — М.: Мир, 1971. С. 10—20.
3. Ежов С.В. Соотношение процессов скарнообразования и отложения сульфидных руд на полиметаллических месторождениях Алтын-Топканского рудного района // Геол. рудн. месторождений. 1994. Т. 36. С. 237—249.
4. Зональность свинцово-цинкового оруденения Сарданского рудного района (Якутия) и критерии поисков рудных тел / Авторы: А.И.Донец, И.З.Исакович, В.Д.Конкин и др. // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. № 9. 1981. С. 44—51.
5. Кривцов А.И. Регенерация стратиформных месторождений и ее прогнозно-поисковое значение / Тез. докл. 1-й Всес. конф. по проблеме «Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов». Ч. 1. — Фрунзе, 1983. С. 13—15.
6. Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла. — Новосибирск: Наука, 1992.
7. Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. Флюидный режим метаморфизма. — Л.: Наука, 1976.
8. Парильов Ю.С., Сафаргалиев Б.Г. Распределение элементов-примесей в рудах Карагайлы (Центр. Казахстан) / Геология и закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. — Алма-Ата, 1977. С. 64—74.
9. Паталаха Г.Б. Метаморфизм руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений (Казахстан). Автореф. докт. дисс. — Алма-Ата, 1989.
10. Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1973. № 6. С. 69—78.
12. Старостин В.И., Лычаков В.А., Сергеева Н.Е. Метаморфогенное перераспределение химических элементов колчеданно-полиметаллических руд // Геол. рудн. месторожд. 1981. № 4. С. 30—43.
13. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения / Авторы: Н.А.Добрецов, А.В.Мереховецкий, И.В.Ащенко и др. — Новосибирск: Наука, 1987.
14. Тянь В.Д., Митряева Н.М., Садыков М.А. Цинковые хемогенные карбонатные руды Жайрема — первое подтверждение гипотезы о возможности накопления цинка в осадочных породах в несulfидной форме // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 28—34.
15. Marshall B., Gilligen L.B. An introduction to remobilization: information from ore-body geometry and experimental consideration // Ore geology reviews. 1987. № 2. P. 247—267.

D. I. Gorzhevsky, A. I. Donets, V. D. Konkina

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF Pb-Zn AND MASSIVE SULFIDE BASE METAL ORE REGENERATION

The factors governing the intensity of regeneration of Pb-Zn ores are discussed. It is suggested that the regeneration occurs in diversified geological situations, under the conditions of regional, dynamothermal, contact and hygrothermal metamorphism. Galena and chalcopyrite are regenerated most readily, sphalerite and pyrrhotite are somewhat more resistant, and pyrite appears to be the most resistant.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 662.772:622.343.344

© Коллектив авторов, 1998

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СУЛЬФИДОВ (ГПС)

Н. Г. КЛИМЕНКО, А. И. РОМАНЧУК, М. М. ЗАДОРНОВ, В. П. ИВАНОВСКАЯ
(ЦНИГРИ МПР России)

Изучен вещественный состав и технологические свойства различных природных типов ГПС, разработаны принципы классификации руд по технологическим типам и сортам в зависимости от минерального состава и содержания основных и попутных полезных компонентов. Для каждого из выделенных типов руд рекомендована базовая технология переработки.

Технологическая классификация руд основывается на признаках, определяющих принципиальную схему и режим их переработки. Так, для золотых руд определяющими (с технологической точки зрения) признаками являются содержания благородных и цветных металлов, имеющих промышленное значение, например, меди, сурьмы, селена, теллура [1, 3], степень окисленности руд [2], фазовый состав золота [6], характер вмещающих пород [5]. Детализация классификации определяется полнотой данных по вещественному составу руд и их технологической изученности.

Несмотря на то, что глубоководные полиметаллические сульфиды были обнаружены всего около 20 лет назад, к настоящему времени накоплен большой объем информации, касающейся механизма образования ГПС, масштабов их распространенности, вещественного состава, возможных способов переработки. Имеющиеся данные позволяют выявить взаимосвязь вещественного состава с технологическими особенностями ГПС.

Глубоководные сульфиды в значительной степени являются аналогами древних сульфидов суши. В минеральном составе ГПС преобладают пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, изокубанит, а также присутствуют окисленные соединения меди и, в различных соотношениях с первичными, окисленные минералы цинка и

железа. Основные нерудные составляющие — кремнезем в виде опаловидного кварца, кварц-гидрослюдистые агрегаты, а также сульфаты в виде ангидрита и гидрослюдистые минералы. Встречаются ярозит, а иногда гидроксисульфаты сложного состава. Полезными компонентами руд, представленных пробами акваторий Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и Срединно-Атлантического хребта (САХ), являются медь, цинк, сера, железо, золото, серебро, а также попутные компоненты — кадмий, кобальт и частично селен.

Обобщенные данные по вещественному составу изученных проб приведены в табл. 1. Эти данные показывают, что большинство опробованных рудопроявлений (51,2 %) представлено медно-цинковыми рудами, 12 % — медными и 16,7 % — цинковыми; колебания в содержании железа и серы подтверждают наличие как массивных, так и вкрапленных руд; содержание основных компонентов изменяется в широких пределах; по сравнению с рудами суши ГПС обогащены благородными металлами.

Результаты технологических исследований ГПС [4] позволяют сделать вывод, что базовой технологией их переработки должна быть комбинированная схема, включающая флотацию минералов цветных металлов и пиро-гидрометаллургическую переработку пиритного продукта.

По аналогии с рудами суши в основу

1. Вариации содержания основных металлов в различных типах руд

Типы руд	Количество выявленных до 1995 г. рудопроявлений	Пределы изменений концентраций						
		Fe	Cu	Zn	Pb	Ba	Au	Ag
Медные	10	15,0—45,0	0,8—42,6	0,03—1,46	0,03—0,7	—	0,8—37,5	5,0—300
Цинковые	14	1,8—50,0	0,01—0,58	1,46—59,0	0,06—0,7	—	0,15—7,5	1,1—230
Медно-цинковые	43	2,8—48,0	0,65—31,0	1,09—48,0	0,01—0,3	—	0,15—10,0	21,0—1500
Медно-цинково-свинцовые	12	12,0—44,0	0,5—18,5	3,0—43,0	0,63—52,0	—	1,0—9,8	50,0—680
Ва-содержащие медно-цинково-свинцовые	5	—	0,5—10,5	0,9—7,1	3,5—41,0	11—53,0	0,8—4,0	107—550
Всего	84							

Примечание. Содержание элементов Fe, Cu, Zn, Pb и Ba приведены в %, а Au, Ag и Cd — в г/т.

технологической классификации ГПС положено разделение руд по содержанию серы на массивные и вкрапленные с наличием в каждом типе медных, цинковых и медно-цинковых руд. При выделении типов руд учитывалась возможность получения из руды одноименных концентратов, кондиционных как по ведущему компоненту, так и по примесям.

При классификации руд по технологическим типам учитывались следующие основные положения.

Схема и режим переработки руд различаются только на стадии обогащения. Технология переработки пиритного продукта для всех типов руд одина.

Руды, требующие различных схем флотации, отнесены к различным технологическим типам.

Руды, перерабатываемые по одной и той же флотационной схеме, имеющей различия в режимах обогащения, отнесены к различным подтипам. Режим флотации обусловлен в основном степенью окисленности руд.

Характеристика изученных в ЦНИГРИ типов руд представлена в табл. 2, данные фазового анализа меди и цинка — в табл. 3.

Сопоставляя полученные данные по рудам Тихого и Атлантического океанов (см. табл. 1, 2, 3), можно сделать следующие выводы;

руды Тихого океана богаче медью, чем руды Атлантического океана;

и в Тихом, и в Атлантическом океанах встречаются как бедные, так и богатые цинком руды;

содержание благородных металлов выше в рудах САХ;

руды САХ более затронуты процессами окисления;

нерудная часть тихоокеанского сырья представлена кремнистыми соединениями; в исследуемой зоне САХ встречаются руды, содержащие значительные количества ангидрита.

Технологические исследования показали, что руды с содержанием серы выше 40 % целесообразно перерабатывать по схеме с получением концентратов цветных металлов (медных, цинковых, медно-цинковых) и пиритного продукта в качестве хвостов с кондиционным (40—42 %) или сравнительно низким (30—35 %) содержа-

нием серы. Для руд с содержанием серы менее 40 % оптимальной является схема коллективной флотации с получением отвальных нерудных хвостов; концентрат доизмельчается и подвергается разделению.

В технологических исследованиях изучены руды с богатым (18 %) и средним содержанием (3,3 %) меди. При выборе предельных концентраций в определении типа руды учитывался опыт обогащения медных руд суши. Как правило, кондиционный медный концентрат низшей марки (КМ-7) с содержанием меди 15 % может быть получен из руды, содержащей не менее 0,8—1 % металла.

Практика обогащения сырья цветных металлов свидетельствует, что минимальное содержание цинка, при котором могут быть получены флотационные концентраты, соответствующие существующим техническим условиям, должно быть не менее 1,5 % для вкрапленных руд и 2,5 % для массивных руд. Исходя из необходимости получения кондиционных концентратов не только по содержанию основных металлов, но и примесей, граничное содержание цинка в медных рудах должно составлять 0,5—0,6 %, а минимальное содержание меди в цинковых рудах не должно превышать 0,15—0,20 %.

Руды, в которых содержание меди более 1 %, а цинка более 1,5—2 %, должны быть отнесены к медно-цинковым, при переработке которых получается медно-цинковый концентрат, пригодный для дальнейшей металлургической переработки. Присутствие растворимых солей, зависящее от степени окисленности руд, является одним из основных факторов при определении режима флотации: выборе расхода извести для депрессии пирита и подборе ксантогената для обеспечения гидрофобизации поверхности минералов цветных металлов. Этот фактор может быть положен в основу выделения технологических подтипов руд.

По степени окисленности различаются следующие технологические подтипы сульфидных руд: собственно сульфидные (до 10 % окисленных форм меди и цинка), смешанные (10—50 % окисленных форм) и смешанные руды с пленками гидроксидов и гидросульфатов на поверхности минералов. Для переработки руд последнего подтипа

2. Содержание определяющих полезных компонентов по типам руд ГПС

Компоненты	Тихий океан (ВТП)			Атлантический океан (САХ)		
	Медные массивные	Медно-цинковые		Медные вкрапленные в ангидриде и карбонатах	Цинковые	
		Массивные	Вкрапленные		Массивные	Вкрапленные
Cu	18,0	2,4—21,5	1,2—2,0	3,31	0,2—0,25	0,08—0,14
Zn	0,06	3,5—22,5	1,7—3,7	0,05	3,3—20	2,4—3,7
S	27,0	30,0—35,0	21,0—23,0	26,70	39,9—52,0	16,4—31,3
Fe	14,9	20,0—33,5	12,0—21,4	8,75	31,0—40,0	30,0—26,0
SiO ₂	28,2	1,7—13,2	41,6—45,1	0,20	0,3—8,0	29,0—42,0
CaO	0,25	0,07—0,30	0,07—0,53	31,90	0,1—0,27	0,56—4,7
Au	0,34	0,1—0,6	0,18—1,0	0,15	5,0—5,6	0,1—5,7
Ag	22,0	23,0—140,0	6,4—40,0	0,90	120—130	98—182
Cd	н/опр.	90—240	40,0—60,0	—	1400	—
						50,0—100,0

Примечание. Содержания элементов Cu, Zn, S, Fe и соединений SiO₂ и CaO приведены в %, и Au, Ag и Cd — в г/т.

3. Результаты фазового анализа меди и цинка в технологических пробах ГПС, %

Компоненты	Минералы и соединения	Тихий океан (ВТП)			Атлантический океан (САХ)			
		Медные массивные	Медно-цинковые		Медные вкрапленные в карбонатах и англезите	Цинковые		Медно-цинковые массивные
			Массивные	Вкрапленные		Массивные	Вкрапленные	
Медь	Сульфаты Оксиды и карбонаты	0,31 1,53	0,09—0,13 0,21—1,9	0,05—7,4 1,0—7,5	0,4 3,7			0,78—4,1 7,32—26,3
	Вторичные сульфиды	5,81	0,85—5,4	13,3—23,1	5,3			13,8—49,4
	Халькопирит	92,35	92,6—98,8	62,1—85,6	90,6			20,2—78,4
	Сульфаты		3,8—6,6	13,9		2,7	9,1	9,4—21,6
Цинк	Оксиды и карбонаты		1,9—2,6	1,75—7,9		1,9—8,8	4,5—12,2	5,5—9,2
	Каламин		1,5—4,8	0,9—8,3		3,2—3,7	7,0—7,4	5,2—6,2
	Сфалерит		86,6—92,0	70,0—97,3		87,5—92,1	79,0—80,8	64,0—85,1

4. Технологическая классификация руд ГПС

Технологические типы руд	Граничные содержания полезных компонентов	Принципиальная схема флотации
Массивные: Медные Цинковые Медно-цинковые	>40 S 0,8—1 Cu >2,5 Zn >1 Cu, >1,5 Zn	Измельчение руды до крупности -0,074 мкм (90—95 %). Флотация с получением концентратов цветных металлов и пиритных хвостов
Вкрапленные: Медные Цинковые Медно-цинковые	<40 S 0,5—0,8 Cu >1,5 Zn >0,5 Cu, >1 Zn	Измельчение руды до крупности -0,074 мкм (55—65 %). Коллективная флотация сульфидов с получением отвальных хвостов; доизмельчение концентрата -0,074 мкм (до 95 %) с получением концентратов цветных металлов и пиритного концентрата.
Технологические подтипы: Сульфидные Смешанные Смешанные с поверхностными пленками	до 10 % окисленных соединений Cu и Zn 10—50 % окисленных форм Cu и Zn То же	Флотация в соответствии с технологическим типом Кислотная обработка в процессе измельчения
Технологические сорта: С малым содержанием благородных металлов Золотосодержащие Серебросодержащие Золото-серебросодержащие	<1 Au, <15—20 Ag >1 Au, 20—60 Ag <1 Au, >60 Ag >1 Au, >60 Ag	Схема флотации определяется технологическим типом руды

П р и м е ч а н и е . Содержания элементов Cu, Zn и S приведены в %, а Au и Ag — в г/т.

