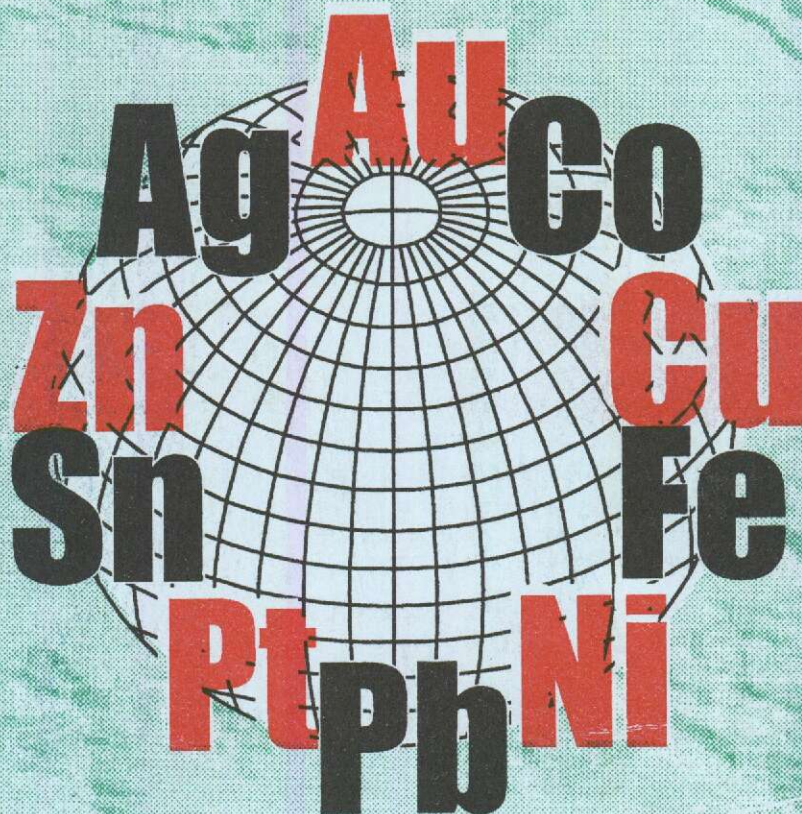
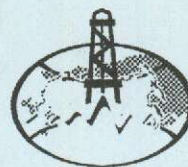


РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИГРИ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



2/2002

ISSN 0869-5997

ГОТОВИТСЯ К ИЗДАНИЮ АТЛАС

Л.А.Николаева, А.М.Гаврилов, А.Н.Некрасова, С.В.Яблокова, Л.В.Шатилова.

Самородное золото россыпных и коренных месторождений России

Атлас основан на комплексных характеристиках самородного золота около 1000 россыпных и 120 коренных месторождений. В нем демонстрируются особенности золота золото-кварцевых, золото-кварц-сульфидных, золото-мышьяковисто-сульфидных, золото-антимонит-кварцевых, золото-полисульфидно-кварцевых, золото-скарновых, золото-серебряных месторождений; кор выветривания на золоторудных месторождениях; элювиальных, делювиальных, аллювиально-пролювиальных, аллювиальных и морских четвертичных и дочетвертичных россыпей, а также самородного золота осадочных толщ платформ. Рассмотрены минеральные ассоциации золота, основные признаки самородного золота и их типоморфные значения, а также признаки золота основных типов месторождений, включающие его типоморфные характеристики, их информационную значимость и региональные особенности. Фотографии атласа иллюстрируют наиболее распространенные парагенезисы золота, формы его выделений и структуры роста, эндогенные и экзогенные преобразования, отражающие условия рудоотложения и миграции золота в корях выветривания и в россыпях.

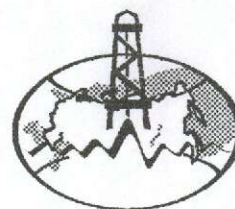
Комплекс характеристик самородного золота, приведенный в атласе, может быть использован при металлогенических исследованиях, прогнозе коренной и россыпной золотоносности, оценке глубин формирования рудных тел и их эрозионного среза, выявлении источников питания россыпей и реконструкции условий накопления металла, а также для прогноза поведения золота при обогащении руд и песков, что подтверждается работами авторов в ряде районов России, других стран СНГ, а также Азии, Африки, Южной и Северной Америки. Типоморфное значение признаков самородного золота и возможности их применения в научных и прикладных целях определяют научное значение атласа.

Атлас представляет интерес для широкого круга специалистов в области металлогении, прогнозирования, поисков, разведки, отработки золоторудных месторождений и россыпей, а также для научных работников и ювелиров. Материалы атласа могут быть использованы для идентификации золота при криминалистических исследованиях.

Атлас содержит 220 фотографий и 17 таблиц.

Контактный телефон 315-27-38

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/2002

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф. МИГАЧЕВ

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



УЧРЕДИТЕЛЬ

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

Издается при участии

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

Москва ЦНИГРИ 2002

Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: В.К. Комарова, Н.П. Кудрявцева

Сдано в набор 21.02.2002 г.
Подписано в печать 25.03.2002 г.
Тираж 430 экз.

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

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

© «Руды и металлы», 2002

Прикладная металлогения

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Макаров Д.В.
Рудоносный потенциал Анабарского щита по ма-
териалам дистанционного зондирования

7

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

Архангельская В.В., Шурига Т.Н.
Оценка редкометалльных месторождений в щелоч-
ных метасоматитах по минералого-геохимиче-
ским признакам

15

Долгалъ А.С.
Использование аналитических аппроксимаций
геофизических полей при прогнозировании золо-
того оруденения

21

Минорин В.Е., Веричев Е.М.
Способ оценки стоимости крупных камней и сред-
ней цены карата по их зависимости от классов
крупности алмазов в месторождении

29

Строение рудных месторождений

Болонин А.В.
Морфология и структурный контроль карбонати-
тов Карасугского месторождения, Тува

34

Зинчук Н.Н., Подгаецкий А.В., Бондаренко А.Т.,
Котельников Д.Д., Солодкова Н.А.
Взаимосвязь химико-минералогического состава
и петрофизических свойств кимберлитов трубки
Ботубинская при гипергенных изменениях

43

Шведов Г.И., Некос В.В., Динер А.Э., Уйманов А.М.
О природе сперрилита и самородной платины рос-
сыпи р. Колорамо, Енисейский край

55

Жимулев Е.И., Сонин В.М., Чепуров А.А.
Устойчивость алмаза к окислению при высоких
РТ параметрах

64

Applied Metallogeny

Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D., Makarov D.V.
Ore-bearing potential of the Anabar shield from re-
mote sensing data

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

Arkhangel'skaya V.V., Shuriga T.N.
Evaluation of rare metal deposits in alkaline
metasomatites using mineralogical-and-geochemical

Dolgal' A.S.
Analytical approximation of geophysical fields in
gold mineralization forecasting

Minorin V.E., Verichev E.M.
A way of estimation of large diamonds cost and an
average karat price depending on diamond grain-
size categories in a deposit

Structure of Ore deposits

Bolonin A.V.
Morphology and structural control of carbonatites
from the Karasug deposit, Tuva

Zinchuk N.N., Podgaetsky A.V., Bondarenko A.T.,
Kotel'nikov D.D., Solodkova N.A.
Interrelation between chemical-mineralogical struc-
ture and petrophysical properties of kimberlites
within the Botubinskaya pipe in the course of
hypergene alteration

Shvedov G.I., Nekos V.V., Diner A.E., Uimanov A.M.
On the nature of sperrylite and native platinum from
the Koloramo River placer, the Yenisei ridge

Zhimulev E.I., Sonin V.M., Chepurov A.A.
Diamond resistance to oxidation at high PT param-
eters

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

Заири Н.М., Савушкина Е.Ю.

Роль изотопных характеристик в изучении потоков загрязняющих веществ в зоне влияния промышленных объектов Воскресенского района

69

**Equipment and Technologies
for Geological Prospecting**

Zairi N.M., Savushkina E.Yu.

A role of isotope parameters for the study of contaminating flows in the industrially affected area, the Voskresensk region

Рецензии

Бойцов В.Е., Игнатов П.А.

Интересная книга по гидрогенным месторождениям

77

Book reviews

Boitsov V.E., Ignatov P.A.

An interesting book on hydrogenic deposits

Памятные даты

Бортников А.Я., Ясковский П.П.

Д.А.Зенков — геолог и разведчик XX века (к 100-летию со дня рождения)

78

Memorable dates

Bortnikov A.Ya., Yaskovsky P.P.

D.A.Zenkov — a geologist and explorer of the 20-th century (100-th birth anniversary)

Поздравляем с юбилеем

*А.А.Фельдмана, Е.М.Ершова, Н.К.Курбанова,
А.А.Сапрыкина*

81

Congratulations

*A.A.Fel'dman, E.M.Ershov, N.K.Kurbanov,
A.A.Saprykin*

*Работникам Государственной геологической
службы МПР России, ученым, специалистам
и ветеранам-геологам*

Дорогие коллеги!

Примите мои самые искренние поздравления с профессиональным праздником — Днем геолога!

Этот признанный народом праздник отмечается уже более тридцати пяти лет и позволяет каждый раз с удовлетворением констатировать несомненные заслуги отечественных геологов в развитии экономики и укреплении могущества России. Вы вновь демонстрируете верность традициям многих поколений российских геологов, заложивших основы создания мощнейшей минерально-сырьевой базы, служащей надежным фундаментом устойчивого развития страны.

Ваша уникальная профессия, сочетающая в себе романтику, каждодневный напряженный труд, глубокие теоретические знания и беззаветную преданность своему делу, во все времена была и будет одной из самых уважаемых и почетных.

В XXI веке, открывающем новую эру в развитии мировой экономики, российским геологам предстоит решать еще более сложные и масштабные задачи по дальнейшему укреплению природно-ресурсного потенциала нашей Отчизны. И есть все основания выразить твердую уверенность в том, что геологи России будут всегда занимать передовые позиции в рядах первооткрывателей, обеспечивающих поступательное развитие страны, и приложат все силы, знания и опыт во имя благополучия народа и процветания России.

От всего сердца желаю вам доброго здоровья, новых творческих успехов и свершений, осуществления всех ваших замыслов и надежд, счастья и благополучия!

*Министр природных ресурсов
Российской Федерации*

В.Г.Артюхов

7 апреля 2002 г.



Дорогие коллеги!

Государственная геологическая служба Министерства природных ресурсов Российской Федерации поздравляет вас и геологические коллективы отрасли с профессиональным праздником — Днем Геолога.

Именно трудами геологов России создана мощная минерально-сырьевая база — основа экономического могущества страны. И в современных условиях трудно себе представить развитие России без вашего каждодневного нелегкого и столь нужного Родине труда.

В этот весенний день от имени Геологической службы МПР России и от себя лично желаю вам крепкого здоровья, личного счастья, новых творческих побед и открытий.

*Первый заместитель Министра,
руководитель Геологической службы*

В.В.Караганов

7 апреля 2002 г.

В. Караганов



УДК 553:[528.88:629.78] (571.56)

© Ю.Н.Серокуров, В.Д.Калмыков, Д.В.Макаров, 2002

РУДОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ АНАБАРСКОГО ЩИТА ПО МАТЕРИАЛАМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Ю.Н.Серокуров, В.Д.Калмыков, Д.В.Макаров (САГП Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА»)

Рассмотрена возможность экспрессной оценки рудоносного потенциала Анабарского щита с использованием материалов космического и геофизического дистанционного зондирования среднего разрешения. Показано, что на этой основе можно выяснить пространственную позицию части благоприятных структурных и вещественных критериев локализации рудных таксонов искоемых типов (ранг «район»), а затем локализовать перспективные площади для дальнейших более детальных дистанционных и наземных работ. При оценке масштаба прогнозируемого оруденения необходимо учитывать также особенности геологического строения территории и историю ее развития.

Материалы дистанционного зондирования при оценке минерагенического потенциала территорий используются в нашей стране и за рубежом со все возрастающей интенсивностью, что связано с их доступностью, достаточной эффективностью и относительно малой стоимостью. Будущее этого направления — в возможностях формирования моделей рудных таксонов разного ранга для конкретных видов полезных ископаемых и системной оценке на этой основе потенциала новых территорий. Наиболее рациональным методом создания надежных прогнозно-поисковых моделей считается изучение форм проявленности рудных таксонов одного типа в материалах дистанционного зондирования в пределах нескольких эталонных площадей [2, 3]. При предварительной оценке перспектив слабоизученных территорий нахождение в их пределах полезных ископаемых, для которых отсутствуют прогнозно-поисковые модели, следует использовать метод картирования типичных рудоконтролирующих факторов, что дает возможность на начальной стадии исследований в условиях ограниченной геологической информации в достаточной степени локализовать площади для наземной их проверки. Последняя необходима в связи с тем, что материалы дистанционного зондирования позволяют выделять потенциально перспективные участки, где рудный процесс наиболее вероятен, но не обязательно реализован или вскрыт современной эрозией.

Анабарский щит, расположенный на севере Сибирской платформы, относится к числу

именно таких труднодоступных и малоизученных территорий. Крупных месторождений здесь до сих пор не выявлено, что отличает его от других докембрийских щитов мира с широким спектром рудных и нерудных полезных ископаемых, возникновение которых происходило в различные этапы их развития и было обусловлено разнообразными геологическими процессами.

Щит возвышается над плитной частью Сибирской платформы и обладает скульптурным рельефом, подчеркивающим детали его внутреннего строения и состав слагающих комплексов. Крупные стратиграфические серии глубоко метаморфизованных пород архея вытянуты в северо-северо-западном направлении и осложнены рядом мелких антиклинориев и синклинориев. В центре щита обнажена наиболее древняя далдынская серия пород, сложенная преимущественно метаморфизованными вулканитами основного состава. К западной и восточной периферии щита они сменяются более кислыми вулканогенно-терригенными образованиями верхнеанабарской, а затем вулканогенно-карбонатно-пелитовыми породами хапчанской серий. Главная особенность их строения — практически вертикальное залегание слоев слагающих их пород. Крупные древние разломы того же простираения четко маркируются полосами полиметаморфических диафорированных и гранитизированных пород. К магматическим образованиям архей-протерозойского возраста относятся гипербазиты (малые тела и линзы в центральных зонах разломов), анортозиты

(анортозиты—нориты—габбро-анортозиты и диориты — кварцевые монзониты), калиевые биотитовые граниты и их мигматиты (небольшие линзовидные и пластовые бескорневые тела, часто сближенные и в совокупности образующие большие гранитоидные массы), двуслюдяные граниты и мусковитовые пегматиты.

Осадочный чехол, окружающий со всех сторон щит, по составу и возрасту слагающих его образований разделяется на позднепротерозойский (рифейский), ранне-среднепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский структурные комплексы, которые отвечают стадиям возникновения ранних, зрелых и поздних синеклиз. Магматизм выражен в развитии основных и ультраосновных формаций (траппы, карбонатиты, кимберлиты) позднепротерозой-раннепалеозойского, среднепалеозойского и позднепалеозой-раннемезозойского возраста.

Металлогения щита обусловлена как составом слагающих его толщ с продуктами метаморфизма, так и проявлениями разновозрастных тектономагматических активизаций, способствующих их изменению и усложнению. На их основе выделяют минерагенические области [1]: Центрально-Анабарскую, пространственно совпадающую с полями развития анабарского гранулитового комплекса с метаморфогенными образованиями железа и силлиманитовыми линзами в глиноземистых сланцах, хромитовым и медно-никелевым оруденением протометаморфического класса в связи с гипербазитами; Маганскую, специфику которой создают особенности термодинамического режима метаморфизма, гранитоидный и анортозитовый магматизм, набор геологических формаций вулканитов толеит-андезитового состава, терригенно-вулканогенных, карбонатных и известково-силикатных пород, содержащих графит, силлиманит, гранат, стронций, апатиты, флогопит; Хапчанскую с проявлением редкометальной, флогопитовой, стронциевой и боровой минерализации, обусловленной наложенными процессами метаморфизма и гранитоидного магматизма.

Системы мелких рассредоточенных дометаморфических син- и посткинematических бескорневых тел ультрабазитов, обладающих повышенными содержаниями меди, никеля, хрома, а также интрузии аляскитовых и чарнокитовых гранитов с редкоземельно-редкометальной специализацией слагают на щите инъекционные ареальные структурно-металлогенические зоны раннего архея. Структурно-металлогенические зоны позднего архея — раннего протерозоя совпадают с глубинными

разломами, а мелкие проявления руд локализованы в участках милонитизации и рассланцевания вдоль краевых швов (медь, молибден, редкие металлы), метасоматотических образований вблизи гранитоидных интрузий и областей максимальной гранитизации (сульфидная и редкоземельная минерализация), пегматитизации (мусковит и редкометальная минерализация). Инъекционные ареальные участки этого возраста включают интрузии габбро-норит-анортозитовой и гранит-гранодиорит-граносиенитовой формаций с вкрапленными титаномagnetитовыми рудами.

В россыпях на щите зафиксировано золото в виде мелких зерен, причем вблизи массивов гранитоидов его содержания достигают 0,5—0,8 г/м³. В титаномagnetитовых оливинитах Маймеча-Котуйской провинции отмечены платина и платиноиды. В металлометрических ореолах (вместе со свинцом, цинком и медью) обнаружено серебро, которое, вероятно, связано с сульфидной минерализацией зон экзоконтактов интрузий и разломов. Медь и никель установлены в виде рудопроявлений в протерозойской габбро-диабазовой дайке, пирротиновых жилах, обломках кристаллических сланцев с вкрапленностью пирротина, пирита и халькопирита [6]. В восточном обрамлении щита разрабатываются алмазные россыпи р. Эбелях. Здесь же выявлено более 150 кимберлитовых тел, но алмазы установлены лишь в 35 из них, а их содержания не превышают сотых долей кар/т. В пределах Попигайской структуры разведаны крупные месторождения технических алмазов импактного генезиса.

В связи с удаленностью данной территории и отсутствием даже минимально развитой инфраструктуры практический интерес могут представлять лишь крупные и уникальные месторождения руд, отработка которых будет рентабельна. С учетом особенностей геологического строения и истории развития этой части Сибирской платформы, а также по аналогии с другими щитами мира теоретически можно предположить возможность формирования здесь месторождений: а) медно-никелевых сульфидных руд докембрия; б) платиновых руд в расслоенных интрузиях; в) золото-урановых руд в конгломератах; г) комплексных уран-никелевых и уран-медных руд в зонах несогласия; д) золотосодержащих руд золото-кварцевой формации. Наличие богатых россыпей алмазов и бедных ими кимберлитов позволяет предполагать существование на этой территории еще не открытых месторождений коренных алмазов.

В таблице систематизированы основные предпосылки (критерии) локализации место-

Геологические предпосылки возникновения некоторых рудных формаций на древних щитах

Предпосылки (критерии)	Рудные формации				золото-кварцевая на древних щитах
	медно-никелевая сульфидных руд докембрия	платиноносная расслоенных интрузий	золото-урановая конгломератов	комплексная урановых руд в зонах несогласия	
Геотектонические	а) древние платформы (основания и проточехлы) и области их активизации б) глубокие прогибы, выполненные мощными осадочно-вулканогенными образованиями в пределах платформ	б) краевые зоны архейских кратонов, древних щитов или зоны сочленения консолидированных блоков архейских кратонных областей	б) эндоплатформенные прогибы на склонах кратонов, сложенных архейскими метаморфическими и ультраметаморфическими породами	б) тафросинеклизы и многоосинклинальные прогибы древних платформ и щитов	б) зеленокаменные пояса на гранито-гнейсовом основании
Структурные	а) зоны региональных долговязущих разломов глубинного заложения, разделяющие блоки земной коры с разным строением б) участки пересечения разломов различных порядков и направлений в) оперяющие и сопряженные с ними нарушения	в) межформационное положение интрузий при экранирующей роли эффузивных покровов		в) поверхности регионального несогласия между архейским складчатым фундаментом и протерозойскими платформенными образованиями	
Магматические	Пространственная и генетическая связь с ультраосновными — основными интрузиями, характеризующимися меньшим содержанием магния (по сравнению с титаном и хромитовыми) при значительном обогащении железом и сильными основаниями	Пространственная и генетическая связь с интрузиями перидотит-ортопироксенит-норитовой формации			Участки развития гранитоидного магматизма базальтового типа, коматитового вулканизма, мощных толщ толеитовых базальтов
Литогеографические	а) компетентные или слабо-литифицированные отложения; б) горизонтальные межформационные «швы», представляющие границы раздела различных сред; в) плотные экранирующие толщ, создающие условия для полной дифференциации рудогенерирующих интрузий	Межформационное положение интрузий при экранирующей роли эффузивных покровов	Прибрежно-морские и континентальные условия накопления и относительно невысокая степень метаморфизма существенно терригенного выполнения этих прогибов, выдержанность состава пород на больших площадях	а) наличие в разрезе фундамента высокопециализированных на уран отложений; б) формирование и сохранность в течение длительного времени чехла древней платформы, перекрывающего переработанные гипергенными процессами обогащенные ураном отложения; в) проявление метаморфизма низших ступеней, обусловившего дальнейшее перераспределение урана высвобождающимися слабонагретыми водами	Слабый зеленосланцевый, реже альбит-эпидот-амфиболовый метаморфизм вмещающих толщ
Время формирования месторождений	Протерозойская и позднепалеозойско-раннемезозойская эпохи	Позднеархейская или раннепротерозойская эпохи становления интрузий	Позднеархейский — раннепротерозойский возраст рудоформирующих толщ	Относительно узкий интервал времени докембрия	Протерозой

рождений вышеперечисленных типов, традиционно используемые при их прогнозировании и поисках [2]. Для визуализации части этой информации были проанализированы материалы геофизических (гравитационных, магнитных, спектрометрических) и космических съемок на площади 200 000 км². Геофизические материалы дают информацию об особенностях структуры и вещественного состава земной коры, оказывающих влияние на локализацию полезных ископаемых. Результаты совместной интерпретации обобщены на структурно-геофизической схеме в виде ранжированных линейных и блоковых структур, что позволяет оценить их взаимоотношения между собой. В качестве важных выводов из анализа схемы можно отметить, что на западе и крайнем востоке площади в фундаменте мы имеем дело с архейскими кратонами, а центральная часть щита представляет собой мобильную зону раннепротерозойской (?) консолидации, которая трассируется серией тектонических швов северо-северо-западной ориентировки, сопровождаемых диафторезом метаморфических пород и вмещающих массивы анортозитов и гранитов. Зону пересекают крупные тектонические нарушения восточно-северо-восточного простирания, и эти узлы отличаются интенсивным разуплотнением земной коры. Древняя структурная рама осложнена многочисленными нарушениями более высоких порядков, фрагменты которых повсеместно фиксируются и при геологической съемке. Ориентировка их разнообразна и слабо поддается систематизации. Выявлены также участки гранитизации, диафтореза и базификации метаморфических пород, контуры интрузий, покровов и даек среднего, основного и ультраосновного составов, границы смены тектонофизических и физико-химических обстановок, т.е. элементы строения земной коры, которые связаны с мобилизацией, переносом и отложением большинства рудных элементов. Учтены и результаты мелкомасштабной аэрогаммаспектрометрической съемки, проведенной на всей территории Сибирской платформы (Э.В.Высокоостровская и др., 1995), информирующие о содержании калия, урана и тория в породах.

Результаты космического зондирования использовались для систематизации разрозненных данных, полученных при анализе геофизической и геологической информации, а также картирования элементов тектоники, которые при традиционных съемках обычно не фиксируются. Прежде всего, это относится к структурам платформенного этапа развития, не сопровождавшегося интенсивным маг-

матизмом и изменениями пород. Выделение площадных и дискретных (линейных, дуговых, кольцевых) элементов ландшафта было проведено по фотопланам м-ба 1:1 000 000 и космическим снимкам среднего разрешения типа «Ресурс» и «Ландсат». Итоговая картина характеризует сводный план тектонической трещиноватости территории и проявляет геологические структуры изометричной формы (купола, кальдеры, интрузии, узлы пересечения разломов, участки обводнения и гидротермального изменения пород и т.д.).

Следующий этап анализа и обработки первичной информации осуществлен с помощью специальных компьютерных программ. Анабарский щит в целом характеризуется повышенной трещиноватостью, что, в первую очередь, связано с отсутствием в его пределах осадочного покрова. Два обширных региональных максимума плотности микролинеamentов приурочены к его западной и восточной периферии, причем эпицентры аномалий выходят за контуры щита, что свидетельствует об их глубинной природе. На площади наиболее интенсивно проявлены линеamentы северо-восточного простирания (20—30°), несколько слабее — северо-западного (285—295°). В совокупности они образуют крупную тектонопару, т.е. систему нарушений, активизация которых происходила сопряженно. Еще одна крупная тектонопара создана зонами линеamentов с простираниями 55—65° и 335—345°. Именно эти системы следует рассматривать в качестве фрагментов крупных тектонических ансамблей (соответственно континентального и регионального рангов), значение которых обычно ускользает от исследователей, анализирующих ограниченные участки земной поверхности. Эти структуры имели определяющее значение в миграции магматитов и рудных флюидов в земной коре во все периоды ее эволюции.

С помощью специальных программ из общего поля линеamentов выделены радиально-кольцевые структуры диаметром 200 и 50 км, предположительно фиксирующие очаги верхнемантийной и внутрикоревой активизации фанерозойского возраста. Как правило, они обусловлены безамплитудными разломами и трещинами, часто им подчинены крупные элементы рельефа и речной сети площади. Многочисленную группу составляют малые кольцевые структуры диаметром от 10 до 30 км, обусловленные как интрузивными, так и тектоническими факторами. Для большинства из них геологическая сущность не очевидна.

Итогом обработки результатов дешифрирования стала космоструктурная карта пло-

щади, отражающая позицию разноранговых тектонических образований, проявленных в современном ландшафте. В качестве наиболее древних (и глубинных) нами рассматривались зоны линеаментов преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания, полностью пересекающие площадь (континентальный ранг). Их формирование и последующие активизации связаны с длительной эволюцией Сибирской радиально-концентрической системы, служащей каркасом для платформы в целом. Следующими по рангу и возрасту предлагается считать нарушения, сформированные вследствие воздействия на земную кору крупных (диаметром до тысячи километров) мантийных плюмов — Лаптевского и Котуйского. Обусловившие их формирование энергетические очаги расположены в мантии и воздействовали на уже консолидированную в протерозое кору. Фрагменты этих структур в пределах площади представлены крупными и протяженными зонами линеаментов различного простирания, секущими архейские метаморфические толщи и часто сопровождающимися дайками основного состава протерозойского и раннепалеозойского возраста. К структурам третьего ранга, определяющим более локальные особенности строения территории, отнесены радиально-кольцевые образования диаметром до 200 км, сформированные, вероятно, при воздействии на земную кору мантийных диапиров. Практически полностью в пределах площади размещаются две структуры такого рода — Западноанабарская и Восточноанабарская, эпицентры еще нескольких расположены за ее границами и здесь фиксируются лишь их фрагменты. На карте также показана позиция более мелких кольцевых структур, которые рассматриваются как следы активизационных процессов над внутрикоровыми очагами.

Все эти материалы послужили основой для последующих прогнозных построений, которые выполнены с учетом наиболее общих закономерностей, характерных для выбранных нами формаций, так как достаточно детальное изучение эталонных объектов осуществлено только в отношении месторождений алмазов в связи с кимберлитами и урановых месторождений типа несогласия [4, 5]. Для каждого прогнозируемого типа оруденения были составлены схемы размещения на площади факторов, которые способны влиять на его локализацию и сохранность. Их суммирование в ячейках размером 10×10 км с последующим осреднением скользящим окном в 30×30 км по изолинии ($\chi + 0,5\sigma$), характеризующей минимальный порог аномальных сумм

благоприятных факторов, позволяет выделить участки, которые рассматриваются в качестве благоприятных для формирования рудных районов и узлов конкретных видов оруденения (рис. 1).

Очевидно, что при дистанционном зондировании с наибольшей достоверностью могут быть выделены только структурные и магматические факторы, поэтому при дальнейшей экспертной оценке полученных аномалий важное значение приобретает учет и неблагоприятных факторов, влияющих на саму возможность рудообразования и дальнейшую сохранность руд.

Медно-никелевые сульфидные руды докембрия обладают пространственной и генетической связью с магматическими формациями ультраосновных — основных пород, имеющих определенные петрохимические и геохимические признаки, постоянную рудную минеральную ассоциацию, одинаковые морфологические и геохимические типы руд. Кроме структурных и магматических факторов, размещение месторождений обычно определяется литолого-стратиграфическими и временными. Для формирования рудоносных массивов благоприятны компетентные или слаболифидированные отложения, горизонтальные межформационные «швы», разделяющие различные среды, плотные экранирующие толщи, создающие условия для полной дифференциации рудогенерирующих интрузий. Очевидно, что характер геологического разреза Анабарского щита не отвечает этим требованиям, так как повсеместно наблюдается вертикальное залегание слагающих его метаморфических образований и отсутствуют экраны, способствующие становлению интрузий такого типа. Это же касается и месторождений платины в связи с расслоенными интрузиями. Временной фактор обусловлен тем, что известные в мире крупные месторождения этих руд формировались только в протерозойскую и позднпалеозойско-раннемезозойскую эпохи.

Известные на щите рудопоявления и точки минерализации меди и никеля связаны в основном с мезозойскими дайками диабазов, а концентраторами этих элементов в них являются пирротин, кубанит, халькопирит и петландит. Отсутствие крупных месторождений такого генетического класса в мире не позволяет оптимистически оценивать перспективы района.

Высокие концентрации золота в пределах Анабарского щита могли быть связаны либо с докембрийскими золотоносными конгломератами, либо с месторождениями золото-квар-

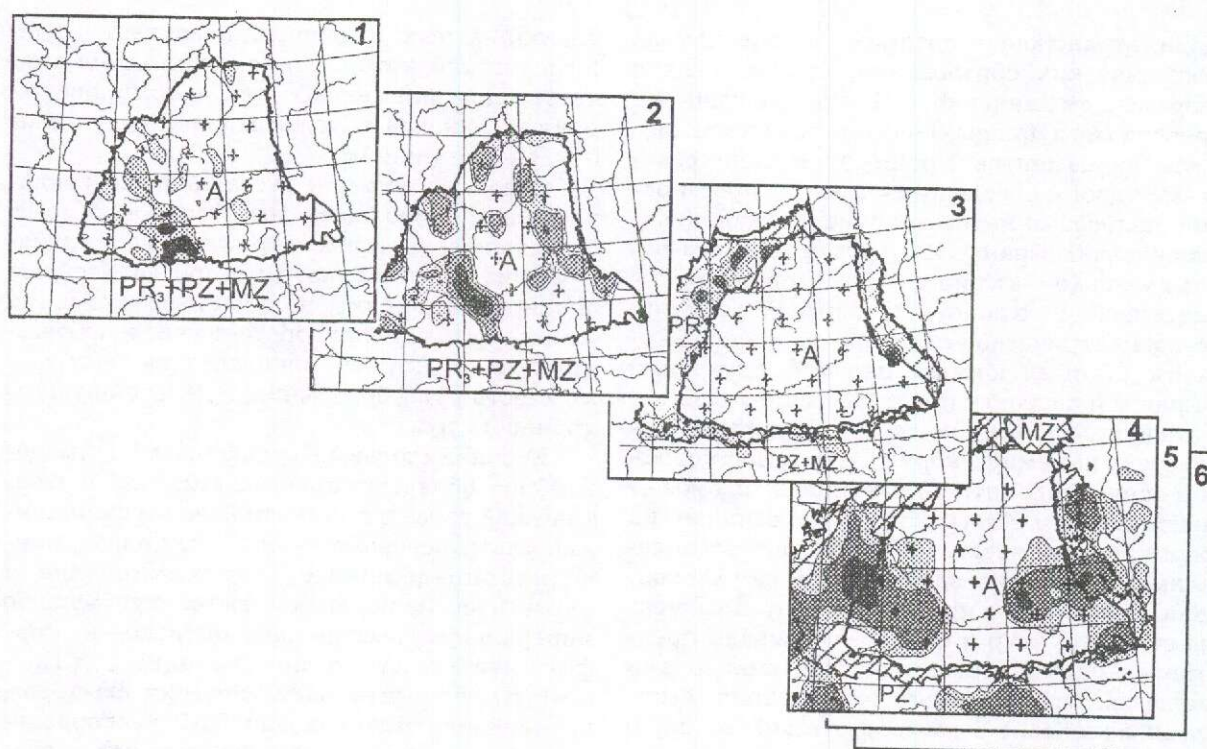


Рис. 1. Примеры схем размещения перспективных участков (ранг «район») различных руд по аномальным суммам благоприятных критериев, установленным при анализе материалов дистанционного зондирования:

1 — медно-никелевых в расслоенных интрузиях раннего протерозоя; 2 — золото-кварцевой формации в фундаментах древних платформ; 3 — урановых в зонах несогласия; 4 — алмазов в кимберлитах; геологические формации: архейского кристаллического фундамента (А), позднепротерозойского (PR₃), палеозойского (PZ) и мезозойского (MZ) осадочных чехлов

цевой формации. Пространственную позицию первых обычно определяют протоплатформенные комплексы, несогласно залегающие на архейском гранитогнейсозеленокаменном основании (Южная Африка, Канада), а их формирование обусловлено специфическими тектоническими, климатическими и палеогеографическими условиями, присущими только докембрию. Формаций такого рода в пределах Анабарского щита не обнаружено, хотя структурные условия для формирования месторождений существовали.

Месторождения золото-кварцевой формации древних щитов чаще всего представлены золото-кварцевыми, золото-сульфидно-кварцевыми и золото-сульфидными типами. Рудные тела образованы сочетаниями жил, прожилков и вкрапленностью сульфидов с четкой приуроченностью к литостратиграфическим и «согласным» структурным элементам, сопровождаются зонами березитизации, лиственитизации и сульфидизации вме-

щающих пород. В качестве обязательного критерия при их региональном прогнозировании выступают зеленокаменные пояса с мощными толщами толеитовых базальтов, которые в пределах Анабарского щита отсутствуют, что также снижает перспективы выделенных площадей.

Промышленные концентрации урановых руд в структурах тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибах древних платформ в связи с региональными несогласиями обычно обусловлены мобилизацией и перераспределением рассеянного в породах урана поверхностными водами и слабонагретыми растворами в благоприятных структурных обстановках. Опыт изучения условий локализации таких месторождений в Канаде и Австралии показал [4], что известные рудные узлы размещаются в участках повышенной тектонической нарушенности геологического субстрата — узлах пересечения зон линейamentos, усложнениях ландшафтов, кольцевых струк-

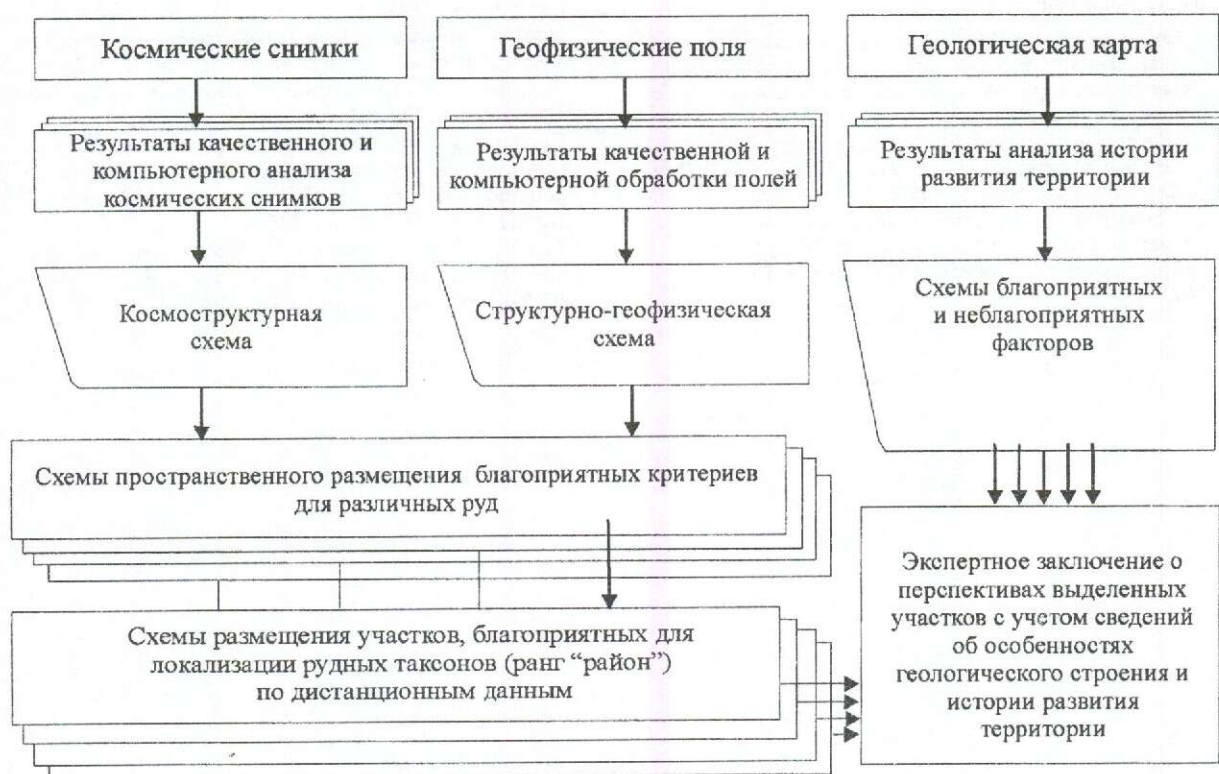


Рис. 2. Принципиальная схема оценки рудоносного потенциала Анабарского щита и его окрестностей с использованием материалов дистанционного зондирования

турах диаметром в десятки километров, которые фиксируют гранитные купола. Используемая нами прогнозная модель включала зону вдоль границы между породами фундамента и протерозойскими толщами, узлы пересечения крупных разломов разных направлений, специализированные на уран комплексы пород в фундаменте. Перспективы выделенных участков снижает то, что мы имеем дело с верхнепротерозойскими толщами, залегающими на породах кристаллического основания, а большинство крупных месторождений мира приурочено к несогласиям между архейскими и нижнепротерозойскими толщами (Атабаска в Канаде, Аллигейтор-Ривер в Австралии).