недостаточно изменения дозировок реагентного режима флотации, а требуется применение специальных приемов для снятия окисных пленок перед флотацией.

В основу классификации ГПС по технологическим сортам положено содержание благородных металлов, которое в них, как правило, выше, чем в традиционных рудах. Следует заметить, что золото и серебро в ГПС в основном связаны с сульфидами, поэтому для извлечения благородных металлов не потребуется применения специальных схем и режимов, отличных от тех, что рекомендованы для флотации медных и цинковых минералов. Выделение отдельных сортов руд обусловлено экономическими соображениями, т.к. доля золота может достигать 25 % от общей стоимости металлов в руде.

Рекомендуемая технологическая классификация руд ГПС приведена в табл. 4. Представленная технологическая классификация может уточняться и детализироваться по мере изучения месторождений ГПС. Для извлечения полезных компонентов из пиритсодержащих продуктов, полученных при

флотации руд всех технологических типов, разработана комбинированная пиро-гидро-металлургическая технология, обеспечивающая комплексную переработку ГПС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Зеленов В.И. Классификация золотых руд по свойствам, определяющим технологию переработки // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 77. С. 40—52.
2. Зеленов В.И. Вещественный состав, способы обработки и типизации золото-серебряных руд // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 115. С. 3—11.
3. Клименко Н.Т., Романчук А.И., Ивановская В.П. Эффективные технологии извлечения ценных компонентов из глубоководных полиметаллических сульфидов // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 63—71.
4. Лодейщиков В.В., Игнатьева К.Д. Рациональное использование серебросодержащих руд. — М.: Недра, 1973.
5. Опыт освоения технологии обогащения медно-цинковых руд Сибайского месторождения / Авторы: Е.А.Вершинин, В.П.Коробков, В.Н.Филимонов и др. — М.: ЦИИИЦветмет, 1967.
6. Седельникова Г.В. Технологическая типизация упорных углеродсодержащих золото-мышьяковых руд одного из месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 176. С. 29—33.

N. G. Klimenko, A. I. Romanchuk, M. M. Zadornov, V. P. Ivanovskaya

TECHNOLOGICAL CLASSIFICATION OF DEEP-SEA COMPLEX SULFIDES (DCS)

Based on the examination of compositions and technological characteristics of various natural DCS types, a technology-oriented classification of ores is proposed. Ores are subdivided into technological types and grades, depending on their mineral composition and major and minor (by-product) commodity contents. Specific basic processing technologies are proposed for each of the DCS ore types thus established.

УДК 550.837.75.622.02

© Коллектив авторов, 1998

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ

А. Т. БОНДАРЕНКО, А. Д. ХАРЬКИВ, Ю. Д. КОВАЛЕВ (ЦНИГРИ МПР России),
Н. Н. ЗИНЧУК, А. Б. ПЫСТИН (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России—Саха»)

Рассмотрены петрохимические и петрофизические характеристики кимберлитовых пород трубки Юбилейная по штреку, пройденному на глубине 150 м от дневной поверхности. Впервые прослежены непрерывные изменения этих параметров кимберлита разных фаз внедрения и кратерных образований, установлены их корреляционные связи. Обсуждаются механизмы физических процессов, влияющих на петрофизические параметры кимберлитовых пород.

Лабораторное изучение в широком диапазоне частот электрических, радиоволновых, магнитных, плотностных, упругих свойств и структурных характеристик кимберлитов и вмещающих их горных пород различного литологического состава в термодинамических условиях, отвечающих природным, даст информацию, важную для построения обобщенных прогнозных, поисковых и разведочных геомodelей, и способствует повышению эффективности геолого-геофизических работ [1—3, 5, 7, 8, 11, 13].

Кимберлитовые трубки Сибирской платформы весьма разнообразны по вещественному составу и геологическим условиям залегания, а петрохимические и петрофизические параметры слагающих их пород варьируют в широких пределах и имеют сильную дисперсию [5, 6, 14]. Наблюдаются также сложные взаимоотношения между минеральным составом кимберлитов разных фаз внедрения и вмещающих пород, измененных в результате динамического воздействия внедрившихся кимберлитовых магм, и их физическими свойствами [2, 3, 13, 9]. Следовательно, для оптимизации поисковых работ при построении дифференцированных типовых поисковых геомodelей, свободных от абсолютизированных субъективных элементов, необходимо располагать достоверными количественными параметрами этих разнообразных геологических сред [5—7, 16].

В связи с этим были изучены петроэлектрические, петрофизические и петрохимические свойства кимберлитов трубки Юбилейная, породы которой относятся к различ-

ным фазам внедрения и отличаются друг от друга по минеральному составу и уровню метасоматизма [10]. Исследования выполнялись в связи с проводимыми в ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России—Саха» работами, направленными на усовершенствование и внедрение в Якутии метода радиоволнового просвечивания в скважинах, петрофизических и каротажных измерений при поисках кимберлитовых трубок в зоне многолетней мерзлоты [5, 7, 12, 13].

Электрические и петрофизические характеристики кимберлитовых пород двух фаз внедрения трубки Юбилейная и их корреляционные взаимосвязи с петрохимическим составом были изучены на 150 образцах, отобранных с интервалом 8—10 м из стенок штрека длиной 1100 м, пройденного на глубине 150 м от дневной поверхности и пересекшего трубку по длинной оси с юго-востока на северо-запад. Для одних и тех же образцов кимберлитовых пород определялись удельное электрическое сопротивление на постоянном токе ρ_0 , а в диапазоне частот электромагнитного поля f от 0,625 до 36 МГц — эффективное удельное сопротивление $\rho_{эф}$, относительная диэлектрическая проницаемость ϵ_{ϵ_0} , коэффициент поглощения k'' энергии радиоволн в массиве, а также плотность σ , эффективная пористость $n_{эф}$ и водонасыщенность (льдистость) W . Все параметры измерялись на предельно водонасыщенных образцах при температуре -10°C . Измерения магнитной восприимчивости χ и

1. Средние величины петрофизических параметров кимберлитов и горных пород, вмещающих и перекрывающих трубку Юбилейная, при $T = -10^\circ\text{C}$

Породы (направление измерения)	σ , г/см ³	$n_{эф}$, %	W , %	$f = 0,625 \text{ МГц}$		
				$\rho_{эф}$, Ом·м	$\varepsilon/\varepsilon_0$	k'' , Нп/м
Известняки доломитистые, S_{1n} (перпендикулярно напластованию)	2,50	9,20	4,1	3800	13	0,014
Известняки доломитистые, S_{1n} (вдоль напластования)				1300	24	0,036
Известняки мраморизованные, S_{1n}	2,54	8,8	3,43	7800	9	0,007
Известняки глинистые, S_{1n}	2,48	12,40	4,92	900	20	0,046
Известняки глинистые, O_2-3kl	2,38	13,86	4,98	500	32	0,096
Терригенные отложения, алевролиты, аргиллиты, C_3-P_1 , $P-T_1$	2,22	24,6	10,2	200	50	0,12
Углистые образования, $P-T_1$	2,30	19,2	9,0	80—150	56	0,20
Мергели глинистые, известняки кылахской свиты, O_2-3k	2,35	18,2	8,8	400	55	0,063
Долериты, P_2-T_1	2,78	5,2	2,1	4900	16	0,012
Туфы песчанистые, P_2-T_1	2,22	16,6	8,40	400	34	0,076
Порфиновые кимберлиты I фазы	2,36	14,3	7,8	200—380	40	0,126
Автолитовая брекчия II фазы	2,22	18,2	9,3	80—200	58	0,185

рентгенодифрактометрические анализы* основной массы кимберлита выполнялись в условиях воздушной среды при положительной температуре.

Трубка Юбилейная в плане имеет удлиненную форму и северо-восточное простирание. Она расположена в центральной части Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Трубка прорывает толщу нижнепалеозойских субгоризонтально залегающих пород кембрия, нижнего и среднего ордовика и нижнего силура лландоверийского яруса и полностью перекрывается эффузивно-терригенными образованиями верхнего палеозоя — нижнего мезозоя и пластовыми телами долеритов. Мощность перекрывающей толщи составляет в среднем 66 м. Петрофизические параметры кимберлитов, вмещающих карбонатных и перекрывающих терригенных пород приведены в табл. 1. Отметим, что $\rho_{эф}$, $\varepsilon/\varepsilon_0$, k'' в переменных полях являются основными физическими параметрами, определяющими распространение электромагнитных волн в массивах горных пород. Эффективные величины этих параметров, как и ρ_0 , зависят от минерального состава пород, структурно-

текстурных характеристик, уровня метасоматических изменений, обводненности, термодинамических условий их залегания и др. Они широко используются в электроразведочных методах: при поисках и разведке рудных образований [7].

В структуре трубки выделяются три обособленных рудных столба. Центральный столб имеет трубчатую форму с чашеобразным расширением в пределах верхней части. Он сложен автолитовыми брекчиями II фазы внедрения, фланги представлены массивными порфиновыми кимберлитами I фазы. Прочные, окрашенные в серо-зеленый (до темно-зеленого) цвет кимберлиты I фазы сложены псевдоморфозами по оливину (50—70 %), относительно редкими зернами пиропы и пикроильменита, сцементированными карбонат-серпентиновым агрегатом с выраженной порфировой структурой основной массы. Кимберлитовые автолитовые брекчии II фазы внедрения, занимающие центральную часть рудного столба, состоят из большого количества псевдоморфоз серпентина по оливину, обломков карбонатных пород и редких ксенолитов кристаллических сланцев фундамента платформы, нодулей пород мантии, сцементированных карбонат-серпентиновым агрегатом. В ЮЗ части трубки (интервал 1—230 м от нулевой отметки наклонной штольни) и в СВ ее части основ-

* Рентгенодифрактометрические исследования выполнены в ЯНИГП ЦНИГРИ АК "Алмазы России—Саха" на дифрактометре Дрон-2 вед. инженером-рентгенологом Л.Е.Лисковой и лаборантом М.Г.Омельченко.

ная масса кимберлитовых брекчий и псевдоморфозы по оливину, по данным рентген-дифрактометрического анализа, содержат значительное количество (в пределах 16—52 %) мелкоагрегатных образований магнетитово-железистого минерала пирроаурита (табл. 2). Над центральным столбом залегают кратерные осадочно-вулканогенные породы, образующие чашеподобное тело. Они представлены переслаивающимися породами, напоминающими глинистые образования с песчано- и гравелитоподобными прослоями [10, 15].

Судя по петрохимическим характеристикам пород и их петрофизическим свойствам, подземная выработка пересекает центральную часть трубки на уровне глубин, где на СВ и ЮЗ происходит постепенный переход от пород чаши к кимберлитовым брекчиям I фазы внедрения. На этом уровне наблюдается весьма сильная дисперсия петрохимических характеристик кимберлита, что находит отражение в столь же широком разбросе петрофизических параметров (рис. 1, табл. 2).

Из анализа результатов петрофизических измерений следует, что по профилю трубки длиной 1100 м значения удельного электрического сопротивления кимберлитов (с определенной дисперсией) с востока на запад уменьшаются (см. рис. 1). На СВ фланге трубки (от нулевой отметки наклонной штольни до 300 м) порфиновые кимберлитовые брекчии I фазы характеризуются высокими значениями ρ_o , равными 200—360 Ом·м (см. табл. 2). В этом интервале по штреку предельные значения плотности изменяются от 2,05 до 2,48 г/см³, составляя в среднем 2,34 г/см³. Высоким значениям ρ_o кимберлита соответствуют относительно низкие средние значения пористости — 12—13 % и предельной водонасыщенности (льдистости) — 5,8—6,6 %. Величина магнитной восприимчивости кимберлитов на данном участке варьирует от 377 до $7540 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в среднем — $240 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Величины удельного электрического сопротивления по профилю ЮЗ участка трубки изменяются от 60 до 220 Ом·м, и только в отдельных случаях ρ_o кимберлитов, содержащих большое количество псевдоморфоз по оливину, составляет 300 Ом·м (см. рис.

1). Плотность кимберлитов ЮЗ части на участке штрека от устья наклонной штольни до 370 м в среднем составляет 2,28 г/см³, пористость достигает значений 18,0 %, а водонасыщенность — 9,2 %. Значения χ по всему профилю трубки имеют весьма большую дисперсию и варьируют в пределах $7—5000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Низкие значения χ ($7—120 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) характерны для блоков кимберлита, содержащих большое количество обломков карбонатных пород.

Анализ результатов измерений показал, что на изученном профиле, пересекающем трубку с северо-востока на юго-запад, по петрофизическим и петрохимическим характеристикам выделяется пять блоков (участков) кимберлитовых пород (см. табл. 2). Первый блок пород по штреку от устья штольни в интервалах СВ 0—300 м и ЮЗ 0—190 м представлен кимберлитовой брекчией I фазы. Однако по петрофизическим свойствам, главным образом, по значениям ρ_o , он четко разделяется на три участка — СВ 90—300, СВ 0—90 и ЮЗ 0—190 м. Прочные, слабоизмененные, темного (в отдельных случаях — до черного) цвета кимберлиты I фазы (ранней генерации) в интервале пикетов СВ 90—300 м характеризуются повышенными значениями ρ_o (200—360 Ом·м и выше) и плотности (2,24—2,42 г/см³) за счет высокого содержания пирроаурита (34—42 %), пониженного — серпентина (25—39 %), а также высокого содержания MgO (до 37 %) и низкого — оксидов натрия и алюминия (1,1—1,5 %), кальция (6—8 %) и фосфора (0,26—0,31 %) по сравнению с участками СВ 0—90 и ЮЗ 0—190 м (см. рис. 1, табл. 2). Отметим здесь, что содержание P_2O_5 по всему профилю трубки отчетливо коррелирует с величинами ρ_o кимберлитов: на участках кимберлитов, характеризующихся высокими значениями ρ_o , наблюдаются пониженные значения содержания P_2O_5 , и наоборот (рис. 2). Следовательно, согласно экспериментальным данным, высокие содержания P_2O_5 в кимберлитах, вероятно, указывают на высокую интенсивность их метасоматических преобразований. Повышенные содержания суммы железа (7,9—8,8 %) в кимберлитах этого интервала определяются присутствием в них пирроаурита (до 61 %), в котором

2. Распределение средних содержаний основных породообразующих минералов и петрофизических параметров кимберлитов по профилю трубки Юбилейная

Бло- ки	Породы	Уча- сток трубки	Растоя- ние по штреку от штольни	Содержание, %					ρ_0 , Ом·м	χ , 10^{-5} ед. СИ	σ , г/см ³	$n_{эф}$, %	W, %
				Кальцит	Пиро- аурит	Сер- пен- тин	Слю- да	Пирит	Маг- нетит				
1	Порфиновые кимберлиты I фазы, ранняя генерация	СВ	90—300	21,6	33,9	36,6	3,30	2,6	2,0	200—360	2,24—2,42	10—17	4,6—8,0
			0—90	17,8	41,3	39,2	—	1,5	сл.				
			0—190	27,5	38,4	25,0	3,75	2,5	2,2	60—120	2,2—2,30	13—20	5,8—9,6
2	Автолитовая брекчия II фа- зы	ЮЗ	200—300	59,8	—	30,6	3,37	1,8	—	120—200	2,2—2,34	9—17	4,0—8,0
3			300—460	54,5	—	34,0	4,60	2,4	4,4	100—200	2,2—2,26	16—22	7,4—11,0
4			460—660	33,5	—	59,6	3,43	1,5	0,5	100—180	2,18—2,25	15—18	6,8—8,8
5			660—830	59,0	—	34,2	2,70	2,6	1,5	90—150	2,15—2,19	20—25	7,8—12,0

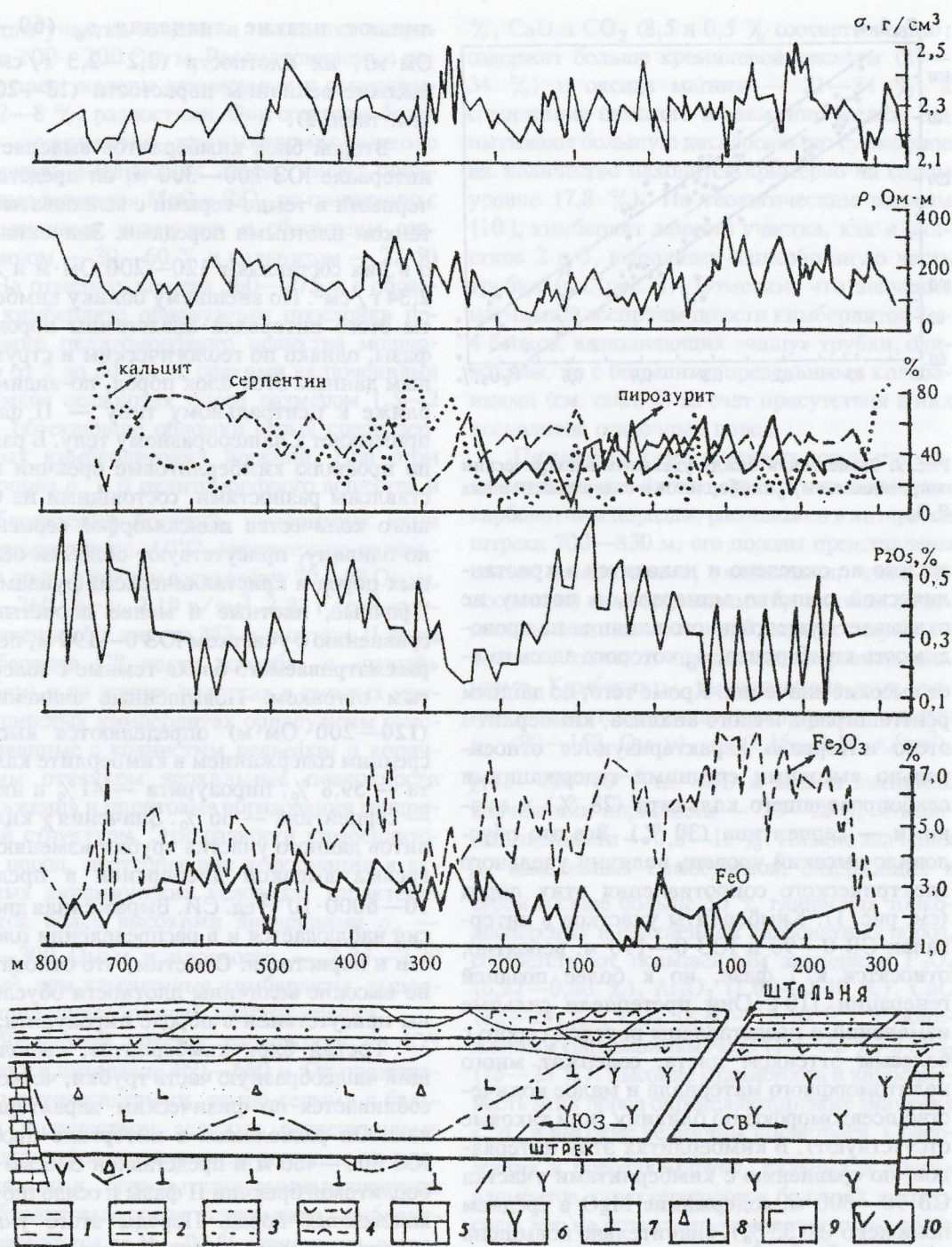


Рис. 1. Геологический разрез через кимберлитовую трубку Юбилейная и распределение петрофизических и петрохимических параметров.

Перекрывающие породы верхнего палеозоя: 1 — углистые алевролиты, 2 — песчаные алевролиты, 3 — разнозернистые песчаники, 4 — туфоалевролиты; 5 — известняки лландоверийского яруса; 6 — порфировые кимберлиты I фазы внедрения; 7 — автолитовые брекчии II фазы внедрения; 8 — стратифицированные осадочно-вулканогенные образования кратера; 9 — туфы основного состава; 10 — долериты.

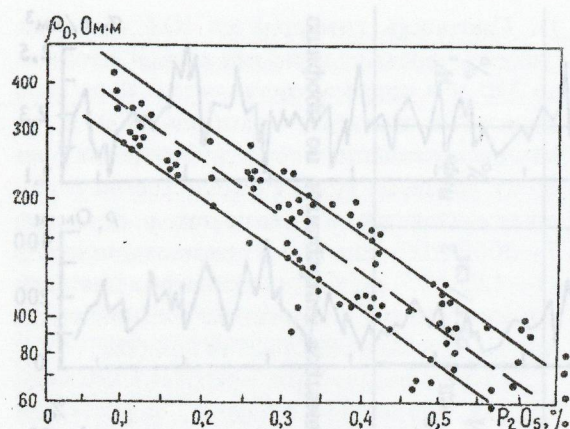


Рис. 2. Зависимость между удельным электрическим сопротивлением ρ_0 кимберлитов и содержанием в них P_2O_5 .

железо не окислено и находится в кристаллической решетке минерала, а потому не оказывает существенного влияния на проводимость кимберлита, ρ_0 которого здесь имеет высокие значения. Кроме того, по данным рентгенографического анализа, кимберлиты этого интервала характеризуются относительно высокими средними содержаниями слабопроводящего кальцита (28 %) и низкими — серпентина (30 %). Все это обусловило высокий уровень величин удельного электрического сопротивления этих пород (см. рис. 1). Кимберлиты участков в интервалах СВ 0—90 и ЮЗ 0—190 м, вероятно, относятся к I фазе, но к более поздней генерации [10]. Они претерпели сильные изменения и представлены породой серого с белесым оттенком цвета, содержат много пелитоморфного материала и малое количество псевдоморфоз по оливину (или таковые отсутствуют). В кимберлитах этих интервалов, по сравнению с кимберлитами участка СВ 90—300 м, содержание MgO в среднем понижено (до 33 %), значительно повышена карбонатность кимберлитов (до 10—12 %), их глиноземистость (до 2,0 %), концентрация в них фосфора (до 0,45—0,6 %) и щелочность, а концентрация железа, за счет присутствия пироаурита, остается такой же высокой. Все эти изменения химического состава кимберлитов, а также присутствие в них дисперсного пелитоморфного материала с большой удельной поверхностью, обуслов-

ливают низкие значения ρ_0 (60—120 Ом·м), их плотности (2,2—2,3 г/см³) и высокие величины пористости (13—20 %) (см. табл. 2).

Второй блок кимберлитов выделяется в интервале ЮЗ 200—300 м; он представлен черными и темно-серыми с зеленоватым оттенком плотными породами. Значения ρ_0 и σ в них составляют 120—200 Ом·м и 2,2—2,34 г/см³. По внешнему облику кимберлиты этого интервала аналогичны породам I фазы, однако по геологическим и структурным данным этот блок пород, по-видимому, ближе к центральному типу — II фазе и примыкает к чашеобразному телу. В разрезе по профилю кимберлитовые брекчии представлены разностями, состоящими из большого количества псевдоморфоз серпентина по оливину, присутствуют обломки осадочных пород и кристаллического фундамента. Прочные, плотные и менее пористые, по сравнению с участком ЮЗ 0—190 м, породы рассматриваемого блока темные с зеленоватым оттенком. Повышенные значения ρ_0 (120—200 Ом·м) определяются высоким средним содержанием в кимберлите кальцита — 59,8 %, пироаурита — 41 % и низким — серпентина — 36 %. Значения χ кимберлитов данного участка трубки изменяются с весьма высокой дисперсией в пределах $10—6000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Выраженная дисперсия наблюдается и в распределении плотности и пористости. Отметим, что относительно высокие величины плотности обусловлены присутствием в породе пироаурита.

Третий блок кимберлитов, выполняющий чашеобразную часть трубки, четко обособливается по физическим характеристикам. Он расположен в интервале профиля ЮЗ 300—460 м и представлен смесью кимберлитовой брекчии II фазы и осадочно-вулканогенных пород. Породы этого участка характеризуются высокой дисперсией значений $\rho_0, \sigma, n_{эф}$, а также содержаний основных минералообразующих оксидов. Низкие значения ρ_0, σ и высокие значения пористости коррелируют с повышенным содержанием фосфора — 0,35—0,52 %, щелочей — 0,12—0,24 % и CaO — 14—18 %, присутствие которых понижает ρ этих пород (см. рис. 1). В среднем значения ρ_0 кимберлитов

данного участка низкие и находятся в пределах 100—200 Ом·м. Рассматриваемые породы представлены глинистыми и слюдистыми (2—8 %) разностями. Они содержат большое количество дезинтегрированного материала вмещающих пород, имеют пониженные значения MgO и SiO_2 по сравнению с предыдущими участками и обогащены серпентином — 30—60 % и кальцитом — 22—50 %. На отметках штрека 360—475 м в образцах кимберлита обнаружены прослойки пепельного пелитоморфного вещества мощностью от 2 до 50 мм (с редкими включениями обломков осадочных пород размером 1,5—2 мм), обтекающие обломки серых среднезернистых кимберлитовых брекчий. При этом величины ρ_o и σ пелитоморфного вещества и кимберлитовых брекчий, измеренных нами при температуре $-10^\circ C$, значительно отличаются друг от друга и составляют 70—98 Ом·м, 190—260 Ом·м, 2,19 г/см³, 2,33 г/см³ соответственно. На пикете 353 м (контакт II фазы кимберлита СВ части «столба» с «чашей» трубки) и на других участках в светлых мелкозернистых кимберлитах обнаружены отполированные с волнистым рельефом и коричневым оттенком зеркальные поверхности скольжения и пиритовые образования дендритовой структуры. Эти разности кимберлитовых пород, претерпевшие деформации в активных динамических условиях, характеризуются более высокими значениями ρ_o — 280—300 Ом·м и плотности — 2,34—2,29 г/см³, чем измененные кимберлиты, выполняющие чашеобразный участок трубки.

Четвертый участок расположен по ЮЗ штреку в интервале 460—660 м. Он представлен мелкозернистыми, темно-серыми с большим количеством зеленых серпентиновых псевдоморфоз по оливину, а также часто ожелезненными, белесо-глинистыми разностями кимберлитовых пород. В этом типе кимберлита содержится до 46—90 % серпентина, встречаются образования тоцилинита (сульфид-гидроксид железа и магния), что обусловило низкие величины ρ_o — 100—180 Ом·м. Породы данного блока по своим петрофизическим показателям аналогичны кимберлитовым породам второго блока и соответствуют II фазе внедрения кимберлита. Они, как и породы второго блока кимберлитов, имеют низкие с одержания фосфора — 0,15—0,28

%, CaO и CO_2 (8,5 и 0,5 % соответственно); содержат больше кремниевой кислоты (29—34 %) и оксида магния — 31—34 %, а содержания окисного и закисного железа испытывают большую дисперсию, но суммарное их количество находится примерно на одном уровне (7,8 %). По геологическим данным [10], кимберлит данного участка, как и участков 2 и 3, выполняет чашеобразную часть трубки (см. рис. 1). Отметим, что значения магнитной восприимчивости кимберлитов 2—4 блоков, выполняющих «чашу» трубки, одинаковы, но с большими предельными колебаниями (см. табл. 2) за счет присутствия в них ксенолитов осадочных пород.