При выделении перспективных участков для локализации кимберлитов в верхних горизонтах земной коры нами использована прогнозная модель, содержащая сведения о разноранговых структурах активизации этой части платформы [5]. Полученные результаты позволяют говорить о возможном присутствии на площади двух районов кимберлитового магматизма. Но следует учитывать, что большая часть Анабарского щита расположена в

пределах раннепротерозойской складчатой зоны, что (в соответствии с правилом Клиффорда) делает ее неблагоприятной для поисков алмазоносных кимберлитов. Кроме того, большой эрозионный срез исключает обнаружение здесь классических кимберлитовых трубок, а кимберлитовые поля, скорее всего, будут представлены дайками небольших размеров (Куонамское поле).

Таким образом, можно констатировать, что материалы дистанционного зондирования среднего разрешения позволяют в значительной степени локализовать участки, которые по сумме структурных и магматических факторов благоприятны для постановки более детальных дистанционных и наземных работ на искомые руды. Принципиальная схема оценки рудоносного потенциала территории приведена на рис. 2. В то же время, учет дополнительных сведений об особенностях геологического строения и истории развития Анабарского щита не дает оснований с оптимизмом смотреть на перспективы обнаружения крупных и уникальных месторождений рассмотренных типов, однако не исключена возможность локализации здесь руд других, не известных нам пока, типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневский А.Н. Металлогения Анабарского щита // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на севере Сибирской платформы. — Л.: Недра, 1983.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1986.
3. Серокуров Ю.Н. Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий // Советская геология. 1991. № 10. С. 22—27.
4. Серокуров Ю.Н., Смирнова Л.С., Калмыков В.Д. Оценка проявленности площадей с урановыми месторождениями типа «несогласия» в материалах космических съемок // Геология и разведка. 1991. № 8. С. 30—37.
5. Серокуров Ю.Н. Использование материалов космического зондирования при прогнозе и поисках коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 30—38.
6. Толстов А.В., Граханов С.А. Прогнозно-минерогеническая оценка Анабарского поднятия // Мат-лы Всерос. съезда геологов. СПб., 2000. Т. 2.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.4:550

© В.В.Архангельская, Т.Н.Шурига, 2002

ОЦЕНКА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ПО МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

В.В.Архангельская, Т.Н.Шурига (ВИМС МПР России)

Рассмотрена роль минералого-геохимических признаков при прогнозировании и оценке редкометалльных месторождений в щелочных метасоматитах. Показано, что эти признаки имеют главное значение на стадиях поисков и предварительной оценки месторождений и играют существенную роль на последующих стадиях геологоразведочных работ.

Известные промышленные и потенциально промышленные редкометалльные месторождения в щелочных метасоматитах (Зашихинское, Катугинское, Улуг-Танзекское, Полярно-Уральские в России, Тор-Лейк, Стрендж-Лейк, Питинга, Брокмен и др. за рубежом), как правило, комплексные — тантал-ниобий-циркониевые с лантаноидами, иттрием, ураном, торием, в отдельных случаях и с бериллием. По запасам они большей частью крупные до уникальных, а их руды богаты полезными компонентами. Поэтому проблема прогнозирования и оценки таких месторождений имеет важное практическое значение. Минералого-геохимические особенности этих месторождений в решении данной проблемы играют весьма существенную роль.

В генетическом отношении редкометалльные месторождения в щелочных метасоматитах подразделяются на магматогенные, образованные по щелочным гранитам, и метаморфогенные, субстратом для которых послужили метаосадочные и метавулканогенные породы. По минералого-геохимическим признакам руды этих месторождений сходны, но отличаются от руд редкометалльных месторождений других генетических типов и, тем более, от безрудных пород. Рудообразующие минералы в них представлены кварцем, альбитом, микроклином, щелочными (натриевыми) амфиболами (железистыми рибекитом и арфведсонитом), эгирином, литийсодержащими богатыми железом слюдами; рудные минералы — тантало-ниобатами (колумбитом, пирохлором, реже фергусонитом), цирконом, редкоземельными и алюмо-натриевыми (в частности криолитом) фторидами; второстепенные и акцессорные — монацитом, ксенотимом, ильменитом, стронверитом, сидеритом, апатитом и многи-

ми другими. В магматогенных месторождениях главным рудным минералом является колумбит, в метаморфогенных — пирохлор. В некоторых относительно богатых микроклином рудах магматогенных месторождений среди тантало-ниобатов преобладает фергусонит. Колумбитовые руды несколько богаче танталом, чем пирохлоровые. Из фергусонита нигде в мире полезные компоненты (Ta, Nb, REE) пока не извлекаются.

В отличие от мелких месторождений общих генетических типов комплекс рудных и акцессорных минералов в крупных месторождениях в видовом отношении разнообразнее, их средние суммарные содержания значительно выше (до 10% против 1—2%), больше генераций рудных и рудообразующих минералов и минеральных типов руд [2]. Руды и тех и других месторождений тонковкрапленные, труднообогатимые.

Рудные и рудообразующие минералы месторождений характеризуются специфическими свойствами и составом. Например, амфиболы содержат примесь Li, Ta, Nb, цирконы — Ta, Nb, REE, Y, пирохлоры — REE, Pb, U, флюориты метаморфогенных месторождений высокоиттриевые и т.д. Рудные минералы являются концентраторами Ta, Nb, REE, Y, Zr, U, Th, а многие акцессорные и второстепенные минералы содержат эти элементы в примеси. В некоторых месторождениях присутствуют также минералы-концентраторы Be, а в рудах всех месторождений содержатся еще и сульфиды Zn, Mo, Pb, Cu, Fe. Эти особенности обуславливают наличие над месторождениями геохимических ореолов перечисленных элементов, аэро- и наземных радиоаномалий и сопровождающих выходы руд шлиховых потоков рассеяния их минералов, устойчивых в зоне гипергенеза.

Как известно, на стадии геолого-поисковых работ положительная оценка месторождения любого полезного ископаемого определяется, в первую очередь, его принадлежностью к одному из геолого-промышленных типов, на основе которого строится его геолого-генетическая модель.

На **поисковой стадии** для обнаружения редкометалльных месторождений в щелочных метасоматитах главное значение имеют радиометрические признаки, обусловленные наличием в рудах радиоактивных минералов, и специфические минералого-геохимические, выявляющиеся в основном шлиховым и лито-геохимическим методами. Последние базируются на тонких особенностях состава и свойств рудных и акцессорных минералов метасоматитов, своеобразии комплекса элементов-примесей в этих минералах и геохимических особенностях самих метасоматитов.

Наличие над редкометалльными месторождениями в щелочных метасоматитах радиоаномалий — главный признак их обнаружения. По этому признаку в процессе геологических съемок с общими поисками м-б-ов 1:200 000 и 1:50 000 и опережающей АГСМ было открыто подавляющее большинство всех известных редкометалльных месторождений в щелочных метасоматитах. Радиоактивные аномалии имеют смешанную, существенно ториевую, природу и обусловлены присутствием в рудах месторождений торита, а также минералов, содержащих радиоактивные примеси (пироклор, монацит и некоторые другие). От сходных аномалий над урановыми месторождениями они отличаются иными значениями торий-уранового отношения (>3 против <2) и суммарной урано-ториевой радиоактивности к калиевой составляющей (>1 против <1), что позволяет уже в процессе АГСМ съемки и попутных с геологическими маршрутами наземных радиометрических поисков отбраковывать аномалии урановых объектов. Наиболее перспективны на богатое редкометалльное оруденение аномалии с отношениями: уран:торий $>3—5$ и суммарной уран-ториевой радиоактивности к калиевой составляющей >1 .

Использование шлихового метода поисков перспективно уже на **стадии геолого-съемочных работ**. Так, при геологической съемке с общими поисками в шлихах по потокам рассеяния были открыты месторождения Зашихинское в России и Тор-Лейк в Канаде. Эффективность шлихового метода при поисках редкометалльных месторождений определяется устойчивостью в экзогенных условиях большинства их рудных и акцессорных минералов,

которые хорошо сохраняются в корях выветривания, а попадая в водотоки, транспортируются на первые десятки километров и, поскольку их плотности примерно одинаковы, совместно отлагаются в аллювии. Только пироклор, вследствие своей хрупкости, не встречается в аллювии далее 5—6 км от источника. Нахождение в шлихах этих минералов — хороший поисковый признак на обнаружение в бассейне водотока коренного месторождения. Присутствие среди тантало-ниобатов главным образом колумбита (или колумбита вместе с фергусонитом) указывает на размыв магматогенных метасоматитов, а пироклора — метаморфогенных. Таким образом, уже на стадии геологической съемки с общими поисками можно определить, метасоматиты какого типа, а значит, и какой потенциальной перспективности подверглись размыву.

Специфические свойства и состав рудообразующих минералов (силикатов, кварца и др.), транспортируемых водотоками на сравнительно большое расстояние от источника, также могут использоваться для выявления состава источника сноса при шлиховом методе поисков. Так, натриевые амфиболы, кроме редкометалльных метасоматитов, свойственны щелочным гранитам и риолитам, нефелиновым и щелочным сиенитам, некоторым другим породам, но в них они представлены магниевыми, а не железистыми разностями; кварц месторождений магматогенных метасоматитов дымчатый, образует дипирамидальные («горошковидные») выделения с внутренней структурой «снежного кома», обусловленной тонкими вростками альбита по зонам роста кристаллов; микроклин нередко амазонитизирован и т.д.

Однако наиболее информативны свойства и состав рудных минералов месторождений, концентрирующихся в тяжелой фракции шлихов. Так, кристаллы цирконов в них дипирамидально-тетрагональные, короткостолбчатые, часто почти без тетрагональных граней. Кроме относительно высокого содержания гафния, свойственного также цирконам редкометалльных месторождений других генетических типов (например пегматитовых), минерал содержит заметную (до целых процентов) примесь тантала и ниобия [2], что можно «уловить» сравнительно дешевым и экспрессным полуколичественным спектральным анализом. Для метаморфогенных месторождений характерен непрозрачный белый и розовый флюорит с очень высоким (более 40%) содержанием редких земель и в соответствии с этим с сильно увеличенными размерами элементарной ячейки (5,556 нм), а также с более

высокими плотностью, показателем преломления, магнитной восприимчивостью, отсутствием или несовершенной спайностью, которые выявляются даже при беглом просмотре шлихов. Кристаллы такого флюорита не гомогенны, они состоят из нескольких флюоритовых фаз с разным содержанием редких земель или из иттриевого флюорита, флюоцерита и замещающего их гагаринита, что и обуславливает их цвет и непрозрачность. Высокое содержание редких земель во флюорите определяется дешевыми и экспрессными спектральным полуколичественным или рентгенофазовым (по размеру элементарной ячейки) методами. Те же минералы из безрудных и слабоминерализованных пород обеднены подобными примесями или же вообще их не содержат.

Колумбит месторождений ниобиевый, тогда как в танталовых месторождениях из литий-фтористых гранитов и гранитных пегматитов он танталовый. Минерал хорошо сохраняется в водотоках, и даже единичные его находки в шлихах должны насторожить внимание исследователя. Пироксид низкотанталовый ($2-4\% \text{Ta}_2\text{O}_5$), с тантал-ниобиевым отношением в среднем $1:(10-15)$ и, в отличие от месторождений других его генетических типов, редкоземельный ($9-20\%$ оксидов преимущественно цериевых редких земель) и урансодержащий (до $10\% \text{U}$). В некоторых месторождениях он содержит свинец ($1-2\%$ и в отдельных случаях до $40\% \text{PbO}$). Относительно высокое содержание в нем редких земель экспрессно и дешево определяется спектральным полуколичественным методом.

Поскольку потоки рассеяния сопровождают не только месторождения, но и рудопроявления, содержания рудных минералов в шлихах в случае размыва рудопроявлений или источника большого объема, но с убогим содержанием этих минералов (в широких потоках их рассеяния) могут оказаться весовыми, а при размыве месторождения незначительными, т.е. масштабы источника не коррелируются с интенсивностью шлиховых ореолов. Поэтому даже знаковые содержания рудных минералов должны приниматься во внимание.

Во всех содержащих редкие земли минералах и в целом в рудах редкометалльных месторождений распределение редких земель относительно хондритов характеризуется отрицательной европиевой аномалией, которая глубже, чем у гранитов и сиенитов и сопоставима с таковой у флюоритов редкометалльных гидротермально-метасоматических месторождений (Эшассьер во Франции и др.). Характер этой аномалии можно приблизительно определить по данным спектрального полуко-

личественного анализа редкоземельных минералов месторождений (REE-флюоритов, гагаринита, пироксидов) и валовых проб метасоматитов.

Важным геохимическим критерием обнаружения рассматриваемых месторождений можно считать высокие концентрации в их минералах Ta, Nb, Zr, REE, Li, Be, Sn, Zn, Pb, Mo, Rb, U, Th, Hf, которые обуславливают повышенные содержания этих элементов (в $6-8$ раз, а в крупных месторождениях и на $1-2$ порядка вышекларковые для гранитов) в рудах месторождений и в связи с этим наличие над месторождениями геохимических ореолов данных элементов. Ореолы обычно не выходят или весьма незначительно распространяются за пределы площади месторождения и наиболее интенсивны над крупными и богатыми объектами. В надрудных зонах месторождений развиты ореолы Be, Th, Nb, Zr, Mo благодаря наличию в них жильных производных метасоматитов (онгонитов, кварцево-полевошпатовых жил с молибденитом и др.), содержащих минералы этих элементов.

На стадии специализированных поисков, которая в случае положительного результата при геолого-съемочных работах непосредственно продолжает последние и когда работы сосредоточиваются на перспективных площадях, минералогические признаки позволяют уточнить генетический тип месторождения и главный минеральный тип его руд — существенно колумбитовый или существенно фергусонитовый у магматогенных щелочных редкометалльных метасоматитов и существенно пироксидовый у метаморфогенных. Это важно не только для разбраковки месторождений на перспективно промышленные и неперспективные (фергусонитовые), но и для рационального проведения поисково-оценочных работ, поскольку в магматогенных месторождениях наиболее богаты верхние горизонты рудных тел, а в метаморфогенных — их лежащие бока [2]. Работы ведутся по всем ранее задействованным направлениям, но по более детальной сети наблюдений и с большими объемами горных выработок и скважин. Если месторождение оконтурено при геологической съемке с общими поисками и установлен его генетический тип, то упор делается на уточнение масштабов месторождения и выявление главных особенностей распределения в нем оруденения.

Известно, что в результате специализированных поисков должен быть сделан вывод о том, является ли искомым объект месторождением и имеет ли он по прикладным параметрам промышленное значение в данных

географо-экономических условиях. В случае наличия месторождения в щелочных метасоматитах в заключении должна обязательно учитываться глубина его эрозионного среза, а именно: какие части рудного тела (тел) обнажены. Глубина эрозионного среза определяется опять-таки по минералогическим данным: у магматогенных метасоматитов богатые верхние части рудных тел сложены альбититами с литиевыми слюдами и колумбитом; средние — рядовыми по содержанию тантала и ниобия рудами, представленными лейкократовыми метасоматитами с горошковидным кварцем, литийсодержащими слюдами с рибекитом и колумбитом; нижние — слабо метасоматически измененными слабо оруденелыми щелочными эгирин-рибекитовыми гранитоидами с пироксеном. Таким образом, рудные тела имеют вертикальную зональность. В месторождениях среди метаморфогенных метасоматитов зональность рудных тел латеральная. Их лежащие бока сложены богатыми рудами, представленными мезократовыми эгирин-арфведсонитовыми пироксеновыми метасоматитами. По направлению к висячему боку богатые руды постепенно сменяются менее оруденелыми рибекит-арфведсонитовыми метасоматитами с пироксеном. Висячие бока тел сложены бедными биотит-рибекитовыми рудами с пироксеном и колумбитизированным пироксеном. Биотит руд литийсодержащий.

В качестве вспомогательного метода выявления выходящих на земную поверхность рудных тел может быть использовано оконтуривание ореолов их фотолюминесцирующих минералов и, в частности, полевых шпатов [1]. Метод основан на специфичности фотолюминесценции (ФЛ) не только полевых шпатов (красная ФЛ, обусловленная структурной примесью Fe^{3+}), но также цирконов (желтая и оранжевая ФЛ) и других типоморфных минералов метасоматитов. Однако необходимо иметь в виду, что фотолюминесцентные свойства минералов в образцах могут быть «затусованы» примесью органического вещества, красок, технических масел, а также процессами выветривания.

Как известно, основанием для постановки поисково-оценочных исследований служат положительные результаты работ поисковой стадии, показывающие наличие на опоскованной площади достаточно крупного и богатого перспективно промышленного месторождения.

На стадии специализированных поисков на более детальном материале подтверждается минеральный тип руд месторождения, по минеральным признакам выявляются техно-

логические типы и сорта руд, их распределение в пространстве, а также те особенности состава и свойств рудных и порообразующих минералов, которые влияют на технологические свойства руд. К последним относятся размер зерен минералов руд, наличие и характер сростков рудных минералов друг с другом и с другими минералами, их хрупкость, магнитность и т.п. В рассматриваемых месторождениях колумбит обычно образует тонкие сростки с альбитом, какая-то часть (иногда до 20%) циркона — мельчайшую (сотые доли миллиметра) вкрапленность в кварце, гагаринит, помимо индивидуальных кристаллов, находится в субмикроскопических сростаниях с флюоритом и флюоцеритом и т.д. Это затрудняет вскрытие рудных минералов, предопределяет многостадийное дробление руд, вплоть до крупности $-0,014$ мм, что ведет к повышенному ошламованию и потерям полезных компонентов в хвостах и шламах обогащения.

На этой стадии технологические свойства руд любого месторождения и принципиальная схема их обогащения определяются на материале единичных лабораторных проб. Для руд редкометальных месторождений в щелочных метасоматитах желателен отбор не менее двух лабораторных технологических проб — из поверхностных и глубинных горизонтов, так как отдельные минералы руд (в частности криолит) в зоне гипергенеза разрушаются.

На основании данных полного химического анализа минералов руд и определения в них содержания элементов-примесей составляется баланс распределения полезных компонентов по минералам-концентраторам и выявляется степень рассеяния этих компонентов в рудообразующих и второстепенных минералах. В щелочных метасоматитах рассеяние главных полезных компонентов редкометальных месторождений — тантала и ниобия, как правило, меньше в рудах магматогенных, чем метаморфогенных месторождений, где оно может достигать десятка процентов для тантала и около 5—6% для ниобия за счет примеси этих элементов в темноцветных минералах, которых мало или нет в альбититах.

Таким образом, при оценке редкометальных залежей в щелочных метасоматитах на поисково-оценочной стадии значительную роль среди других поисковых признаков и критериев играют опять-таки минералого-геохимические, и они обязательно учитываются при составлении ТЭС и рекомендаций по проведению разведочных работ.

На разведочных стадиях (предварительной и детальной разведки) руды рассматриваемых

месторождений опробуются обычно традиционными, относительно дорогими методами: химическим (Ta, Nb, Zr+Hf, REE+Y, криолит), спектрально-количественным и нейтронно-активационным (раздельное определение иттрия и индивидуальных лантаноидов) и др. Однако при сравнительно недавно проведенной разведке Катугинского редкометального месторождения в щелочных метасоматитах уточнение его глубинного геологического строения (в том числе между подземными горными выработками и скважинами), определение содержаний рудных элементов, подсчет запасов и выяснение характера распределения руд на глубине и их минеральных и технологических сортов в пространстве проводилось, кроме традиционных, весьма эффективными экспрессными и относительно дешевыми специфическими ядерно-физическими (рентгенорадиометрическими) методами на основе минерально-геохимических особенностей руд. Применение этих методов обусловлено присутствием в рудах месторождений минералов, содержащих изотопы радиоактивных и редкоземельных элементов, а также фтора. Большинство этих методов, разработанных в самые последние годы, владеют лишь лабораториями некоторых НИИ и отдельных территориальных геологических комитетов. Они неизвестны широкому кругу геологов-рудников, что, безусловно, мешает их внедрению в практику геологоразведочных работ. Поэтому их применение на месторождении целесообразно кратко охарактеризовать.

В процессе разведки Катугинского месторождения применялись такие ядерно-физические рентгенорадиометрические методы (РРМ), как пока сравнительно мало распространенные рентгенорадиометрическое опробование (РРО), рентгенорадиометрический каротаж (РРК), нейтрон-нейтронный каротаж (ННК) и нейтронно-активационный каротаж (НАК); более известные гамма-каротаж спектрометрический (ГКС) и фторометрический каротаж, а также нуждающиеся в значительном усовершенствовании метод радиоволнового профилирования (РВП) и биолокационный (ПБЛ). Достоверность РРО и РРК соответствовала требованиям НМС при ВНИИ Геоинформсистем [3], а методики применения сравнительно давно известных фторометрического (по величине гамма излучения изотопа N-16 от ядер фтора) и ГКС методов относительно давно утверждены соответствующими инстанциями. Рентгенорадиометрическое опробование использовалось для экспрессного изучения руд месторождения в кернах и непосредственно в скважинах. При этом порог чувствительности определения Ta_2O_5 составлял

0,02%; точному определению содержаний Nb, Zr, REE, Y методом РРК и индивидуальных лантаноидов методом НАК мешало непостоянство суммарного сечения захвата тепловых и надтепловых нейтронов, а это, в свою очередь, неоднозначно характеризовало интенсивность аномалий. Таким образом, методом РРО фиксировались только обогащенные рудными элементами интервалы, т.е. его применение давало лишь качественные (из-за низкой чувствительности метода) определения содержаний этих элементов.

Несколько позднее на месторождении в опытно-методическом порядке были поставлены работы по количественному рентгенорадиометрическому определению содержаний Nb, Zr, REE, Y в пробах и непосредственно в выработках и скважинах (методы РРО и РРК). Методики были разработаны применительно к рудам именно Катугинского месторождения в экспедиции Центргеологии под руководством В.И.Лукиянова. Они соответствовали всем предъявляемым требованиям, но не были утверждены в установленном порядке.

Методами РРК и РРО были достигнуты следующие пределы обнаружения минимальных содержаний (на 4-метровые интервалы, в процентах): Nb_2O_5 0,04, ZrO_2 0,1, Y_2O_3 0,04, REE 0,04. Это позволило выделить руды с содержаниями ниже бортового с погрешностью определения значительно меньшей, чем при традиционных методах опробования. При этом содержания тантала определялись по корреляции с содержаниями ниобия. Выявленные интервалы руд с повышенными содержаниями Nb, Zr, Y, REE опробовались затем традиционным химическим (Nb, Zr) и спектральным количественным (Y, REE) методами. Интервалы с высокими (более 1%) содержаниями иттрия и индивидуальных лантаноидов, для определения которых спектральный анализ не мог дать точных результатов, опробовались рентгенорадиометрическим методом (РРО). Данные рентгенорадиометрических определений высоких содержаний иттрия были использованы при подсчете его запасов, впоследствии принятых ГКЗ по категории С₂.

Методы РВП и ПБЛ были апробированы в подземных горных выработках. Первым методом осуществлялось радиопросвечивание между ними, в частности, для выделения участков, богатых криолитом. Биолокационные исследования проводились с помощью П- и Г-образных алюминиевых и медных рамок с резонаторами — образцами богатых эгирин-амфиболовых руд месторождения с шагом наблюдения через 5 м. С помощью обоих методов хорошо отбивались границы тел ру-

доносных метасоматитов, разрывы, а методом ПБЛ еще и границы богатых рудных тел. При условии значительного усовершенствования и утверждения в виде методик соответствующими инстанциями оба метода могут применяться при геологоразведочных работах на месторождениях рассматриваемых типов.

Изложенные материалы приводят к следующим главным выводам.

Минералого-геохимические признаки редкометальных месторождений в щелочных метасоматитах играют существенную роль в проблеме их прогнозирования и оценки на всех стадиях геологоразведочных работ.

Обнаружение и оценка потенциальной перспективности месторождений на основе их минералого-геохимических особенностей возможны уже на ранних стадиях геологоразведочных работ (геологическая съемка с общими поисками и специализированные поиски). При обнаружении и предварительной оценке месторождений на этих стадиях они имеют главное значение.

На более поздних стадиях геологоразведочных работ (поисково-оценочная, разведоч-

ная) минералого-геохимические особенности руд месторождений играют существенную роль при выявлении глубинного строения, зональности рудных тел, выделении минеральных и технологических типов и сортов руд, блоков богатых руд, разработке принципиальной схемы их обогащения, а также определяют целесообразность применения новых наиболее дешевых и экспрессных методов их опробования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лупашко Т.Н., Таращан А.Н., Караева З.Г., Шурига Т.Н. Типоморфные особенности полевых шпатов из редкометальных метасоматитов (по данным люминесценции) // Минералогический журнал. 1985. Т. 7. № 3. С. 30—45.
2. Методика комплексной оценки редкометальных месторождений в щелочных метасоматитах на разных стадиях геологоразведочных работ / В.В.Архангельская, Е.А.Калиш, Л.П.Каташева и др. — М.: ВИМС, 1991. Ч. 1.
3. Ратников В.М., Савосин С.И., Тимофеев Н.А. Оценка достоверности данных ядерно-физических методов опробования на месторождениях твердых полезных ископаемых. Методические рекомендации. — М.: ВНИИЯГ, 1983.

УДК 550.83:553.411 (571.51)

© А.С.Долгаль, 2002

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ АППРОКСИМАЦИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

**А.С.Долгаль (Южная геофизическая экспедиция
ОАО «Красноярскгеология»)**

Рассматривается компьютерная технология прогнозирования золотого оруденения в Ольховско-Чибисежском районе по материалам крупномасштабных гравиметрических и аэрогеофизических работ. Измеренные в условиях горной местности геофизические поля были пересчитаны на единую горизонтальную плоскость путем аналитической аппроксимации. Очищенные от искажений, обусловленных криволинейным характером поверхности наблюдений, и помех негармонического характера потенциальные поля и их трансформанты использовались для комплексной интерпретации. В процессе последней осуществлялись вычисление комплексного показателя, расчет суммарного частотного спектра методом редких сочетаний, построение композиционной карты. В качестве рудоперспективных рассматривались аномальные области, устойчиво выделяющиеся в рамках различных методов извлечения информации и отвечающие благоприятным для локализации оруденения геологическим ситуациям.

Дистанционные методы изучения недр широко применяются на различных стадиях геологоразведочных работ — от регионального изучения крупных территорий до крупномасштабных поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Важную роль при этом играют гравиметрическая и магнитная съемки, отличительными чертами которых являются: высокая мобильность и производительность; возможность опискования площадей, перекрытых рыхлыми отложениями; повышенная глубинность исследований; равномерность изучения больших территорий; сочетание методов прямой и косвенной индикации оруденения.

Геологическая эффективность геофизических исследований во многом определяется методологией и технологией извлечения информации из данных полевых геофизических наблюдений. Применение компьютерных технологий, базирующихся на сочетании методов аналитической аппроксимации и распознавания образов [14], создает принципиально новые возможности для решения геологических задач прогнозно-поискового характера по материалам крупномасштабных гравиметрических и магнитной съемок.

Автором использованы данные комплексной аэрогеофизической и гравиметрической съемки м-ба 1:25 000 в Ольховско-Чибисежском районе. В обобщенном виде представлен-

ная компьютерная технология выглядит следующим образом: приведение гравитационного и магнитного полей на горизонтальную поверхность наблюдений → вычисление трансформант полей → прогнозное районирование территории по комплексу признаков (на основе самообучения и использования эталонных объектов) → локализация рудоперспективных участков, устойчиво выделяющихся различными методами.

Ольховско-Чибисежский золоторудный район приурочен к юго-западной части Восточно-Саянского антиклинория, сложенного кембрийскими осадочно-вулканогенными толщами и девонскими эффузивными образованиями, прорванными комплексом интрузивных пород кембрий-ордовикского возраста. Породы интенсивно дислоцированы и разбиты на блоки многочисленными дизъюнктивными нарушениями. В широких масштабах проявлены метаморфические и гидротермально-метасоматические процессы. Практически повсеместно развиты четвертичные рыхлые образования мощностью от 1—2 до 120 м.

В пределах площади расположены месторождения золота Ольховское, Медвежье, Константиновское, Дистлеровское, Лысогорское, Высота 830, Средняя Тарча и ряд рудопроявлений, относящиеся к золото-кварц-сульфидной, золото-сульфидной и золото-кварцевой формациям.

Установлено, что известные золоторудные месторождения территории характеризуются следующими основными особенностями: пространственной и генетической взаимосвязью с интрузивными породами Ольховско-Чибикского гранитоидного массива; приуроченностью к субширотному Ольховско-Чибикскому разлому или к параллельным ему разрывным нарушениям, выступам кровли интрузива и его апофизам, участкам пересечения дизъюнктивных нарушений субширотного и субмеридионального или северо-восточного простираний; размещением рудных тел в субмеридиональных нарушениях в виде жил, а в случае сопряжения субмеридиональных и субширотных дизъюнктивов — в виде столбообразных залежей; локализацией основных рудных объектов в области контакта кварцевых диоритов (золото-кварц-сульфидное или золото-кварцевое оруденение) и доломитов (золото-сульфидное, сульфидно-гематитовое оруденение); наличием во вмещающих породах зон сульфидной минерализации, представленной преимущественно пиритом и пирротинном.

В связи с этим в качестве предпосылок для прогнозирования использовалось отражение в геофизических полях зон гидротермально-метасоматической проработки горных пород, контактово-метасоматических изменений и структурно-тектонических факторов, контролирующих размещение золотого оруденения. Известно, что зоны гидротермально-метасоматических преобразований пород, как правило, характеризуются эпигенетическим перераспределением концентраций естественных радиоактивных элементов, повышением избыточной плотности до $0,05\text{--}0,2\text{ г/см}^3$ за счет вкрапленности сульфидов, изменениями в морфологии магнитного поля (за счет разложения ферромагнитных минералов уменьшаются амплитуда и изменчивость поля, при привносе и отложении моноклинового пирротина наблюдается обратная картина). Зоны альбитизации в гранитоидах, сопровождающие золотое оруденение, фиксируются пониженными значениями магнитного поля; процессы ороговикования в экзоконтактах гранитоидов приводят к увеличению амплитуды магнитного поля. Следует отметить также, что возможности аэрогамма-спектрометрической съемки для выявления зон эпигенетического перераспределения естественных радиоактивных элементов, связанных с золотым оруденением [1], в исследуемом районе ограничены из-за экранирующего влияния рыхлых отложений.

Приведение геофизических полей к горизонтальной плоскости. Магнитное поле

$(\Delta T)_a$ и поле силы тяжести Δg исследуемой площади были измерены на различных криволинейных поверхностях: поле Δg измерялось на дневной поверхности с перепадами высот рельефа от 426 до 1122 м; аэрогеофизическая съемка проводилась на высотах 50—70 м с обтеканием рельефа. Измеренные значения геопотенциальных полей в данном случае неизбежно содержат искажения, обусловленные влиянием «геометрического фактора» — варьированием расстояний R между возмущающими объектами и точками измерений за счет изменений высот $z=z(x, y)$ поверхности наблюдений. Поэтому на начальном этапе интерпретации осуществлялось приведение магнитных и гравитационных аномалий, зафиксированных в условиях резко расчлененного рельефа местности, к единой горизонтальной поверхности наблюдений, на уровень 1200 м.

Для этой цели использовались алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей эквивалентными источниками [7, 8], основанные на теоретических разработках В.И.Аронова [2]. Характеристики и пространственное расположение источников заведомо не отвечают строению изучаемого объема геологической среды. Но, в соответствии с теоремой единственности теории потенциала [4], близость амплитуд наблюдаемого и модельного полей, являющихся гармоническими функциями, в данном случае позволяет с высокой точностью осуществлять широкий спектр преобразований поля, направленных на получение дополнительной геологической информации о природных возмущающих объектах.

Процесс решения задачи сводится к следующему: исходное потенциальное поле ΔU , зафиксированное в M произвольно расположенных точках области $P=P(x, y, z)$, аппроксимируется полем ΔU^* источников, находящихся ниже поверхности наблюдений. В качестве источников поля ΔU^* в данном случае используются сферы (точечные массы), при априори заданном пространственном расположении которых выполнение условия $\max P |\Delta U - \Delta U^*| \leq \epsilon$ (ϵ — малая величина, соизмеримая с точностью съемки) может быть достигнуто путем определения их физических параметров α (плотности или намагниченности) в результате решения линейной обратной задачи. Устойчивость получаемых результатов при нерегулярной сети задания исходных значений поля ΔU достигается за счет разноглубинного расположения источников.

Физические параметры сфер α определяются путем решения системы линейных ал-

гебраических уравнений (СЛАУ): $\alpha \mathbf{F} = \Delta \mathbf{U}$, где $\Delta \mathbf{U} = \{\Delta U\}$ — матрица-столбец значений аномального поля; $\mathbf{F} = \{F_{ij}\}$ — матрица коэффициентов СЛАУ, являющихся аналитическими выражениями аномального эффекта единичной сферы при $\alpha=1$ (в частности, для гравитационного поля Δg :

$$F = \lambda \frac{z}{R^3},$$

где $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$ — расстояние между источником с координатами (ξ, η, ζ) и точкой (x, y, z) измерения поля; λ — постоянный коэффициент).

Восстановление значений поля в узлах прямоугольной сети или трансформация поля осуществляется путем решения прямой задачи от аппроксимационной конструкции с известными физическими и геометрическими параметрами: $\Delta \mathbf{U} = \alpha \mathbf{F}^*$. Вид оператора решения прямой задачи $\mathbf{F}^* = \mathbf{F}^*(x, y, z, \xi, \eta)$ определяется постановкой задачи, например: при интерполяции $\mathbf{F}^* = \mathbf{F}$; при вычислении гравитационного потенциала V (первообразной) по полю силы тяжести $\Delta g \mathbf{F}^* = \lambda/R$; при вычислении 1-й вертикальной производной гравитационного поля $V_{zz} \mathbf{F}^* = \lambda \frac{2(\xi - x)^2 - (\eta - y)^2 - (\zeta - z)^2}{R^5}$.

Приведение потенциальных полей, измеренных в условиях горного рельефа местности, к горизонтальной поверхности наблюдений (преобразование $\Delta U[x, y, z(x, y)] \Rightarrow \Delta U^*[x, y, z = \text{const}]$) во всех случаях весьма полезно для последующей интерпретации картографических материалов, так как приводит к упрощению морфологии поля и устранению смещений эпицентров аномалий относительно возмущающих объектов. Информативность полученных таким образом «горизонтальных срезов» геофизических полей в какой-то мере отвечает материалам геологического картирования при идеально плоском эрозионном срезе территории, вскрывающем изучаемые объекты.

Для подтверждения вышесказанного рассмотрим модельный пример (рис. 1): значения магнитного поля ΔT , созданного вертикально намагниченным кубом $\vec{J} = \vec{J}_z = 10 \text{ А/м}$ размером $400 \times 400 \times 400 \text{ м}$, зафиксированы на хребтообразной форме рельефа с перепадами высот $100\text{—}1077 \text{ м}$. Верхняя грань куба находится на уровне моря (на отметке $z=0$); при расчетах использованы следующие параметры нормаль-

ного магнитного поля $\vec{T}_0$: наклонение $I=82^\circ$, склонение $D=20^\circ$.