Пятый блок кимберлитовых пород, примыкающий на юго-западе трубки к вмещающим карбонатным породам, расположен в интервале штрека 700—830 м, его породы представлены сильно измененными, глинистыми, часто полосчатыми кимберлитовыми брекчиями, а ксенолиты вмещающих карбонатных пород — темными глинисто-песчанистыми разновидностями. Кимберлиты, выполняющие этот участок, характеризуются низкими значениями ρ_o (90—150 Ом·м), σ (2,16—2,19 г/см³), χ ($15-120 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и весьма высокими значениями пористости — 20—25 % и водонасыщенности — 7,8—12 %. Низкие значения ρ_o измененных кимберлитов, содержащих в своем составе больше 50 % глинистых тонкодисперсных и измененных карбонатных пород, соответствуют повышенным значениям P_2O_5 (0,22—0,60 %), Al_2O_3 (1,60—2,40 %), CaO (12—24 %), CO_2 (8,80—16,50 %) и пониженным содержаниям MgO (14—22 %) и SiO_2 (15—25 %). Высокие глинистость и карбонатность этих пород определяют низкие значения k , ρ_o и высокие величины пористости. Содержания в породах магния, кальция и других элементов характеризуются большой дисперсией, что не позволяет однозначно оценить их содержание (см. рис. 1, табл. 2). Рассмотренный блок пород, по-видимому, представлен грубой смесью кимберлита I фазы и вмещающих его измененных карбонатных пород.

Таким образом, приведенные данные позволяют констатировать, что наблюдаются постепенное уменьшение значений удельного электрического сопротивления, плотности и изменения других петрофизических характеристик кимберлита в направлении с северо-

восточного фланга трубки на юго-западный. В этом же направлении усиливается степень постмагматической измененности кимберлитовых пород, возрастают содержания в них CaO , CO_2 , P_2O_5 , глинозема, увеличиваются в породе содержания FeO , SiO_2 , железистого серпентина, сидерита и гидроксидов железа и уменьшается количество MgO , Cr_2O_3 [10]. Рассмотренный по профилю трубки петрохимический состав кимберлита в основном отражает степень изменения пород и дает возможность в комплексе с петрофизическими характеристиками выделить блоки пород различных фаз внедрения и участки, где породы претерпели постмагматические преобразования.

Из рис. 1 следует, что повышенные значения ρ_0 характерны для блоков кимберлитовых пород, имеющих низкие содержания P_2O_5 и кальцита, а низкие величины ρ_0 — для пород с высокими содержаниями фосфора и кальцита, то есть кимберлитов, по-видимому, претерпевших интенсивные метасоматические изменения (см. рис. 2). Однако следует отметить, что обогащение фосфором отдельных блоков кимберлитовых пород трубки связано с магматическими глубинными процессами. Авторами работы [9] было показано, что фосфор накапливается в наиболее карбонатных разновидностях, щелочность при карбонатизации не изменяется, что и наблюдается для трубки Юбилейная. Полученная корреляционная зависимость ρ_0 в функции P_2O_5 (см. рис. 2), вероятно, может быть использована при выделении блоков кимберлитовых пород различных фаз внедрения и генераций, претерпевших постмагматические изменения различной интенсивности.

В результате петрофизических и петрохимических измерений, выполненных на одних и тех же образцах, выявлены корреляционные связи между петрофизическими и петрохимическими характеристиками кимберлита. Из представленных на рис. 3—5 результатов этих исследований следует, что для кимберлитовых пород трубки наблюдается обратная связь между величинами удельного электрического сопротивления с одной стороны и пористости, водонасыщенности (льдистости), плотности и магнитной восприимчивости с другой. Такая же связь наблюдается между плотностью, пористо-

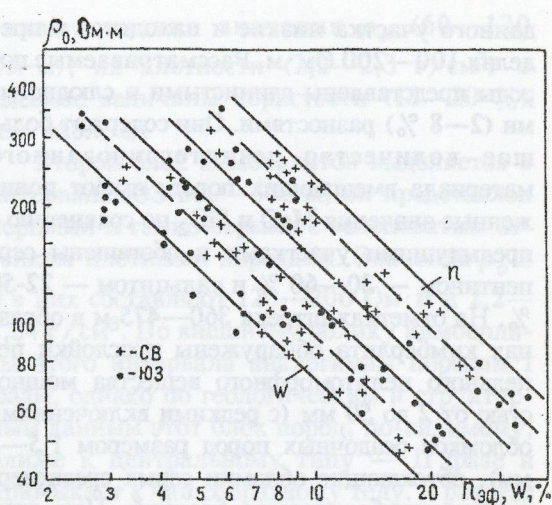


Рис. 3. Зависимость предельных значений удельного электрического сопротивления ρ_0 от эффективной пористости $n_{эф}$ и водонасыщенности W кимберлитов.

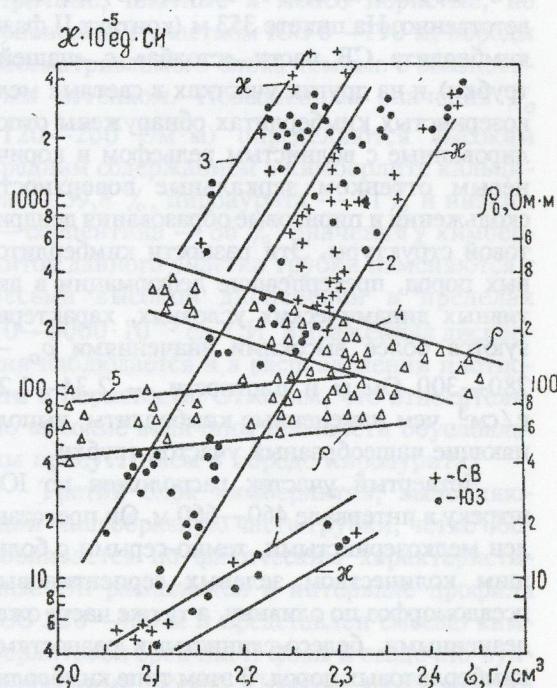


Рис. 4. Зависимость магнитной восприимчивости χ и удельного электрического сопротивления ρ_0 кимберлитов от их плотности.

1 — породы с преобладанием ксенолитов карбонатных пород; 2 — кимберлиты с карбонат-серпентиновым цементом, пироaurитом при плотности 2,25—2,40 г/см³; 3 — кимберлиты, содержащие до 60 % пироaurита; 4 — кимберлиты, обогащенные Fe_2O_3 ; 5 — кимберлиты пелитоморфные, сильно пористые с серпентин-карбонатной связующей массой.

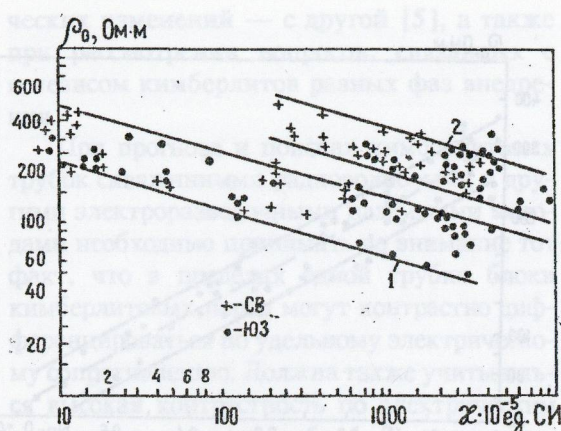


Рис. 5. Зависимость между удельным электрическим сопротивлением ρ_0 и магнитной восприимчивостью χ кимберлитов.

1 — пелитоморфные кимберлиты с серпентин-карбонатным цементом; 2 — кимберлиты с преобладанием в минеральном составе пирроаурита.

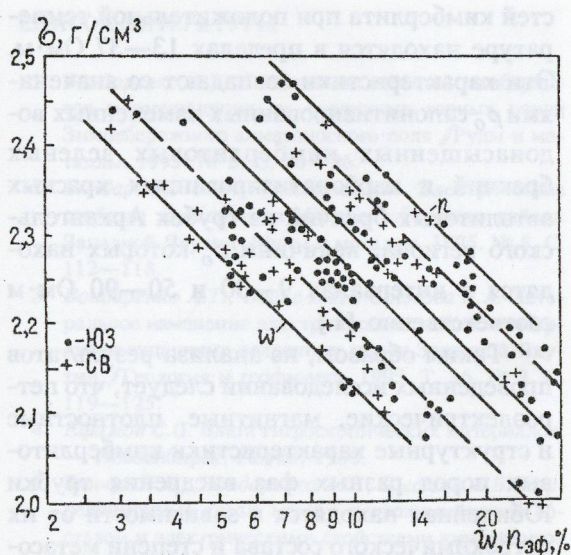


Рис. 6. Зависимость между плотностью мерзлых кимберлитов ρ , эффективной пористостью $n_{эф}$ и водонасыщенностью W .

стью и водонасыщенностью (рис. 6). Прямо пропорциональная зависимость обнаружена также и между параметрами χ от плотности (см. рис. 4) и содержаниями в кимберлите Fe_2O_3 (рис. 7).

Для параметров χ и ρ_0 в кимберлитах выявлена отчетливая корреляционная связь с содержанием в них Fe_2O_3 (рис. 7). Уста-

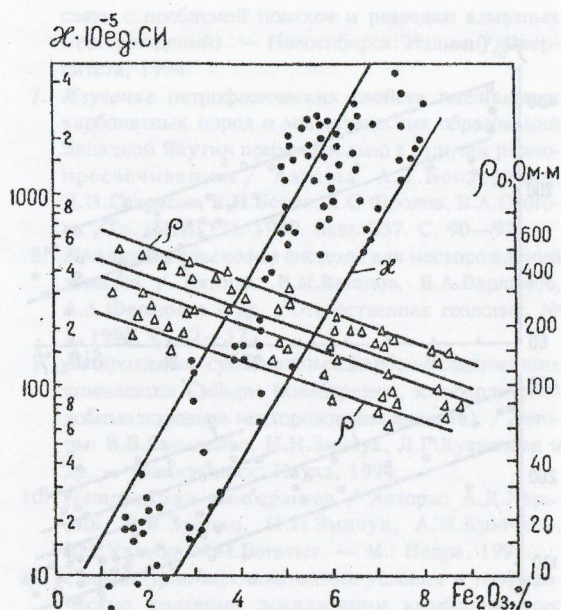


Рис. 7. Зависимость значений σ и ρ_0 кимберлитов от содержания в них окисного железа.

новлено, что высоким значениям χ соответствуют высокие значения окисного железа и плотности, а высокие содержания в кимберлите проводящего трехвалентного окисного железа резко снижают значения удельного электрического сопротивления (см. рис. 7). Такая зависимость была установлена ранее и для других кимберлитовых трубок Якутии [5].

На рис. 8—10 иллюстрируются зависимости значений ρ_0 от содержаний в кимберлитах SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O , а на рис. 2 и 7 — от содержаний P_2O_5 и Fe_2O_3 . Отметим, что величины ρ_0 в кимберлитах в зависимости от содержаний CaO , Fe_2O_3 , SiO_2 , MgO , а также эффективной пористости и водонасыщенности часто сильно варьируют. Это объясняется высокой дисперсностью и весьма высокой удельной поверхностью глинисто-железистой и карбонатно-глинистой цементирующей массы измененных кимберлитов. При этом поровая вода в породах, содержащих мелкодисперсную глинистую фракцию, при $T = -10^\circ C$ частично находится в связанном, то есть не замерзшем состоянии, что оказывает большое влияние на предельный уровень величин удельного электрического сопротивления [4]. Высокая

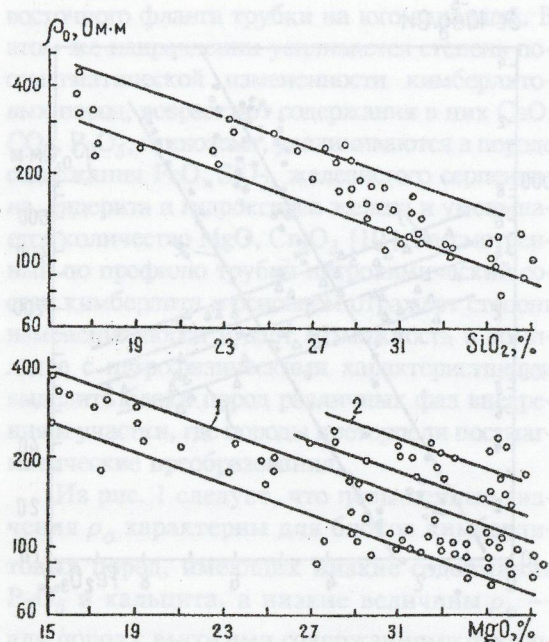


Рис. 8. Зависимость между ρ_0 кимберлитов и содержанием в них SiO_2 и MgO .

1 — кимберлиты серпентин-карбонатного состава; 2 — кимберлиты I фазы с преобладанием в минеральном составе пироаурита.

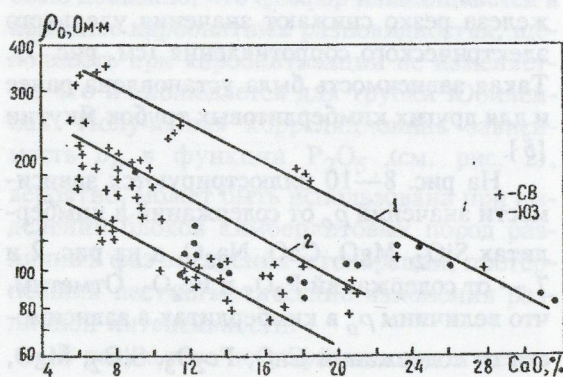


Рис. 9. Зависимость между значениями ρ_0 кимберлитов и содержанием в них CaO .

1 — кимберлиты с преобладанием в связующей массе минералов магний-железистого состава; 2 — кимберлиты карбонат-серпентинового состава, выполняющие "чашу" трубки.