Как видим, картина «наблюдаемого» магнитного поля от этой весьма простой модели существенно искажается за счет влияния рельефа поверхности измерений. При этом появляются ложные экстремумы ΔT , расположенные за пределами проекции источника поля на дневную поверхность. Искаженное пространственное распределение поля на расчлененном рельефе местности может привести к пропуску искомых объектов при проведении горно-буровых работ в эпицентрах выявленных аномалий и, как следствие, — к ошибочным заключениям о перспективности изучаемых территорий. Пересчет поля ΔT на горизонтальную плоскость $z=1200 \text{ м}$ с помощью эквивалентных источников обеспечивает восстановление значений магнитного поля, практически тождественное результату решения прямой задачи.

Следует добавить также, что поле ΔU^* не содержит высокочастотных помех негармонического характера, присутствующих в наблюдаемом поле ΔU ; практика моделирования магнитного и гравитационного полей в различных регионах показывает, что максимальная амплитуда этих помех, как правило, многократно превышает точность съемки [7].

Трансформация полей. Для приведенных на плоскость полей Δg и $(\Delta T)_a$ рассчитывались статистические характеристики: дисперсия, асимметрия и эксцесс в скользящем окне $400 \times 400 \text{ м}$ (25 точек), а также азимуты простирания изолиний (программа TRAP, ВИРГ-Рудгеофизика).

Проводился также расчет трансформант потенциальных полей аппроксимационным методом — фоновых и остаточных составляющих (рис. 2), вертикальных производных 1-го и 2-го порядков, модуля полного горизонтального градиента, псевдогравитационного потенциала.

Для пространственно-статистической оценки взаимосвязи различных параметров (полей) использовался расчет коэффициентов корреляции, корреляционного отношения и ковариации для различных пар параметров в скользящем окне (от 5×5 до 17×17 точек). Кроме того, осуществлялось вычисление комплексного показателя Ω [5]:

$$\Omega(x, y) = \frac{V^g(x, y) - \mathbf{M}V^g}{\mathbf{D}V^g} + \frac{V^T(x, y) - \mathbf{M}V^T}{\mathbf{D}V^T}, \quad (1)$$

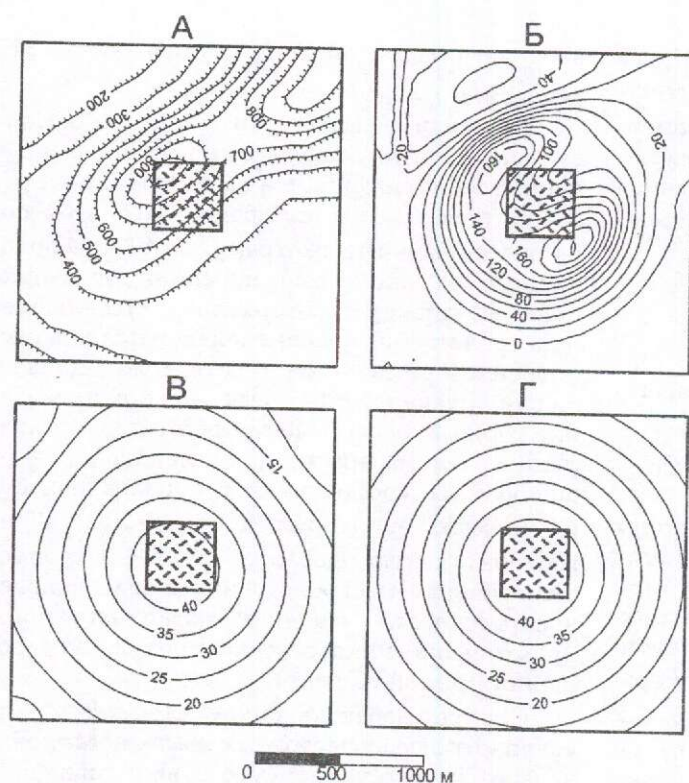


Рис. 1. Пересчет магнитного поля ΔT , созданного вертикально намагниченным кубом, с криволинейной поверхности наблюдений на горизонтальную плоскость:

А — изогипсы рельефа дневной поверхности, м; Б — аномалия от куба на дневной поверхности, нТл; В — аномалия на плоскости $z=1200$ м, полученная в результате аппроксимационного преобразования поля Б, нТл; Г — аномалия от куба на плоскости $z=1200$ м, полученная путем решения прямой задачи, нТл; в центре А, Б, В, Г — проекция верхней грани куба на горизонтальную плоскость; для аппроксимации поля Б использовалась 441 сфера; среднеквадратическое расхождение полей В и Г не превышает $\pm 1,5$ нТл

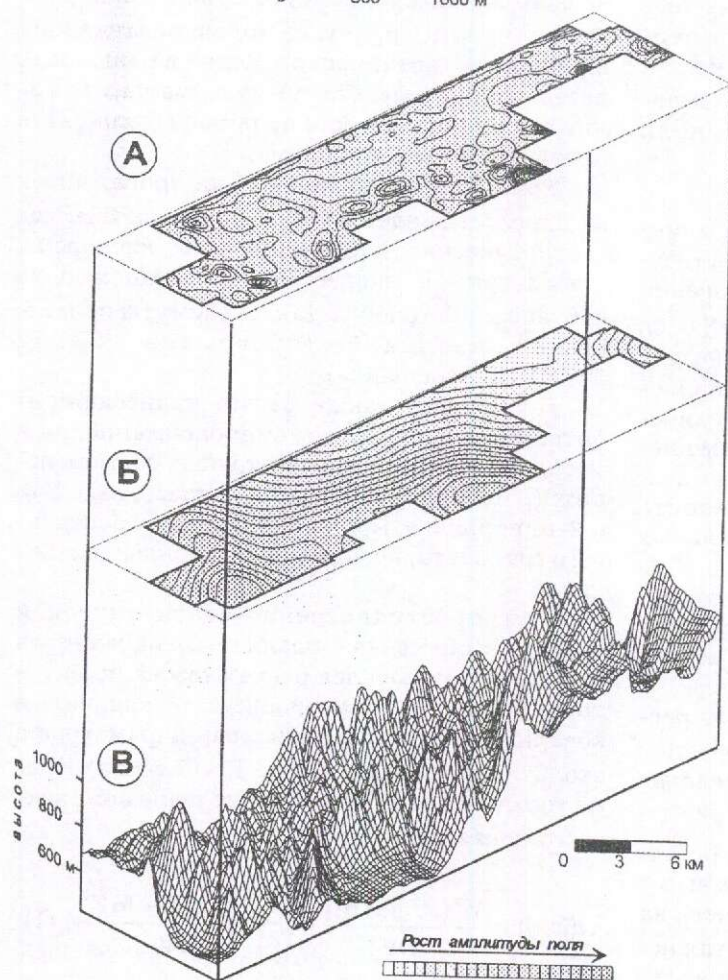


Рис. 2. Разделение потенциального поля Δg аппроксимационным методом на составляющие в связи с разноглубинными источниками:

А — локальная (остаточная) компонента поля, обусловленная верхней частью геологического разреза; Б — фоновая компонента поля, обусловленная сферическими массами, расположенными в интервале глубин 3—5 км; В — рельеф поверхности наблюдений; составляющие поля силы тяжести вычислены на уровне $z=1200$ м

где V^g — 1-я вертикальная производная гравитационного поля на уровне $z=1200$ м; V^T — 1-я вертикальная производная магнитного поля на уровне $z=1200$ м; M и D — символы, означающие соответственно математическое ожидание и дисперсию.

В результате применения вышеописанных алгоритмов трансформации было установлено следующее.

1. Все месторождения и большинство рудопроявлений золота Ольховско-Чибийской площади приурочены к зонам повышенной дисперсии (изменчивости) магнитного поля (ΔT), превышающей 500 нТл. Одна из этих зон, расположенная в западной части площади, имеет северо-северо-восточное простирание; другая, более крупная, характеризуется в целом субширотным простиранием и имеет форму дуги, выпуклой к югу. Эта зона в генерализованном плане повторяет контур Ольховско-Чибийского интрузива. Повышенная дисперсия магнитного поля предположительно отражает контактово-метаморфические, а также гидротермально-метасоматические преобразования пород, часто развитые вдоль тектонических нарушений.

2. Контроль пространственного размещения золотого оруденения дизъюнктивными нарушениями характеризует карта дисперсии азимутов простирания изодинам магнитного поля. Физико-геологический смысл дисперсии азимутов простирания изодинам поля очевиден: ее повышенные значения могут отвечать узлам пересечения тектонических нарушений и стыкам разноориентированных геологических структур. На участках повышенных значений этого параметра находится подавляющее большинство золоторудных объектов исследуемой территории.

3. Для Ольховско-Чибийской площади установлены повышенные магнитные свойства контактово-измененных пород (в первую очередь, роговиков). Анализ и обобщение материалов, характеризующих гравитационный эффект гранитоидных интрузий на Малом Кавказе, свидетельствует о том, что контактовый метаморфизм гранитоидных интрузий, судя по его проявлению в поле силы тяжести, распространяется на больших пространствах, чем это устанавливается при геологической съемке; зоны контактового метаморфизма, обычно сложенные породами повышенной плотности, могут создавать гравитационные эффекты, достаточные для надежного обнаружения их при крупномасштабной гравиметрической съемке [12].

С целью «фокусировки» аномальных эффектов геопотенциальных полей, обусловлен-

ных воздействием процессов контактового метаморфизма, построена карта комплексного показателя Ω (1). Области высоких значений этого показателя в первом приближении отождествляются с участками наиболее интенсивного проявления контактового метаморфизма.

Анализ полей и трансформант методом редких сочетаний. Предпосылкой для безэталонного прогнозирования месторождений полезных ископаемых служит взаимосвязь сравнительно редко встречающихся контрастных особенностей геологического строения площади, отражающихся в геофизических полях, с рудной минерализацией. Одним из алгоритмов безэталонного прогнозирования является метод редких сочетаний (МРС), предложенный Н.Н.Боровко и апробированный на золоторудных и редкометалльных месторождениях Казахстана [3]. Суть МРС состоит в следующем: в каждой точке сети наблюдений выполняется расчет относительной частоты встречаемости, т.е. отношения числа значений поля, попадающих в заданный интервал амплитуд, к общему числу заданных точек поля. Матрицы относительных частот для различных полей (трансформант) суммируются, результирующая матрица представляет собой суммарный частотный спектр. Минимальные значения параметра МРС (частоты) отвечают наиболее аномальным в широком смысле, редким сочетаниям всех использованных признаков, т.е. являются индикаторами наличия слабо распространенных на данной площади геологических образований.

Усовершенствованный автором алгоритм МРС реализован в программе MRS, написанной с помощью системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 4. Известно, что многие геофизические поля (магнитное, кажущегося электрического сопротивления и др.) характеризуются логарифмически нормальным распределением [5]. Поэтому в программе MRS предварительно выполняется преобразование логнормального распределения к нормальному: $\bar{x} = \ln x$. Кроме того, для повышения устойчивости решений зафиксировано число интервалов разбиения амплитуд признака при построении единичного частотного спектра (в программе MRS оно составляет 100). Это позволяет работать с самыми различными трансформантами наблюдаемых полей, не связывая процесс вычисления частотного спектра с характеристикой точности задания анализируемого параметра, как было принято ранее.

Карта МРС (рис. 3) построена по 14 параметрам, включающим пересчитанные на гори-

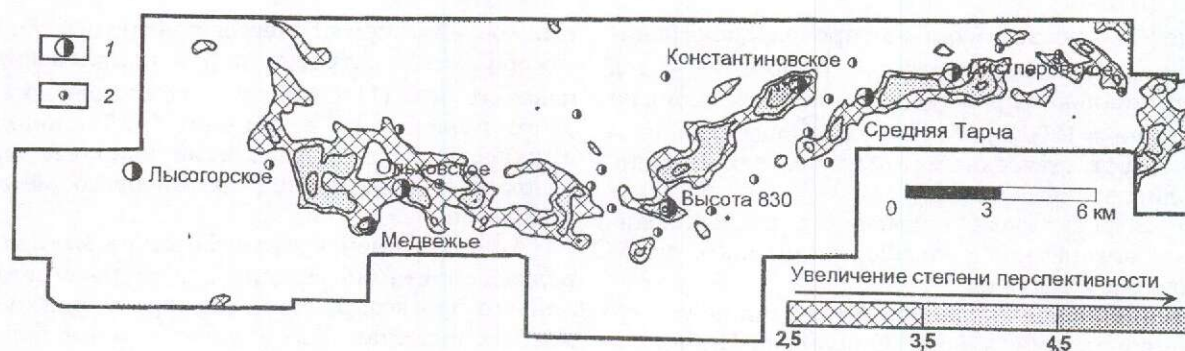


Рис. 3. Результаты безэталонного прогнозирования золотого оруденения методом редких сочетаний:

1 — месторождения; 2 — рудопоявления золота

горизонтальную плоскость значения $(\Delta T)_a$ и Δg , гамма-поле, концентрации U, Th, K, а также трансформанты физических полей (вертикальные производные, модуль полного горизонтального градиента, псевдогравитационное поле, дисперсию, асимметрию и эксцесс). Числовые значения, характеризующие радиогеохимические поля, магнитное поле и статистические параметры предварительно логарифмировались. При рассмотрении результатов МРС очевидно, что все месторождения либо размещаются в пределах зон редких сочетаний использованных признаков, либо в непосредственной близости от них. Интересно отметить, что аномалии МРС характеризуются ярко выраженной пространственной корреляцией с аномалиями комплексного показателя Ω .

Построение композиционных (прогнозных) карт. Для прогнозирования рудоперспективных участков методом распознавания образов использовался пакет программ MARS, разработанный в ВИРГ-Рудгеофизика (В.Н.Скосарев, Т.Е.Мерсадыкова). В основу использованного алгоритма положены традиционные приемы решения геолого-поисковых

задач — принцип аналогии и композиции (совмещения) признаков, благоприятных для локализации оруденения.

В данном случае в роли эталонной совокупности признаков выступали физические и радиогеохимические поля, их трансформанты, зафиксированные над участками с доказанной рудоносностью (месторождениями и рудопоявлениями золота). В качестве геофизического критерия прогнозирования (ГФКП) рассматривался интервал амплитуд (грааций) признака, для которого выполняются следующие условия: более 50% эталонных объектов находятся внутри выбранного интервала значений поля (трансформанты); относительная площадь интервала составляет не более 60—70% от всей территории исследований; коэффициент $\alpha^2 \geq 6,63$ (при числе эталонных объектов N не менее 50) или коэффициент Фишера $f \leq 0,01$ (при $N < 50$) [11].

Числовые значения ГФКП (верхняя и нижняя границы признака), приведенные в таблице, определялись в автоматическом режиме по пространственной корреляции поля и эталонных объектов. В случае отсутствия кор-

Геофизические критерии прогнозирования золотого оруденения

Признак	Границы признака		Относительная площадь, %	Доля А/В	Коэффициент Фишера
	нижняя	верхняя			
Асимметрия Δg	-0,339	-0,068	23,3	0,875	$0,86 \cdot 10^{-3}$
Эксцесс Δg	-1,10	-0,948	71,4	0,842	$0,24 \cdot 10^{-2}$
Поле $(\Delta T)_a$ на плоскости $H=1250$ м	-280	-68,9	0,265	0,857	$0,17 \cdot 10^{-3}$
Гамма-поле	5,97	6,28	3,3	0,429	$0,12 \cdot 10^{-3}$
1-я вертикальная производная $(\Delta T)_a$	-109	-80,4	0,143	0,857	$0,51 \cdot 10^{-4}$
2-я вертикальная производная $(\Delta T)_a$	-287	-48,2	0,313	1,00	$0,29 \cdot 10^{-3}$

Примечание. Доля А/В — отношение числа эталонных объектов, находящихся внутри выбранных границ признака, к числу объектов вне этих границ. Все физические поля и трансформанты предварительно пересчитаны на горизонтальную плоскость.

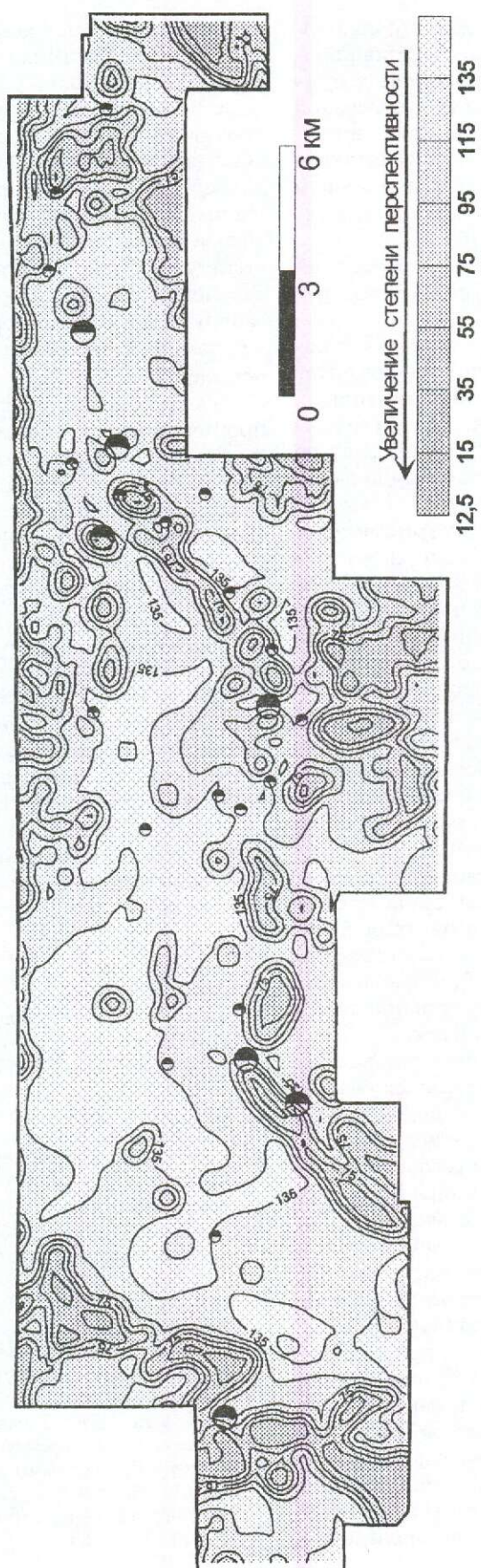


Рис. 4. Результаты прогнозирования золотого оруденения с использованием в качестве эталонных объектов известных месторождений:

усл. обозн. см. рис. 3

реляции соответствующие поля (трансформанты) в качестве ГФКП не рассматривались. Полученные значения ранжировались и суммировались с целью получения прогнозной (композиционной) карты. Максимальные значения параметра композиции на результативной карте отвечают наиболее перспективным участкам, в пределах которых совпадает максимальное количество ГФКП [6].

Данные таблицы и анализ построенной композиционной карты (рис. 4) свидетельствуют о следующем.

1. Отчетливо выраженной взаимосвязи полей или их трансформант с рудными объектами не наблюдается: площадь информативных градаций признаков достаточно велика (обычно порядка 30—50% от общей), в пределах ее находится лишь большая часть (обычно около 80%), но не все эталоны.

2. Статистические характеристики и трансформанты полей нередко являются более представительными с формальной точки зрения, чем исходные поля. В частности, при прогнозировании месторождений золота из всего многообразия параметров, рассчитанных по данным гравиметрической съемки, информативны лишь асимметрия и эксцесс поля силы тяжести. Этот факт согласуется с результатами исследований А.Б.Ломакина [10] по геофизическому картированию слабоконтрастных сред, согласно которым большая часть полезной геологической информации при анализе геофизических данных может извлекаться не только из амплитуд (или средних значений) физических полей, но и из их дисперсии, асимметрии и эксцесса; а также с представлениями В.А.Дубова [9] о закономерностях отражения рудных месторождений в гравитационном и магнитном полях.

3. Лысогорское месторождение характеризуется резко отличными от остальных объектов физико-геологическими особенностями.

Одним из основных системно-гносеологических принципов интерпретации геофизических данных является сформулированный В.Н.Страховым принцип «выделения устойчивого», суть которого заключается в том, что наиболее достоверны результаты, устойчиво повторяющиеся при различных методах интерпретации физических полей [13]. В данном случае в рамках различных методов компьютерного прогнозирования были получены достаточно близкие результаты — при совмещении построенных карт налицо пространственное совпадение большинства выявленных аномальных участков. В результате синтеза выполненных интерпретационных построений были локализованы отдельные рудоперспективные площади для проведения

последующих исследований: участок между месторождениями Высота 830 и Константиновское на левобережье р. Чибижек; субширотная зона шириной около 1 км и длиной около 10 км, протягивающаяся между месторождениями Ольховское и Высота 830 и прослеживающаяся далее в северо-западном направлении; участок площадью около 1,5 км², примыкающий к восточной рамке исследуемой территории; линейно вытянутые зоны северо-северо-восточного простирания, вмещающие Лысогорское, Ольховское и Медвежье месторождения, наиболее отчетливо выделяющиеся на картах комплексного показателя Ω и МРС.

Таким образом, практически реализовано прогнозирование золотого оруденения по геофизическим данным, базирующееся на сочетании в интерпретационном процессе методов аналитической аппроксимации и распознавания образов. Рассмотренная применительно к Ольховско-Чибижекскому золоторудному району компьютерная технология, заключающаяся в комплексном многовариантном формализованном анализе геопотенциальных полей, приведенных к единой горизонтальной плоскости («поверхности наблюдений»), а также «очищенных» от влияния регионального фона и негармонических помех, позволяет извлекать принципиально новую информацию из материалов крупномасштабных гравиметрических и магнитных съемок. Представленная технология может быть рекомендована для решения геологических задач прогнозного-поискового характера в других регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алтышулер М.И., Кузьмин Г.И.* Крупномасштабный прогноз золоторудных объектов по комплексным аэрогеофизическим данным. Методическое пособие. — СПб.: ГП «ЭГГИ» — ВИРГ «Рудгеофизика», 1993.
2. *Аронов В.И.* Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. — М.: Недра, 1976.
3. *Боровко Н.Н.* Количественный анализ поисковых критериев крупных эндогенных рудных месторождений / Обзор. ВИЭМС. Сер. геол. Методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. — М., 1973.
4. *Булах Е.Г., Шуман В.Н.* Основы векторного анализа и теория поля. — Киев: Наук. думка, 1998.
5. *Вахромеев Г.С.* Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. — М.: Недра, 1973.
6. *Голомолзин В.Е.* О связи параметров аномалий композиции информативных геофизических признаков с прогнозными ресурсами полезных ископаемых (на примере урановых месторождений) // Российский геофизический журнал. 2000. № 17—18. С. 19—25.

7. Долгалъ А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач // Геофизический журнал. 1999. Т. 21. № 4. С. 71—80.
8. Долгалъ А.С. Истокообразная аппроксимация потенциальных геофизических полей, заданных в узлах нерегулярной сети // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, 2000. С. 193—198.
9. Дубов В.А. Формационный анализ гравимагнитных карт в целях прогноза рудных месторождений // Руды и металлы. 2001. № 2. С. 60—65.
10. Ломакин А.Б. Петрофизическое картирование слабоконтрастных сред и прогноз месторождений полезных ископаемых. — СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1998.
11. Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000. — СПб: Министерство природных ресурсов РФ, ВИРГ-Рудгеофизика, 2000.
12. Смирнов В.М. О гравитационном эффекте зон контактового метаморфизма гранитоидных интрузий (на примере Малого Кавказа) // Методы разведочной геофизики. Детальная гравиразведка в рудных районах. Л., 1974. Вып. 20. С. 85—94.
13. Страхов В.Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений // Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М., 1979. С. 146—269.
14. Страхов В.Н. Главнейшая задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей в начале XXI века — разрушение господствующего стереотипа мышления // Геофизика. 2001. № 1. С. 3—18.

УДК 549.091:657.471.1

© В.Е.Минорин, Е.М.Веричев, 2002

СПОСОБ ОЦЕНКИ СТОИМОСТИ КРУПНЫХ КАМНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЦЕНЫ КАРАТА ПО ИХ ЗАВИСИМОСТИ ОТ КЛАССОВ КРУПНОСТИ АЛМАЗОВ В МЕСТОРОЖДЕНИИ

В.Е.Минорин (ЦНИГРИ МПР России), Е.М.Веричев (ЗАО «Архангельскгеологоразведка»)

Изучен способ поправки оценки стоимости 1 карата по малой партии алмазов месторождения на основе установленной зависимости между стоимостью и классами крупности кристаллов.

При оценке и буровой разведке коренных месторождений алмазов, особенно с невысоким их содержанием, возникает проблема достоверности определения содержаний и стоимости относительно крупных (+2 мм) кристаллов. Из-за недостаточного объема ядерного опробования и количества извлеченных крупных алмазов оценки их содержаний и стоимости, как правило, занижаются, что может привести к ошибочной браковке месторождения (участка). Заниженные оценки содержания можно поправить по данным контрольного опробования в горных выработках и (или) по предложенному нами [2] графоаналитическому способу, основанному на установленной зависимости между содержанием и крупностью алмазов месторождения. Оценки стоимости 1 карата алмазов крупных классов рекомендуется исправлять следующим способом.

Надежность оценки стоимости крупных камней, средней цены 1 карата алмазов достигается путем обработки достаточно больших

(от 1000 до 10 000 карат) партий алмазов по пробам горных выработок, шурфо-скважин. На глубокозалегающих месторождениях (участках) при буровой разведке извлекают только десятки—первые сотни карат алмазов. Такие малые партии алмазов не представительны для надежной оценки стоимости 1 карата и запасов алмазов месторождения. Выбор метода аналогии оценок по другим детально разведанным месторождениям неоднозначен и нуждается в аналитическом обосновании.

Таким образом, необходимость разработки аналитического способа поправки заниженных оценок стоимости алмазов в месторождениях, разведанных буровыми скважинами, очевидна. Нами предпринята первая попытка аналитически оценить стоимость ожидаемых крупных камней и с ее учетом поправить среднюю стоимость по малой партии алмазов одного из месторождений. Подготовка исходных материалов расчетов, данных опробования и определения стоимости алмазов по

условно ситовым классам выполнена Е.М.Веричевым.

Поправка оценок стоимости алмазов по их малым партиям возможна при наличии по месторождению (участку): надежных оценок содержаний мелких алмазов ситовых классов крупности $-0,5+0,2$, $-1+0,5$ и $-2+1$ мм; оценок ожидаемого содержания (весовой доли) относительно крупных алмазов ситовых классов $-4+2$, $-8+4$ и, возможно, $-16+8$ мм; надежных оценок стоимости мелких алмазов условно ситовых классов (уск) крупности $-4+3$, $-5+4$, $-6+5$, $-7+6$, $-9+7$, $-11+9$, $-12+11$, возможно, и крупнее.

Оценки содержаний мелких алмазов ситового класса $-0,5+0,2$ мм получены по групповым химически разложенным пробам, класса $-1+0,5$ мм — по керновым и контрольным групповым, а класса $-2+1$ мм — только по керновым пробам, что обеспечило их надежность. Эти оценки используются для определения градиентов изменения содержания в зависимости от класса крупности и по ним — ожидаемых значений содержания более крупных алмазов.

Ожидаемые значения содержания алмазов среднего ($-4+2$ мм) и крупных ($-8+4$, $-16+8$ мм) ситовых классов рассчитаны графоаналитическим способом [2, 4], так как объем контрольного опробования для фиксации крупных камней оказался недостаточным. Расчетная оценка содержания по классу $-4+2$ мм близка, а по классу $-8+4$ мм значительно выше, чем по данным контрольного опробования шурфо-скважин из-за недоизвлечения крупных камней этого класса. В дальнейшем при определении поправленной средней цены 1 карата алмазов приняты оценки содержания (весовой доли) по графоаналитическому способу как более близкие к истинным.

Исправленные графоаналитическим способом оценки содержания средних и крупных алмазов позволяют уточнить общее содержание и доли по классам крупности, используемые в дальнейшем при введении поправок в среднюю цену 1 карата. В примере расчета поправок приняты следующие исправленные условные оценки весовых долей алмазов по классам крупности: $-1+0,5$ мм — 15%, $-2+1$ мм — 35%, $-4+2$ мм — 35%, $-8+4$ мм — 15%. Первоначальные их оценки по малой партии алмазов соответственно составили 11,13, 53,88, 28,35 и 6,64%. Повышение исправленных долей средних и крупных кристаллов естественно сопровождается понижением доли мелких, за исключением очень мелких ($-1+0,5$ мм),

первоначальная оценка доли которых была весьма занижена из-за технологических потерь при обогащении валовых проб.

Таким образом, полученные оценки содержания крупных камней и уточненные весовые доли алмазов по классам крупности позволяют перейти к переоценке их стоимости, средней цены 1 карата.

Стоимость кристаллов алмаза, как известно, зависит от их качественных характеристик и размеров. Качество алмазов в месторождении относительно выдержанное, средняя цена 1 карата определяется преимущественно размером алмазов. Стоимость алмазов с увеличением класса крупности закономерно возрастает [1, 3, 5]. Так, в работе И.И.Шафрановского приводится следующая зависимость цены ювелирных камней от размера алмаза:

$$Ц=0,5m(m+2)a,$$

где $Ц$ — цена алмаза; m — масса его в каратах; a — цена 1 карата.

Первичные оценки стоимости алмазов месторождения, выполненные сотрудниками ГОХРАН отдельно по керновым, валовым пробам и разновидностям руд, систематизированы, объединены и обобщены нами для пересчета в таблице. Очевидно, что достоверность определения стоимости алмазов снижается с уменьшением их количества, а количество — с увеличением крупности кристаллов. В оцененной малой партии алмазов их количество в крупных классах очень малое и цены нуждаются в уточнении, что возможно, если установить математическое выражение и параметры зависимости цен от крупности алмазов месторождения.

Приведенные в таблице (столбец 5) цены 1 карата алмазов по каждому классу крупности позволяют получить математическое выражение их зависимости для рассматриваемого месторождения. График зависимости цены 1 карата от класса крупности алмазов, построенный в логарифмических координатах (рисунок), хорошо аппроксимируется прямой линией и в натуральных значениях выражается в общем виде формулой: $Ц=a \cdot d^b$ или $Ц=1,45 \cdot d^{0,85}$ для данного месторождения, где $Ц$ — средняя цена 1 карата в долларах США; d — средняя масса алмазов искомого класса крупности, мг; a — цена 1 карата алмазов массой 1 мг, «снимается» на пересечении прямой с осью ординат при $d=1$; b — градиент (скорость) роста цены 1 карата с увеличением крупности алмазов, $b=tg \alpha$.

Фактические и теоретические (по формуле) оценки стоимости 1 карата по мелким и

Оценка стоимости алмазов по малой партии и с поправкой на неизвлеченные крупные камни

Класс крупности		Первичные оценки по малой партии				Поправленные оценки		
Ситовой, мм	Условно ситовой, весовой (гр)	Масса зерен алмазов, мг	Масса оцененных алмазов, %	Цена 1 карата C_i , дол. США	Стоимостная доля алмазов оцененной партии, %	Весовая доля алмазов β_i , %	Цена 1 карата $C_{cp} = \frac{\Sigma(C_i \cdot \beta_i)}{\Sigma \beta_i}$, дол. США	Стоимостная доля алмазов $\beta = \frac{\Sigma(C_i \cdot \beta_i)}{C_{cp}}$, %
-1+0,5	-1+0,5	0,5—1,0	25,80	0,09	0,008	3,87	0,09	
	-2+1	1—2	74,20	0,24	0,063	11,13	0,24	
Итого			11,13	0,20	0,07	15,0	0,20	0,06
	-3+2	2—4	13,27	0,74	0,16	4,64	0,74	
	-4+3	4—6	22,06	5,13	1,89	7,72	5,13	
	-5+4	6—10	5,52	8,61	0,80	1,93	8,61	
	-6+5	10—14	22,35	12,89	4,83	7,82	12,89	
	-7+6	14—20	18,70	15,71	4,92	6,55	15,71	
Граничный	-9+7	20—30	18,10	23,78	7,21	6,34	23,78	
			53,88	11,83	19,81	35,0	11,83	8,46
Итого	-11+9	30—60	44,37	36,04	14,10	15,53	36,04	
	-12+11	60—90	23,67	64,70	12,87	8,29	61,70	
	2 гр	90—130	19,55	76,11	13,11	6,84	76,11	
	3 «	130—180	12,41	89,63	9,80	4,34	105,0*	
Итого			28,35	56,60	49,88	35,0	58,50	41,82
	4гр	180—240	50,47	151,05	15,74	7,57	135,0*	
	5 «	240—280	16,97	194,37	6,81	2,55	165,0*	
	6 «	280—360	28,00	128,94	7,45	4,20	195,0*	
	8 «	360—500	4,56	24,00	0,23	0,68	250,0*	
Итого			6,64	146,42	30,23	15,0	162,1	49,66
Всего			100	32,17	100	100	48,96	100

*Исправленные теоретические (см. рисунок) оценки.

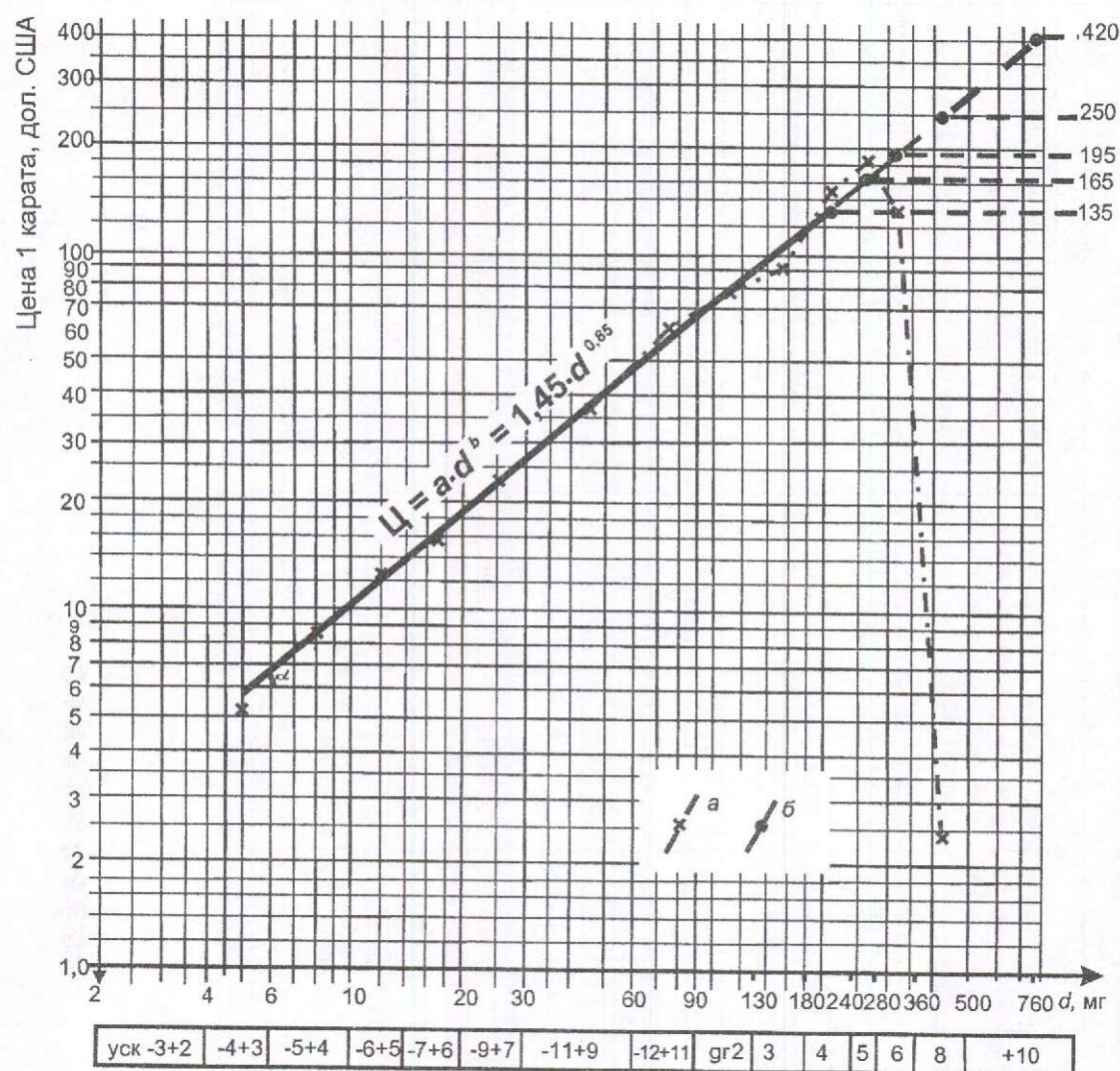


График зависимости цены 1 карата от класса крупности алмазов:

а — фактические оценки; б — теоретические оценки (интер- и экстраполяция)

средним классам крупности от 3 уск до 2 грейнеров (gr) практически одинаковы (см. рисунок), по крупным классам в 3—5 gr различаются незначительно, а в 6—8 gr — очень сильно. Увеличение разброса фактических оценок с повышением крупности и сильное занижение цен наиболее крупных (6—8 gr) камней объясняется ростом погрешности оценок с уменьшением количества алмазов. При значительных погрешностях оценки стоимости 1 карата крупных камней целесообразно использовать их теоретические оценки.

Первичные оценки стоимости 1 карата исправлены для пяти классов крупности алмазов (3—6 и 8 gr), погрешности оценок по которым колебались от +12 до -90%. Фактические оценки стоимости алмазов по этим классам

крупности заменены теоретическими (см. таблицу, столбцы 5 и 8), рассчитанными по формуле и «снятыми» с графика (прямой линии) на рисунке.

Наличие исправленных таким образом оценок стоимости 1 карата крупных камней позволяет решить и основную задачу — уточнить среднюю цену 1 карата алмазов месторождения с учетом доли неизвлеченных при буровой разведке крупных камней.

Средняя цена 1 карата алмазов месторождения, полученная по непредставительной малой партии кристаллов, уточняется по оценкам их доли и стоимости по классам крупности, исправленным выше с учетом недоизвлеченных kernовыми пробами крупных алмазов. Способ расчета поправленной оценки средней

стоимости 1 карата алмазов прост и иллюстрируется примером в таблице (столбцы 7 и 8). Средняя цена 1 карата определяется как средневзвешенная путем умножения цен по классам крупности на доли алмазов этих классов:

$$\Pi_{\text{ср}} = \frac{\sum(\Pi_i \cdot \beta_i)}{\sum \beta_i} = \frac{\sum(\Pi_i \cdot \beta_i)}{100},$$

где Π_i — цена 1 карата по i -му классу крупности; β_i — доля массы (содержания) алмазов по i -му классу.

Поправленная таким способом средняя цена 1 карата алмазов месторождения значительно превысила первоначальную оценку. Существенно относительно первоначальной оценки увеличивается и стоимостная доля крупных алмазов класса -8+4 мм, что повышает ценность месторождения.

Приведенные оценки в какой-то степени приближенные, так как учитывают эмпирически установленные закономерности. Способ оценки, естественно, нуждается в апробации на других месторождениях, в частности раз-

рабатываемых и опробованных по горным выработкам, с надежной оценкой стоимости 1 карата. Способ рекомендуется применять особенно на небогатых месторождениях (участках), нуждающихся в уточнении стоимости их алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев И.С. Тайны алмаза. — М.: Созвездие-4, 1999.
2. Минорин В.Е., Безбородов С.М. Аналитическая оценка содержания крупных кристаллов по установленной зависимости между содержанием и размером алмазов в месторождении // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 371—373.
3. Мировая добыча алмазов: цифры, факты, события / О.П.Вечерина, В.А.Левченко, А.М.Никулин и др. — М.: Восточная литература, РАН, 2000.
4. Оценка и разведка коренных месторождений алмазов / В.Е.Минорин, Д.Н.Гречишников, И.Ю.Горохов и др. — М.: ЦНИГРИ, 2000.
5. Шафрановский И.И. Алмазы. — М.-Л.: Изд. АН СССР, 1953.



МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ КАРБОНАТИТОВ КАРАСУГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ТУВА

А.В.Болонин (МГГРУ)

На основе геолого-структурных карт района, рудного поля и отдельных рудоносных карбонатитовых тел Карасугского месторождения рассмотрены размещение и генезис комплексных ураноносно-железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельных руд. Особенности формы и строения ступенчато-кольцевых трубообразных и линейных дайкообразных карбонатитовых тел отражают двухфазный инъекционно-магматический способ их формирования в условиях субвулканической фации глубинности. Предложены кинематические модели образования карбонатитовых тел, в том числе в связи с куполообразованием в центре рудного поля, где на фоне рудоконтролирующих тектонических разломов проявлена локальная структура центрального типа.

Геология района. Карасугское карбонатитовое месторождение комплексных ураноносно-железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельных руд — крупнейшее среди подобных месторождений и рудопоявлений, известных в центральной части Тувы. Рудный район (рис. 1) приурочен к крупному палеозойскому прогибу на юге Алтае-Саянской складчатой области. С севера и юго-востока прогиб отделен глубинными разломами от салаирид Западного Саяна и Восточного Танну-Ола. В структуре прогиба выделяются Хемчикский антиклинорий, сложенный преимущественно терригенными породами ордовика — силура, среди которых в отдельных горст-антиклиналях обнажены метаморфические породы раннекембрийского фундамента, и Тувинская межгорная впадина, выполненная вулканогенно-осадочными отложениями девона — раннего карбона. В районе распространены малые интрузивные тела и дайки позднепалеозойского торгалыкского комплекса: габбро, габбро-диабазов, диоритов и более поздних субщелочных гранитов, в связи с которыми проявлен кварц-полевошпатовый метасоматоз самих гранитов, габброидов и вмещающих пород.

В мезокайнозойское время складчатая область развивалась в субплатформенном режиме с неоднократной активизацией тектонических и магматических процессов. К раннему мезозою относят дайковый комплекс (диабазы, лампрофиры, трахибазальты), свинцово-цинковую и арсенидно-никель-кобальтовую минерализацию [4, 5]. В ранне-среднеюр-

ское время в отдельных впадинах накапливались континентальные угленосные отложения. Граниты Карасугского рудного поля относят к позднеюрской эпохе, ртутное оруденение среди аргиллизитовых метасоматитов и карбонатитовых месторождений — к позднему мезозою [4]. В палеогене по карбонатитам развивались коры выветривания и глубокие зоны окисления. В неоген-четвертичное время росли современные горные сооружения Тувы и накапливались рыхлые отложения в долинах рек и озерных котловинах.

Район характеризуется глыбово-складчатым строением при доминирующем субширотном простираании основных структурных элементов. Известные карбонатитовые месторождения и рудопоявления группируются в рудные поля, располагающиеся в зонах крупных широтных разломов (см. рис. 1), рассматриваемых как долгоживущие глубинные [4]. Протяженность их на глубину составляет 200—250 км, что допускает возможность достижения верхней мантии.

Рудные поля в зоне шириной 6—20 км и протяженностью 60 км образуют цепь субмеридионального (северо-северо-западного) направления. В пределах этой зоны при детальном картировании рудных полей выявляются разломы субмеридионального направления. Возможно, рудоконцентрирующая зона связана с одним из скрытых поперечных разломов, являющихся северным продолжением структур крупной озерной долины Западной Монголии. В долине под неоген-четвертичными осадками в отдельных впадинах вскрыты

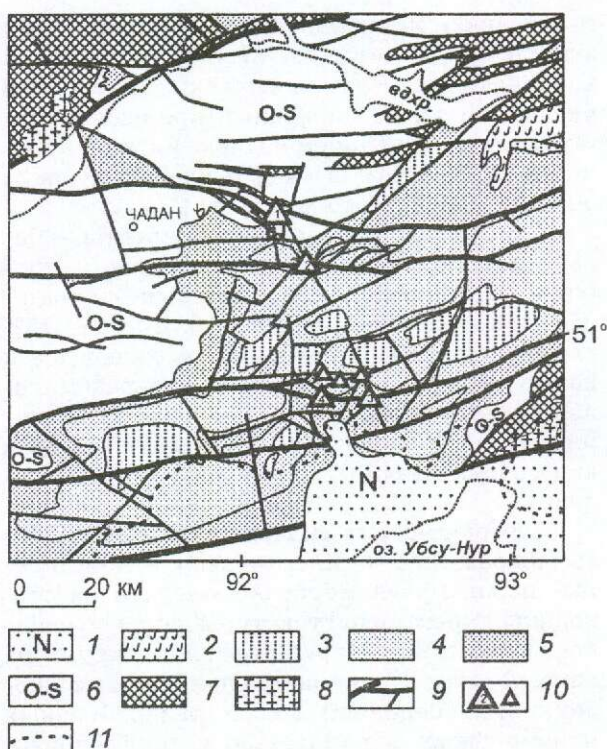


Рис. 1. Геологическая карта района карбонатитовых месторождений в Туве, составлена на основе геологической карты Тувинской АССР м-ба 1:500 000 под ред. А.А.Подкаменного и М.Л.Шермана, 1983:

1 — рыхлые красноцветные отложения, Р-Н; 2 — сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, J_2 ; 3 — песчаники, алевролиты, конгломераты, туффиты, известняки, C_1 ; 4 — песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, D_3 ; 5 — эффузивы, туфы, конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, D_{1-2} ; 6 — песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки, О-С; 7 — глинистые сланцы, кварциты, метапорфириты, известняки, $PZ_3(?)$ - C_1 (салаириды); 8 — граниты; 9 — разномасштабные разломы; 10 — рудные поля карбонатитовых месторождений и рудопоявления, в том числе Карасугское (1), Чаахольское (2), Южно-Чозское (3), Ула-тайское (4); 11 — государственная граница РФ

базальты и отложения поздней юры — ранне-го мела [3], которые фиксируют этап регионального растяжения в этой континентальной рифтоподобной структуре.

Рудное поле. Разведка Карасугского месторождения была проведена в 1947—1954 гг. Горной экспедицией под руководством А.С.Митропольского. В 1979—1984 гг. оно до-разведывалось Березовским ПГО (Г.М.Комарникий, В.К.Максимов и др.). В этот период автором под научным руководством профессора

Т.М.Кайковой (МГРИ) осуществлено разно-плановое изучение месторождения, в том числе его геологической структуры и морфологии, что позволило составить уточненные варианты карт рудоносных карбонатитовых тел и рудного поля в целом.

Рудные тела с поверхности разведаны канавами и шурфами по сети $(10 \times 25) - (20 \times 50)$ м, крупные тела на глубине 50—150 м вскрыты штольневými горизонтами и до 300—550 м разбурены скважинами. Достигнутая на месторождении высокая плотность разведочной сети позволила изучить морфологию карбонатитового комплекса с высокой степенью детальности.

Карасугское рудное поле в цепи карбонатитовых полей района является самым северным, оно локализовано среди пород ордовика — силура за бортом девонской впадины (см. рис. 1). С севера и юго-запада его ограничивают горст-антиклинальные выступы раннекембрийского фундамента, сложенного глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и порфиритами (рис. 2). Породы фундамента сложно дислоцированы, слабо метаморфизованы и прорваны небольшими телами серпентинизированных пироксенитов и диоритов кембрийского возраста. Ордовик-силурийская толща сложена пестроцветными песчаниками и алевролитами с редкими пластами конгломератов и глинистых известняков. Породы толщи образуют синклинальную складку, разбитую разломами на блоки. В рудном поле установлено восемь разобщенных рудоносных карбонатитовых тел, которые в последовательности обнаружения получили номера с 1-го по 9-й, ставшие их названиями (номера 1 и 8 даны разным частям одного тела).

Решающую роль в размещении и морфологии карбонатитовых тел играют разрывные нарушения. Рудоконтролирующая субмеридиональная зона разломов в пределах рудного поля изгибается, меняя свое направление на северо-западное. Это определяет позицию тел 1, 2, 3 и 4 (см. рис. 2). Главный шов крупного Широкого разлома вмещает тела 5, 2 и 6, а в его северной ветви локализовано тело 9. Широкий разлом, ограничивающий выступ фундамента на севере рудного поля, вмещает тело 4. Рудовмещающие разломы образуют многошовные зоны мощностью до 100 м, в которых породы интенсивно трещиноваты, местами брекчированы и гидротермально изменены.

В строении карбонатитовых тел участвуют граниты и разностадийные карбонатиты двух минеральных типов: безрудные анкерит-кальцитовые первой фазы внедрения и

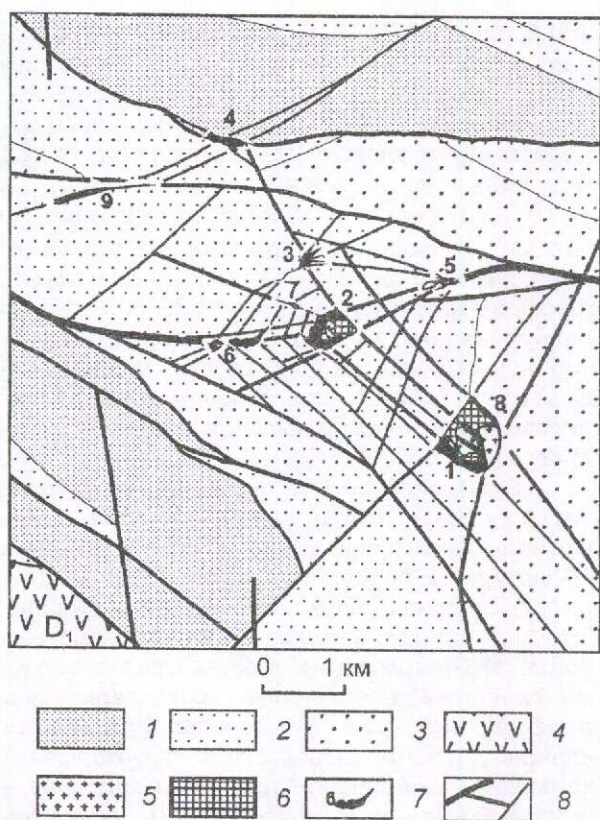


Рис. 2. Геолого-структурная схема Карасугского рудного поля, составлена с использованием материалов А.С.Митропольского и В.К.Максимова:

1 — сланцы, песчаники, известняки, порфиры раннекембрийского фундамента; 2 — ордовикские песчаники, алевролиты, конгломераты; 3 — силурийские песчаники, алевролиты, мергели; 4 — нижнедевонские вулканогенные отложения; 5 — граниты; 6 — анкерит-кальцитовые карбонаты; 7 — рудоносные тела флюорит-барит-сидеритовых карбонатов и их номера; 8 — разномасштабные разломы

рудоносные флюорит-барит-сидеритовые карбонаты второй фазы. Последние наиболее распространены и практически во всем объеме представляют собой комплексные многокомпонентные руды.

Граниты среди карбонатов образуют блоки-останцы и крупные глыбы в телах 1, 2 и 5, а также мелкие обломки в телах 3 и 6. В докарбонатный период первично-лейкократовые биотитовые граниты были пересечены жилами аплитов и лампрофиров, подверглись ранней микроклинизации и интенсивной грейзенизации, затем вместе с терригенными породами претерпели приразломные низкотемпературные изменения: серицитизацию, ар-

гиллизацию и окварцевание. Обломки всех этих пород и метасоматитов встречаются в карбонатах. Радиологические датировки указывают на значительный временной разрыв между внедрением и грейзенизацией гранитов (151—114 млн. лет) и карбонатным оруденением (75—66 млн. лет) [4].

Анкерит-кальцитовые карбонаты — белые, массивные, мелко-среднезернистые породы гипидиоморфной, местами сериально-порфировидной структуры. На 55—75% сложены изометричнозернистым кальцитом и на 20—40% ромбоэдрическим анкеритом, содержат также идиоморфные вкрапления пирита (1—2%), кварца (1—2%), апатита (1%) и акцессории монацита, паризита, рутила, мусковита.

Флюорит-барит-сидеритовые карбонаты (сокращенно — сидеритовые) — светло-серые породы равномерновкрапленной массивной или директивной текстуры и порфировидной структуры. Порфировидная структура карбонатов определяется наличием в тонкозернистой основной массе разнообразных идиоморфных вкрапленников: ромбоэдрического сидерита, призматического барита, кубического флюорита, пентагондодэкаэдрического пирита, пластинчатого бастнезита, дипирамидальных гексагонально-призматических кварца и апатита. Средний первичный состав карбонатов (массовое содержание, %): сидерит 61, барит 20, флюорит 12, пирит 3, бастнезит 1,5, кварц 1, апатит 0,5, акцессорные — уранинит, молибденит, рутил, мусковит. В последующем сидеритовые карбонаты испытали гипогенную гематитизацию и баритоцелестинизацию, а также гипергенное окисление до глубины 100—300 м, что изменило их первичный состав и определило наличие различных природных типов руд. Характеристика рудоносности и минералого-геохимических особенностей карбонатов приведена в работе [2].

Карбонатам обоих типов присуща брекчиевая текстура, обусловленная нахождением в них в среднем объемном количестве 20—25% мелких угловатых обломков вмещающих алюмосиликатных пород. Обломки часто перемежаются по своему составу (граниты, песчаники, алевролиты, грейзены, кварциты, аргиллизиты и др.), имеют резкие, отчетливые контакты с цементом и почти не замещаются минералами карбонатов. Особенности первичных структур и текстур карбонатов позволяют сделать вывод об их формировании в результате инъекции магнеподобного вещества и близодновременной кристаллизации его в крупных объемах слагаемых ими тел [1, 2].

При этом в сидеритовых карбонатитах отмечены такие явления, как взрывное брекчирование вмещающих пород, автомагматическое брекчирование карбонатитов, сегрегация вкрапленников в гломеропорфировые сростки, ориентированное расположение вкрапленников и их внутрикристаллизационное дробление (протоклаз), коррозия вкрапленников агрегатом основной массы. Магматические условия образования карбонатитов, по данным [6], подтверждаются кристаллофлюидным типом первичных включений во флюорите и высокой температурой их гомогенизации — 660—750°C.

Карбонатитовые тела. Инъекционный двухфазный способ формирования карбонатитов отразился в форме и строении слагаемых ими тел (рис. 3—5).

Тело 2 локализовано в узле пересечения главной ветви Широкого разлома с северо-западной зоной нарушений и образует структурный центр рудного поля (см. рис. 2). Тело имеет трубообразную форму и концентрически-зональное центробежное строение: более ранние анкерит-кальцитовые карбонатиты слагают внутренний столбообразный шток, который полукольцом окружен дайкой флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов (см. рис. 3, а). Среди анкерит-кальцитовых карбонатитов распространены крупные блоки гранитов — останцы небольшого интрузива. В поперечном сечении анкерит-кальцитовый шток и дайка сидеритовых карбонатитов имеют полигональную (пятиугольную) форму. Внешние контакты дайки круто, под углами 78—83°, падают к центру тела. Дайка осложнена апофизами: жилообразными по концентрическому трещинам и короткими клиновидными вдоль радиальных разломов. Внутри дайки картируются крупные глыбы вмещающих терригенных пород и гранитов, многие из которых имеют плитообразную форму и ориентированы в плане и разрезе параллельно контактам дайки. Вблизи контакта двух типов карбонатитов в сидеритовых встречаются обломки анкерит-кальцитовых карбонатитов, а в последних в зоне шириной до 10 м развиты порфиробласты сидерита, флюорита, барита.

Карбонатитовое тело 7 размещено в радиальном разломе, отходящем от северо-западного «угла» тела 2 в некотором отрыве от него (см. рис. 3, а). Тело имеет форму линейной дайки с раздувом в ее срединной части и выполнено только флюорит-барит-сидеритовыми карбонатитами. В целом очертания тел 2 и 7 вместе с окружающими разрывными нарушениями создают рисунок структуры центрального типа радиально-концентрического строения.

Для выяснения механизма образования пустого пространства, заполненного в теле 2 сидеритовыми карбонатитами, произведена реконструкция структурной обстановки, предшествовавшей формированию этих карбонатитов (см. рис. 3, б). При реконструкции внешние контакты дайки вместе с глыбами пород сдвигались по радиальным направлениям к центру в сторону штока анкерит-кальцитовых карбонатитов до полного смыкания всех границ, когда дальнейшее перемещение становилось невозможным. Выявленное таким образом первоначальное положение контактов позволяет определить горизонтальные амплитуды движений радиальных блоков, которые составили от 20 до 80 м. Неподвижностью северо-восточного блока можно объяснить отсутствие сидеритовых карбонатитов с этой стороны и ступенчато-торцевую форму северо-восточного окончания дайки. Тем же методом определяется, что для образования полости тела 7 необходим был раздвиг концентрических сегментов вмещающих пород с амплитудами 15 и 17 м (см. рис. 3, б).

Тело 1, расположенное на юго-востоке рудного поля, является самым крупным и по строению сходно с телом 2 (см. рис. 2). Оно имеет трубообразную форму, внутренний шток сложен анкерит-кальцитовыми карбонатитами и останцами гранитов, по краям и в центре шток рассечен дайками сидеритовых карбонатитов. Для юго-западного и северо-восточного внешних контактов тела установлено их крутое падение в направлении к центру под углами 82—85°. Для наиболее разведанной южной половины тела 1 построена детальная геолого-структурная карта (см. рис. 4, а). Дайка сидеритовых карбонатитов имеет кольцевой изгиб на юго-востоке и торцевое окончание на северо-западе. Внутри дайки картируются крупные плитообразные глыбы вмещающих песчаников и гранитов.

Тело 3 (см. рис. 4, б) с поверхности сложено флюорит-барит-сидеритовыми карбонатитами, на глубине скважинами вскрыты также анкерит-кальцитовые карбонатиты неясной морфологии. Сидеритовые карбонатиты слагают веерообразную серию линейных даек и жил, которые в месте их сближения на пересечении с северо-западным разломом сливаются в единое крупное тело, оканчивающееся на юго-западе протяженной жилообразной апофизой. Тело 3 падает в южном направлении, выполняя трещинную зону, которая входит в систему концентрических разрывов с центром вокруг тела 2 (см. рис. 2).

Тело 5 флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов расположено на пересечении Ши-

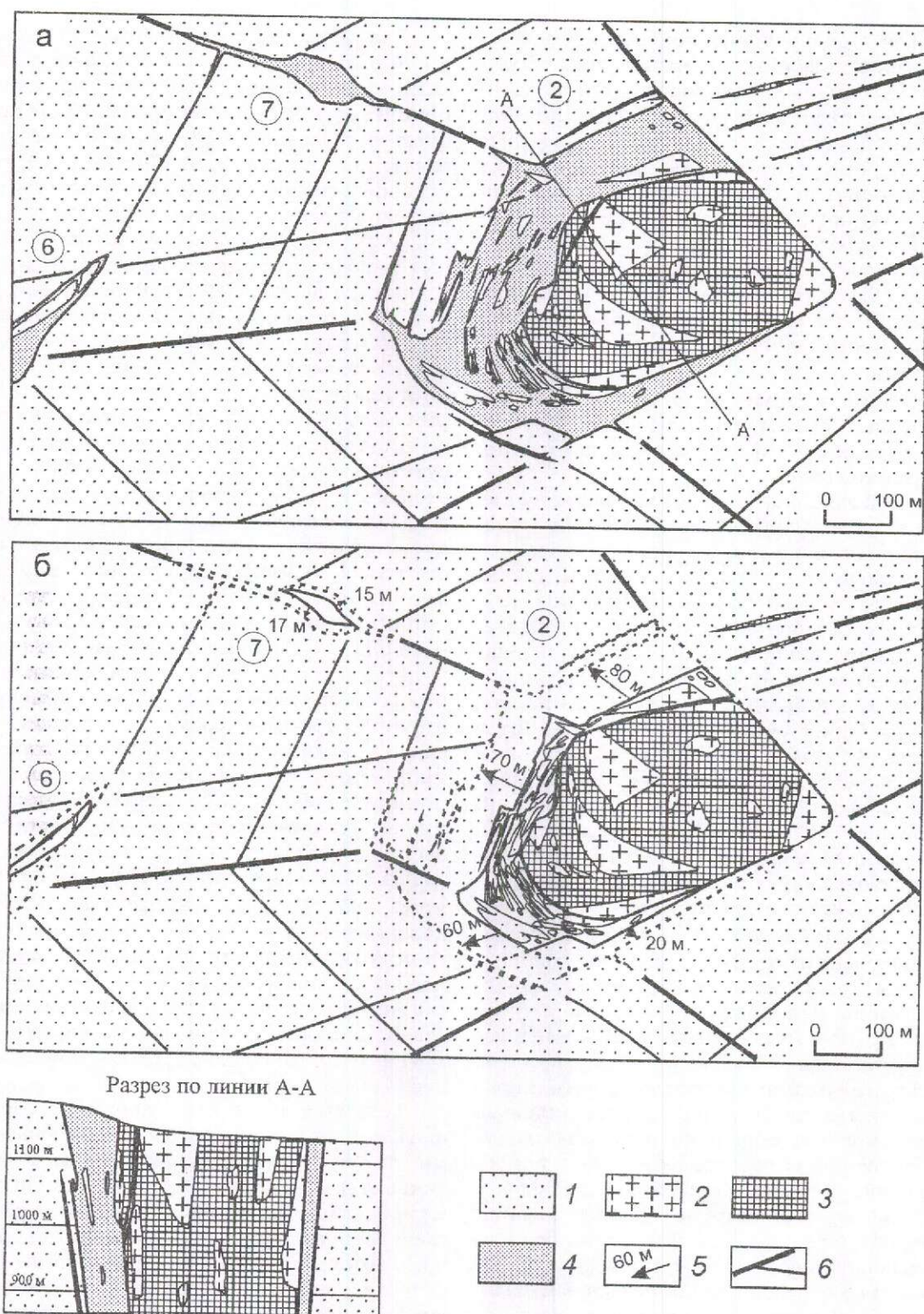


Рис. 3. Геолого-структурная карта карбонатных тел 2 и 7:

а — карта поверхности; б — реконструкция обстановки перед формированием сидеритовых карбонатов; 1 — вмещающие песчаники и алевролиты; 2 — граниты; 3 — анкерит-кальцитовые карбонаты; 4 — флюорит-барит-сидеритовые карбонаты (комплексные руды); 5 — направление и амплитуда перемещения блоков; 6 — разрывные нарушения

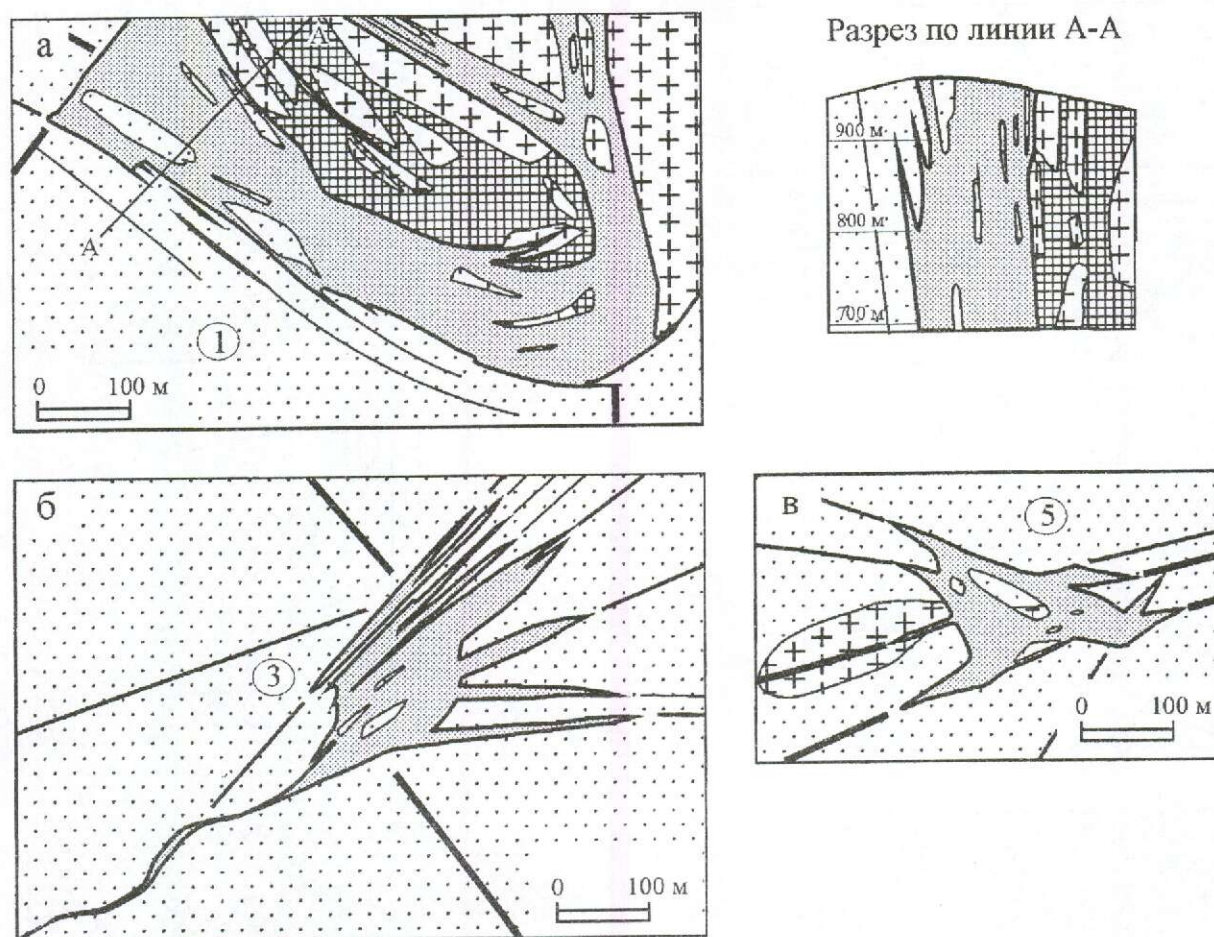


Рис. 4. Карты поверхности 1-го (а), 3-го (б) и 5-го (в) карбонатитовых тел:

усл. обозн. см. рис. 3

ротного разлома с разрывами западно-северо-западного направления, входящими в концентрическую систему (см. рис. 2). Клинообразные апофизы фиксируют основные рудоконтролирующие разрывы (см. рис. 4, в). При сравнительной изометричности в плане тело может быть отнесено к дайкообразному типу, поскольку контроль линейными структурами отчетлив. С запада к нему примыкает небольшой интрузив гранитов, рассеянный жилами анкерит-кальцитовых карбонатитов. Обломки гранитов и анкерит-кальцитовых карбонатитов встречаются среди сидеритовых карбонатитов.

Тело 6 размещено в плоскости главного шва Широ́тного разлома, который по отношению к телу 2 на этом участке играет роль радиального разлома (см. рис. 2). Тело 6 сложено флюорит-барит-сидеритовыми карбонатитами. С поверхности оно разобщено вмещающими породами на две залежи, которые на глубине сливаются в единое дайкообразное тело,

сравнительно полого падающее в северном направлении (см. рис. 5, а). Восточное окончание тела изогнуто вдоль разлома, входящего в концентрическую систему разрывов. Реконструкция структурной обстановки перед формированием сидеритовых карбонатитов (см. рис. 5, б) объясняет образование выполненного ими пространства раздвигом концентрических сегментов вмещающих пород от оси Широ́тного разлома.

Тело 4 флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов на севере рудного поля локализовано в субвертикальной зоне широ́тного разлома, ограничивающего выступ раннекембрийского фундамента (см. рис. 2). Крупные глыбы вмещающих пород усложняют в целом дайкообразную форму тела (см. рис. 5, в). Реконструкция блоковых движений приводит к выводу об образовании полости тела в результате левого сдвига с амплитудой около 140 м по Широ́тному разлому в месте его излома северо-восточным нарушением (см. рис. 5, г). Так

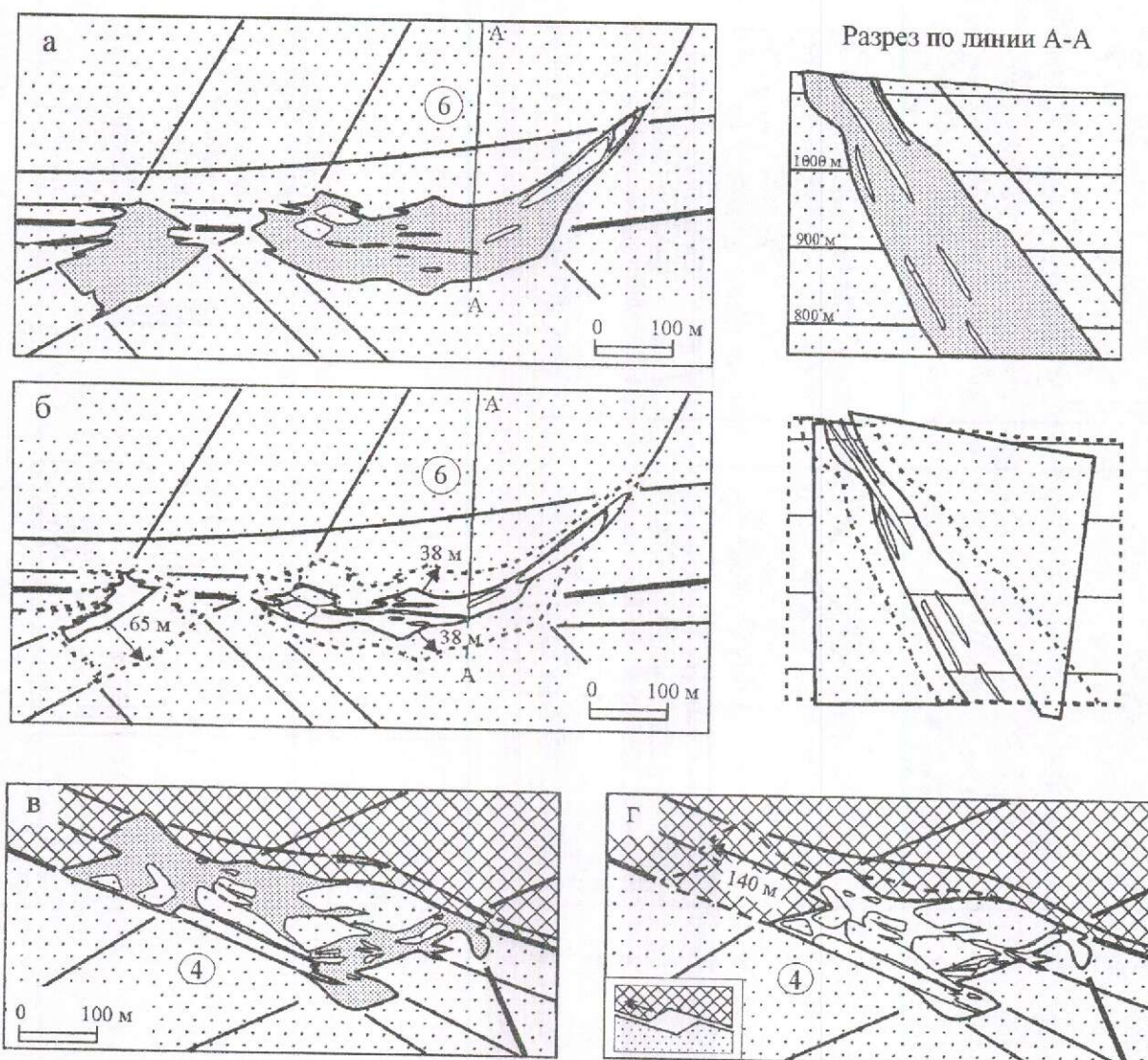


Рис. 5. Геолого-структурные карты карбонатитовых тел 4 и 6:

а, в — карты поверхности; б, г — реконструкция обстановки перед формированием карбонатитов; усл. обозн. см. рис. 3

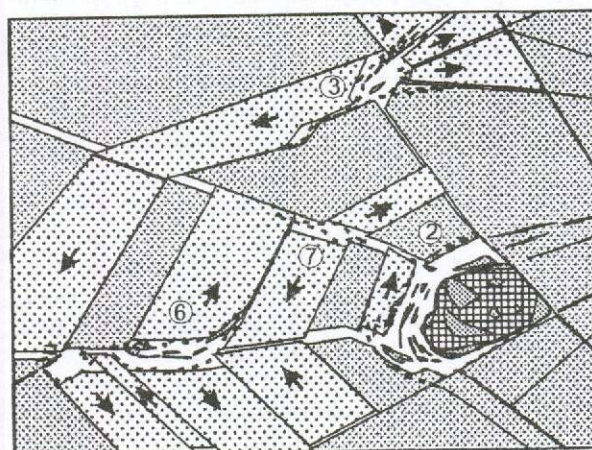
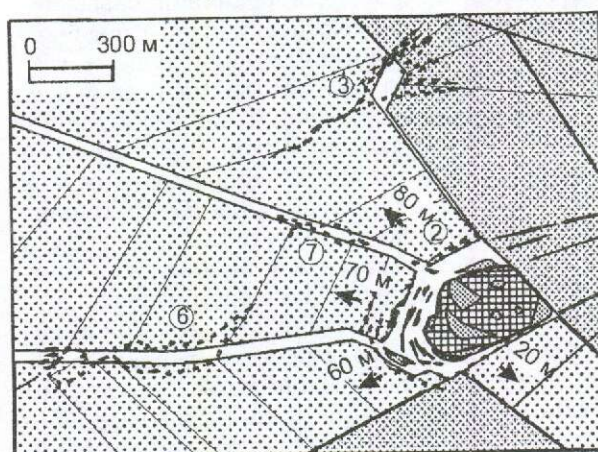
же сдвигом по Широтному разлому в месте его изгиба можно объяснить формирование линейной дайки флюорит-барит-сидеритового карбонатитового тела 9 (см. рис. 2). Сдвиговый механизм образования полостей тел 4 и 9 был, по-видимому, прямым проявлением в рудном поле региональных тектонических движений на этапе карбонатитообразования.