степень измененности кимберлита метасоматическими процессами на уровне глубин 150 м трубки Юбилейная подтверждается низкими значениями удельного электрического сопротивления как мерзлых, так и

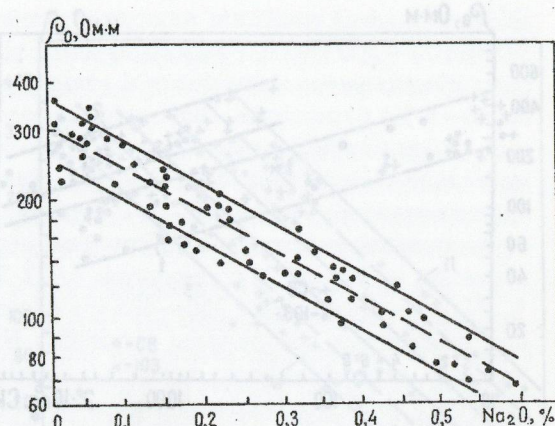


Рис. 10. Зависимость между значениями удельного электрического сопротивления ρ_0 кимберлитов различных фаз внедрения и содержанием в них Na_2O .

талых пород. Например, значения ρ_0 талых измененных, часто пелитоморфных разновидностей кимберлита при положительной температуре находятся в пределах 13—37 Ом·м. Эти характеристики совпадают со значениями ρ_0 сапонитизированных измененных водонасыщенных кимберлитовых зеленых брекчий и карбонатизированных красных автолитовых брекчий из трубок Архангельского региона, величины ρ_0 которых находятся в интервалах 9—30 и 50—90 Ом·м соответственно [1].

Таким образом, из анализа результатов проведенных исследований следует, что петроэлектрические, магнитные, плотностные и структурные характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубки Юбилейная находятся в зависимости от их петрохимического состава и степени метасоматоза, изменяющихся по профилю длинной оси трубки в направлении СВ—ЮЗ.

Важно отметить, что нами установлена ранее неизвестная отчетливая корреляционная связь между удельным электрическим сопротивлением и содержанием в кимберлитовых породах P_2O_5 .

Выявленные корреляционные взаимосвязи между физическими и химическими свойствами кимберлитов могут быть использованы при экспрессной оценке неизвестных петрофизических и петрохимических характеристик кимберлитовых пород Якутии с одной стороны и интенсивности их метасомати-

ческих изменений — с другой [5], а также при рассмотрении вопросов, связанных с генезисом кимберлитов разных фаз внедрения.

При прогнозе и поисках кимберлитовых трубок скважинными радиоволновыми и другими электроразведочными наземными методами необходимо принимать во внимание тот факт, что в пределах одной трубки блоки кимберлитовых пород могут контрастно дифференцироваться по удельному электрическому сопротивлению. Должна также учитываться высокая контрастность по электрическим характеристикам (см. табл. 1, 2) между кимберлитами и вмещающими их карбонатными породами.

Авторы выражают благодарность Д.И.Саврасову, А.В.Герасимчуку, А.И.Крючкову, В.И.Пятницкому, Л.А.Голощапову, С.А.Шелудько за помощь и внимание к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко А.Т. Физические свойства кимберлитов и вмещающих их осадочных горных пород Зимнебережного алмазоносного поля // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 90—96.
2. Бондаренко А.И., Пыстин А.Б. Электрические свойства кимберлитов Малоботуобинского района Западной Якутии // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 112—118.
3. Бондаренко А.Т., Борис Е.И., Стогова В.А. Латеральное изменение электрических свойств кимберлитовмещающих осадочных пород Западной Якутии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 119—125.
4. Ефимов С.С. Влага гигроскопических материалов. — Новосибирск: Наука, 1986.
5. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Пыстин А.Б. Корреляционные связи между петрохимическим составом и электрическими свойствами кимберлитов Западной Якутии // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 58—62.
6. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разведки алмазных месторождений). — Новосибирск: Изд-во Университета, 1994.
7. Изучение петрофизических свойств вмещающих карбонатных пород и магматических образований Западной Якутии применительно к задачам радиопросвечивания / Авторы: А.Т.Бондаренко, Д.И.Саврасов, Е.И.Борис, А.С.Фролов, В.А.Стогова // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 237. С. 90—97.
8. Прогнозно-поисковые системы для месторождений алмазов / Авторы: В.И.Ваганов, В.А.Варламов, А.А.Фельдман и др. // Отечественная геология. № 3. 1995. С. 42—52.
9. Петрохимия субщелочных карбонатсодержащих комплексов Сибири (кимберлиты, кимберлитоподобные породы и месторождения апатита) / Авторы: В.Б.Василенко, Н.Н.Зинчук, Л.Г.Кузнецова и др. — Новосибирск: Наука, 1994.
10. Петрохимия кимберлитов / Авторы: А.Д.Харькив, В.В.Зуенко, Н.Н.Зинчук, А.И.Крючков, В.А.Уханов, М.М.Богатых. — М.: Недра, 1991.
11. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма Восточной части Сибирской платформы / Авторы: К.Б.Мокшанцев, Г.Д.Бабаян, Г.И.Штех / Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. — Якутск, 1976. С. 16—39.
12. Сараев А.К., Гарат М.Н., Слесаревич С.В. Выявление кимберлитовых трубок под траппами по данным скважинной магниторазведки // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология, география. 1994. Вып. 2. С. 28—36.
13. Физико-геологическая модель участков внедрения кимберлитовых трубок и ее значение для повышения эффективности поисковых работ / Авторы: А.С.Нахабцев, В.Д.Альтман, Г.Ф.Кадыров, А.И.Яблучанский / Методы разведочной геофизики. Геологическая и экономическая эффективность новых геофизических разработок. — Ленинград, 1983. С. 74—96.
14. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995.
15. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. — М.: Недра, 1997.
16. Цыганов В.А. Надежность геолого-поисковых систем. — М.: Недра, 1994.

A. T. Bondarenko, A. D. Kharkiv, Yu. D. Kovalev, N. N. Zinchuk, A. B. Pystin

PETROPHYSICAL AND PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF KIMBERLITES OF THE YUBILEINAYA PIPE

Petrophysical and petrochemical parameters of kimberlites making up the Yubileinaya pipe were measured along a 1000-m long drift at a depth of 150 m. Continuous variations of these parameters characterizing kimberlites of different intrusion phases and crater formations and correlations between them are analyzed. Physical mechanisms affecting petrophysical rock properties are discussed.

ДИСКУССИИ

УДК 551.24:553.4(477.61/62)

© В. М. Артеменко, В. В. Юдин, 1998

МОДЕЛЬ СКЛАДЧАТОГО ДОНБАССА И НОВЫЕ АСПЕКТЫ ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. М. АРТЕМЕНКО, В. В. ЮДИН (Украинский государственный институт минеральных ресурсов)

Предлагается геодинамическая модель Донецкой складчатой области, которая составлена с применением метода структурной сбалансированности разрезов. Эта модель позволит по-новому объяснить региональную поперечную зональность эндогенного оруденения и с новых металлогенических позиций дать прогноз для поиска традиционных и ранее неизвестных в регионе (платиноносных золото-сульфидных, золото-палладий-платиновых, золото-ртутных) месторождений.

Как показывает практика построения структурно-геологических моделей, разрезов и карт сложнопостроенных складчатых сооружений, они всегда многовариантны. На основе одних и тех же геолого-геофизических данных исследователи, вследствие различного опыта, взглядов и теоретических представлений, обычно составляют непохожие друг на друга модели глубинного строения. В результате разрабатываются существенно разные оценки перспектив и критерии поисков полезных ископаемых. Наиболее рациональным способом ограничения числа таких вариантов, по мнению авторов, является составление сбалансированных разрезов и карт, где главным критерием становится непротиворечивость геометрии модели.

В настоящее время различают три варианта интерпретации понятия сбалансированности геологических построений. В первом подразумевается полное соответствие в модели всего комплекса геологических и геофизических данных. Во втором добавляется увязка строения структур в серии контролирующих и взаимодополняющих друг друга параллельных разрезов вкрест простиранья складчатой зоны. В третьем под сбалансированными понимаются геологические построения, позволяющие моделировать до-складчатое положение сложнорасчлененных

ванных толщ. При этом, если геологический разрез или карта не позволяют провести палинспастическую реконструкцию, то они отбраковываются даже при выполнении условий первого и второго вариантов.

Методика построения сбалансированных разрезов разработана за рубежом в конце 60-х годов и обобщена с дополнениями в ряде отечественных работ [6, 7, 11, 12]. Основными требованиями при составлении таких разрезов являются: неизменность длин и площадей среза смятых компетентных пластов разного возраста; одинаковая длина среза разновозрастной толщи в крыльях разрыва; равенство углов между сместителем и разновозрастным пластом в крыльях разрывного нарушения (или при неравенстве углов — соответствие их большой амплитуде смещения); однотипность вдоль сместителя кинематики дизъюнктива без резких изменений амплитуд и др. Построение сбалансированных разрезов значительно более трудоемкое дело, чем составление обычных разрезов, поскольку требует обоснования геометрической правильности модели и отбраковки ее из большого числа вероятных. За рубежом для этого нередко применяют ЭВМ. В теоретическом плане при этом используется актуалистическая теория новой глобальной тектоники (геодинамики) и концепция тектонической расслоенности ли-

тосферы. Выявляются такие тектонические структуры как дуплексы, чешуйчатые веера, высокоамплитудные послонные срывы по пластичным толщам, образующие ступенчатые разрывы и др. После расшифровки всех этих структур, если геологическую модель можно, разрезав по разрывам и распрямив складки, вернуть в первоначальное положение, ее можно считать корректной. К сожалению, для складчатых структур Украины таких построений почти нет.

Одним из примеров является хорошо изученный складчатый Донбасс (с учетом приведенных ниже данных — Донецкая складчато-надвиговая область). Здесь выполнен большой объем геолого-геофизических исследований, включающий сеть сейсморазведочных профилей, изучение геофизических полей, детальное литолого-стратиграфическое расчленение толщ, огромные объемы буровых работ и др. Интерпретация этих материалов позволила создать модели, отражающие преимущественно блоковое строение региона. Блоки разграничены субвертикальными глубинными разломами с развитием у поверхности линейных складок, нарушенных надвигами и взаимопересекающимися поперечными разломами, в том числе глубинными [5, 8, 10]. Считалось, что большинство разрывов не имеют генетической связи с фундаментом и затухают на глубине с уменьшением амплитуды смещения до нуля. Эти и другие теоретические положения, отраженные на геологических разрезах и картах Донбасса, не позволяли провести реконструкцию доскладчатого положения смятых толщ.

В основу составления предлагаемой сбалансированной модели складчатого Донбасса положен один из наиболее детально изученных региональных геологических профилей V—V, составленный в масштабе 1:50 000 в 1985 г. В.Т.Таракало (рисунок, а). При построении разреза использовался весь комплекс данных по геологии, геофизике, бурению (более 50 скважин) и учитывалось строение соседних разрезов, так что его можно считать сбалансированным с позиций двух первых вариантов. Однако, как и другие разрезы, он не обеспечивал палинспастической реконструкции и не со-

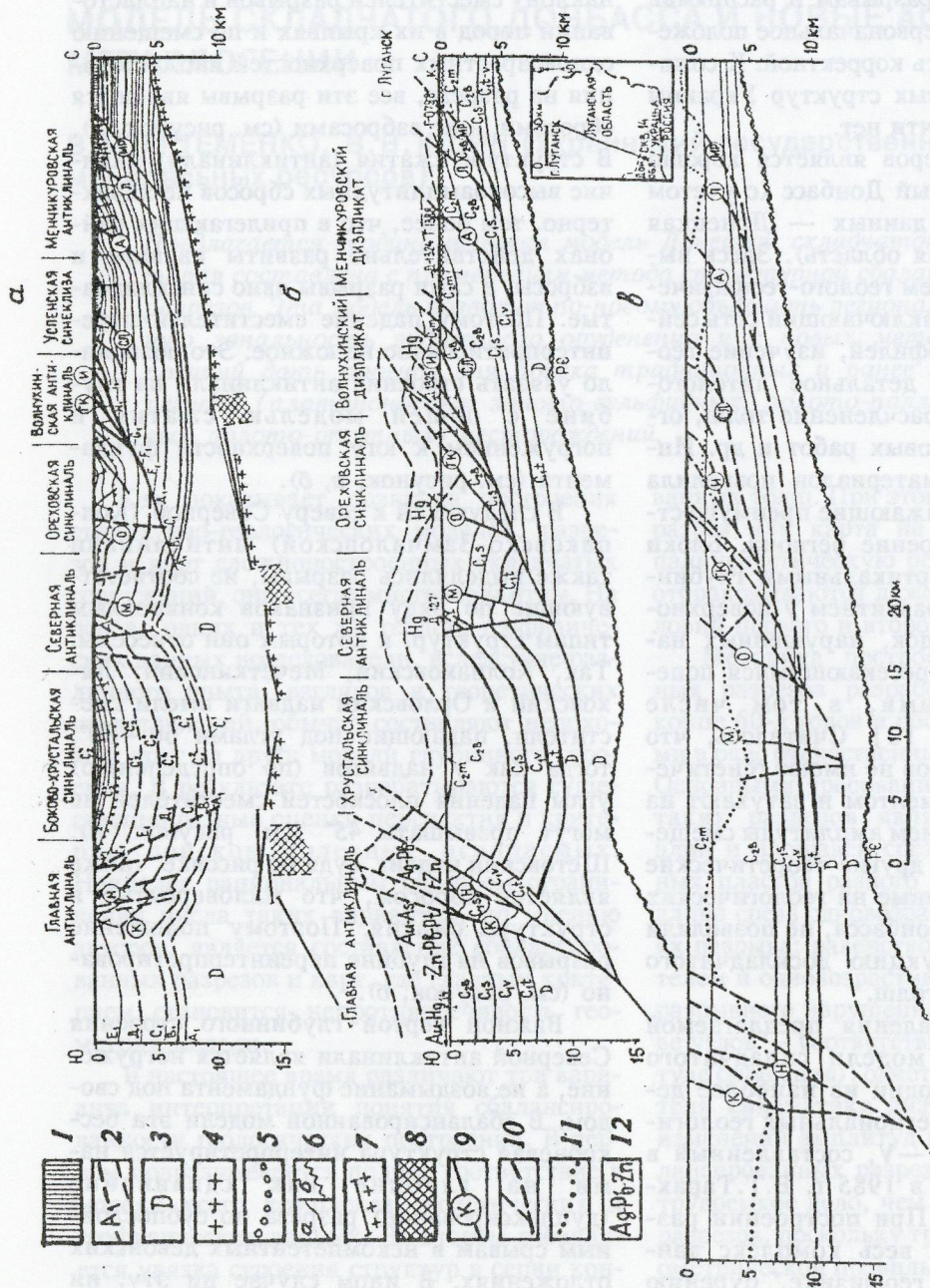
ответствовал ряду правил построения сбалансированных разрезов.