В предложенных выше реконструкциях на момент перед формированием сидеритовых карбонатитов между сомкнутыми контактами тел и глыб оставалось свободное пространство, составляющее около 20—25% от современной площади карбонатитов. Именно такой объем занимают в карбонатитах мелкие некартируе-

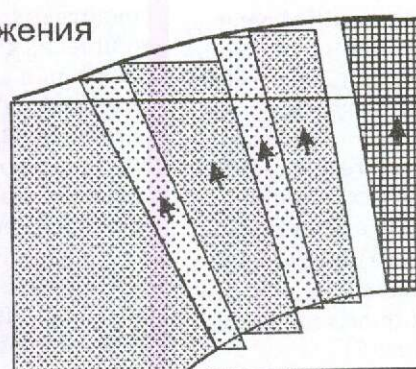
мые обломки пород. С учетом этого обстоятельства можно считать, что в предложенных кинематических моделях практически полностью реконструированы горизонтальные амплитуды перемещения блоков пород, приведшие к образованию пустого пространства, заполненного в настоящее время рудоносными карбонатитами.

Построенная кинематическая модель отражает согласованные блоковые движения, имевшие место в центре рудного поля при формировании тел 2, 3, 6 и 7 (рис. 6). Моделирование показывает, что раздвиг радиальных блоков в направлении от центра тела 2, обеспечивший раскрытие пространства для полу-

Горизонтальные движения блоков: радиальные концентрические



Вертикальные движения



+300 м

0

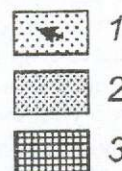


Рис. 6. Кинематическая модель образования полостей карбонатитовых тел:

1 — подвижные блоки и направление их перемещения; 2 — малоподвижные блоки; 3 — анкерит-кальцитовые карбонаты

кольцевой дайки сидеритовых карбонатов, оказался недостаточным для раскрытия радиальных разломов настолько, чтобы вместить другие тела. Только дополнительными разнонаправленными смещениями концентрических сегментов можно объяснить появление достаточных по ширине полостей, вместивших тела 6, 7 и 3. Те же смещения на смежных участках привели к отчленению радиальных даек от центральной интрузии тела 2. Центробежные горизонтальные движения блоков, реконструируемые в центре рудного поля, могли быть только следствием локального куполообразования. В разрезе на рис. 6 отображены вероятные вертикальные движения концентрических сегментов с учетом известных углов падения: северо-западного контакта тела 2 (80°) и южного контакта тела 3 (71°). Оказалось, что для раскрытия полости шириной около 80 м на контакте со штоком анкерит-ка-

льцитовых карбонатов необходимо телескопическое смещение конически построенных сегментов в куполе радиусом до 1,5 км с максимальной вертикальной амплитудой около 300 м.

Общие черты структуры и морфологий. Карасугское рудное поле объединяет восемь разобщенных субвертикальных и крутопадающих карбонатитовых тел инъекционно-магматического происхождения, два из которых трубообразной формы конически-кольцевого центробежного строения (тела 1 и 2), а остальные — линейного типа от простых даек (тела 7 и 9) до более сложных дайкообразных тел (тела 3, 4, 5, 6). Главную роль в локализации карбонатитовых тел играют разломы широтной и субмеридиональной тектонических систем. Анкерит-кальцитовые карбонаты первой фазы внедрения разместились в узлах пересечения разломов и оказались приурочен-

ными к телам интенсивно дробленных гранитов. Флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты второй фазы формировались преимущественно по периферии штоков, сложенных плотными слаботрециноватыми анкерит-кальцитовыми карбонатитами, или образовывали структурно обособленные тела. Проявленная на месторождении пространственная связь карбонатитов с гранитами недостаточна для вывода об их генетической связи, принимая во внимание разделенность этапов формирования гранитов и карбонатитов рядом гидротермальных процессов от высокотемпературной микроклинизации и грейзенизации до низкотемпературной аргиллизации. Иные силикатные магматические породы и щелочные метасоматиты на месторождении не обнаружены.

Размеры трубообразных карбонатитовых тел в плане составляют 670×750 м (тело 1) и 400×550 м (тело 2), линейные дайкообразные тела протягиваются на 300—1400 м, а их мощность достигает 100—160 м. До глубин 300—550 м тела прослежены без выклинивания и существенного изменения их структуры. По размерам они сопоставимы с телами карбонатитов в составе многих других комплексов мира. Размер участка распространения карбонатитов в рудном поле (2,5×6 км) соответствует средним размерам карбонатитовых комплексов, включающих ассоциированные силикатные магматические породы [7].

Полигональные, ступенчатые, угловатые очертания карбонатитовых тел, резкие контакты, многочисленные апофизы отражают инъекционный способ формирования тел путем заполнения полостей, созданных синхронными с карбонатитообразованием блоковыми движениями вмещающих пород. Крупные глыбы пород внутри дайкообразных тел имеют преимущественно плитообразную форму и ориентированы параллельно внешним крутопадающим контактам. Они являются останцами межшовных породных пластин из зон многошовных рудовмещающих разломов. Форма глыб часто подобна контуру внешних границ тел из-за отсутствия их значительных вертикальных перемещений. Вместе с тем, мелкие угловатые обломки различных пород перемещены, вероятно, вследствие эксплозивного их рассеивания в надмагматическом газовом потоке.

В центре рудного поля карбонатитовые тела и контролирующие их разломы образуют локальную кольцевую структуру радиально-концентрического строения с центром вокруг тела 2. Кольцевая структура проявилась на фоне ранее заложенной системы доминирующих разрывных нарушений широтного и

северо-западного направлений. Это обусловило ее ступенчатое полигональное строение. Кинематическое моделирование показывает, что формирование кольцевой структуры было связано с образованием купола радиусом до 1,5 км и вертикальной амплитудой до 300 м, что оказалось достаточным для возникновения полостей, заполненных сидеритовыми карбонатитами. Полости формировались в концентрических центриклинальных трещинах (полукольцевая дайка тела 2 и тело 3) и радиальных раздвигах в условиях разнонаправленных смещений концентрических сегментов (дайковые тела 6 и 7). Причиной куполообразования было, очевидно, вертикальное давление карбонатитовой магмы. С другим центром внедрения на юго-востоке рудного поля связана трубообразная структура центрального типа карбонатитового тела 1. Непосредственным следствием региональных тектонических движений можно считать чисто сдвиговый механизм образования полостей тел 4 и 9 на северо-западной периферии рудного поля. Следует заметить, что ранее [4] для всех рудоносных тел месторождения предполагался только сдвиговый механизм формирования их структуры.

Карбонатиты Карасугского месторождения можно отнести к субвулканической фации по следующему комплексу признаков: конически-кольцевое строение трубообразных тел с проявлением радиальных разрывов, свидетельствующее об имевшем место куполообразовании; инъекционно-магматический способ образования карбонатитов и преимущественно дайковая форма тел; порфировидная структура сидеритовых карбонатитов; распространенность эксплозивной брекчиевой и флюидально-директивной текстур; большое количество в сидеритовых карбонатитах барита и флюорита, широкое проявление их аутоматасоматической гематитизации и сульфатизации. Перечисленные признаки отличают Карасугское месторождение от более глубоких карбонатитовых комплексов [7], но не исключают принадлежности его к корневым частям жерловой фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болонин А.В., Кайкова Т.М., Комарницкий Г.М. О карбонатитовой природе комплексного железо-флюорит-барит-редкоземельного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 3. С. 59—64.
2. Болонин А.В. Редкие земли, иттрий, уран, торий и стронций в рудах Карасугского карбонатитового месторождения в Туве // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 31—43.

3. Девяткин Е.В., Нагибина М.С., Хосбаяр П. Мезозойские структуры активизации Монголии // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии: Тр. совм. сов.-монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции. М., 1975. Вып. 11. С. 87—115.
4. Митропольский А.С., Кулик Н.А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.11. Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации. М., 1975. С. 306—313.
5. Михалева Л.А. Закономерности размещения и металлогения самостоятельных малых интрузий лампрофир-диабазовой формации // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 48—56.
6. Пузанов Л.С., Кандинов М.Н. О значении жидкой углекислоты в минералах флюорит-барит-железородного оруденения // Тез. совещ. «Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования». Львов, 1975. С. 96—98.
7. Самойлов В.С. Карбонатиты (фаии и условия образования). — М.: Недра, 1977.

УДК 53.082.7:549.091.5:552.323.6

© Коллектив авторов, 2002

ВЗАИМОСВЯЗЬ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ БОТУОБИНСКАЯ ПРИ ГИПЕРГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ

**Н.Н.Зинчук (АК «АЛРОСА»), А.В.Подгаецкий (ИПКОН РАН),
А.Т.Бондаренко, Д.Д.Котельников (АК «АЛРОСА»), Н.А.Солодкова (МГУ)**

Процесс гипергенного преобразования кимберлитов сопровождается последовательной диссоциацией вначале карбонатов (кальцит), а затем растворением кварца. В результате происходит обогащение автолитовых кимберлитовых брекчий более крупными минеральными агрегатами, содержащими слоистые силикаты — хлорит и серпентин. При этом у первых меняются кристаллохимические особенности, у вторых — политипия. Взаимосвязь вещественного состава с петрофизическими характеристиками проявляется в закономерном увеличении с ростом степени гипергенных преобразований кимберлитов их магнитной восприимчивости, диэлектрической проницаемости, коэффициента затухания радиоволн, пористости и влагоемкости при одновременном снижении удельного электрического сопротивления и плотности.

Кимберлитовая трубка Ботуобинская находится в пределах недавно открытого Накынского поля Средне-Мархинского алмазного района Якутии. Формирование ее происходило при внедрении двух фаз кимберлитового расплава. В первую фазу образовались дайки, выполненные порфировыми кимберлитами, во вторую (субвулканическую) — автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) и кимберлитовые туфобрекчии, выполнившие соответственно диатремовую и кратерную части трубки. Кимберлиты прорывают терригенно-карбонатные породы олдондинской свиты нижнего палеозоя и перекрыты терригенными верхнеюрскими отложениями (тунгская и сунтарская свиты) мощностью до 80 м.

Поверхность платформенного чехла в пределах Накынского поля подвергалась интен-

сивным процессам гипергенеза и карстообразования. Кимберлиты верхней части рассматриваемой трубки также претерпели гипергенные изменения [6]. По разрезу изученной нами разведочной скважины Л-12/5-Б в интервале глубин 101—83 м были вскрыты АКБ с развитой на них корой выветривания мощностью 8—10 м. В пределах указанных глубин проведено петрографическое, рентгенометрическое, химическое (на элементном уровне) и петрофизическое изучение кимберлитов, отобранных с интервалом 2 м (табл. 1).

Рентгеновский анализ по методу Дебая-Шерера проводился на дифрактометре ДРОН-3 с использованием отфильтрованного $\text{CuK}\alpha$ -излучения в виде съемки неориентированных порошковых препаратов. Для характеристики слоистых минералов использована

1. Минералогический состав и петрофизическая характеристика кимберлитовых брекчий трубки Ботубинская

Глубина, м	Зоны профиля гипергенного изменения кимберлитов	Породообразующие минералы*, %							Петрофизические данные						
		кальцит	доло- мит	сиде- рит	кварц	хлорит	серпен- тин	Политип серпентина	σ , г/см ³	$n_{эф}$, %	W, %	$\chi \cdot 10^{-5}$ ед. СИ	ρ_0 , Ом·м	Частота 5 МГц	
83	Нижняя часть зоны выщелачи- вания			1,0		4,8	94,2	Лизардит, хризотил	1,98—2,11	31—41	21—20	46—56	60—80	$\varepsilon/\varepsilon_0$	0,76
85				1,4		5,0	93,6	«	2,02—2,07	42—48	24—30	42	100—120	65—36	0,59
87	Подзона деграда- ции си- ликатов					8,4	91,6	«	1,95—1,98	36—39	22—44	25—29	190—260	33—46	0,45
89						8,1	91,9	Хризотил, лизардит	2,07—2,13	36—38	19—23	24—23	160	90	0,64
91	Зона дезин- тегра- ции		2,9		8,6	6,0	82,5	«	2,14—2,15	26—29	13—16	26—28	200	60	0,46
93					29,8	2,0	68,2	«	2,40—2,39	14—17	8	18	240—280	37—39	0,35
95	Подзона диссоци- ации СаСО ₃ и раство- рения SiO ₂	11,5	18,8		16,4	3,0	53,3	«	2,38—2,40	14—16	6—8	12—16	200—300	32—60	0,30
97			12,0			7,9	3,1	77,1	«	2,39—2,42	9—19	6—9	16	320—360	23
99	Неизменные кимберлиты	12,4			3,3	5,2	79,2	«	2,39—2,40	12—15	6	12—16	180—240	22	0,20
101			5,1	3,4		18,9	2,1	70,5	«	2,40—2,52	7—13	3—7	12	480—560	23

*По рентгеновским данным.

съемка ориентированных препаратов фракции $<0,002$ и частично $<0,001$ мм [15], включающая запись дифрактограмм последних в воздушно-сухом состоянии, насыщенных этиленгликолем и глицерином, а также прокаленных при $T\ 580^\circ\text{C}$. Элементный состав определялся на электронном микроскопе Camscan-4DV с энергодисперсионным анализатором Link AN10000. Петрофизические характеристики пород, изученные по ранее разработанной методике [1], подразделены нами на две группы.

К первой отнесены их физико-механические параметры: плотность σ , эффективная пористость $n_{\text{эф}}$ и влагоемкость (льдистость) W . Вторую составляют магнитно-электрические свойства пород: магнитная восприимчивость χ , удельное электрическое сопротивление, определяемое в постоянном электрическом поле, ρ_0 , а также относительная диэлектрическая проницаемость ϵ/ϵ_0 и коэффициент поглощения энергии радиоволн k'' , измеренные в переменном электрическом поле на частоте 5 МГц. Поскольку трубка Ботубинская приурочена к зоне вечной мерзлоты, электрические свойства кимберлитов изучались на мерзлых образцах при температуре -4° [1]. Использование петрофизических методов при комплексном изучении кимберлитов и продуктов их гипергенного преобразования основывается на значительном различии величин ρ_0 упомянутых выше терригенно-карбонатных пород и изученных нами кимберлитов. Так, при отрицательных температурах на частоте электрического поля 0,625 МГц вмещающие породы характеризуются предельными значениями сопротивления, равными 1200—3900 Ом·м, перекрывающие породы — 40—500 Ом·м. В то же время, у кимберлитов ρ_0 составляет 60—260 Ом·м [4]. Это связано с тем, что магнитно-электрические свойства различных пород при определенных условиях зависят от количественного соотношения в них и продуктах их преобразования диа-, пара- и ферромагнитных минералов. Для изучения структурно-текстурных особенностей кимберлитов применен метод компьютерного анализа изображения (имидж-анализ) прозрачных шлифов.

Неизмененные АКБ залегают на глубинах 101—97 м (см. табл. 1, рис. 1, г). Они представлены плотными мелко-среднезернистыми разновидностями кимберлитов близкого к серому цвета. Среднее значение $\sigma\ 2,44\ \text{г/см}^3$, $n_{\text{эф}}\ 12\%$, $W\ 6\%$. Основная масса неизмененного кимберлита сложена тонко- и мелкокристаллическим серпентином и кальцитом с приме-

сью кварца, Mg-Fe хлорита, близкого к пеннину [3, 13, 16] и неупорядоченного смешанослойного образования типа хлорит-«разбухающий хлорит» [14]. Вкрапленники серпентина в кимберлите представлены псевдоморфозами по зернам оливина. Форма зерен последнего округлая, овальная, иногда близкая к таблитчатой со сглаженными краями и каймой мелкозернистого карбоната. В объеме кимберлитовой породы серпентин распределен неравномерно, т.е. на отдельных участках наблюдаются его обособленные сгущения. Большая часть кварца развита в каемках вокруг зерен серпентина и карбонатов, а также в виде мелких включений в серпентине и в основной массе породы. Суммарное количество его варьирует от 3 до 30% (см. табл. 1). В основной массе кимберлитовой породы неравномерно рассеяны мелкие таблитчатые зерна и листочки хлоритизированного флогопита и биотита, а также единичные зерна граната и мелкие кристаллы ильменита и рутила. Хлоритизации подвержены практически все минеральные компоненты кимберлитов, в том числе и ксенолиты. Судя по фотографиям шлифов и гистограммам распределения зерен по размерам, в породах нижней части изученного профиля (см. табл. 1, глубина 101—97 м) на долю трех наиболее мелких классов крупности (0—0,3 мм) приходится 90% минеральных частиц (рис. 2, а).

Сравнение дифракционной картины серпентина из нижней части профиля (табл. 2, глубина 101 м) с литературными данными для различных полиморфов этого минерала, в том числе и из кимберлитов (см. табл. 2, графы 1—8), позволило по наличию рефлексов со значениями 2,49 и 2,45 Å установить, что он представлен преимущественно хризотилом, возможно, с примесью лизардита. Рефлекс со значением 2,09 Å в исходном образце (см. рис. 1, г), являющийся диагностическим для смеси орто- и клинохризотила (см. табл. 2), в данном случае относится к кальциту, поскольку после обработки 8%-ной соляной кислотой (см. рис. 1, г*) указанный рефлекс исчезает. На спектрах неизмененных кимберлитов в области $\sim 7,0$ Å рефлекс 002 серпентина и хлорита, несмотря на близкие значения d , разрешаются весьма надежно (рис. 3, I, г). Хлорит из нижней части профиля характеризуется сравнительно невысокой интенсивностью нечетных рефлексов 003 ($d=4,82$ Å) и 005 ($d=2,88$ Å) на рентгенограммах как ориентированных [14], так и неориентированных препаратов (см. рис. 1, г и табл. 3), что указывает на преобладание железа, в основном Fe^{2+} , в структуре этого минерала. Поэтому в области $\sim 4,0$ Å (см. рис. 3, II, г)

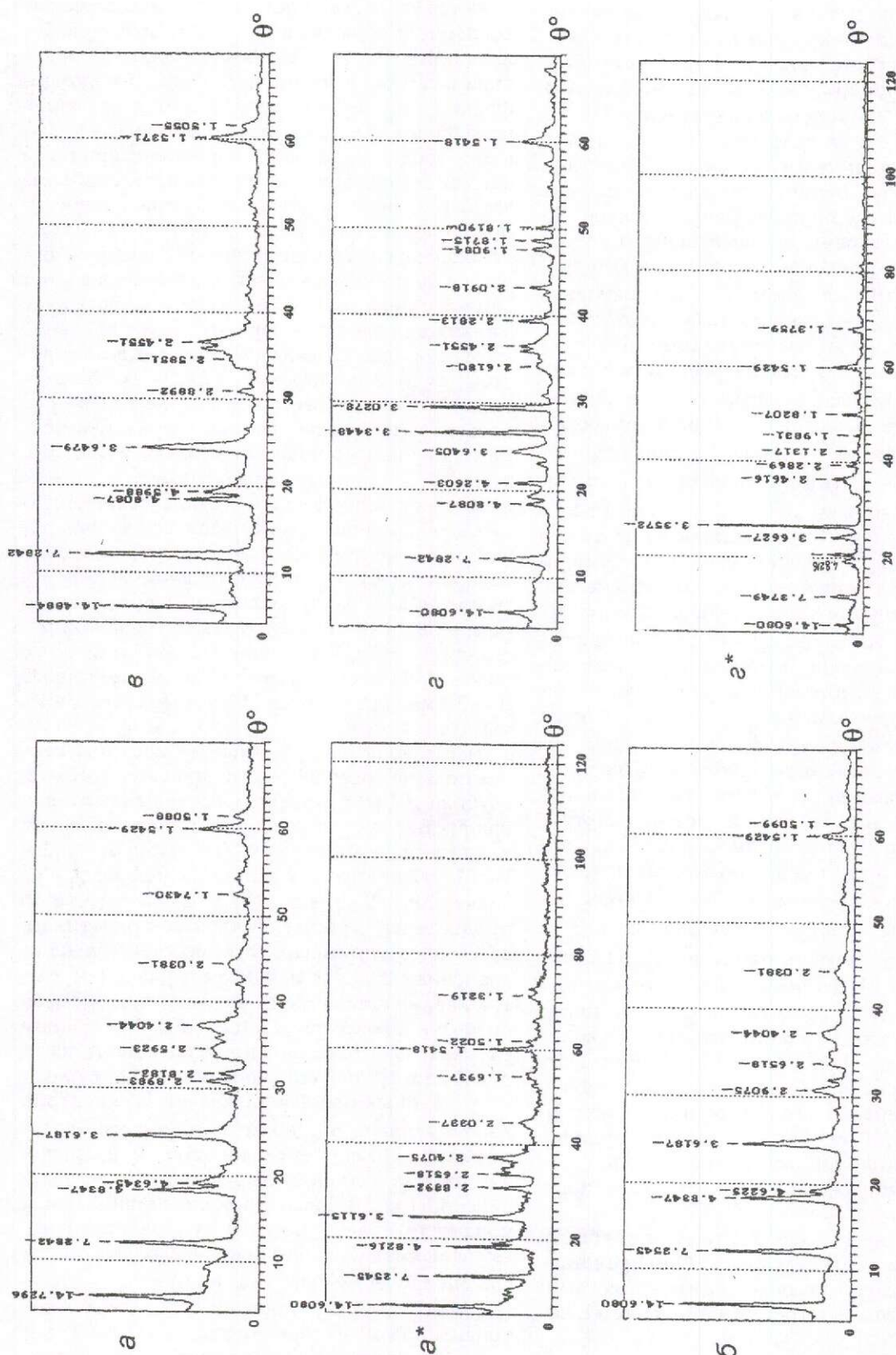


Рис. 1. Дифрактограммы кимберлитов по разрезу трубки Ботубинская:

а—2 — исходные образцы; а*, з* — после обработки образцов 8%-ным раствором холодной HCl в течение 24 ч; а — нижняя часть зоны выщелачивания, 83 м; б — то же, 85 м; в — зона дезинтеграции, 87 м; з — неизмененные кимберлиты, 101 м

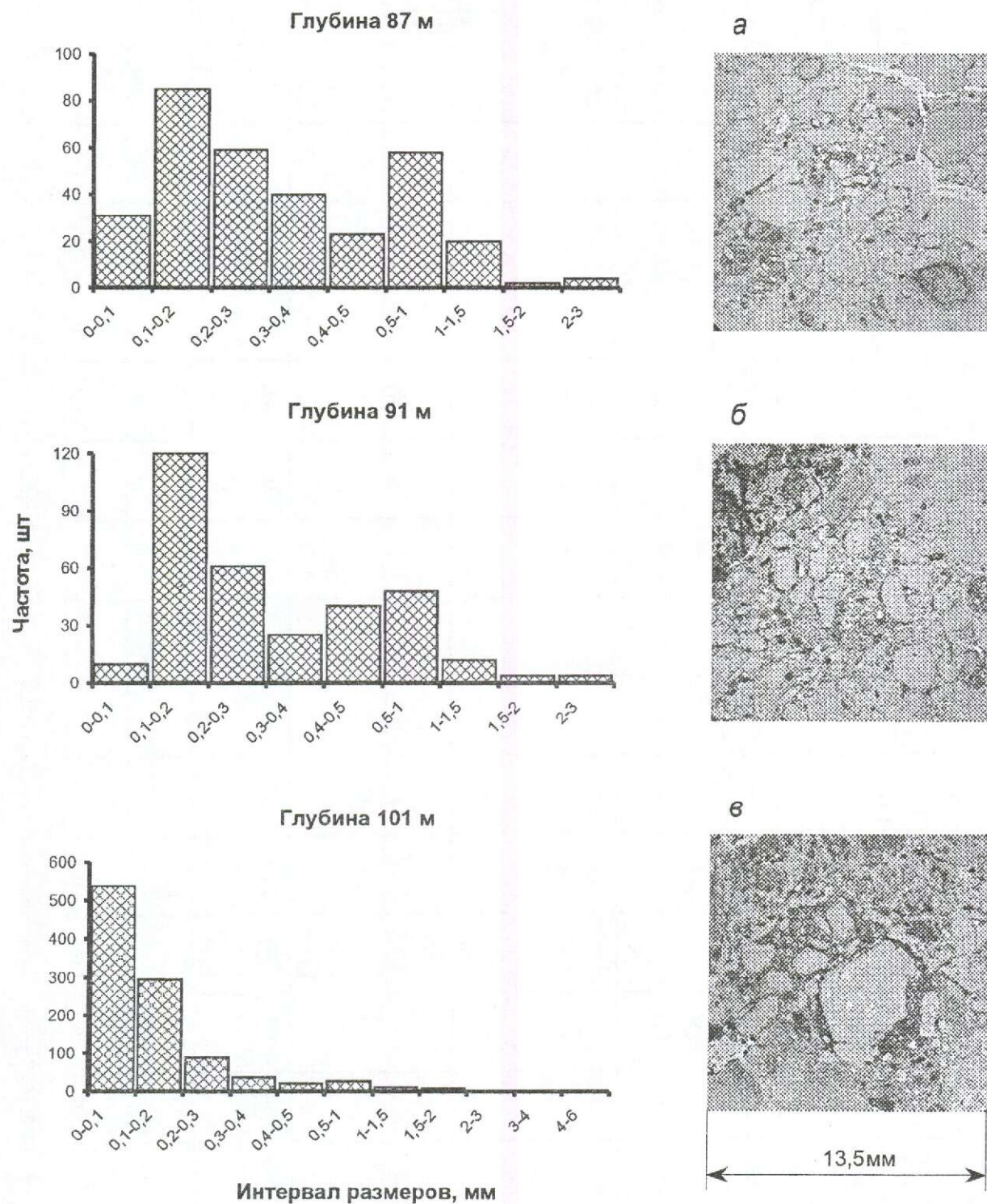


Рис. 2. Гистограммы распределения минеральных зерен по размерам в шлифах кимберлитовых пород:

а — 87 м; *б* — 91 м; *в* — 101 м

2. Рентгенометрические данные серпентиновых минералов ($d, \text{\AA}$)

Хризотил				Лизардит			Трубка Ботубинская											
$d_{\text{выч}}$	Клино-хризотил	Клино-орто-хризотил	$d_{\text{выч}}$	Лизардит дит 1Г	Лизардит дит 6Г	Лизардит, хризотил			101 м		91 м		89 м		87 м		83 м	
							7	8	Хризотил, лизардит		Хризотил, лизардит		Хризотил, лизардит		Хризотил, хризотил		Лизардит, хризотил	
d																		
1	2	3	4	5	6				9	10		11		12		13		
7,32	7,36	7,36	7,31	7,36	7,09	7,35	7,26		7,344	100	7,284	100	7,314	100	7,284	100	7,254	100
4,60	4,58	4,56	4,60	4,62	4,59	4,61	4,550		4,611	44	4,552	30	4,587	30	4,599	32	4,634	40
			3,89	3,89		3,90												
3,66	3,66	3,66	3,66	3,64		3,6	3,62		3,648	77	3,655	70	3,655	70	3,648	70	3,619	95
					3,551													
2,660	2,660		2,655	2,650		2,660	2,840				2,633	20	2,637	20	2,656	12	2,663	25
2,594	2,594	2,604			2,635		2,640		2,618	30	2,618	20	2,614	20	2,614	13	2,614	25
2,549	2,549				2,613										2,578	15	2,574	22
					2,576													
2,497	2,456	2,500	2,496	2,495		2,499	2,491		2,495	65	2,505	30	2,508	30	2,498	32	2,495	22
2,454		2,451			2,487	2,446	2,455		2,458	70	2,458	50	2,455	40	2,455	35	2,458	20
2,438					2,429						2,426	30	2,426	25	2,417	16	2,417	35
					2,377								2,377	12	2,383	8	2,384	30
2,094	2,096	2,096	2,148	2,148	2,254	2,150	2,087				2,096	10	2,092	10	2,149	8		
					2,001													
					1,940													
1,748	1,748	1,746	1,738	1,737		1,795					1,740	10	1,743	10	1,743	8	1,743	14
1,534	1,536	1,531	1,533	1,534	1,535	1,535	1,533		1,539	60	1,533	30	1,535	35	1,537	30	1,535	25
			1,503	1,503	1,500	1,503							1,506	10	1,503	12	1,506	15

Примечание. 1—6 — [13, 16]; 7 — смесь лизардита и клинохризотила [13]; 8 — хризотил-лизардитовая смесь в основной массе клиберлитов [9]; 9—13 — трубка Ботубинская (см. табл. 1).

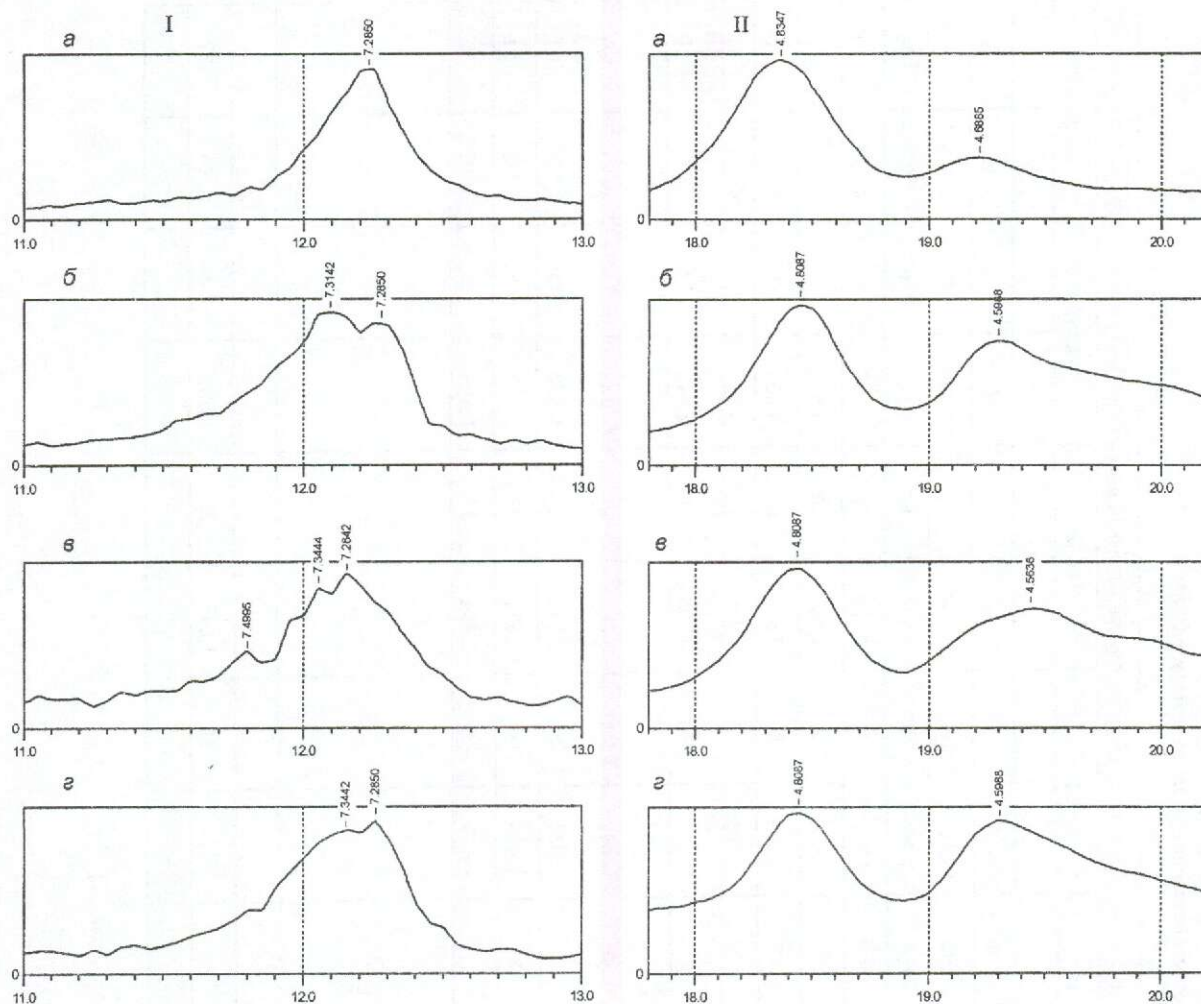


Рис. 3. Фрагменты дифрактограмм кимберлитов:

I — область $\sim 7,0$ Å: а — 85 м, б — 89 м, в — 91 м, г — 101 м; II — область $\sim 4,0$ Å: а — 85 м, б — 87 м, в — 91 м, г — 101 м

линии дублета, состоящего из рефлекса 003 хлорита ($d=4,82$ Å) и 020 серпентина ($d=4,60$ Å), имеют одинаковую интенсивность. Однако, несмотря на наличие в составе хлорита существенного количества Fe^{2+} , для породы в целом характерно относительно небольшое общее валовое содержание железа. На это указывает низкий уровень фона на дифрактограммах кимберлитов из нижней части разреза, что, при использовании $CuK\alpha$ -излучения, подтверждает небольшое суммарное содержание ($Fe^{2+}+Fe^{3+}$) в минералах породы.

Отсутствие железа в диамагнитных минералах (кальцит, доломит, кварц) и относительно невысокое его содержание в составе парамагнитных минералов (серпентин, хлорит, смешанослойное образование хлорит-«разбу-

хающий хлорит») определяют низкие значения χ и сравнительно высокие — ρ_0 . Значения ϵ/ϵ_0 на уровне 22—23 ϵ_0 также указывают на малое содержание ферромагнитных минералов в неизмененных АКБ рассматриваемой трубки. Кроме того, высокие значения σ и низкие — $n_{эф}$ и W являются следствием мелкозернистой и массивной структуры кимберлитов нижней части разреза, а также существенного содержания в них кальцита и кварца.

Выше по разрезу в интервале 95—87 м АКБ под действием развивающихся гипергенных процессов превращаются в глинистую породу пепельно-серой, местами желтовато-серой окраски. Петрофизические характеристики в этой части разреза последовательно снижаются от 2,4 до 1,95 г/см³ (среднее 2,20

3. Рентгенометрические данные хлоритов (d , Å)

Хлориты (литературные данные)										Трубка Ботуобинская									
hkl	I	d					101 м		91 м		89 м		87 м		83 м				
		3	4	5	6	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I				
1	2						7	8	9	10	11	12	13	14	15	16			
001	6	14,3	14,4	14,46	14,35	14,488	80		14,488	100	14,488	100	1,488	100	14,608	100			
002	10	7,18	7,15	7,206	7,20	7,284	100		7,225	90	7,225	85	7,284	100	7,254	85			
003	4	4,79	4,79	4,809	4,790	4,822	45		4,822	50	4,809	50	4,809	45	4,835	65			
020	4	4,61	4,63	4,619	4,575	4,529	30		4,634	21	4,587	30	4,599	32	4,587	26			
004	7	3,592	3,59	3,600	3,587	3,626	70		3,604	50	3,604	55	3,604	50	3,604	55			
005	2	2,873	2,87	2,878	2,862	2,894	12		2,885	12	2,885	15	2,894	15	2,894	25			
			2,68	2,664	2,640				2,652	13	2,663	10	2,640	12	2,637	20			
202	3	2,590		2,575	2,573	2,607	25		2,574	20	2,585	20	2,592	16	2,589	25			
201	4	2,548		2,504	2,538	2,542	25		2,536	20	2,542	20	2,553	15	2,549	17			
203	4	2,449	2,475	2,424	2,441	2,436	35		2,480	30	2,471	27	2,475	22	2,445	24			
202	3	2,392	2,390	2,340	2,388				2,404	20	2,404	17	2,404	15	2,401	35			
204	3	2,018	2,105	2,050	2,034														
				1,958	2,008														
				1,786	1,735														
					1,716														
208	4	1,582		1,629	1,572														
060	2	1,539	1,548	1,541	1,536				1,544	40	1,545	25	1,537	30	1,544	37			
062	1	1,505	1,515	1,507	1,503														

Примечание. Хлорит (пеннин): 3 — [13]; 4, 5 — [16]; 6 — хлоритовая порода [2].

г/см³) для σ и возрастают от 14 до 39% (среднее 26,2%) и от 6 до 44% (среднее 16,6%) соответственно для $n_{\text{эф}}$ и W . По петрографическим данным в кимберлитовой массе увеличивается содержание хлоритизированного флогопита и рудных минералов (магнетита и рутила). Чаще встречаются крупные псевдоморфозы серпентина по оливину и зерна граната пироп-альмандинового состава, иногда сильно хлоритизированные. Последовательное развитие процессов преобразования исходных кимберлитов в указанном интервале по рентгеновским данным приводит к интенсивной диссоциации, вплоть до полного исчезновения на глубине 93 м кальцита, а затем к растворению кварца — выше 89 м. В интервале 95—87 м в породе увеличивается количество относительно более крупных минеральных агрегатов (см. рис. 2, б). В результате этого, при общем снижении количества зерен в объеме породы, доля мелких частиц уменьшается до 65%.

Дальнейшее преобразование пород, в частности начало разложения исходных слоистых минералов, сопровождается еще большим снижением общего содержания минеральных частиц и размыванием границ между ними (см. рис. 2, в). Нивелируется также распределение зерен по размерам, причем количество мелких фракций на глубине 87 м понижается до 55%. Порода становится более рыхлой и теряет прочность, резко уменьшается ее σ , отчетливо возрастают $n_{\text{эф}}$ и W . Происходит обогащение кимберлитовой породы серпентином и особенно хлоритом и хлорит-«разбухающим хлоритом» (см. рис. 1, в). Так, на глубине 95 м содержание хлорита составляет 3,0%, а в более выветрелой породе с глубины 91 м — уже 6,0%. Увеличение количества хлорита в породе за счет деструкции серпентина фиксируется на дифрактограммах по ухудшению разрешения рефлексов серпентина и хлорита в области $\sim 7,0$ Å (см. рис. 3, I, б, в), а постепенное усиление интенсивности отражения 003 хлорита в области $\sim 4,0$ Å (там же, II, б, в и табл. 3) является признаком повышения магнетиальности минерала.

Преобразование кимберлитов сопровождается накоплением железа как в составе кристаллических фаз [6, 12], в частности оксидов (магнетит) и гидроксидов (гётит), так и в виде аморфных соединений [5]. Появление с глубины 91 м рентгеноаморфных железистых новообразований особенно четко фиксируется в интервале 95—87 м по увеличению фоновой составляющей $\text{CuK}\alpha$ -излучения на дифрактограммах. Накопление железа, в первую очередь окисного, обуславливает закономерное

уменьшение значений ρ_0 , а также рост χ и $\varepsilon/\varepsilon_0$ вверх по разрезу. Одновременно меняется структура основного минерала — серпентина. Так, на рентгенограммах кимберлитов на глубинах 91 и 89 м в дифракционном спектре серпентина присутствует рефлекс хризотила с $d=2,09$ Å, а выше, на глубине 87 м, вместо него появляется рефлекс с $d=2,149$ Å, свойственный лизардиту 1Т, что указывает на смену преобладающего поли типа в смеси серпентиновых минералов (см. табл. 2).

Кроме того, в верхней части рассматриваемой зоны, в интервале 89—87 м, кристаллическая структура самого лизардита претерпевает существенные изменения. В этом случае на дифрактограммах отражение $\sim 2,6$ Å расщепляется на два рефлекса — 2,633 и 2,614 Å, а также появляются дополнительные отражения — 2,576, 2,487, 2,426 и 2,377 Å, характерные для лизардита шестислойной модификации 6Т₁ — унстита (см. табл. 2). Это показывает, что в кристаллической решетке лизардита из изученных кимберлитов присутствуют фрагменты как структуры 1Т, так и шестислойного серпентина. Подобные формы, в различной степени сочетающие признаки обеих модификаций, обнаружены ранее при изучении серпентинов из кимберлитов Якутии [7, 8, 10]. По мере усиления снизу вверх степени гипергенного воздействия на породы по разрезу происходит замещение хризотиловой компоненты серпентина указанной формой лизардита (см. табл. 2). Все это свидетельствует об общей тенденции, по мере изменения по разрезу термобарических и гидрогеохимических параметров среды, перехода относительно высокотемпературных минеральных модификаций в более низкотемпературные.

С учетом характера изменения химического состава и кристаллического строения минералов часть изученного разреза в интервале 95—87 м следует отнести к зоне дезинтеграции. В ее пределах можно выделить две подзоны: область диссоциации кальцита и растворения кварца (95—91 м) и деградации слоистых силикатов (89—87 м).

Верхняя часть разреза, в интервале 85—83 м, сложена синевато-серой глинистой породой с трудно просматриваемой брекчиевой текстурой. Средние значения σ снижаются здесь до 2,00 г/см³, а $n_{\text{эф}}$ и W возрастают соответственно до 40 и 25%. Изучение шлифов пород указанного интервала показало, что в самой верхней части разреза под влиянием их гипергенного изменения полностью исчезают границы между зернами и порода приобретает вид однородной бесструктурной массы, что не позволяет провести анализ размеров минеральных частиц. В

4. Изменение химического состава серпентинов в кимберлитах трубки Ботубинская

Зоны профиля гипергенного изменения кимберлитов	H, м	f	f _m
Нижняя часть зоны выщелачивания	83	0,260	0,775
	85	0,225	0,861
Зона дезинтеграции	87	0,082	0,946
	91	0,083	0,982
Неизмененные кимберлиты	101	0,104	0,956

П р и м е ч а н и е. f — $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; f_m — $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}$.

виде ксенолитов в рассматриваемом интервале встречаются обломки кристаллических сланцев и граната, сцементированные серпентин-хлоритовой основной массой.

В породе присутствует значительное количество хлоритизированного флогопита и биотита. По биотиту интенсивно развивается магнетит. Изредка встречаются зерна рутила, ильменита и хромита, появляется сидерит. На дифрактограммах (см. табл. 2, глубина 83 м) одновременно присутствуют пары рефлексов 2,663 и 2,614, 2,574 и 2,495, 2,384 и 1,743 Å, при отсутствии отражений 2,09 и 2,14 Å. Все это указывает на интенсивное замещение в этой зоне ассоциации хризотила и лизардита 1Т гипергенным лизардитом из кимберлитов. Трансформация структуры серпентина в сочетании с интенсивной хлоритизацией пород (см. табл. 1) приводит к полному исчезновению разрешения рефлексов серпентина и минералов с хлоритовой структурой в области ~7,0 Å и появлению общего наложенного отражения, смещенного в область больших углов θ (см. рис. 3, I, a).

Следует отметить, что перекристаллизация хризотила в лизардит и выделение магнетита взаимосвязаны при среднетемпературном изменении кимберлитов в постмагматическую стадию [2, 8, 9]. Как известно, при выщелачивании кимберлитов и серпентинитов разрушение большей части силикатных и алюмосиликатных минералов сопровождается преимущественным выносом магния, кремнезема и железа [5, 6]. В зависимости от степени нарушения породы и интенсивности водообмена вынос элементов определяется молекулярной диффузией или конвективным массопереносом. Наличие в поровых водах органического вещества гумусового состава значительно повышает интенсивность выноса из пород магния и кремнезема. Миграция железа происходит преимущественно в форме Fe^{2+} , причем она также усиливается при взаимодействии минералов с органическими сое-

динениями. Отмечено [5], что обогащенность вод органикой резко возрастает при соприкосновении с древесиной. Особенностью пород, перекрывающих кору выветривания трубки Ботубинская, является присутствие остатков древесного угля, окисление которого продолжается в настоящее время [6]. Поэтому в верхней части разреза накопленное в результате гипергенных преобразований железо обособляется в еще большем масштабе, чем в средней, в виде самостоятельных Fe-содержащих фаз как аморфного, так и кристаллического типа. Об этом свидетельствуют, в частности, дальнейшее повышение уровня фона на рентгенограммах и более высокое содержание зерен мелкодисперсного магнетита в верхней зоне профиля. Увеличение железистости серпентина в верхней части профиля подтверждается результатами микронзондового анализа его зерен, пересчитанными в молекулярном выражении (табл. 4). Следовательно, в результате окисления Fe^{2+} , сопровождающего частичную деградацию силикатов, железо в форме Fe^{3+} накапливается в среде минералообразования. При этом за счет удаления при выщелачивании из пород более подвижного Mg возможно обогащение серпентина железом [2]. Еще одна особенность изменения химизма серпентина в изученном профиле — хотя и незначительное, но определенное обогащение кремнием его наиболее измененных разновидностей (см. табл. 4, глубины 85 и 83 м). Последнее является также результатом удаления Mg из структуры серпентина, способствующего обогащению последнего не только железом, но и кремнием.

Хлориты в этой зоне отличаются от разновидностей в нижележащих частях разреза значительно большей интенсивностью нечетных отражений, особенно 003 в области ~4,0 Å (см. рис. 3, II, a и табл. 3), что указывает на резкое повышение магнезиальности минерала. Как известно [13, 16], магнезиальные разновидности хлорита более устойчивы к воздействию разбавленной соляной кислоты, чем их Fe-содержащие аналоги. Обработка пород раствором HCl не оказала заметного влияния на хлориты верхней зоны профиля (см. рис. 1, a, a*). В отличие от этого хлориты неизмененных кимберлитов (см. рис. 1, z, z*) претерпевают более значительные изменения: снижаются интенсивности и увеличиваются значения d основных базальных рефлексов, кратных ~7,3 Å (14,6, 7,3, 3,6 Å), что также подчеркивает наличие существенного содержания катионов Fe в их структуре. По-видимому, часть Mg, выделяющегося при деградации структуры серпентина и флогопита, переходит в состав об-

разующегося хлорита, повышая его магнезиальность в верхней части разреза. Полученные результаты свидетельствуют об интенсивном выносе Mg, Si и Fe в среду вторичного минералообразования при гипергенном изменении изученных кимберлитов с последующим их перераспределением среди новообразованных минеральных фаз. Согласно указанному выше минеральному составу, а также структурным особенностям главных породобразующих минералов — серпентина и хлорита, породы в интервале 85—83 м соответствуют низам зоны выщелачивания.

Таким образом, как показали результаты наших исследований, масштабы изменения значений σ , $n_{эф}$ и W кимберлитов под действием гипергенных процессов определяются в основном интенсивностью преобразования химико-минералогических особенностей пород (рис. 4). Соответственно увеличение суммарного количества парамагнитных (слоистые силикаты) и особенно ферромагнитных (оксиды и гидроксиды Fe) минералов в кимберлитах повышает их χ и $\varepsilon/\varepsilon_0$, а также снижает ρ_0 . Кроме того, отмечается увеличение k'' в зависимости от железистости серпентина.

В изученном нами разрезе серпентин практически остается породобразующим минералом, вплоть до верхней зоны. Следовательно, вскрытый скважиной профиль АКБ является неполным. В нем присутствует только нижняя часть коры выветривания, которая по составу и петрофизическим характеристикам близка к нижним горизонтам элювиального профиля кимберлитов в других трубках На-кынского поля [4, 11].

Согласно проведенным нами ранее [12] ЯГРС-исследованиям, в кимберлитах последовательность изменения ферромагнитных минералов составляет ряд: магнетит — маггемит — гематит — гётит и гидрогётит. Поэтому присутствие из этого ряда только магнетита однозначно говорит о том, что даже наиболее измененные кимберлиты верхней зоны относятся к ранней стадии их гипергенного преобразования. Начальный этап изменения АКБ разреза подчеркивается также отношением значений петрофизических параметров ($n_{эф}$, W , χ , ρ_0) нижней и верхней частей профиля, которое составляет в изученной скважине трубки Ботубинская 1,5—4,0, в то время как для сильно выветрелых профилей характерны вариации в 10 и более раз [11].

На основании полученных данных изученный профиль АКБ можно подразделить на три зоны: неизмененных кимберлитов; пород, соответствующих низам зоны выщелачивания и расположенной между ними зоны дезинтегра-

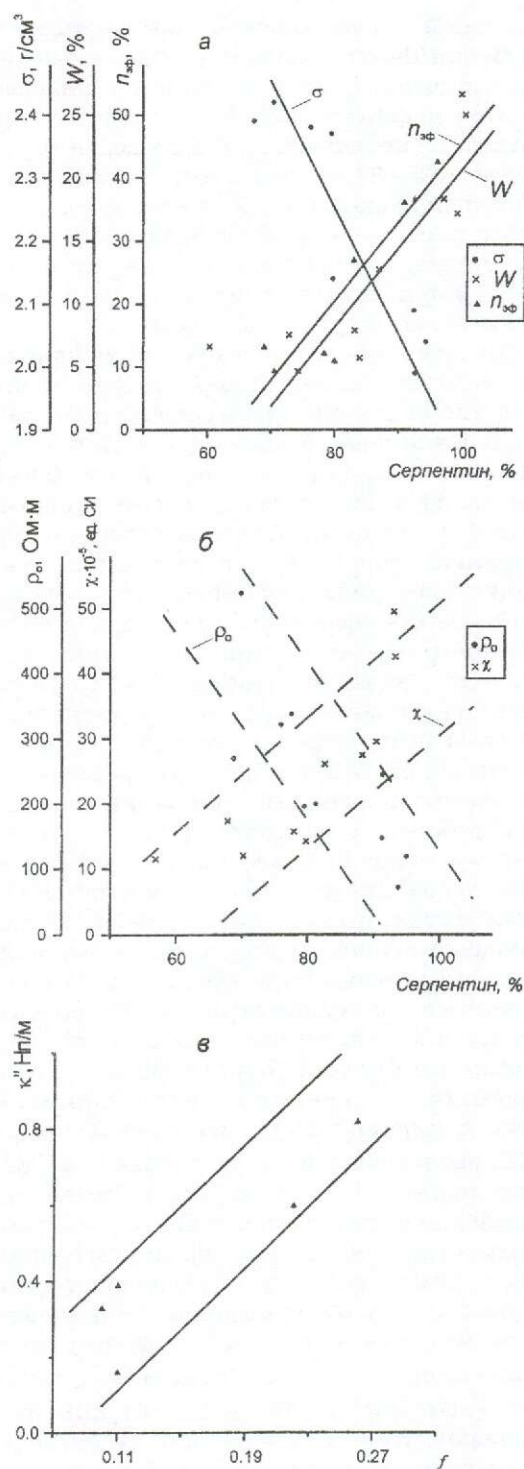


Рис. 4. Зависимость петрофизических характеристик кимберлитов от содержания в них серпентина (а, б) и железистости последнего (в):

а — для плотности σ , пористости $n_{эф}$ и влагоемкости W ; б — для удельного электрического сопротивления ρ_0 и магнитной восприимчивости χ ; в — для коэффициента поглощения энергии радиоволн k''

ции кимберлитов. Неизменные кимберлиты (глубина 101—97 м) находятся в квазиравновесном состоянии с насыщающими их флюидами, поэтому диффузионные процессы в них практически не проявляются. В зоне дезинтеграции (глубина 95—87 м) создаются условия для интенсивной фильтрации растворов и конвективного массопереноса, обеспечивающего начальную стадию преобразования кимберлитов. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в верхней зоне (глубина 85—83 м).

Вследствие этого основным механизмом постмагматического минералообразования в профиле являются преимущественная диссоциация наименее стабильных в гипергенных условиях карбонатных минералов и обогащение пород в соответствии с изменяющимися термобарическими и гидрогеохимическими условиями среды характерными для ранней стадии выветривания кимберлитов слоистыми силикатами — серпентином и хлоритом. Одновременно меняется кристаллохимическая природа указанных минералов. Серпентин обогащается железом, а его структура последовательно трансформируется в сторону увеличения содержания более устойчивой в гипергенных условиях модификации лизардита. Для хлорита характерен переход вверх по разрезу от Mg-Fe разновидности к более магнезиальной. Следовательно, каждую зону профиля характеризует специфический состав породообразующих минералов, т.е. типоморфный минеральный парагенезис, а также определенные гранулометрический состав и структурно-текстурные особенности пород. Указанные факторы обуславливают соответствующие изменения петрофизических свойств кимберлитов в изученном профиле АКБ: последовательное уменьшение σ , увеличение $n_{эф}$ и W . В свою очередь, в соответствии с тенденцией увеличения в более выветрелых породах количества ферромагнитных минеральных компонентов и исчезновения границ раздела между минеральными зернами меняются магнитно-электрические параметры возникающего элювия: снижается ρ_0 , возрастают χ , ϵ/ϵ_0 и k'' . Полученные результаты показывают, что в зависимости от термобарических и гидрогеологических условий в интервале от плотных неизменных кимберлитов до верхов профиля выветривания происходит последовательное изменение вещественного состава и связанных с ним физико-механических свойств пород.

Несмотря на последовательное сближение продуктов выветривания как кимберлитов, так и вмещающих их отложений, особенно в приповерхностных частях залегания обоих

типов пород, в более низких горизонтах профилей или на ранних стадиях гипергенеза их состав и петрофизические характеристики существенно различаются. Это связано со специфической направленностью выветривания различных петрохимических типов пород. Контрастная дифференциация по электрическому сопротивлению, магнитной восприимчивости, составу и другим параметрам позволяет уверенно выделять кимберлитовые тела в массивах вмещающих пород, намного сужая площади и объем поисковых работ. Учет зависимости степени поглощения радиоволн исследуемыми породами от количества ферромагнитных минеральных компонентов дает возможность также более надежно планировать дальность радиопросвечивания и оптимизировать частоту сети разведочных скважин. Открывается, кроме того, перспектива прогнозирования количественных показателей физических свойств пород по данным картирования электрических полей и скважинного радиоволнового просвечивания, что может значительно повысить эффективность поисков алмазоносных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 222. С. 53—60.
2. Варлаков А.С. Породообразующие минералы группы серпентина и условия их формирования в гипербазитах и месторождениях асбеста (на примере Урала): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1986.
3. Варлаков А.С. Серпентины и серпентиниты Бакала и Сатки // ЗВМО. 2000. № 4. С. 89—94.
4. Взаимозависимости между петрохимическими и петроэлектрическими параметрами в продуктивных кимберлитах Центральной Якутии / Н.Н.Зинчук, А.Т.Бондаренко, Г.В.Колесников и др. // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 69—72.
5. Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Никеленозные коры выветривания. — М.: Наука, 1982.
6. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. — М.: Недра, 2000.
7. Ковалев Г.А. Рентгеновские исследования серпентинов. Месторождения хризотил-асбеста СССР. — М.: Недра, 1967.
8. Корнилова В.П., Никишова А.В., Никишов К.Н. Минералы группы серпентина из кимберлитовых пород Якутии // Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. Якутск, 1981. С. 65—81.
9. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. — М.: Недра, 1984.
10. О серпентинизации кимберлитов / В.Т.Подвысоцкий, Б.М.Владимиров, С.И.Иванов и др. // ДАН СССР. 1981. Т. 256. № 4. С. 946—950.

11. Петрофизические особенности кимберлитов и вмещающих их пород Накынского поля Якутии / Н.Н.Зинчук, А.Т.Бондаренко, М.Н.Гарат и др. // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 51—62.
12. Разновидности магнетита из кимберлитов Якутии / Ю.Б.Войтковский, Д.Д.Котельников, А.В.Подгаечный и др. // ЗВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 4. С. 458—465.
13. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Г.Брауна. — М.: Мир, 1965.
14. Смешанослойный минерал хлорит-«разбухающий хлорит» / В.М.Новиков, С.И.Берхин, А.И.Горшков и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 8. С. 98—105.
15. Структурно-кристаллохимическое преобразование слоистых минералов на ранних стадиях гипергенного изменения кимберлитов / Н.Н.Зинчук, М.Н.Зинчук, Д.Д.Котельников и др. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 47—60.
16. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification / Ed. G.M.Brindley, G.Brown // London: Mineralogical Society. 1980.

УДК 549.27 (571.51)

© Г.И.Шведов, В.В.Некос, А.Э.Динер, А.М.Уйманов, 2002

О ПРИРОДЕ СПЕРРИЛИТА И САМОРОДНОЙ ПЛАТИНЫ РОССЫПИ Р. КОЛОРАМО, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Г.И.Шведов, В.В.Некос (ОАО «Красноярская горно-геологическая компания»), А.Э.Динер (ФГУ ГП «Красноярскгеолсъемка»), А.М.Уйманов (ЗАО «Артель старателей» «Фарт»)

В одной из золотоносных россыпей Енисейского кряжа обнаружены сперриллит и самородная платина. Приводятся геологические, кристалломорфологические, химические, термобарогеохимические и другие доказательства гидротермального генезиса сперрилита. Образование самородной платины связывается с процессами деарсенизации сперрилита под влиянием термального метаморфизма. Делается вывод о необходимости оценки на попутную платиноносность золоторудных месторождений Енисейского кряжа.

Золотоносная россыпь р.Колорамо (правый приток р. Чапа) расположена в северо-западной (заангарской) части Енисейского кряжа (рис. 1). Оработка золотоносных россыпей в этой части региона (верховья р. Колорамо и р. Гаревка) осуществляется с 40-х годов прошлого столетия до настоящего времени. Золото россыпей неокатанное, мелкое, высокопробное. Проба его из приустьевой части руч. Ивановский, левого верхнего притока р. Гаревка, по неопубликованной работе И.А.Молчанова (1925), соответствует 900‰. По данным артели старателей «Фарт», отрабатывающей в настоящее время россыпь р. Колорамо, проба золота этой россыпи 930‰. Изредка встречаются сростки золота с кварцем.

Для исследования платиноносности россыпи р.Колорамо использовался тяжелый концентрат, полученный путем промывки на шлюзах и доводки песков после снятия с него золота. Концентрат был разделен на магнитную и немагнитную фракции. Немагнитная фракция доведена на пневмосепараторе

ПСДМ-1М и просмотрена под бинокляром. Из нее выделено более сотни зерен минералов платиновой группы, главным образом сперрилита (PtAs_2) и самородной платины. Сперриллит представлен кристаллами и их обломками, причем последние во фракции $-0,5+0,25$ мм преобладают, составляя около 90% от общего количества зерен. В составе мелкой фракции ($-0,25$ мм) число кристаллов сперрилита увеличивается до 15—20%. Размер наиболее крупных зерен достигает 0,75 мм. Кристаллы сперрилита характеризуются достаточно большим разнообразием форм. Среди них встречаются искаженные кубы и кубы в комбинациях с тетраэдром (рис. 2), в меньших количествах — чистые октаэдры и еще реже сочетания куба и октаэдра. Исключительно редко сростки нескольких зерен. Уровень окатанности зерен сперрилита невысок и зависит от их размера — мелкие окатаны значительно сильнее, чем крупные. Уместно напомнить, что сперриллит хрупок и относится к шлиховым минералам ближнего сноса.

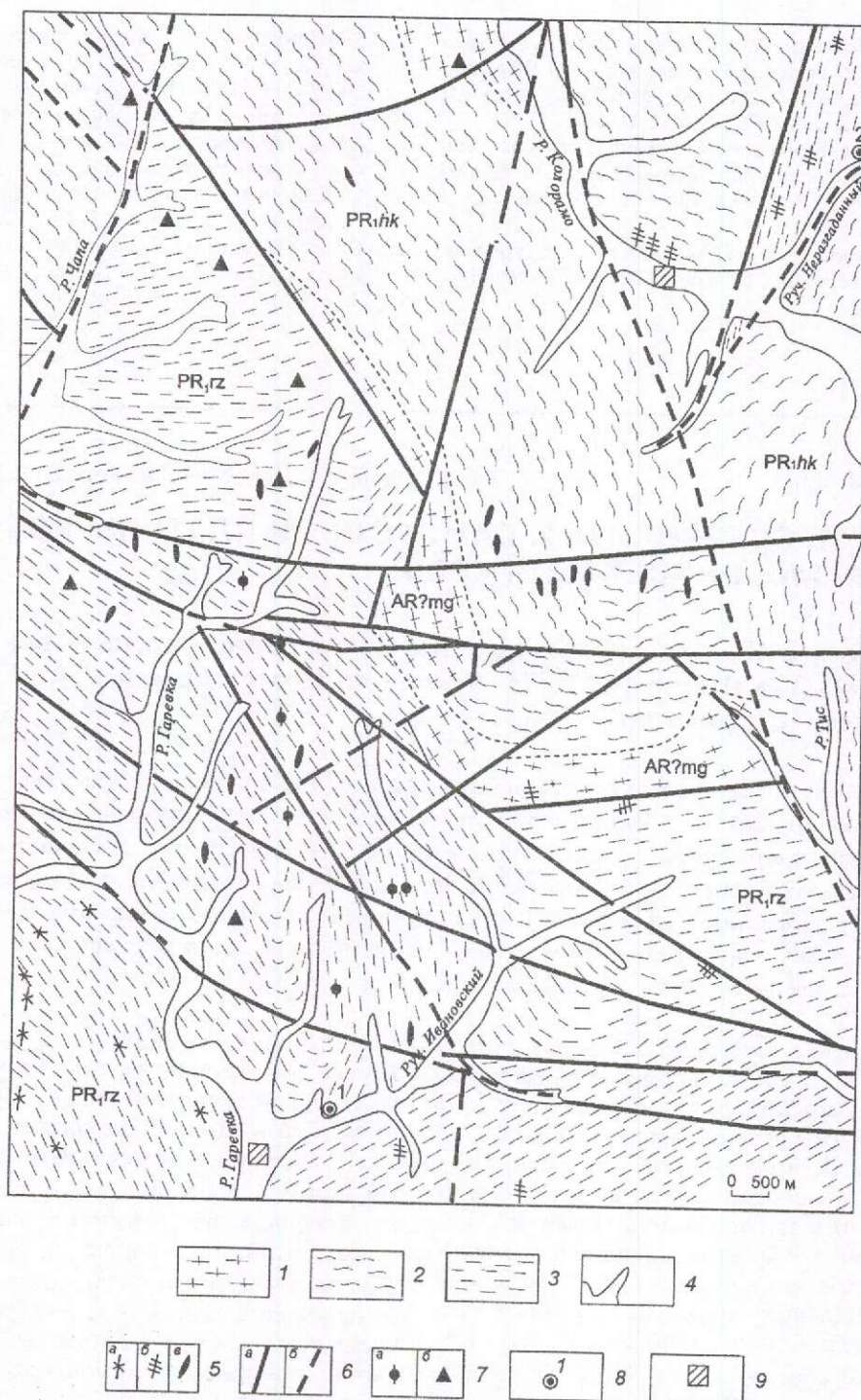


Рис. 1. Схема геологического строения междуречья Колорамо — Гаревка:

1 — амфиболиты, мраморы, кальцифиры, кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы (малогаревский метаконкомплекс — $AR?mg$); 2 — гранат-слюдяные (кианит-силлиманитовые) сланцы с прослоями слюдястых кварцитов (свита хребта Карпинского — PR_{1hk}); 3 — сланцы кристаллические гранат-биотитовые двуслюдяные, мраморы, амфиболиты, прослои кварцитов (рязановская свита — PR_{1rz}); 4 — аллювиальные пески, галечники, глины, суглинки; 5 — дайки гранитов, пегматитов (а), метадолеритов (б), жилы кварца (в); 6 — тектонические нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — пункты проявления золотой минерализации (а — в коренных породах, б — в свалах кварца); 8 — рудопоявления золота (1 — Ивановское, 2 — Неразгаданное); 9 — места отбора тяжелых концентратов

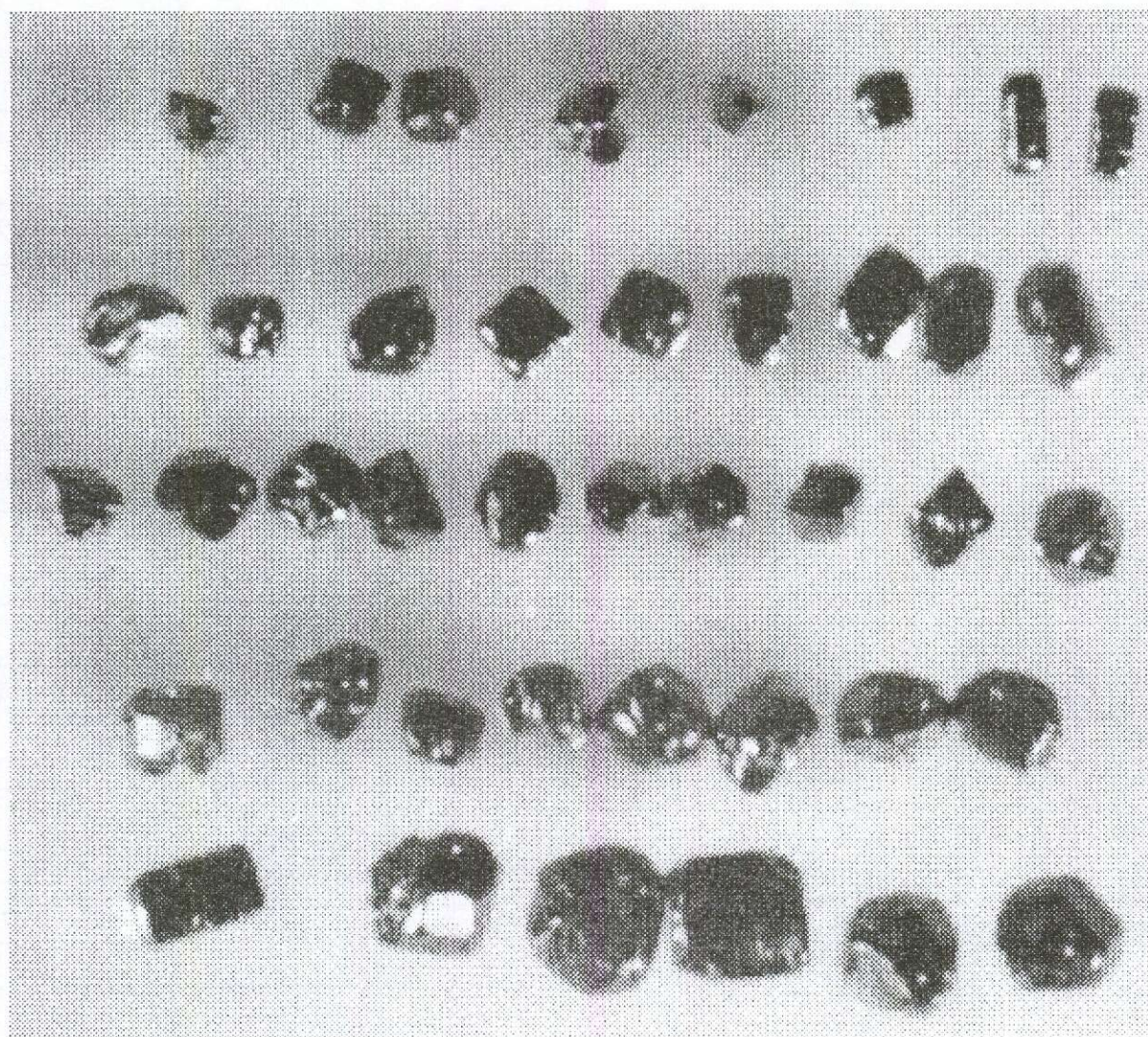


Рис. 2. Морфология кристаллов сперрилита:

ув. $\approx 30\times$

В опубликованной литературе крайне мало данных о кристаллографических особенностях МПГ в целом и сперрилита, в частности. Так, по данным Л.В.Разина, для медно-никелевых объектов типа норильских месторождений характерны в основном гексаэдры сперрилита, а для кольцевых щелочно-ультраосновных массивов типа Инаглинского — октаэдры [10]. Эти сведения получили подтверждение в сводке И.А.Некрасова [9]. В альпинотипных гипербазитах самостоятельные кристаллы сперрилита относительно редки, но там, где его находят, чаще всего он представлен также октаэдрическими кристаллами [3]. По В.Г.Лазаренкову [6], в коматиитовой формации с медно-никелевой специализацией (месторождение Камбалда, Австралия) спер-

риллит является одним из главных минералов платины, он представлен кристаллами октаэдрического габитуса. Таким образом, большое разнообразие кристаллических форм обнаруженного нами сперрилита не совсем типично для традиционных источников МПГ.

Выделенные зерна сперрилита были вмонтированы в цементно-полированную шашку и проанализированы на рентгеновском микроанализаторе (микронде) «Самбах-Микро». При установленном для этого метода анализа пороге чувствительности иридий, осмий, рутений, родий и палладий в составе минерала не обнаружены (табл. 1). Эти элементы-примеси характерны в основном для сперрилитов офиолитов, коматиитов и щелочно-ультраосновных комплексов [3, 6].

1. Химический состав сперрилита россыпей рек Колорамо и Гаревка (массовое содержание, %)

Pt	Os	Ir	Rh	Ru	Pd	As	Sb	S	Сумма
<i>Россыпь р. Колорамо</i>									
55,79	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	42,84	0,0	0,05	98,68
56,04	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	42,95	0,0	0,03	99,02
56,29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,37	0,0	0,03	99,69
56,33	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	42,93	0,08	0,02	99,36
56,19	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,10	0,14	0,06	99,49
56,58	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,08	0,10	0,03	99,79
55,94	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,10	0,05	0,02	99,11
56,50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,23	0,11	0,04	99,88
56,40	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,51	0,05	0,04	100,0
55,94	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,30	0,0	0,04	99,28
55,95	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,26	0,0	0,04	99,25
56,36	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,34	0,07	0,03	99,80
56,40	0,0	0,0	0,0	0,04	0,0	43,16	0,06	0,0	99,66
56,31	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,22	0,0	0,05	99,58
55,83	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,09	0,30	0,04	99,26
<i>Россыпь р. Гаревка</i>									
56,09	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	44,12	0,06	0,03	100,30
56,39	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,23	0,15	0,09	99,86
56,70	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,57	0,0	0,03	100,30
56,64	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,88	0,05	0,0	100,57
56,78	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,96	0,07	0,02	100,83
56,77	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,75	0,0	0,0	100,52
56,39	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,14	0,13	0,07	99,73
56,52	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,87	0,05	0,08	100,52
56,35	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,88	0,0	0,02	100,25
56,09	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,49	0,16	0,02	99,76

Примечание. Здесь и далее (см. табл. 2, 3) анализы выполнены Л.Н.Поспеловой на микрорентгеноспектральном анализаторе «Camebax-Micro» (ОИГГМ, г. Новосибирск).

Под микроскопом в зернах найденного сперрилита часто наблюдается трещиноватость, особенно в краевых частях. Большинство зерен изобилует многочисленными включениями рудных и породообразующих минералов, что указывает на обильную флюидонасыщенность кристаллизующейся системы. На некоторых кристаллах сперрилита с наружной стороны отмечаются мелкие зерна самородного золота. Появление последних, по-видимому, обусловлено взаимодействием минералов во время перемещения в аллювиальном потоке.