Так, в Главной антиклинали ранее выделялись четыре взброса (Крепенский, Нагольчанский и др.) с крутым падением на север. Однако, судя по однонаправленному наклону сместителей разрывов и напластований пород в их крыльях и по смещению разновозрастных поверхностей напластования на разрезе, все эти разрывы являются сбросами, а не взбросами (см. рисунок, а). В структуре сжатия (антиклинали) наличие высокоамплитудных сбросов не характерно, тем более, что в прилегающих районах действительно развиты надвиги и взбросы, а сами разрывы явно синскладчатые. Поэтому падение сместителей переинтерпретировано на южное. Это позволило увязать строение антиклинали на глубине с общей моделью сжатия и погружением к югу поверхности фундамента (см. рисунок, а, б).

В следующей к северу Северной (Колпаковско-Замчаловской) антиклинали также выделялись разрывы, не соответствующие по ряду признаков конкретным типам структур, к которым они отнесены. Так, Колпаковский, Мечетинский, Ляховский и Орловский надвиги имели сместители, падающие под углами 60—80°, тогда как у надвигов (по определению) углы падения плоскостей сместителей не могут превышать 45° (см. рисунок, а). Щетовский надвиг, судя по рисовке, также является сбросом, что маловероятно в структуре сжатия. Поэтому положение разрывов на глубине переинтерпретировано (см. рисунок, б).

Важной чертой глубинного строения Северной антиклинали является погружение, а не воздымание фундамента под сводом. В сбалансированной модели эта бескорневая структура интерпретируется нами на глубине как сдваивание (дуплексирование) разреза по субпослойным срывам в некомпетентных девонских отложениях. В ином случае ни эту, ни более восточные дислокации нельзя привести в доскладчатое положение и модель будет геометрически некорректна.

Следующая к северу серия надвигов, ретронадвигов и связанных с ними складок не вызывает сомнений лишь у повер-



Разрез Донецкой складчато-надвиговой области. а — геологический (литолого-стратиграфический) (по материалам Луганской ГРЭ), б — геолого-геофизический, в — палинстратическая реконструкция.

1 — меловые отложения; 2 — каменноугольные отложения и маркирующие известняки (A₁, B₁, C₁...); 3 — девонские отложения (предпологаемые); 4 — докембрийский кристаллический фундамент; 5 — верхняя граница развития черносланцевой формации; 6 — стратиграфические формации; 7 — несогласные; 8 — зоны дробления фундамента; 9 — основные нады и взбросы: К — Кременский, Н — Нагольчанский, М — Мечетинский, О — Ореховский, ГК — Главный Краснодонский, И — Ильичевский, СЛ — Севернолуганский, А — Алмазный, Л — Луганский, МР — Марьевский; 10 — положение разрывов в палинстратической реконструкции; 11 — линия современной дневной поверхности; 12 — главные рудные формации.

хности, где интерпретация структур хорошо обоснована бурением многочисленных скважин. На глубине же значительная амплитуда надвигов к основанию каменноугольных отложений сводилась к нулю, что невероятно. Из-за несжимаемости вещества литосферы и отсутствия в ней пустот релаксация четырехкилометровой амплитуды надвига в осадочных породах на расстоянии 15 км по сместителю невозможна. Как и в других складчатых областях, интерпретация таких структур реальна при наличии субпослойных срывов по пластичным толщам, которые прослеживаются до шовной (сутурной) зоны. Как известно, в таких зонах возможно поглощение основания ныне сорванных и смятых толщ любых размеров. Это же касается надвигов, расположенных севернее (Алмазного, Луганского, Марьевского). Связанные с надвигами пликативные формы из-за отсутствия нормальных сводов и северных крыльев нельзя называть антиклиналями (Волнухинская, Менчикуровская и др.). Такие структуры правильнее относить к дизпликатам, чешуям и дуплексам.

Составление сбалансированного разреза Донецкой складчато-надвиговой области и его палинспастическая реконструкция (см. рисунок, б, в) позволяют выделить одновергентную серию взбросо-надвигов южного падения и сопутствующих пликативных форм. Они очень сходны с фронтальными дислокациями одновозрастных складчатых систем, таких как Аппалачи, Урал, Приуралье и др. [22], где также развиты бескорневые навешенные антиклиналы, дизпикаты и дуплексы, послойные и секущие надвиги. Особо следует отметить ранее пропущенные в Донбассе региональные послойные срывы по некомпетентным соленосным, глинистым и угленосным пластам. Без таких срывов, хорошо известных в сходных складчатых областях, невозможно построение геометрически правильных геологоструктурных моделей. Судя по асимметрии структур и геофизическим данным, Днепровско-Донецкая сутура имеет южное падение и прослеживается до основания земной коры. Сдирание палеозойского осадочного чехла и смятие его в бескорневые складки объясняется поддвигом в позднекаменно-

угольно-пермское время субконтинентальной коры северного склона палеорифта в зону субдукции. Амплитуда поддвига и сжатия сорванных с основания осадочных толщ по структурным данным составляет не менее 17 км.

Новая структурная модель строения складчатого амагматогенного Донбасса позволяет существенно иначе рассматривать положение и прогноз рудоносности региона. Аналогичный пересмотр металлогении с позиций геодинамики проведен во многих складчато-надвиговых поясах (Скалистые горы, Аппалачи, Урал и др.). Это позволило не только уточнить положение оруденения различной формационной принадлежности, но и выявить новые типы рудных месторождений. Примерами последних могут служить месторождения платины, золота, серебра, вольфрама, ртути в осадочных породах Китая, золота с платиной в терригенных толщах Северо-Востока России, Казахстана и Украины; золота с ртутью в терригенно-карбонатных комплексах США (штат Невада), Канады, Среднего Урала, Якутии, Китая, Украины и др.

В современных представлениях складчатая область в осадочных комплексах рассматривается как особый тип рудообразующей системы, в истории геологического развития которой могут генерироваться три генетические группы месторождений: син-диагенетические, эпигенетические (гидротермальные) и метаморфогенно-гидротермальные. Применительно к геодинамической модели складчатого Донбасса металлогенетические аспекты сводятся к следующему. На этапе формирования прогиба (поздний девон—поздний карбон), территориально близкого нынешней складчатой области, в его южной части образовались рудопроявления магматической железо-титановой (титаномagnetитовой) формации в пироксенитах щелочно-ультраосновных пород. Здесь же отмечаются признаки медных руд, связанных с пропильтизированными базальтами средне-верхнедевонского комплекса и редкометальной минерализации в альбитизированных и калишпатизированных щелочных породах верхнего девона [9].

Син-диагенетические типы рудных

концентраций характерны для мощных терригенных, терригенно-карбонатных толщ, начиная с самых низов каменноугольных отложений. В частности, для терригенных отложений нижнего карбона Донбасса свойственно седиментационное накопление кластогенного золота, минералов редких и редкоземельных металлов. Существуют предпосылки обнаружения в ниже-средне-каменноугольных углеродистых карбонатно-терригенных и карбонатно-кремнисто-терригенных формациях Донбасса стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей: колчеданно-полиметаллических с серебром и никель-молибденовых с золотом и платиноидами. Формируются подобные рудные концентрации из эндогенных источников (подводных эксгаляций) в зонах застойной седиментации в субмаринных бассейнах. В частности, платиносность Донецкой металлогенической области подтверждается новыми данными — наличием платины в самородном золоте (до 1,41 % по массе) и электруме (до 0,50 % по массе) Бобриковского рудного поля в Главной антиклинали [3]. Для зоны Главной антиклинали практический интерес может представлять платина как попутный компонент во вкрапленных, вкрапленно-жилых комплексных золото-полисульфидных рудах (Бобриковское месторождение) и связанных с ними метасоматитах — зонах кислотного выщелачивания (березитах). Самостоятельный новый тип стратиформного золото-палладий-платинового оруденения вероятен в синклиналих более низких порядков, сопряженных с Главной антиклиналью (см. рисунок, б). Важно подчеркнуть, что для эпигенетического оруденения бобриковского типа характерны признаки крупного месторождения: размещение в зоне осложнения региональной рудоконцентрирующей структуры, огромный вертикальный размах (более 2 км) и многоярусность оруденения, малоконтрастные минеральная и геохимическая зональности, глубинный источник серы рудных сульфидов, низкий палеотемпературный градиент рудообразования ($1-5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) и др. [1, 2, 3].

Эпигенетические (гидротермально-эпигенетические) месторождения в Донбассе изучены относительно хорошо и объ-

единяются в группу главных геолого-промышленных объектов региона. К ним относятся золотосодержащие сурьмяно-ртутные (Никитовское рудное поле) и ртутные (Дружковско-Константиновское, Славянское) месторождения в терригенных формациях (Главная антиклиналь — северо-западнее разреза на рисунке), часть флюорит-барит-свинцово-цинковых образований в карбонатных формациях Южно-Донбасской металлогенической подзоны (южнее разреза на рисунке), а также, вероятно, Колпаковско-Замчаловской (Северной) антиклинали (см. рисунок). Рудные залежи имеют субогласное либо секущее относительно напластования залегание, иногда — комбинированную морфологию. Ведущим механизмом формирования оруденения является, по-видимому, разгрузка восходящих элизионных вод с подпиткой эндогенными флюидами в обстановке восстановительных геохимических барьеров площадного, локального и очагового типов. Данные геохимии стабильных изотопов (углерод, кислород, сера) минералов руд указывают на смешанный эндогенно-экзогенный источник рудного вещества.

Метаморфогенно-гидротермальные месторождения в складчатом Донбассе выделяются со значительной долей условности. Представителями этой группы, по-видимому, являются золото-мышьяковисто-сульфидные и золото-ртутные месторождения в зонально-метаморфизованных углеродсодержащих терригенных и карбонатных формациях (Нагольный, Амвросиевский, Докучаевский рудные районы) [1, 3, 4]. Механизм образования гидротермально-метаморфогенных и собственно гидротермальных руд иногда трудно различим. Результаты изотопно-геохимических исследований указывают на глубинный (эндогенный) источник серы, экзогенно-эндогенный — углерода и экзогенный — кислорода в рудах месторождений этой группы, а экзогенные компоненты, заимствованные из пород (углерод и кислород), — на метаморфогенно-элизионную природу вод рудообразующих флюидов. Существенная роль в рудообразовании юга складчатого Донбасса принадлежит магматогенному метаморфизму под воздействием габбро-монзонит-сиенитов (P_1-P_2), анде-

зит-трахиандезитов (P_2-T_1) и щелочных базальтоидов, лампрофиров (J).

Анализ особенностей сбалансированной модели складчатого Донбасса, ведущих генетических групп месторождений, структурная позиция известного оруденения и перспективных типов позволяют по-новому решить ряд вопросов металлогении региона. Рассмотренные выше подходы, полученные результаты и их интерпретация объясняют поперечную металлогеническую зональность складчатого Донбасса (см. рисунок, б). Так, непромышленное ртутное оруденение Менчикуровского и Волнухинского дизплектов, Ореховской синклинали приурочены к «холодной» (низкотемпературной и низкобарической) зоне. Она наиболее удалена от сутурной зоны, где активно проявлены эндогенные процессы, и связана с ней лишь послойными срывами. Южнее, ближе к сутуре, в полосе Главной антиклинали, в более высокотемпературной и высокobarической зоне в черносланцевых толщах локализуется комплексное золото-полисульфидное с платиной оруденение, а еще южнее — оруденение золото-ртутной формации в карбонатных породах. Предложенная сбалансированная модель складчатого Донбасса позволяет уточнить площади (менее половины территории региона), перспективные для поисков ведущих геолого-промышленных типов оруденения, в первую очередь — золотого, серебряного и элементов платиновой группы (ЭПГ). Перспективными на золото и серебро являются Главная антиклиналь Донбасса и территория южнее от нее, в направлении к сутурной зоне, до зоны сочленения включительно; на ЭПГ — Главная и Северная антиклинали, Волнухинский дизплект, где черносланцевые комплексы находятся вблизи дневной поверхности.