Для большинства кристаллов сперрилита характерно замещение (от краев к центру) самородной платиной (рис. 3). Начальная степень замещения проявлена в виде каемки различной мощности (см. рис. 3, а, б), в отдельных зернах от сперрилита остались только реликты (там же, в), а некоторые представляют полную псевдоморфозу платины по сперрилиту

(там же, г). Самородная платина развивается также по микротрещинам в сперрилите и вдоль границ включений породообразующих минералов в нем или вдоль пустот. При этом вокруг включений кварца, например, между платиной и кварцем образуется тончайшая пустая зона. Подобные замещения — не редкость в природе и связаны с деарсенизацией сперрилита под действием термального метаморфизма [4, 5, 8, 13]. Согласно экспериментам Т.Л.Евстигнеевой [4], этот процесс происходит при температурах 400—600° С, а толщина каймы замещения зависит еще и от длительности процесса. При этом в самородной платине образуются трещины «сжатия» (см. рис. 3, г), что служит доказательством твердофазовых реакций, а не оплавления сперрилита при обжиге шлиха для его просушки, как было показано для сперрилит-платиновых агрегатов, обнаруженных в Финляндии [16]. По мнению Н.Д.Толстых [13], самородная платина, заме-

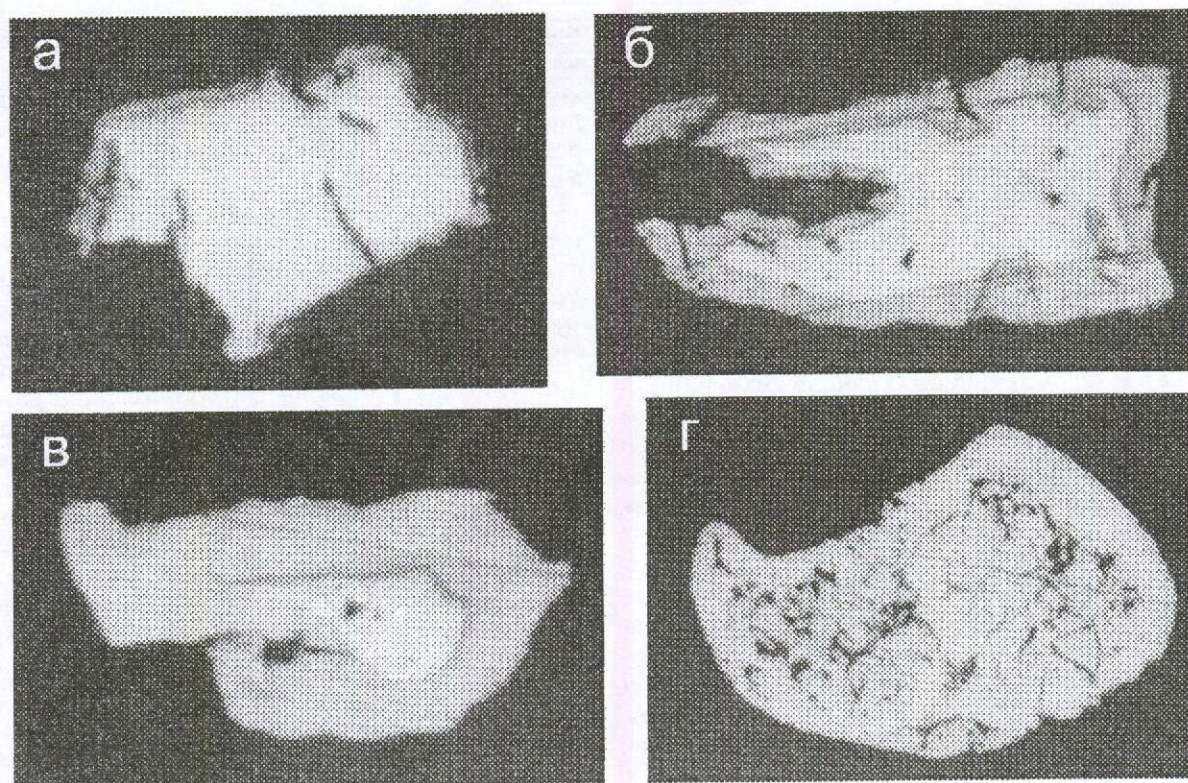


Рис. 3. Замещение сперрилит (белое) самородной платиной (серое):

ув. $\approx 180\times$

2. Химический состав самородной платины россыпи р. Колорамо (массовое содержание, %)

Sb	Os	As	Rh	Ru	S	Pt	Сумма
0,11	0,0	0,34	0,0	0,0	0,0	97,44	97,89
0,16	0,0	0,34	0,0	0,0	0,0	98,85	99,35
0,0	0,0	0,12	0,0	0,0	0,0	97,06	97,18
0,06	0,0	0,16	0,0	0,0	0,0	97,13	97,35
0,0	0,0	0,14	0,18	0,07	0,0	100,43	100,82
0,0	0,0	0,12	0,09	0,14	0,0	99,51	99,86
0,14	0,06	0,32	0,10	0,05	0,0	98,90	99,57
0,12	0,0	0,27	0,05	0,0	0,04	97,07	97,55
0,0	0,0	0,54	0,0	0,0	0,0	97,01	97,55
0,12	0,0	0,31	0,09	0,0	0,0	100,51	101,03

Примечание. Содержание Fe во всех анализах находится ниже предела обнаружения (менее 0,04%).

щающая сперрилит, отличается от магматической Fe-содержащей платины повышенной чистотой состава, высокопробностью, безжелезистостью и должна быть выделена в самостоятельный минеральный вид. В нашем случае микронзондовые анализы платины россыпи р. Колорамо также указывают на ее высокопробность (табл. 2), а наличие примеси мыш-

ья и сурьмы подтверждает происхождение платины за счет замещения сперрилита. Отклонение суммарного состава некоторых анализов самородной платины (см. табл. 2) объясняется тонкопористой структурой минерала.

Как отмечалось, кристаллы сперрилита и самородной платины содержат включения рудных и породообразующих минералов. В

сперрилите рудные минералы представлены пирротинном, реже халькопиритом и ильменитом. Среди породообразующих минералов-включений преобладают кварц (около 70% всех включений) и слюды (мусковит, биотит, флогопит, гидрослюда), иногда отмечаются рутил и минералы группы силлиманита — андалузита (табл. 3). В самородной платине из включений были идентифицированы кварц, мусковит и циннвальдит (?). Включения рудных минералов в ней не обнаружены. Включения сперрилита из золотоносной россыпи р. Гаревка, берущей свое начало южнее р. Колорамо и текущей в южном направлении (см. рис. 1), согласно данным А.П.Кривенко, представлены обычными гидротермальными минералами — биотитом, мусковитом, кварцем, пирротинном и ильменитом (см. табл. 3) [11].

Состав ассоциации рудных и породообразующих минералов-включений в сперрилите (пирротин—рутил—ильменит—кварц—флогопит—биотит—андалузит—мусковит) показывает, что наиболее вероятным источником этих минералов могли быть либо пегматиты, для которых данная ассоциация обычна, либо постмагматические образования, связанные с пегматитами единством происхождения, либо метаморфические породы, богатые глиноземом. В таком случае, встает вопрос о коренных источниках самого сперрилита в районе рек Колорамо и Гаревка. Эта часть Енисейского края характеризуется широким развитием высокометаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений архея — раннего протерозоя. Золотоносная россыпь р. Колорамо расположена в пределах Центрального антиклинория, в строении которого участвуют образования архейского и раннепротерозойского структурно-формационных комплексов. Предположительно архейские образования составляют крылья крупных синклинальных структур и представлены ортоамфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами, кварцитами и гнейсами малогаревского метаморфического комплекса. Они метаморфизованы до гранулитовой фации, интенсивно дислоцированы, мигматизированы и диафторированы. На них с угловым несогласием залегают отложения тейской серии раннего протерозоя. В состав серии входят две свиты: нижняя сланцевая — свита хребта Карпинского и верхняя сланцево-амфиболит-мраморная — рязановская (см. рис. 1). В основании разреза свиты хребта Карпинского преобладают высокоглиноземистые (кианит-силлиманитовые) сланцы, представляющие собой, по-видимому, метаморфизованные продукты переотложенной коры выветрива-

ния. Отложения тейской серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, интенсивно дислоцированы, диафторированы и инъецированы гнейсо-гранитами гаревского ультраметаморфического комплекса.

Магматические образования в пределах рассматриваемой площади распространены незначительно и представлены немногочисленными маломощными автохтонными и параавтохтонными телами гнейсо-гранитов ерудинского (2350 млн. лет) и гаревского (1750—1900 млн. лет) ультраметаморфических комплексов раннего протерозоя, интрузиями гранитоидов позднеерифейского татарско-аяхтинского комплекса, отдельными маломощными дайками и силлами метабазитов ковригинского и трахидолеритов захребетинского вулканических комплексов позднего рифея (см. рис. 1). Из перечисленных магматических образований только мелкие тела трахидолеритов захребетинского комплекса дренируются водами истоков р. Колорамо и ее притоков, в том числе и руч. Неразгаданный. В верховьях правых притоков р. Гаревка обнажаются лишь гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса. Ультраосновные породы сурнихинского комплекса (апогарцбургитовые серпентиниты), представленные мелкими телами линзовидной формы и по составу могущие служить традиционным источником платиноидов, располагаются далеко за пределами описываемой площади. Таким образом, ультраосновных и основных пород соответствующих составов и размеров в верховьях рек Гаревка и Колорамо нет. Массивы и небольшие тела гранитоидов, в том числе и пегматитов, татарско-аяхтинского комплекса могли поставлять сперрилит в россыпи р. Гаревка, поскольку дренируются правыми притоками в ее верхнем течении, выше россыпи (за пределами рисунка). В этом случае остается открытым вопрос об источнике сперрилита в россыпи р. Колорамо, так как в верхнем ее течении, где расположена россыпь, гранитоидных тел нет.

Это обстоятельство, а именно многочисленные находки МПГ в золотоносных россыпях при отсутствии каких-либо ультраосновных, основных, а иногда даже и кислых интрузивных пород в бассейне их водотоков, для Енисейского края является, скорее, правилом, чем исключением. Так, по данным Н.К.Высоцкого, платиноиды отмечались, в частности, в золотоносных россыпях руч. Огне (система р. Енашино), руч. Севагликон (правый приток р. Калами), в составе левых притоков р. Горбилок, по р. Аяхта, притокам р. Удерей и многим другим, протекающим исключительно среди метаморфических сланцев,

3. Химический состав включений в сперрилите (1—10 и 16—21) и самородной платине (11—15) из россыпей рек Колорамо и Гаревка (массовое содержание, %)

№ п/п	FeO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Сумма	Минерал
Россыпь р. Колорамо											
1	0,01	0,0	0,01	0,0	98,85	0,0	0,01	0,01	0,02	98,91	Кварц
2	0,0	0,0	0,01	0,0	100,17	0,0	0,0	0,0	0,01	100,19	То же
3	0,0	0,02	0,0	0,0	99,82	0,0	0,0	0,0	0,0	99,84	«
4	0,07	0,08	0,05	0,01	0,04	0,01	0,0	0,0	97,50	97,76	Рутил
5	9,42	0,08	0,10	17,88	39,40	16,31	9,49	0,02	1,34	94,04	Флогопит
6	22,93	0,09	0,34	5,41	33,40	19,34	8,53	0,03	3,63	93,70	Биотит
7	0,13	0,19	0,01	0,01	37,17	62,04	0,01	0,0	0,0	99,56	Силлиманит (?)
8	1,46	0,17	0,27	0,83	46,53	35,47	9,12	0,10	0,10	94,05	Мусковит
9	1,32	0,08	0,30	0,62	46,78	36,65	9,42	0,07	0,05	95,29	То же
10	17,97	0,13	0,20	15,81	43,14	6,72	3,48	3,12	1,00	91,57	Гидрослюда (?)
11	0,0	0,01	0,0	0,0	100,12	0,0	0,0	0,0	0,01	100,14	Кварц
12	0,05	0,01	0,01	0,01	98,45	0,0	0,0	0,02	0,0	98,55	То же
13	0,0	0,01	0,0	0,01	99,85	0,0	0,0	0,0	0,0	99,87	«
14	0,37	0,05	3,40	0,16	46,87	38,79	4,14	0,07	0,07	93,92	Мусковит
15	11,40	0,07	0,41	1,80	43,89	27,92	9,01	0,0	1,64	96,14	Циннвальдит (?)
Россыпь р. Гаревка [6]											
16	0,88	—	0,61	0,66	44,37	34,05	8,84	0,09	0,16	89,66	Мусковит
17	0,58	—	0,69	0,41	45,40	36,24	8,71	0,04	0,15	92,22	То же
18	13,45	—	0,23	13,24	35,14	18,70	9,25	0,05	2,27	92,33	Биотит
19	13,37	—	0,24	12,92	35,45	18,76	9,97	0,04	2,16	92,91	То же
20	11,48	—	0,22	15,46	36,60	18,55	9,60	0,04	2,41	94,36	«
21	18,39	—	0,27	9,11	33,40	19,00	9,30	0,09	4,29	93,85	«

4. Результаты исследования газово-жидких включений в кварце Ивановского проявления

Т _{декр} , °С	Температурный интервал газовой выделения, °С		Содержание газов, мл/кг							
	I	II	CO ₂	H ₂ S	H ₂ O	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	
170	150—210/220; 600	—	8,5/18,5	—/сл	Сл/сл	Сл/сл	—/—	—/—	—/—	
170	150—218/240	—	9,2	—	Сл	Сл	Сл	—	—	
170	155—210/240	—	7,4	—	Сл	—	9,2	—	—	
50/170	40—100	120—220	—	—	—	—	—	—	—	
160/370	113—190/200; 420	190—400	0,9/7,5	—/—	Сл/сл	—/—	Сл/сл	—/—	—/—	
220/390	177—300/300; 520	300—500	8/9,3	—/сл	Сл/сл	—/—	4/сл	—/—	—/—	
190	172—308	—	—	—	—	—	—	—	—	
190	137—225/320	—	9,1	—	Сл	—	Сл	—	—	

Примечание. Анализы выполнены С.А.Курчевым в Ростовском государственном университете.

гнейсов, кварцитов и других немагматических пород. На основании этого Н.К.Высоцкий называет происхождение платиновых металлов в этих россыпях «загадочным», а А.К.Мейстер и А.Н.Чураков, по словам Н.К.Высоцкого, предполагали, что платиноиды выносятся не из магматических пород, а из золоторудных кварцево-жильных месторождений [2]. Такого же мнения придерживается А.П.Кривенко с соавторами [11].

Источники золота в россыпях рек Гаревка и Колорамо, по-видимому, — гидротермальные золоторудные проявления, расположенные на водоразделе р. Гаревка и ее левого притока руч. Ивановский (Верхнегаревский рудный узел), на восточном склоне р. Колорамо и ее правого притока руч. Неразгаданный (Колораминский рудный узел). В пределах названных рудных узлов по отложениям рязановской свиты широко развиты метасоматиты пропилит-березитовой формации с золотоносными телами кварцевых метасоматитов и кварцевыми жилами. Содержание золота в них достигает 17,5 г/т. В березитах, кварцевых метасоматитах и кварцевых жилах установлено самородное золото (до 300 знаков на протоочку) в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, ильменитом и магнетитом. Количество сульфидов невелико (1—2%), золото мелкое (0,1—1,0 мм), ярко-желтое, имеет форму комков, проволочек или дендритовых сростков и в целом аналогично золоту россыпей. Золоторудные проявления имеют гидротермальное происхождение и относятся к малосульфидной золото-кварцевой формации.

Детальное изучение газово-жидких включений в кварце из жильных образований Ивановского рудопоя Верхнегаревского рудного узла показало сложный, многостадийный характер его образования. Кварц, по крайней мере на начальной стадии, формировался из высокотемпературных (Т_{декр} 370—390°С) высокоминерализованных (до 30%) хлоридно-бикарбонатных флюидов, содержащих помимо NaCl и CO₂ также CO, H₂O, N₂, CH₄, Fe₂O₃ и SiO₂ (табл. 4). В высокотемпературном кварце отмечаются включения ильменита, апатита, актинолита. При снижении температуры в растворах увеличивается концентрация CO₂. Температура декрепитации кварца поздней генерации составляет 170—190°С. Интересно отметить, что примерно такой же состав флюидных включений характерен для золото-платинового месторождения Сухой Лог, в составе которого среди прочих МПГ присутствует сперилит [7]. Такие же золотоносные кварцевые жилы, по на-

шему мнению, являются источниками сперрилита и в россыпях рек Колорамо и Гаревка.

Таким образом, кристалломорфологические и оптические наблюдения, а также микронные анализы включений в сперрилите из россыпей рек Колорамо и Гаревка указывают на пегматитовую или постмагматическую (гидротермальную ?) природу минерала. Подобное предположение обосновывается обнаружениями сперрилита в некоторых золоторудных месторождениях [1, 14], а также нашими находками его в хвостах обогатительной фабрики, перерабатывавшей руду кварц-золоторудного месторождения Аяхта (Енисейский край). Кроме того, имеются экспериментальные работы по синтезу сперрилита в гидротермальных условиях [12, 15], свидетельствующие о возможности его образования совместно или раздельно с золотом при формировании золоторудных месторождений. Образование же самородной платины из россыпи р. Колорамо происходило, по-видимому, при деарсенизации сперрилита за счет контактового метаморфизма, обусловленного внедрением более поздних интрузивных пород. Следовательно, наиболее вероятные источники золота и сперрилита в россыпях рек Гаревка и Колорамо — гидротермальные золоторудные проявления малосульфидной золото-кварцевой формации Верхнегаревского и Колораминского рудных узлов. Не исключена и пегматитовая природа диарсенида платины. Аналогичные проявления и месторождения могут быть источниками сперрилита и в других россыпях Енисейского края, что важно для оценки платиноносности не только разрабатываемых россыпных месторождений, но и коренных золоторудных объектов Енисейского края, а также многочисленных отвалов обогатительных фабрик.

Авторы благодарят А.П.Кривенко и Н.Д.Толстых (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) за предоставление образцов сперрилита из россыпи р. Гаревка для выполнения анализов, а также за полезное обсуждение результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернатонис П.В., Кныш С.К. Минералого-химические особенности продуктов переработки руд золота Зун-Холбинского месторождения // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Мат-лы междунар. научно-техн. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Томск, 2001. С. 188—193.
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 5. Обзор месторождений вне Урала. — Л.: Изд-во АН СССР, 1933.
3. Дмитренко Г.Г. Минералы платиновой группы альпинотипных ультрамафитов. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.
4. Евстигнеева Т.Л., Ким А.А., Некрасов И.Я. О деарсенизации сперрилита в природе // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 3. С. 90—96.
5. Еханин А.Г., Шведов Г.И., Некос В.В. Сперрилит Караганской золотоносной россыпи (Восточный Саян) и его вероятные источники // Алмазы, золото и платиноиды Красноярского края. Красноярск, 2000. С. 100—106.
6. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. — Л.: Недра, 1992.
7. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог / Н.П.Лавров, В.Ю.Прокофьев, В.В.Дистлер и др. // ДАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88—92.
8. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000.
9. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / И.А.Некрасов, А.М.Ленников, Р.А.Октябрьский и др. — М.: Наука, 1994.
10. Разин Л.В., Яковлевская Т.А. Сперрилит из платиноносного аллювия Инаглинского массива (в Южной Якутии) // ЗВМО. 1968. Ч. ХСVII. Вып. 5. С. 594—602.
11. Типы минеральных ассоциаций платиноидов в золотоносных россыпях Алтае-Саянской складчатой области / А.П.Кривенко, Н.Д.Толстых, Г.В.Нестеренко и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 1. С. 70—78.
12. Тихомирова В.И., Чичагов А.В. Гидротермальный синтез и кристаллография ауристита (AuSb_2), сперрилита (PtAs_2) и геверсита (PtSb_2) // ДАН. 2000. Т. 373. № 3. С. 382—384.
13. Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Самородная высокопробная платина, ее происхождение и вопросы номенклатуры Pt-Fe сплавов // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 3. С. 381—383.
14. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / В.В.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467—484.
15. Evstigneeva T., Tarkian M. Synthesis of platinum-group minerals under hydrothermal condition // Eur. Mineral. 1996. № 8. P. 549—564.
16. Vuorelainen Y., Tornoos R. Man-made Pt-PtAs₂ spherules after sperrylite from alluvial deposits in Finnish Lapland // Can. Mineral. 1986. 24. № 4. P. 523—528.

УДК 548.58:549.211

© Е.И.Жимулев, В.М.Сонин, А.А.Чепуров, 2002

УСТОЙЧИВОСТЬ АЛМАЗА К ОКИСЛЕНИЮ ПРИ ВЫСОКИХ РТ ПАРАМЕТРАХ

Е.И.Жимулев (КТИ МК СО РАН), В.М.Сонин (ИМиП СО РАН), А.А.Чепуров (КТИ МК СО РАН)

Приведены экспериментальные данные по устойчивости алмазов к окислению при давлении 7,7 ГПа в температурном интервале 1750—2000°C. Установлено, что при окислении алмаза в системе твердый субстрат — флюид на гранях алмазов образуются поверхностные скульптуры травления, известные на алмазах из кимберлитов и ксенолитов в кимберлитах. В присутствии твердого углерода (алмаза) в количестве большем, чем «растворимость» флюида, между ними наступает равновесие и алмаз может сохраняться неограниченно долгое время.

В настоящее время наиболее достоверной признается гипотеза о глубинном, мантийном, происхождении алмазов из кимберлитов, а собственно кимберлитовой магме отводится роль транспортирующего субстрата. С учетом более древнего возраста большинства алмазов относительно кимберлитов [14] алмазы до попадания в кимберлитовый расплав находились в мантии миллионы и миллиарды лет, вероятно, в инертной к ним среде. Условия сохранности должны были, во-первых, соответствовать температурам и давлениям термодинамической стабильности алмаза (в противном случае неизбежна графитизация кристаллов), во-вторых, для исключения перекристаллизации в силикатных расплавах следует предположить, что они находились в твердом субстрате — мантийных породах, в-третьих, длительная сохранность алмазов в мантии могла быть обеспечена при соблюдении равновесия с флюидной фазой. Несмотря на довольно хорошую изученность процессов взаимодействия алмазов с газовой фазой при атмосферном давлении, имеющиеся данные об этих процессах при высоком общем давлении эпизодические. В частности, экспериментально показано, что в специально созданных с помощью буферной методики неравновесных условиях с флюидной фазой при высоком давлении кристаллы алмаза становятся неустойчивыми и окисляются [15]. Поэтому цель настоящего исследования заключалась в проверке устойчивости алмазов в интервале очень высоких температур при соблюдении вышеуказанных условий.

Методика эксперимента. Эксперименты выполнены на многопуансонном аппарате высокого давления типа «разрезная сфера». Методика опытов детально изложена в моногра-

фии [10]. Эксперименты проведены при давлении 7,7 ГПа в температурном диапазоне 1750—2000°C в ячейке высокого давления (ЯВД), изготовленной на основе тугоплавких оксидов (ZrO_2 , MgO , CaO). Давление определялось по калибровочной кривой, построенной при комнатной температуре по фазовым переходам в Bi и $PbSe$. Температура измерялась по калибровочной кривой, выражающей зависимость мощности тока на нагревателе от показаний $PtRh30/6$ — термпары. В опытах использовались синтетические кристаллы алмаза октаэдрического габитуса с второстепенными гранями $\{100\}$, $\{311\}$, $\{110\}$, выращенные в расплаве железа — никель при высоком давлении. Масса кристаллов находилась в интервале 0,05—0,2 карата. По аналогии с работой [15], в которой для изучения травления алмазов флюидной фазой при высоком давлении в качестве твердого наполнителя использовался порошок SiO_2 , кристаллы в ЯВД нами помещались в таблетку из прессованного порошка MgO . Порошок оксида магния был выбран вследствие его лучшей прессуемости, вместе с тем, он абсолютно инертен к алмазу при параметрах экспериментов. Для дополнительного контроля РТ параметров в экспериментах относительно линии равновесия алмаз — графит в ЯВД помещался также образец состава $Fe-Ni$ — графит. Следует подчеркнуть, что в данной серии экспериментов в образцах имел место синтез алмаза.

После опытов кристаллы алмаза изучались с помощью оптических микроскопов МБС-10 и МБИ-15. Взвешивание осуществлялось с точностью $\pm 0,1$ мг.

Результаты и обсуждение. Потери массы кристаллов после опытов в пределах точности измерения не зафиксировано, но травление

1. Параметры экспериментов и микроморфологические особенности кристаллов алмаза после травления

Номер опыта	T, °C	Время, ч	Скульптуры травления
4-62-98	1800	1,5	Отрицательные тригоны на гранях {111}
4-63-98	1800	4,5	Отрицательные тригоны, зубчатые скульптуры, параллельно-шестоватая штриховка на гранях {111}
7-29-98	1750	3	Отрицательные тригоны, зубчатые скульптуры, параллельно-шестоватая штриховка на гранях {111}; прямоугольные ямки травления на гранях {100}
7-31-98	1750	16,5	Отрицательные тригоны, зубчатые скульптуры, параллельно-шестоватая штриховка, плоские бугорки треугольной формы на гранях {111}; прямоугольные ямки травления на гранях {100}
7-3-99	1750	40	Отрицательные тригоны на гранях {111}; прямоугольные ямки травления на гранях {100}
7-6-99	1800	40	Отрицательные тригоны на гранях {111}, иногда с притупленными вершинами; прямоугольные ямки травления на гранях {100}
7-20-99	2000	15	Отрицательные тригоны, зубчатые скульптуры на гранях {111}; прямоугольные ямки травления на гранях {100}
2-114-99	2000	4	Отрицательные тригоны на гранях {111}; прямоугольные ямки травления на гранях {100}
2-118-99	2000	5	Отрицательные тригоны, зубчатые и дископодобные скульптуры на гранях {111}; прямоугольные ямки травления на гранях {100}

алмазов тем не менее происходило, что отмечено по изменению, хотя и незначительному, микроморфологии граней. Результаты экспериментов кратко сведены в табл. 1. Распределение новообразованных в результате травления фигур было неравномерным в виде локальных скоплений, в основном трассирующих исходные ростовые поверхностные скульптуры. В качестве новообразованных фигур установлены плоскостные, реже пирамидальные и пирамидальные с усеченным дном, треугольные ямки травления, обратноориентированные относительно контуров октаэдрических граней, так называемые отрицательные тригоны. Размеры ямок травления составляли 1—50 мкм. На отдельных кристаллах непосредственно вблизи ребер между смежными октаэдрическими гранями, реже между гранями октаэдра и куба фрагментарно появилась субпараллельная штриховка. Более часто около вершин (или граней {100}, {311}) образовывались эшелонные ступени с зубчатыми контурами с углом преломления 60° и ориентированные к вершинам кристаллов. Зубчатые скульптуры являются положительными формами рельефа с контурами, совпадающими с контурами граней {111}, но противоположно ориентированными по отношению к треугольным впадинам. Указанные фигуры травления

морфогенетически составляют одно целое: субпараллельная исходным октаэдрическим ребрам параллельно-шестоватая штриховка образована ступеньками, соответствующими сторонам обратноориентированных треугольных ямок травления, а зубчатые контуры эшелонных ступенек соответствуют вершинам тригонов (рис. 1).

На кубических гранях присутствовали пирамидальные и плоскостные прямоугольные разновеликие (до 10 мкм) ямки травления со сторонами, ориентированными параллельно ребрам между гранями {100} и {111}. На гранях ромбододекаэдра появлялась неровная субпараллельная направлению {110} штриховка. Грани {311}, как и грани куба, становились матовыми вследствие проявления многочисленных мелких ямок травления. Поскольку ось данных фигур травления направлена под углом к плоскостям {311}, последние имели не полностью развитую треугольную форму. Они составляют единый мотив с зубчатыми скульптурами на гранях {111} (рис. 2).

Кроме того, на гранях кристалла из опыта 2-118-99 присутствовали разновеликие дископодобные фигуры травления. На природных кристаллах алмаза данные скульптуры проявляются в основном на кривогранных поверхностях ромбододекаэдра, поэтому они

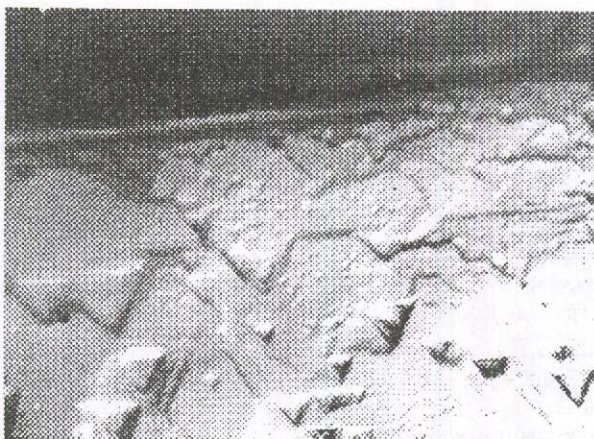


Рис. 1. Фрагмент грани {111} кристалла алмаза с отрицательными тригонами и усеченной зубчатой скульптурой у ребра с гранью {100};

ув. 130

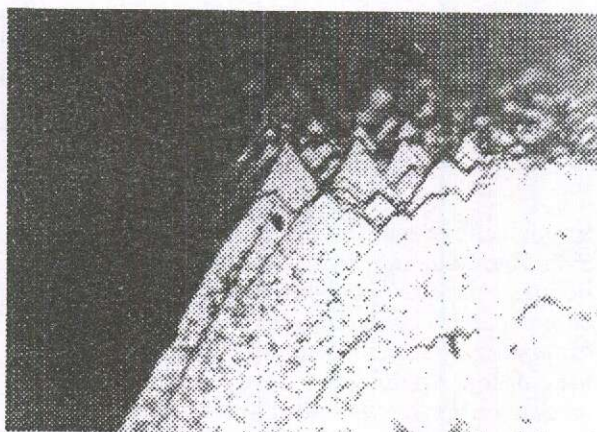


Рис. 2. Фрагмент грани {111} с зубчатой скульптурой, переходящей в пирамидальные впадины на грани {311};

ув. 140

представляют собой систему фигур дископодобной формы [6]. На относительно плоских гранях октаэдра они имеют контуры, близкие по форме к кругу (рис. 3). Дископодобные скульптуры в основном образуются при травлении алмазов в гетерогенной среде расплав — газ (флюид) при ограниченной растворимости последнего в расплаве и, по сути, трассируют контуры газовых пузырей [8]. Но появление данных фигур возможно и в чисто газовой атмосфере [13], что, вероятно, обусловлено локальной адсорбцией СО на поверхности кристаллов алмаза.

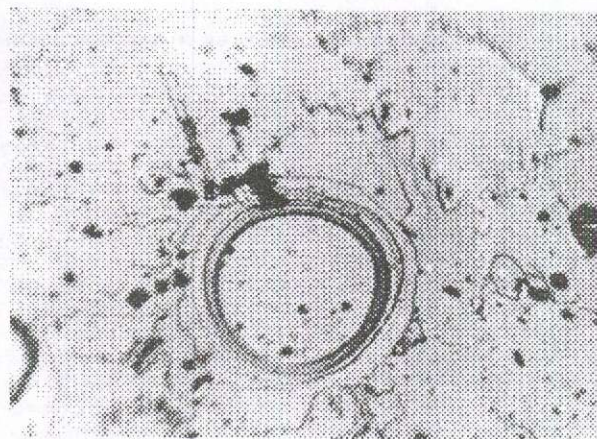


Рис. 3. Дископодобная фигура на грани {111};

ув. 320

На некоторых кристаллах алмаза после опытов фрагментарно присутствовали тонкие пленки графита. Такие кристаллы были также незначительно протравлены, причем фигуры травления имели неискаженные линейные контуры. В отдельных случаях на поверхности кристаллов отмечались примазки графита дендритоподобной формы.

Как было показано ранее, травление алмазов при высоком давлении определяется в основном флюидным режимом в системе [9, 15]. Для сравнения с опытами по травлению в силикатных расплавах навеска MgO из опыта данной серии подвергалась хроматографическому анализу (табл. 2) по методике, приведенной в работе [9]. Основными компонентами газовой фазы, выделившейся из образца, были CO_2 , H_2O , CO , содержания углеводородов, водорода и азота близки к фоновым. Соотношение CO/CO_2 для суммарных количеств газов, выделившихся до 800 и 1000°C включительно, составило соответственно 0,157 и 0,419, что отвечает условиям образования отрицательных тригонов на октаэдрических гранях алмазов в силикатном расплаве [9]. С другой стороны, значения отношения $\text{H}_2\text{O}/(\text{CO}+\text{CO}_2)$ равны 0,771 и 0,628, что ниже значений, необходимых для травления октаэдрических граней посредством дитригональных слоев с появлением сноповидной штриховки. В целом полученные данные в морфогенетическом аспекте соответствуют результатам травления алмазов в «сухом» силикатном расплаве при давлении 2,5—3,0 ГПа [9].

Все диагностированные поверхностные скульптуры травления известны на природных алмазах как из кимберлитов, так и из мантийных ксенолитов [3]. Зубчатую скульп-

2. Результаты хроматографического анализа MgO-матрицы (навеска 390 мг) после опыта

T, °C газификации	CO ₂	H ₂ O	H ₂	N ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₂	C ₂ H _{4,6}	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	H(O+H)
200	0,6	110	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,665
600	180	30	0	0	0	2	2	0,3	2	2	1	0,2	0,332
800	10	30	0	0	30	0,4	0,4	0	0	0	0	0	0,523
1000	0	20	0	0	50	0,4	0	0	0	0	0	0	0,44
Сумма	190,6	190	0	0	80	2,8	2,4	0,3	2	2	1	0,2	0,50

Примечание. Содержание компонентов в мг/кг.

туру (терминология Ю.Л.Орлова [6]), вероятно, можно интерпретировать как начальную стадию развития так называемого лесенковидного узора, по терминологии [1].

Травление алмазов в опытах, вероятно, происходило газовой фазой — компонентами воздуха, захваченными при прессовке таблеток из MgO. Количество летучих при общем незначительном содержании (не установлены потери массы кристаллов) было закономерно различным. Об этом говорит отсутствие зависимости степени микроморфологических изменений граней кристаллов от температуры и длительности экспериментов. По-видимому, травление алмазов имело место на начальных стадиях экспериментов.

По результатам исследования можно сделать следующие выводы. Во-первых, полученные данные показывают принципиальную возможность травления алмазов при очень высоких температурах и давлениях (7,7 ГПа, 1750—2000°C). При этом образуются поверхностные скульптуры, распространенные на природных алмазах. Во-вторых, при наступлении равновесия алмаз — флюид кристаллы алмаза не окисляются. О достижении динамического равновесия в проведенных экспериментах свидетельствует локальное выпадение твердого углерода из флюида в виде графитоподобного вещества. Углеродсодержащие компоненты флюида, как указывалось выше, появились при окислении алмазов в начальные стадии экспериментов, а выпадение графитоподобного вещества происходило на конечных стадиях, возможно, при охлаждении образцов. Последнее обстоятельство требует дополнительного рассмотрения.

Появление графитоподобной фазы не может быть связано с процессом поверхностной графитизации алмаза, как происходит при РТ параметрах термодинамической стабильности графита. В процессе поверхностной графитизации на гранях кристаллов алмаза образуют-

ся специфические коррозионные скульптуры и, в частности, искажаются линейные контуры фигур травления, появляющихся при прямом окислении алмаза [7]. Это явление в опытах не зафиксировано. В данном случае, по-видимому, происходило прямое выпадение графита из флюидной фазы. Но, учитывая некоторые сложности в определении РТ параметров в экспериментах при столь высоких давлениях, нельзя полностью исключить их изменения в процессе эксперимента и смещения в область термодинамической стабильности графита. Тем не менее, более вероятная причина появления пленок графита заключается в другом. В свете последних экспериментальных данных для образования алмаза при параметрах ниже прямого перехода графита в алмаз необходимо наличие катализатора в виде переходных металлов [10] или присутствие алмазопроизводящих легкоплавких расплавов карбонат-силикатного состава [5] и некоторых других неорганических соединений типа сульфатов, гидроксидов [11]. Синтез алмаза непосредственно из флюида состава C—O—H приводит к преимущественному образованию метастабильного графита [4]. Возможно, нуклеация алмаза имеет кинетический порог, не достигнутый в наших экспериментах, или химический состав флюида не соответствовал условиям синтеза алмаза, так как его образование происходит в присутствии относительно окисленного флюида [12], а в наших экспериментах динамическое равновесие между алмазом и флюидом наступало довольно быстро вследствие незначительного исходного содержания летучих.

Таким образом, экспериментально показано, что при достижении трех выдвинутых в начале статьи условий алмаз становится устойчивым и может сохраняться неограниченно долгое время. Естественно, что любое, даже незначительное, изменение состояния вещества мантии (при изменении температуры и давления, до-

полнительном притоке летучих) должно приводить к смещению равновесия, т.е. к растворению и перекристаллизации алмазов или появлению графитоподобного твердого углерода, присутствие которого, кстати, известно в ксенолитах из кимберлитов [2]. Но присутствие твердого углерода, в том числе алмаза, в количестве большем, чем его «растворимость» во флюиде, буферизирует состав природных систем. Поэтому любое смещение состава флюида от равновесного при высоких температурах, соответствующих мантийным, приводит к быстрому восстановлению равновесия. Само присутствие алмазов в мантийных ксенолитах свидетельствует о низких степенях эволюции алмазосодержащих участков мантии. В противном случае алмазы либо отсутствовали, либо в подавляющем большинстве случаев имели молодой возраст, приближающийся к возрасту самих кимберлитов. По-видимому, проявление природного растворения алмазов связано с необратимыми процессами в мантии — метасоматозом мантийных пород, формированием протокимберлитовой магмы и, частично, непосредственно в кимберлитовой магме на этапе подъема в верхние горизонты литосферы.

Авторы благодарят А.А.Томиленко за проведение хроматографического анализа образца MgO.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. — Киев: Наук. думка, 1991.
2. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
3. Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм микрокристаллов алмаза. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 1999.
4. Кристаллизация алмазов и графита в СОН-флюиде при РТ-параметрах природного алмазообразования / Ю.Н.Пальянов, А.Г.Сокол, А.Ф.Хохряков и др. // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 384—388.
5. Литвин Ю.А., Жариков В.А. Экспериментальное моделирование генезиса алмаза: кристаллизация алмаза в многокомпонентных карбонат-силикатных расплавах при 5—7 ГПа и 1200—1570°C // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 6. С. 808—811.
6. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. Сонин В.М., Жимулев Е.И., Афанасьев В.П. Влияние поверхностной графитизации на морфологию кристаллов алмаза // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 33—37.
8. Сонин В.М., Наберухина А.В., Федорова Е.Н., Туркин А.И. Травление алмаза в силикатном расплаве при атмосферном давлении // Записки ВМО. 2000. Ч. СХХIX. № 5. С. 76—81.
9. Травление кристаллов алмазов в «сухом» силикатном расплаве при высоких РТ-параметрах / В.М.Сонин, Е.И.Жимулев, И.И.Федоров и др. // Геохимия. 2001. № 3. С. 305—312.
10. Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997.
11. Akaishi M., Kanda H., Yamaoka S. High pressure synthesis of diamond in the systems of graphite-sulphate and graphite-hydroxide // Japan. J. Appl. Phys. Pt. 2. 1990. Vol. 29. № 7. P. 1172—1174.
12. Hong S.M., Akaishi M., Yamaoka S. Nucleation of diamond in the system of carbon and water under very high pressure and temperature // J. Crys. Growth. 1999. Vol. 200. P. 326—328.
13. Patel A.R., Agarwal M.K. Micro-disc patterns on (110) and (111) faces of diamond // Industr. Diamond Rev. 1966. Vol. 26. № 304. P. 97—100.
14. Richardson S.H., Harris J.W., Gurney J.J. Three generations of diamonds from old continental mantle // Nature. 1993. Vol. 366. P. 256—258.
15. Yamaoka S., Kanda H., Setaka N. Etching of diamond octahedrons at high temperatures and pressures with controlled oxygen partial pressure // J. Mater. Sci. 1980. Vol. 15. № 2. P. 332—336.