Таким образом, использование метода структурной сбалансированности позволило составить новую модель строения Донецкой складчатой области. Основными элементами модели являются: Донецкая сутура южного падения, серия послойных срывов, надвигов, принадвиговых складок и дизплектов, выявление которых позволяет провести структурную палинспастическую

реконструкцию. Предложенная геодинамическая модель хорошо объясняет выявленную региональную поперечную зональность эндогенного оруденения, позволяет конкретизировать территории, перспективные на обнаружение рудных объектов, повышает достоверность прогноза для поисков традиционных и ранее неизвестных в регионе платиноносных золото-полисульфидных, золото-палладий-платиновых и золото-ртутных типов месторождений с новых металлогенических позиций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артеменко В.М., Артеменко О.В. Геологическая структура и минерального-геохимические закономерности золото-мышьяковисто-сульфидного оруденения во флишеидных отложениях карбона // Геологич. журн. 1994. № 2. С. 86—94.
2. Артеменко В.М. Региональные геохимические исследования рудоконцентрирующих структур для целей прогнозирования (на примере южного фланга ДДВ) / Сквозные рудоконцентрирующие структуры. — М.: Наука, 1986. С. 19—20.
3. Артеменко В.М., Артеменко О.В. Платиносодержащее самородное золото разновозрастных золоторудных формаций Украины // Доповіді Національної академії наук України. 1996. № 3. С. 98—102.
4. Артеменко В.М., Лебідь М.І. Золото-ртутне зруденіння в карбонатних породах Докучаївського рудного району // Мінеральні ресурси України, 1996. № 1. С. 14—17.
5. Геодинамическая карта Украины м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка / Авторы: В.Г.Пастухов, К.П.Астахов, М.К.Багинян и др. — Киев: Геолпрогноз, 1993.
6. Геодинамические реконструкции. Методическое пособие для региональных геологических исследований / Авторы: А.А.Абрамович, А.И.Бурдз, В.Д.Вознесенский и др. — М.: Недра, 1989.
7. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Геология и разведка. № 1. С. 113—122.
8. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, VII, IX / Гл. ред. А.В.Чекунов. — Киев: Наукова думка, 1993.
9. Металлогения Украины и Молдавии / Отв. ред. Я.Н.Белевцев. — Киев: Наукова думка, 1974.
10. Тектоника Украины // Тр. УкрНИГРИ. Вып. XXXVI. — М.: Недра, 1988.
11. Юдин В.В. Сбалансированные разрезы / Шарьяжно-надвиговая тектоника и поиски полезных ископаемых. — Уфа: Изд. ИГ АН Башкортостана. 1992. С. 55—56.
12. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. — Екатеринбург: УНФ Наука, 1994.

V. M. Artemenko, V. V. Yudin

A MODEL OF THE DONBASS FOLDED AREA AND NEW ASPECTS OF ITS METALLOGENY

The technique of structurally balanced sections was used to create a geodynamic model of the Donetsk (Donbass) folded area. This model would provide for an interpretation of the revealed regional transversal zoning of the endogenic ore mineralization and prognostic derivations for the exploration of traditional and regionally uncommon (PGE-bearing gold-polysulfide, Au—Pd—Pt, Au—Hg) deposit types reasoning from a new geodynamic concept.

РЕЦЕНЗИИ

О книге "Нетрадиционная платиновая минерализация Средней Сибири"

Книга с таким названием издана в Томске в 1997 году группой сибирских ученых (А.М.Сазоновым, О.М.Гриневым, Г.И.Шведовым и В.И.Сотниковым). Ее объем 148 стр., включая 17 рисунков и 22 таблицы аналитических минералого-геохимических данных. По своему фактическому содержанию, теоретическим выводам и практическим рекомендациям книга эта, по-видимому, должна приобрести выдающееся значение, т.к. непосредственно затрагивает проблемы улучшения сырьевой базы и повышения добычи благородных металлов в России в новых сложившихся условиях.

В первой части книги сведены данные по платиноносности всех основных типов полезных ископаемых Средне-Сибирского региона, а именно: месторождений золота, меди, молибдена, свинца, цинка, алюминия, глин, песчано-гравийных смесей, апатита и угля. Платиноиды развиты на этих месторождениях почти повсеместно, но повышенные их концентрации зафиксированы в золоторудных объектах Кузнецкого Алатау, свинцово-цинковых рудах, нефелиновых породах, апатит-карбонатитовых рудах. Выявлена также повышенная золото-платиновая минерализация иловых фракций в песчано-гравийных отложениях больших рек — Енисея, Тома и др., которая не улавливается при старательской добыче. Ставится вопрос о разработке рентабельных технологических схем эксплуатации этих и других песчано-гравийных смесей с попутным извлечением благородных металлов. Получены впечатляющие новые данные о повсеместной повышенной золото-платиновой минерализации нефелиновых пород, карбонатитов и генетически с ними связанных месторождений апатит-магнетитовых руд для всей Маймеча-Котуйской щелочной провинции и Кузнецкого Алатау. Поэтому и в этом случае рекомендуется постановка специальных комплексных исследований с целью попутного извлечения благородных металлов из апатит-магнетитовых концентратов.

Особое внимание авторы уделяют крупнейшей новой металлогенической проблеме Сибири — изучению золото-платиновой минерализации, регионально сопутствующей щелочно-габброидному магматизму. Поскольку продукты именно этого магматизма (уртиты, нефелиновые сиениты) служат сырьем для глиноземного производства на сибирских алюминиевых заводах, остро встает вопрос о возможности попутного извлечения благородных металлов и при получении алюминия. Щелочной магматизм в регионе тесно связан с заложением девонского Минусинского прогиба и поднятиями обрамляющих структур. Ареальный субщелочной магматизм в связи с заложением разломов перерастает в ореольный щелочно-базальтовый с формированием многочисленных мелких штокообразных зональных плутонов габброидов, ультраосновных фойдолитов, нефелиновых сиенитов, уртитов и др. На примерах хорошо изученных Кия-Шалтырского и Горячегогорского массивов, авторы иллюстрируют закономерности составов и зонального строения массивов, а также минералого-геохимические особенности всех пород щелочно-габброидной формации и распределение в них благородных элементов.

Авторы провели также специальные эксперименты по флотационному обогащению нефелиновых руд Ачинского глиноземного комбината и получили концентрат с содержанием благородных металлов до 300 г/т. Тем самым доказана возможность рентабельной переработки нефелиновых руд с целью получения не только алюминия, но и благородных металлов. Их предварительные расчеты показали, что ежегодная переработка на комбинате 3 млн.т уртитовой руды только при внедрении флотационного ее обогащения позволит попутно извлекать около 10 т серебра, золота и платиноидов.

Учитывая ранее публиковавшиеся данные о повышенных концентрациях благородных металлов в щелочных и карбонатитовых массивах других регионов мира (Карело-Кольская провинция, Монголия, Канада и др.), авторы приходят к выводу о глобальном характере описанной ими на примере Средней Сибири металлогенической закономерности. Тем самым еще больше подкрепляется весьма высокая оценка промышленных перспектив этого нового нетрадиционного типа благороднометалльного оруденения. Все сказанное выше, позволяет нам уверенно рекомендовать геологам-металлогенистам тщательное изучение этой работы и использование ее при разработке перспективных планов укрепления сырьевой базы благородных металлов и их добычи в России в предстоящем столетии.

П.Ф.Иванкин

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



Василию Ивановичу Зеленову исполняется 70 лет.

Вся научная, почти пятидесятилетняя, деятельность В.И.Зеленова связана с ЦНИГРИ. Им разработаны методические основы технологической оценки золотых и золото-серебряных руд различных типов способами флотации, пенной сепарации, кучного выщелачивания и др.

Василий Иванович руководил разработкой технологии извлечения благородных металлов из руд таких крупных месторождений как Куранахское, Дукатское, Воронцовское, Хаканджинское; за работу на месторождении Б.Канимансур в 1989 году получил Государственную премию СССР.

При непосредственном участии В.И.Зеленова созданы технологии обогащения золотосодержащих руд месторождений Урала, Северо-Востока России, Казахстана, Средней Азии и других регионов, запасы которых приняты на баланс в России и странах СНГ. Многие из них уже эксплуатируются.

В.И.Зеленов — автор более 200 научных работ, среди них 6 монографий, 24 авторских свидетельства на изобретения. Его книга «Методика исследований золото- и серебросодержащих руд» является справочником для технологов, работающих в области исследования руд благородных металлов, и вышла тремя изданиями. Под руководством В.И.Зеленова успешно защищены 8 кандидатских диссертаций.

Заслуги В.И.Зеленова перед отечественной геологической наукой отмечены многочисленными правительственными наградами: Орденом «Знак Почета», медалями «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина», «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» и «50 лет Победы в Великой Отечественной войне», знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», «Ударник X пятилетки» и «Ветеран труда», Почетными грамотами Совета Министров, ВЦСПС и Министерства геологии СССР. В 1973 г. он был награжден бронзовой медалью ВДНХ за разработку отсадочной машины «ОМЛ». В.И.Зеленов неоднократно удостоивался благодарностей от дирекции ЦНИГРИ, его имя занесено в Книгу Почета института.

Горячо поздравляем Василия Ивановича с юбилеем, желаем ему доброго здоровья, дальнейших творческих успехов.



Исполнилось 60 лет **ВЛАДИМИРУ НИКОЛАЕВИЧУ МАМАЕВУ** — кандидату технических наук, ведущему научному сотруднику отдела инженерно-технического и геофизического обеспечения ГРР. В.Н.Мамаев — один из ведущих специалистов в области радиоволновых методов электроразведки с богатым опытом практических производственных работ в различных регионах Урала, Сибири и Дальнего Востока. Он дважды удостоен наград ВДНХ за успехи в развитии народного хозяйства — бронзовой медали в 1978 г. и серебряной — в 1991 г. Желаем Владимиру Николаевичу здоровья и новых творческих успехов.

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 1997 году

Беневольский Б.И., Стороженко А.А., Шабаршов П.Я., Щепотьев Ю.М. Районирование территории России по стоимостным показателям минерально-сырьевой базы (МСБ) алмазов, благородных и цветных металлов. № 1. С. 5.

Геолого-генетические и методологические основы металлогенического картирования, прогноза и поисков месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. № 4. С. 30.

Мигачев И.Ф. Итоги НИР ЦНИГРИ в 1996 г. и направления дальнейших исследований. № 4. С. 5.

Минерально-сырьевая база Российской Федерации в XXI веке — концептуальные и методологические подходы к прогнозу использования и развития. № 4. С. 10.

Потенциал рудоносности Восточно-Европейской платформы. № 4. С. 49.

Прогрессивные методы, технологии и технические средства проведения геолого-разведочных работ и обогащения минерального сырья. № 4. С. 60.

Тонкое золото — происхождение и проблемы его извлечения. № 4. С. 56.

Прикладная металлогения

Архангельская В.В. Историко-геологические аспекты формирования месторождений литофильных редких металлов. № 2. С. 16.

Казаринов С.Л., Новиков В.Н. Районирование территории Карачаево-Черкесской Республики по перспективам россыпной золотоносности. № 5. С. 12.

Ковалев С.Г., Сначев В.И., Высоцкий И.В., Рыкус М.В. О новом типе благороднометальной минерализации на западном склоне Южного Урала. № 6. С. 27.

Контарь Е.С. Об общих принципах рудноформационного анализа. № 3. С. 5.

Митрофанов Н.П. Эволюционно-геологические основы формирования месторождений олова и вольфрама на востоке России. № 3. С. 10.

Мстиславский М.М., Рахманов В.П. Роль генетических концепций при прогнозировании месторождений марганца. № 1. С. 16.

Углов Б.Д., Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г., Былинский Е.Н., Емельянов А.А. Металлогенический потенциал дна Мирового океана в зонах Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского геотраверзов. № 6. С. 10.

Халезов А.Б. Ураноносность Верхнекамской впадины Русской платформы. № 5. С. 5.

Чайкин В.Г., Глебашев С.Г., Закирова Ф.А., Месхи А.М., Шевелев А.И. Металлогения Вятской зоны Восточно-Европейской платформы. № 6. С. 17.

Шмураева Л.Я. Прогноз платиноносности черносланцевых толщ северного обрамления Буреинского кристаллического массива. № 2. С. 11.

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Голомолзин В.Е., Серых А.С. Особенности эволюции древних щитов и прогноз месторождений в их пределах по геофизическим данным. № 2. С. 23.

Давиденко Н.М., Сворень И.М. Поисково-оценочное значение флюидных включений в прожилково-вкрапленных минералах нефтегазовых месторождений. № 2. С. 33.

Джураев А.Д., Исламов Ф.И., Гертман Ю.Л., Конеев Р.И. Рудноформационный анализ и локальный прогноз скрытого золотого оруденения в области верхнепалеозойского вулканизма Западного Тянь-Шаня. № 3. С. 24.

Игнатов П.А., Ивашин В.А., Старостин В.И., Волков А.Б., Штейн Я.И. Деформации кембрийских пород Малоботуобинского района, вмещающих кимберлиты. № 2. С. 40.

Илупин И.П. Вкрапленники магнетита в кимберлитах Сибири. № 2. С. 46.

Исаев В.А., Дубинчук В.Т. Исследования

ние и количественная оценка газовой-жидких включений в кварце методом растровой электронной микроскопии (РЭМ). № 1. С. 43.

Коплус А.В., Алиева О.З. Среднемасштабное прогнозирование флюоритонности на северо-востоке Горного Алтая. № 5. С. 19.

Кузнецова Т.П., Кудрявцева Н.Г. Минеральный состав и типоморфные особенности сульфидов регенерированных руд месторождений свинца и цинка. № 3. С. 18.

Левин А.Ю. Математическая модель поведения тяжелых минералов в активном слое аллювия. № 1. С. 35.

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б. Ионно-потенциметрические съемки на золоторудных полях. № 1. С. 26.

Некрасова А.Н., Орешин В.Ю., Чижова И.А. Принципы систематики золото-серебряных месторождений на основе логико-информационного анализа. № 5. С. 33.

Николаева Е.И., Кажихин М.А., Голованов И.М. Меднорудные формации Тянь-Шаня — оценка перспектив (на примере Республики Узбекистан и КНР). № 5. С. 28.

Патык-Кара Н.Г., Бардеева Е.Г. Метод актуализма при реконструкции локальных обстановок формирования титан-циркониевых россыпей. № 6. С. 34.

Строение рудных месторождений

Волчков А.Г., Звездов В.С. Природа проявлений медно-мышьяковой минерализации Малетойвайского стратовулкана. № 5. С. 44.

Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И. О формационной принадлежности месторождения золота Сухой Лог. № 2. С. 52.

Грязнов О.Н., Вахрушев С.Н. Золото-аргиллизитовая формация Урала. № 2. С. 73.

Дунаев В.А. Закономерности размещения бадделеит-апатит-магнетитовых руд. № 1. С. 50.

Константинов М.М., Аристов В.В., Данковцев Р.Ф., Стружков С.Ф. Глубинное строение Дукатского рудного района. № 3. С. 31.

Коробейников А.Ф., Ворошилов В.Г., Пшеничный Л.Я., Зыков Ю.Е., Колнаков К.А. Платиноносность месторождений золото-скарновой формации Сибири. № 3. С. 39.

Малинко С.В., Лисицин А.Е. Экзотические борные руды месторождения Солонго в Бурятии. № 5. С. 63.

Симкин Г.С. Геологическая позиция и перспективы Советского золоторудного месторождения. № 2. С. 57.

Томилов Б.В., Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Прокопчук С.И., Захаров Ф.В., Токарев А.И. Россыпи Гурулевского золото-мышьякового месторождения в юго-восточном Забайкалье. № 5. С. 52.

Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. № 1. С. 59.

Комплексное использование минерального сырья

Клименко Н.Г., Кязимов Р.А. Новое в гидрометаллургической технологии переработки окисленных цинковых руд. № 1. С. 71.

Седельникова Г.В., Савари Е.Е., Асламуков Р.Я. Биогидрометаллургическая технология получения экологически безопасных мышьяксоудержающих продуктов золото-мышьяковых концентратов. № 3. С. 50.

Симаков В.А., Вахонин Н.С., Исаев В.Е. Рентгенофлуоресцентное определение основных и примесных компонентов бокситов. № 1. С. 76.

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Бао Яньнань, В.Т.Дубинчук, В.В.Ружицкий Нетрадиционные кристаллические нитевидные формы алмазов. № 6. С. 50.

Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Зинчук Н.Н., Гарат Н.М., Пыстин А.Б. Петрофизическая характеристика околотрубочного пространства кимберлитовой трубки Восток Сибирской платформы. № 1. С. 82.

Грачев А.А. Учет частотной дисперсии электромагнитных параметров горных пород в технологии радиогоразведки. № 3. С. 57.

Лебедев В.В., Смирнов Ю.Т. Рациональные технологические схемы и параметры разработки мелких коренных месторождений золота. № 2. С. 85.

Морошкин В.В., Дубинчук В.Т., Ружицкий В.В., Батулин С.В. Метод искусствен-

ных люминесцирующих покрытий (ИЛП) — новое направление в люминесцентном анализе минералов и руд. № 3. С. 63.

Никитина Л.П., Мандругин А.В. Атомно-абсорбционное определение золота и серебра в сурьмяных рудах и продуктах их переработки. № 6. С. 75.

Хорев В.А. Современные тенденции в совершенствовании взрывных материалов для геологоразведочных работ. № 6. С. 56.

Дискуссии

Игнатов П.А., Штейн Я.И. Типы локальных структур, контролирующих кимберлиты центральной Якутии. № 6. С. 61.

Нарсеев В.А. Прогноз новых типов концентраций золота. № 5. С. 72.

Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации — важнейшая составляющая геолого-генетических моделей. № 5. С. 79.

Фогельман Н.А. К вопросу о методологических основах рудно-формационной систематики и прогноза месторождений. № 5. С. 82.

Яцинин С.Б. Попутное золото в месторождениях песчано-гравийных смесей (ПГС). № 5. С. 77.

Хроника

Международное Совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. 15—20 сентября 1997 г., Москва—Дубна. № 6. С. 68.

Научно-практическая конференция “Эволюционно-геологические факторы рудообразования и прогноз месторождений полезных ископаемых”, Москва, ВИМС, май 1996. № 1. С. 91.

О целевой программе по оценке минералогического потенциала чехла Русской платформы. № 6. С. 67.

Рецензии

Горжевский Д.И. К столетию со дня рождения В.М.Крейтера. № 5. С. 85

Экономика

Беневольский Б.И., Натоцинский В.И. Анализ причин снижения добычи россыпного золота в России. № 2. С. 5.

Из редакционной почты

К пятилетию журнала. № 6. С. 73.

Поздравляем

Семидесятилетие П.Э.Фельтгейма. № 1. С. 92.

Шестидесятилетие Г.В.Приса. № 2. С. 92.

Пятидесятилетие С.С.Вартаняна. № 1. С. 92.

Семидесятилетие А.А.Фельдмана. № 2. С. 90.

Юбилей Н.М.Риндзюнской. № 2. С. 90.
Шестидесятилетие Ю.М.Щепотьева. № 2. С. 91.

Пятидесятилетие В.И.Ваганова. № 2. С. 91.

Девяностолетие Г.П.Воларовича. № 3. С. 72.

Юбилей А.П.Шапиро. № 3. С. 73.
Юбилей В.П.Ивановской. № 3. С. 73.
Семидесятилетие Б.П.Макарова. № 3. С. 74.

Шестидесятилетие И.А.Карпенко. № 3. С. 75.

Шестидесятилетие И.Н.Засухина. № 3. С. 75.

Шестидесятилетие В.И.Кочнева-Первухова. № 3. С. 76.

Восьмидесятилетие В.В.Гречушкина. № 5. С. 87.

Шестидесятилетие М.М.Константинова. № 5. С. 87.

Шестидесятилетие С.С.Кальниченко. № 5. С. 88.

Семидесятилетие И.С.Чанышева. № 6. С. 72.



ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

ПРОГНОЗ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Золотоносные коры выветривания — новый тип месторождений золота, обладающих большими запасами и доступных для быстрой организации добычи с высокой экономической эффективностью. Такие коры развиваются в зонах окисления сульфидсодержащих золотых руд, а также по слабо золотоносному субстрату с существенным ростом концентраций металла против его первичных содержаний. Подобные месторождения нередко сопряжены в пространстве с россыпями золота.

Месторождения золота в корях выветривания отличаются простотой технологии добычи и обогащения, высоким уровнем извлечения золота, экологической чистотой руд, а также возможностью утилизации пустых пород.

Золотоносные коры выветривания в ряде случаев не обнаруживаются традиционными методами поисков месторождений золота. Изучение золотоносных кор выветривания в России и СНГ, а также экспертные работы ЦНИГРИ в странах Восточной Европы и Латинской Америки показали возможность выявления таких месторождений во многих регионах мира — как в районах традиционной добычи золота, так и на принципиально новых территориях.

В ЦНИГРИ разработаны эффективные методы и комплексные методики прогноза, выявления и изучения золотоносных кор выветривания. Они базируются на закономерностях размещения золотоносных кор выветривания и эволюционных связях между гипогенными и гипергенными месторождениями золота; учитывается многообразие геолого-технологических типов руд золота в корях выветривания, определяющее специфику их изучения, поисков, геолого-экономической оценки, а также применение рациональных способов опробования и обработки руд.

Итоги прогнозных исследований представляются в виде комплекта специализированных карт и разрезов различных масштабов, сопровождаемых пояснительной запиской, в которой содержится оценка прогнозных ресурсов золота и параметров ожидаемых месторождений, а также рекомендации по направлениям и методам дальнейшего изучения объектов.

Специализированные геолого-геоморфологические, геофизические, литогеохимические, минералогические и технологические исследования обеспечивают получение информации для оценки и разведки золотоносных кор выветривания и геолого-экономического обоснования их отработки. Такие прогрессивные технологии позволяют минимизировать затраты на поиски и оценку золотоносных кор выветривания, проводить их изучение оптимальными объемами буровых и горных работ в любых геологических обстановках.

Вид реализации — инжиниринг, ноу-хау.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-27-56
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru

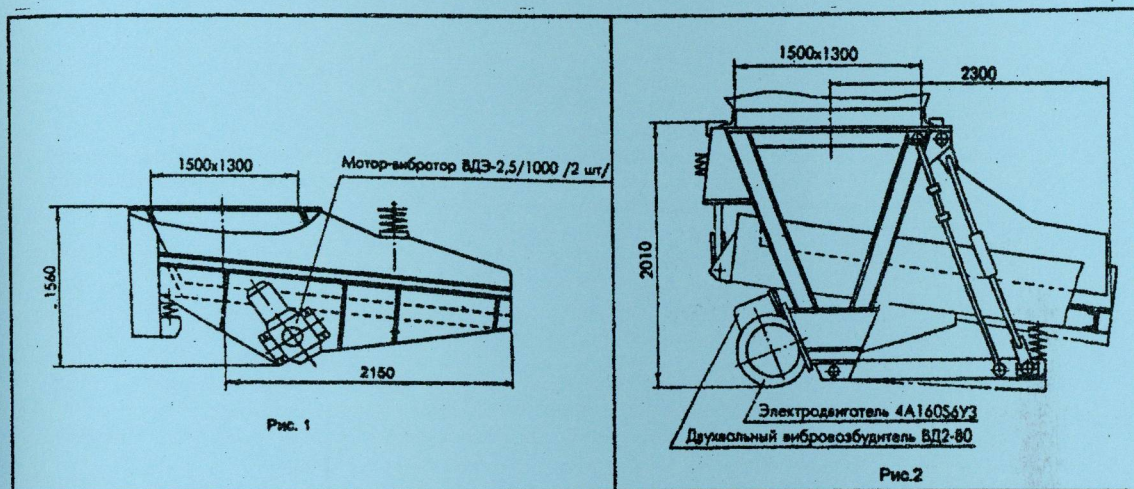
ВИБРАЦИОННЫЕ БУНКЕРНЫЕ ПИТАТЕЛИ ТИПА ПВБ

Предназначены для выгрузки из бункеров кусковых материалов крупностью до 500 мм (руды, каменного угля, песка и других инертных материалов, минеральных удобрений, торфа, поваренной соли и др.).

Поставляются двух типоразмеров:

ПВБ-1,4/2,5 - 540 (привод - два мотор-вибратора);

ПВБ-1,0/2,5-1837-04 (привод - двухвальный вибровозбудитель, соединенный муфтой с двигателем).



Техническая характеристика

Показатели	Типоразмер	
	ПВБ-1,4/2,5-540 (рис. 1)	ПВБ-1,0/2,5-1837-04 (рис. 2)
Размеры лотка, мм	1400×2500	1000×2500
Производительность, м ³ /ч	250-500	150-350
Мощность двигателя, кВт	2×2,2	11
Габаритные размеры, мм	3100×2100×1560	3340×2146×2010
Масса, кг	2600	3800

Отличаются простотой конструкции, надежностью, безопасностью в работе, исключают зависание материала и сводообразование в бункерах.

Поставка готовых изделий - незамедлительно после получения предоплаты.

ТОО "КОНСИТ" 109180, Москва, а/я 29
E-mail: consit@com2com.ru

Тел. (095) 236-04-16, тел/факс. 239-40-54
Internet: www.com2com.ru/consit

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы, список литературы и аннотацию (не более 0,3 стр.), которая располагается после заголовка. Текст печатается через два интервала, на одной стороне листа, поля с левой стороны 25 мм, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются дискета и один экземпляр статьи (распечатка), набранной в стандарте какого-либо текстового редактора MS DOS, Lexicon, Windows Word. При наборе не делать переносов, правую сторону не выравнивать. Дискета сразу будет возвращена автору.

2. Штриховые рисунки на ватмане или кальке и фотографии на глянцевой бумаге прилагаются в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указывается его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. С учетом формата полосы журнала 149×225 мм, рисунки, располагаемые в тексте вертикально, рекомендуется подогнать по ширине под 149 мм (ширина полосы) или 72 мм (ширина колонки); высота рисунков должна быть не более 200 мм. Размеры рисунков, помещаемых «лежа», не должны превышать 110×225 мм. Первый экземпляр рисунков должен быть выполнен квалифицированным чертежником. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстраций, превышающих указанные размеры, должны обеспечивать возможность их прочтения после уменьшения.

3. Все формулы, названия фауны и все тексты, приводимые на иностранном языке, впечатываются на машинке или вписываются тушью (черными чернилами). Необходимо делать ясное различие между заглавными (подчеркнуть черточками снизу) и строчными (подчеркнуть черточками сверху) буквами, имеющими сходные начертания. Следует делать различия между О (большим), о (малым) и 0 (нулем), для чего буквы отмечать двумя черточками, а нуль оставлять без подчеркивания, в особых случаях помечая на полях "0-нуль". При компьютерном наборе нельзя заменять букву "O" нулем и наоборот, русскую "р" английским "p", русскую "H" английским "H". Греческие буквы обводят красным карандашом и на полях пишут их названия, например: *eta, lambda, xi* — *eta, lambda, xi*, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Подстрочные и надстрочные индексы и показатели степени следует отмечать карандашом дугами сверху и снизу, например: 10^5 — 10^5 , H_2O — H_2O .

4. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции, так же как и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и т.д.

5. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается номер источника по списку литературы и страница.

6. Все таблицы, список литературы и подписные подписи должны быть напечатаны на отдельных листах.

7. На полях рукописи должны быть указаны номера рисунков и таблиц в месте их первого упоминания, далее при ссылке пишется «см.», например, см. рис. 1.

8. В список литературы (не более 15 названий) включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту, сначала русскому, затем латинскому. Если авторов более трех, то по алфавиту дается первое слово заглавия, а фамилии авторов указываются сразу после названия работы. Далее указываются: для журналов — название журнала (в принятом сокращении), год, том, выпуск, номер, страницы, например: Докл. РАН. 1994. Т. 1. Вып. 1. № 4. С. 40–41; для монографий — название работы, город, издательство, год, например: Провинции благородных металлов. — М.: Недра, 1991.

9. Под списком литературы приводится слева полное название учреждения, где была выполнена работа, город, подпись, фамилия, имя и отчество (полностью) автора, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (служебный и домашний).

10. Авторы должны определить раздел журнала, в который следует поместить статью, а также дать индекс статьи по Универсальной десятичной классификации (УДК).

11. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации либо лично автором (авторами).

Редакция сохраняет за собой право внесения редакторской правки.