РОЛЬ ИЗОТОПНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В ИЗУЧЕНИИ ПОТОКОВ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ ВОСКРЕСЕНСКОГО РАЙОНА

Н.М.Заири, Е.Ю.Савушкина (ЦНИГРИ МПР России)

Изотопно-геохимические исследования проведены на территории Воскресенского района Московской области, отличающейся мощной техногенной нагрузкой. Используются данные определения изотопного состава серы сульфатов и углерода карбонатов подземных и поверхностных вод, а также вмещающих пород и почв. Интерпретация изотопных данных позволила проследить направление потоков распространения загрязняющих веществ как по поверхности, так и на глубину. Установлено, что с помощью $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ возможен достоверный поиск источников загрязнения природной среды, в том числе определение генезиса формирующихся аномалий (природных, техногенных) и степени техногенного воздействия.

Вторая половина XX в. характеризуется стремительным ростом глобальных экологических проблем, возникающих в результате различных видов промышленной деятельности. Разрушение природной среды под воздействием производств горно-добывающего и горно-перерабатывающего комплексов достигает в настоящее время критического уровня. В связи с этим возникает острая потребность в научных изысканиях, направленных на исследование способов охраны окружающей среды от техногенного загрязнения. В этих целях исследователями различных направлений (геологами, геофизиками, геохимиками и др.) задействованы многие методы, традиционно используемые при изучении природных объектов. Начиная с середины 80-х годов для решения геоэкологических задач по выявлению степени негативного воздействия различных источников загрязнения окружающей среды, связанных с горно-добывающей промышленностью, сотрудниками ЦНИГРИ разработан и применяется на практике аналитический комплекс, в основу которого положен метод изотопной геохимии S, C и O [3]. Определенный изотопный состав каждого химического соединения позволяет не только установить происхождение веществ в исследуемой среде (природное и техногенное), но и проследить распространение потоков загрязняющих веществ (ЗВ). Исследования, проведенные на различных полигонах, в том числе в Московской области, показали высокую достоверность и информативность предлагае-

мого метода при геоэкологических исследованиях промышленных территорий [2].

Воскресенский район в экономическом отношении является промышленно-сельскохозяйственным с высокой долей горно-добывающего комплекса (фосфориты, строительный камень). Основную промышленную нагрузку испытывают г. Воскресенск и прилегающие к нему территории (рис. 1), где расположены наиболее крупные предприятия химической и текстильной промышленности, а также строительных материалов района.

Предприятие I (см. рис. 1, п. 1) занимает значительные площади на левобережье р. Москва. Его производство представлено 15 специализированными цехами: по переработке фосфогипса, выпуску серной, фосфорной, азотной кислот, аммиака, сульфогугля, фтористых соединений, других химикатов и минеральных удобрений. На территории, прилегающей к данному предприятию, находятся зоны обслуживающих производств, отстойники, хвостохранилища и отвалы (см. рис. 1, п. 2), которые служат источниками интенсивного поступления ЗВ в окружающую среду. В качестве исходных продуктов предприятие использует как привозное сырье (главным образом уголь и апатитовый концентрат), так и местное (фосфоритовая и известковая мука), добываемое из каменноугольных карьеров на территории района и фосфоритных карьеров предприятия II.

Предприятие II включает действующие и законсервированные фосфорудники (см. рис. 1, п. 4), промплощадки и фабрику по обогащению добытой в карьерах фосфатной руды (см.

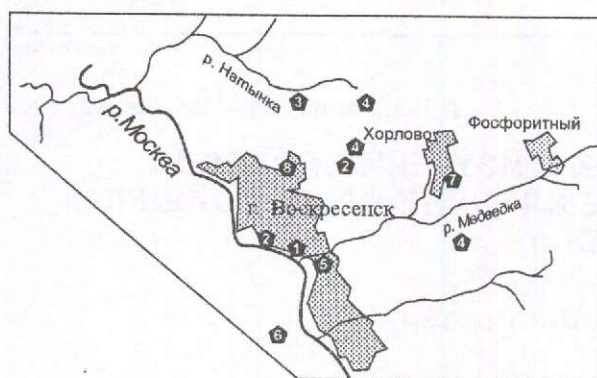


Рис. 1. Схема расположения промышленных объектов на территории, прилегающей к г. Воскресенск:

объекты химической промышленности: 1 — предприятие I, 2 — отвалы предприятия I, 3 — предприятие II; горно-добывающего комплекса: 4 — карьеры предприятия II; строительных материалов: 5 — предприятие III, 6 — Афанасьевский карьер; текстильной промышленности: 7 — предприятие IV, 8 — предприятие V

рис. 1, п. 3), специализируется на производстве фосфоритовой муки и кальция фосфата кормового, где также используется привозной апатитовый концентрат.

Предприятие III относится к объекту строительных материалов и занимает, по отношению к перечисленным выше, сравнительно небольшую территорию. В его состав входят экспериментальные и производственные цеха асбестоцементных и экструзионных изделий (см. рис. 1, п. 6).

Предприятия IV и V представляют текстильную промышленность района. На территории предприятия IV (пос. Хорлово) расположены прядильные, ткацкие, ремонтно-механические и другие цеха (см. рис. 1, п. 5). Предприятие V находится между г. Воскресенск и пгт. Лопатинский (см. рис. 1, п. 7). Оно включает войлочное и фетровое производства, в том числе химобработку и цеха, где производят крашение.

Территорию правобережья р. Москва занимают главным образом земли сельскохозяйственного комплекса и ряд предприятий и комбинатов, обслуживающих сельское хозяйство.

Распространение в окружающей среде отходов производственной деятельности и средств химизации приводит к образованию техногенных потоков ЗВ, направление которых определяется гидрогеологическими условиями территории, характером и степенью воздействия каждого предприятия.

Сточные воды указанных выше предприятий либо сразу сбрасываются в поверхностные водотоки, либо попадают в них после прохождения очистных сооружений и предварительного отстаивания в коллекторах и хвостохранилищах. Следует также отметить, что все предприятия имеют смешанное водопотребление из открытых (поверхностных) и подземных источников. К первым относятся р. Москва и реки ее бассейна Нерская, Натынка, Медведка, Турья. Для питьевого и промышленного водоснабжения Воскресенского района используются подземные воды каменноугольных отложений Московского артезианского бассейна. Гидрогеологические условия района отличаются большим разнообразием и сложностью. Широко развиты водоносные горизонты в четвертичных, нижне-, средне- и верхне-каменноугольных отложениях. Фациальная изменчивость и переслаивание водоносных песков с глинами и суглинками обусловили сложную гидравлическую взаимосвязь вод надкаменноугольной толщи, образующих довольно мощный водоносный комплекс. Водоносные горизонты каменноугольных отложений, распространенные на всей территории исследования, заключены в трещиноватых кавернозных известняках и доломитах. В основном для хозяйственно-питьевых целей используются подольско-мячковский и в меньшей степени касимовский водоносные горизонты средне- и верхнекаменноугольных отложений соответственно. Важной особенностью данной территории является отсутствие в долине р. Москва перекрывающего водопора — глинистых отложений поздней юры, что определяет активную гидравлическую связь подземных вод каменноугольных отложений с вышележащим надкаменноугольным водоносным комплексом и поверхностными водами [1]. Это отрицательно сказывается на защищенности питьевых водоносных горизонтов от поверхностного загрязнения.

По ретроспективным данным воды каменноугольных отложений были напорными, пресными, в касимовском горизонте — преимущественно гидрокарбонатными кальциево-магниевыми и магниевыми-кальциевыми со средней минерализацией 400 мг/л, нейтральным уровнем pH, в подольско-мячковском — сульфатно-гидрокарбонатными магниевыми-кальциевыми с минерализацией 400—1000 мг/л, pH 6,5—8 [1]. В настоящее время интенсивная эксплуатация подземных вод и возросшая промышленная нагрузка привели к заметным изменениям химического состава природных питьевых вод [1].

Высокая концентрация промышленных предприятий на сравнительно небольшой тер-

1. Изотопно-геохимические характеристики юрских и каменноугольных отложений, Афанасьевский карьер

Возраст	Порода	CO_3^{2-} , %	$\delta^{13}\text{C}$ (CO_3^{2-}), ‰	$\delta^{34}\text{S}$ (SO_4^{2-}), ‰	Число проб
J_3	Глина	5	+2,7	-40,7	4
	Доломит	23	+5,3	+12,2	1
C_2	Известняк	37	+4,5	+2,1	2
	Мергель	30	+2,4	+11,5	2

ритории затрудняет прослеживание потоков рассеяния ЗВ и определение их источника только по геохимическому спектру и концентрациям токсичных элементов, так как образуются наложенные аномалии. Для оценки влияния каждого предприятия на загрязнение окружающей среды методом изотопно-геохимических исследований [3, 4] в летний период были проведены отбор и анализ проб почвенного покрова с территорий обследуемых объектов, а также продуктов промышленного производства предприятий, наземных вод, в том числе дренажа отвалов, вод четвертичных отложений, вод каменноугольных отложений и горных пород, вмещающих водоносные горизонты на территории Воскресенского района. Распространение химических элементов и их соединений в компонентах природной среды было рассмотрено в системе почвы — поверхностные воды — воды четвертичных отложений — воды каменноугольных отложений — вмещающие породы. Степень негативного воздействия оценивалась путем опробования природных и техногенных объектов, что позволяет проследить распространение загрязнения по вертикали поверхностное загрязнение — воды четвертичных отложений — воды каменноугольных отложений.

Изотопный состав серы сульфатов и углерода карбонатов твердофазных образцов изучался по разработанным в ЦНИГРИ методическим рекомендациям [3], пробы воды обрабатывались в соответствии с международными стандартами [6]. Образцы пород юрских и каменноугольных отложений взяты из Афанасьевского карьера для определения изотопно-геохимических характеристик подстилающих и вмещающих пород (табл. 1). Измерения рН воды проводились ионометрическим преобразователем «Экотест-110» в полевых условиях, непосредственно после отбора пробы.

При выявлении источника и определении направления потока ЗВ на территории Воскресенского района следует учитывать, что воды каменноугольных отложений в этой части долины р. Москва не являются напорными

[1]. Этим определяется нисходящее направление потока загрязняющих веществ, наличие которого было подтверждено изотопными исследованиями.

На предприятии I были исследованы почвенный покров и воды наблюдательных скважин территории отвалов и цехов, а также привлечены данные по прилегающим территориям в радиусе 1,5 км на левобережье р. Москва. Изотопный состав различных материалов исследованных объектов приведен на рис. 2, 3 и в табл. 2.

Как видно из рис. 2, почвы, воды и отходы на описываемом участке территории сближены по величине $\delta^{34}\text{S}$ и в среднем находятся в интервале +2,5...+4,0‰. Этот характерный интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ можно в дальнейшем использовать в качестве идентификационного для оценки техногенного воздействия производственного цикла предприятия I.

Окисление углерода органической составляющей почв приводит к образованию карбонатов, наследующих характерную отрицательную величину $\delta^{13}\text{C}$ (-25‰). При смешении углерода морских карбонатов вмещающих пород ($\delta^{13}\text{C} \sim +3$ ‰) и окисленных органических происходит усреднение величины $\delta^{13}\text{C}$. Это подтверждается прямой зависимостью изменчивости $\delta^{13}\text{C}$ от уровней концентрации HCO_3^- на всей изучаемой территории (рис. 4). График показывает, что увеличение изотопного отношения в почвах вызвано повышением концентрации HCO_3^- , т.е. привносом углерода карбонатов вмещающих пород. В водах четвертичных и каменноугольных отложений эта зависимость проявлена менее четко, так как изотопный состав подземных вод корректируется привносом поверхностных вод с более легким изотопным составом.

Выявленные вариации $\delta^{13}\text{C}$ на территории предприятия указывают на то, что углерод здесь формируется за счет трех основных источников (см. рис. 3): 1) природного — местных осадочных пород ($\delta^{13}\text{C} = +2,3...+5,3$ ‰) и

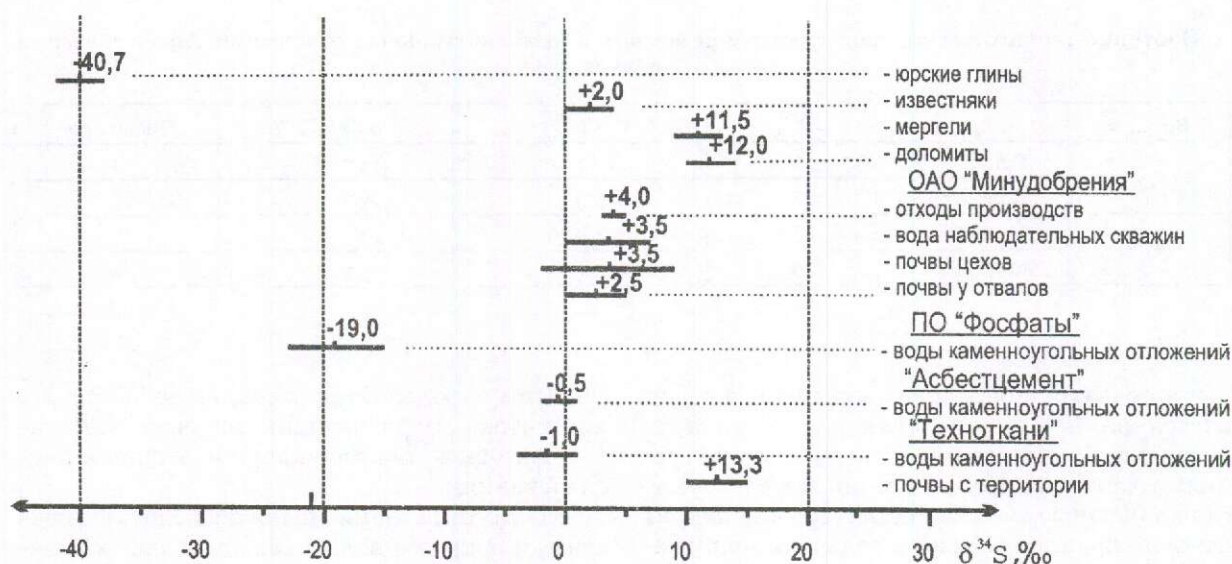


Рис. 2. Диапазоны значений $\delta^{34}\text{S}$ в породах, почвах, водах и техногенных продуктах

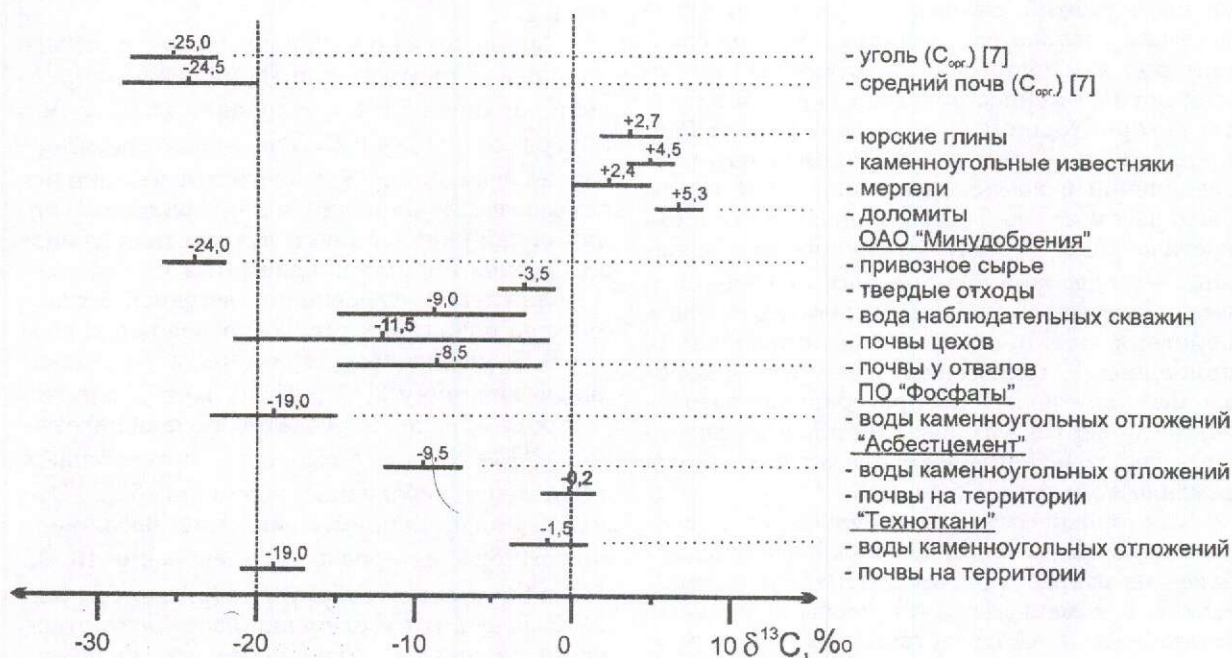


Рис. 3. Диапазоны значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов в породах, почвах, водах и техногенных продуктах

HCO_3^- ; 2) природного, образовавшегося при карбонизации органической компоненты ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -25,0\text{‰}$); 3) техногенного, в качестве которого выступают контрастные по $\delta^{13}\text{C}$ исходное сырье предприятия (уголь — $\delta^{13}\text{C} = -22,0\text{‰} \dots -26,0\text{‰}$) и отходы его промышленных производств ($\delta^{13}\text{C} = -3,0\text{‰} \dots -15,0\text{‰}$).

Несмотря на широкий разброс значений, можно выделить характерный интервал для предприятия I средних величин $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов от $-11,5$ до $-8,5\text{‰}$. Основываясь на характере изменения значений изотопной составляющей в исследуемых компонентах природной среды на территории Воскресенского района, была выде-

2. Изотопный состав почв, вод, сырья и отходов производства предприятия I

Объекты анализа	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Почвы у отвалов	-15,9...-2,0	+0,7...+5,4
Почвы у цехов	-21,7...-1,2	+3,0...+9,6
Вода наблюдательных скважин на отвалах и в колодцах г. Воскресенск	-15,0...-3,1; 9,1*	+0,6...+7,4
Местное сырье предприятия	+2,3...+5,3	+9,0*
Привозное сырье	-22,0...-26,0	
Отходы производства	-1,2...-6,8	+4,4*

*В среднем.

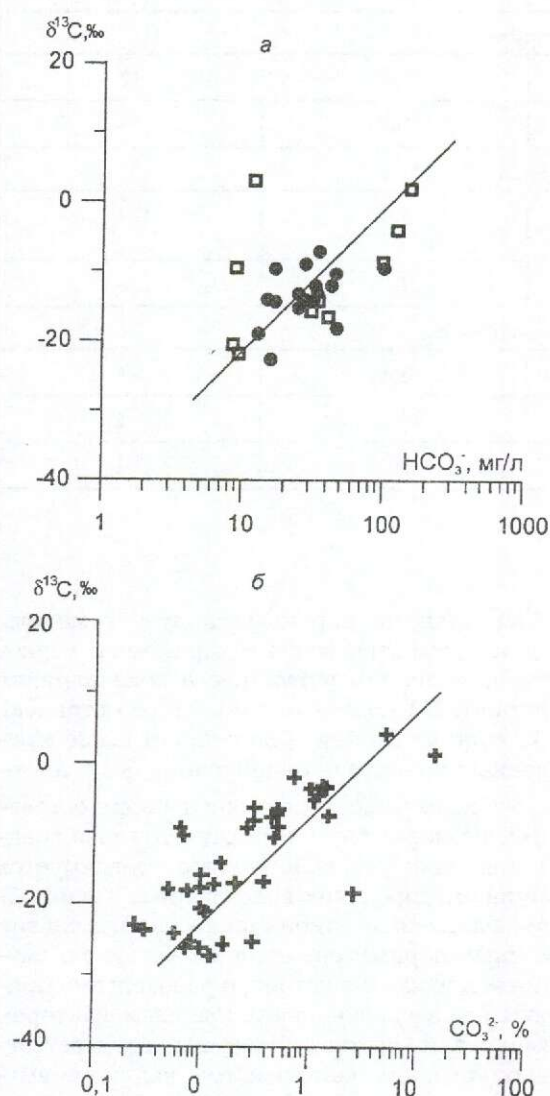


Рис. 4. Зависимость изменения величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от концентрации карбонат-иона на участке территории Воскресенского района:

а — в воде четвертичных (прямоугольники) и каменноугольных (залитые кружки) отложений; б — в почвах

лена техногенная аномалия, обусловленная производственным циклом предприятия I. Сопоставительный анализ изотопных данных показал, что воды каменноугольных отложений в скважине с территории предприятия III по изотопному составу углерода обнаруживают сходство с продуктами деятельности предприятия I ($\delta^{13}\text{C} = -9,5\text{‰}$). На основании этого наблюдения можно сделать вывод о распространении техногенного влияния предприятия I на горизонт каменноугольных вод близлежащих территорий не менее чем на несколько сотен метров. Серно-изотопные характеристики подземной воды предприятия III имеют тенденцию к утяжелению ($-0,5\text{‰}$), что также подтверждает сделанный вывод.

Результаты изотопных исследований, проведенных для оценки техногенного воздействия предприятия II, представлены на рис. 2, 3 и в табл. 3.

Анализ полученных данных показал, что в воде водозабора предприятия II (см. рис. 1, п. 3) на фоне увеличения концентрации сульфат-иона наблюдается резкое уменьшение количества изотопа ^{34}S сульфатов подземных вод. Сульфаты, выделенные из этих проб, значительно обогащены изотопом ^{32}S , что может свидетельствовать об их образовании в результате смешения с сульфатом, образовавшимся в результате окисления сульфидов юрских фосфоритонесущих черноцветных песчано-глинистых отложений. При закономерном понижении пьезометрического уровня в процессе откачки подземной воды можно ожидать поступление (затягивание) в глубокие скважины загрязненных вод из р. Натунка, протекающей по территории фабрики (табл. 4).

Данные по $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 3) подтверждают такую возможность: изотопный состав углерода гидрокарбонат-иона подземных вод легкий ($-19,0\text{‰}$), что свидетельствует о смешении с углеродом, образовавшимся в процессе окисления органического почвенного. Таким обра-

3. Изотопный состав воды на территории предприятия II

Место взятия проб воды	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Каменноугольные отложения	-15,5...-23,2	-16,4...-23,2
Р. Натынка после обогатительной фабрики	-20,9	-16,4...-23,2

4. Распределение величины $\delta^{34}\text{S}$ в водах и почвах участка территории Воскресенского района

Место взятия проб воды и почвы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Содержание* SO_4^{2-}	Число проб
<i>Отвалы предприятия I</i>			
Почвы	+4,4	600	12
Вода	+3,6	600	4
<i>Вода поверхностная</i>			
Р. Натынка на выходе с территории предприятия II	-27	601	1
Р. Москва	-0,6	54	
<i>Вода каменноугольных отложений</i>			
Водозабор предприятия II	-23,2...-16	396	4
Территория предприятия V	-5,6	285	2
Водозабор предприятия III	-0,2	398	1

*Содержание сульфата в почве дано в г/т, в воде — в мг/л.

зом, хотя предприятие и его отвалы сооружены на территории, защищенной водупором от проникновения загрязнения в горизонт подземных вод, зона техногенного влияния определяется величиной депрессионной воронки, образованной благодаря работе водозаборов. Следует отметить, что изотопная аномалия, выделенная на территории предприятия II, является природно-техногенной, так как обусловлена окислением отвалов, стенок карьеров, а также сырьем предприятия II.

Влияние деятельности предприятия III главным образом характеризуется изотопно-углеродными данными почвенного покрова на его территории — $\delta^{13}\text{C}$ карбоната в почвах $-0,2\text{‰}$. Резко повышенное количество тяжелого изотопа углерода в почве объясняется загрязнением ее пылью от используемых в производстве местных карбонатных пород. Поэтому локальная аномалия на территории предприятия III может быть идентифицирована как техногенная. По изотопно-углеродным данным влияние предприятия не достигает горизонта каменноугольных вод.

Для полноты картины следует отметить, что для сульфатов вообще характерно резкое увеличение их концентраций в зоне влияния предприятий I (включая территорию отвалов), II и III (рис. 5). По мере удаления от вышеперечисленных объектов концентрации SO_4^{2-} по горизонту подземных вод уменьшались, оставаясь тем не менее высокими относительно среднего значения по району (что фиксируется скважинами городских водозаборов). Таким образом, выявленная закономерность в изменении изотопных параметров свидетельствует о смешении вод и, как следствие, о разбавлении природных вод загрязненными. Главным фактором формирования состава подземных вод в естественных условиях, как известно, являются вмещающие их породы [5], однако на исследованных территориях отмечено значительное отличие изотопного состава вод каменноугольного горизонта (в среднем -10‰) от изотопных параметров вмещающих пород (в среднем $+10\text{‰}$) (см. рис. 2, табл. 1, 4). Кроме того, отмечается определенная закономерность, подчеркивающая процесс смешения вод по площади — меж-

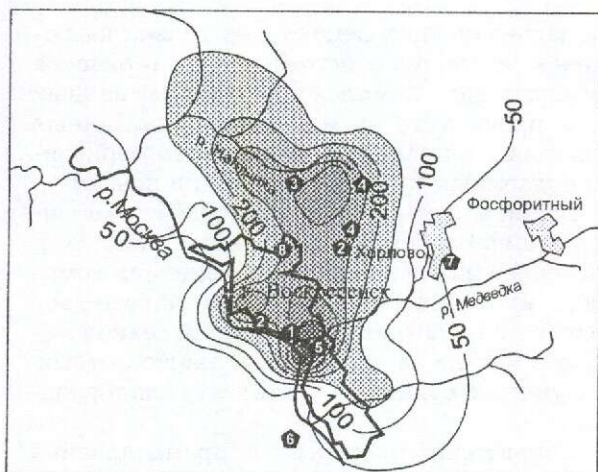


Рис. 5. Распределение сульфат-иона в воде каменноугольных отложений на территории, прилегающей к г. Воскресенск:

изолинии отражают содержание сульфат-иона, мг/л; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ду станциями наблюдения с минимальными (легкими) величинами $\delta^{34}\text{S}$ на территории предприятия II и максимальными (тяжелыми) на территории предприятия I, где расположены скважины фетровой фабрики с измеренными «усредненными» значениями $\delta^{34}\text{S}$ в подземной воде (см. табл. 4, рис. 5).

На рис. 6 показано изменение величины $\delta^{34}\text{S}$ в зависимости от концентрации сульфат-иона в почвах и водах четвертичных и каменноугольных отложений. Как видно, $\delta^{34}\text{S}$ на исследуемом участке варьирует в интервале $-6...+6\text{‰}$. На этом фоне выделяются точки с резко облегченными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в почвах (см. рис. 6, А) и воде каменноугольных отложений (там же, В), которые характеризуют изотопно-геохимический режим производства предприятия II: А — бывшие карьеры фосфоритов; скважины, отрисованные полем В, расположены в зоне влияния фабрики по обогащению фосфоритового сырья. На основе данных по изотопному составу серы вмещающих пород (см. табл. 1, рис. 6) подтверждается формирование величины $\delta^{34}\text{S}$ за счет техногенного передела юрских пород ($\delta^{34}\text{S}=-40,7\text{‰}$).

В пределах территории предприятия IV получены следующие значения изотопных параметров почв и вод каменноугольных отложений (табл. 5). Как видно, почвы и воды каменноугольных отложений характеризуются заметно отличающимися по значению изотопными параметрами, что может объясняться локальным воздействием производства на

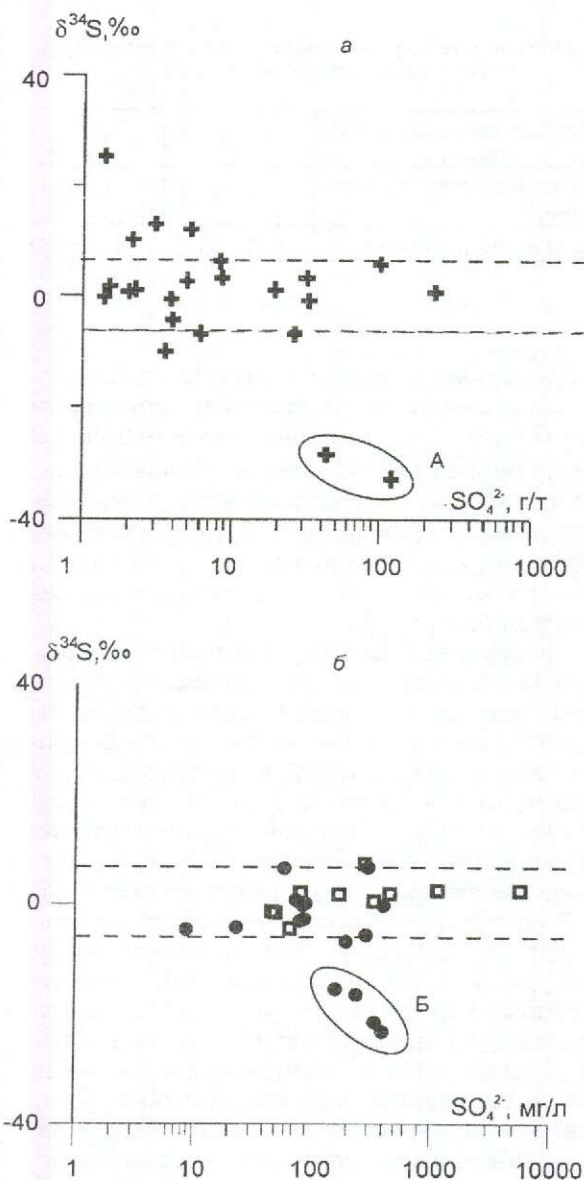


Рис. 6. Зависимость изменения величины $\delta^{34}\text{S}$ от концентрации сульфат-иона в водах и почвах на участке территории Воскресенского района:

а — в почвах; б — в воде четвертичных (прямоугольники) и каменноугольных (залитые кружки) отложений

прилегающие территории. В целом показатель $\delta^{13}\text{C}$ в почвенных карбонатах несколько утяжелен относительно характерного для окисленного органического углерода почв [7], что говорит о заметном влиянии углерода подстилающих карбонатных пород (см. рис. 3). На присутствие в почвах примеси углерода карбонатных пород указывает также преобладание «тяжелого» изотопа серы (см. рис. 2).

5. Изотопные характеристики вод и почв на территории предприятия IV

Место взятия проб воды и почвы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Вода каменноугольных отложений	-9...-5	-4,3...+0,8
Почвы на территории	-17,3...-21,1	+13,3

Сделанные выводы позволяют идентифицировать локальную аномалию на территории пос. Хорлово как природно-техногенную. В воде величины $\delta^{13}\text{C}$ «тяжелее» фонового значения для данного водоносного горизонта (-12‰), что, может быть, связано с влиянием карбоната из вмещающих пород. Аналогичная ситуация выявлена и по серноизотопным параметрам (см. рис. 2).

Приведенные данные наглядно показывают, что использование методов изотопной геохимии при экологических исследованиях на территории с высокой концентрацией промышленных предприятий, использующих как местное, так и привозное сырье, позволяет выйти на непосредственный источник эмиссии и проследить распространение техногенного потока в вертикальном разрезе и по латерали.

В результате проведенных работ получены данные, которые позволили не только оконтурить аномальные зоны, но и с учетом изотопных характеристик установить степень участия в их формировании того или иного предприятия. По индивидуальным изотопно-геохимическим характеристикам были идентифицированы основные источники загрязнения на исследуемой территории и определена природа выявленных аномалий (природно-техногенные и техногенные). Кроме того, аномалии были разделены по масштабу и генезису.

Немаловажную роль в процессе изучения потоков загрязнения играет примененный комплексный подход к изучению разнородных сред в системе почвы — поверхностные воды — воды четвертичных отложений — воды каменноугольных отложений — вмещающие породы. Рассмотрение геохимических характеристик взаимосвязанной природной системы позволило проследить распростране-

ние загрязняющих веществ не только на поверхности, но и по вертикали до горизонта питьевых вод. Комплекс изотопных данных помог проследить пути миграции различных техногенных продуктов в пределах горизонтов подземных и наземных вод и в почвах.

Важная часть проведенных работ — оценка специфики производственных циклов и применяемых технологий с выявлением комплекса изотопно-геохимических параметров местного и привозного сырья до его технологического передела и после, а также готовой продукции и отходов в местах их складирования.

Территории, насыщенные промышленными предприятиями, — не редкость в Российской Федерации, и практика использования изотопных характеристик поможет разработать критерии идентификации истинных источников загрязнения, создать необходимую информационную базу для дальнейших работ, в том числе для оценки качества воды, используемой населением для питьевых и хозяйственно-бытовых нужд, а также ряда геоэкологических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200 000, Московская серия, листы N-37-III, IV, IX, X / В.А.Бовенко, ред. Р.П.Теуш. — М.: ИГОИР «Центргеология», 1981.
2. Заири Н.М. Особенности распределения стронция стабильного и ряда других химических элементов в каменноугольных подземных водах Московской области (на примере Воскресенского района) // Геологический вестник Центральные районов России. 1999. № 1—2.
3. Изотопно-геохимическая методика ранжирования техногенных и природных геохимических аномалий: Методические рекомендации / Н.М.Заири, Л.Л.Ляшенко, М.Е.Васильева и др. // Периодика Кубани. Краснодар, 2000.
4. Методы изотопной геохимии при идентификации источников загрязнения подземных вод (на примере Московского артезианского бассейна) / Н.М.Заири, Н.П.Гангнус, В.М.Кулигин и др. // Тез. докл. XI симп. по геохимии изотопов. М., 1998.
5. Питьева К.Е. Гидрогеохимия. — М.: МГУ, 1988.
6. Фомин Г.С., Ческис А.Б. Вода. Контроль химической, бактериальной и радиационной безопасности по международным стандартам. Справочник. — М.: Геликон, 1992.
7. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.

ИНТЕРЕСНАЯ КНИГА ПО ГИДРОГЕННЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ*

В.Е.Бойцов, П.А.Игнатов (МГГРУ)

В конце 2000 г. была издана значительная по объему (608 с.) монография, посвященная геологии и проблемам происхождения обширного класса стратиформных рудных месторождений, локализованных в осадочных породах, которые относятся к гидрогенным. Ее авторы — Я.М.Кисляков и В.Н.Щеточкин — известные специалисты в области геологии гидрогенных уран-редкометалльных месторождений. В работе последовательно рассмотрены: общие представления о современном гидрогенном рудообразовании; оригинальная классификация химических элементов по их геохимической активности в водных растворах; авторская группировка гидрогенных месторождений металлов (U, Re, V, Se, Y, Cu, Pb, Zn и сопутствующие), а также барита, целестина, флюорита и серы с выделением инфильтрационных и эксфильтрационных классов. Дано подробное описание основных геолого-промышленных типов рассматриваемых рудных объектов, впервые полно охарактеризованы многие хорошо изученные урановые месторождения, геолого-генетические модели рудообразования, геотектонические обстановки функционирования гидрогенных рудообразующих систем, эволюция и цикличность гидрогенного рудообразования в истории развития Земли, методические вопросы прогнозирования таких месторождений.

Известно, что в основе прогнозирования тех или иных месторождений лежат представления о происхождении руд. В познании гидрогенных месторождений советская и затем российская школа геологов имеет очевидные мировые приоритеты. Основоположниками изучения таких месторождений, прежде всего урановых, связанных с деятельностью грунтовых и артезианских подземных вод, были А.И.Перельман, Е.М.Шмариович, Г.В.Грушевой, А.И.Германов, А.К.Лисицын, С.Д.Расулова, М.Ф.Максимова, Д.И.Горжевский, Д.И.Павлов, И.Ф.Габлина, А.М.Лурье, Е.А.Басков, В.В.Попов, В.Н.Холодов и другие, со многими из которых авторы монографии проводили совместные исследования. Имеющиеся разработки нашли отражение в монографии, а также в представительном списке литературы из 500 наименований.

Авторы справедливо рассматривают формирование месторождений с позиций гидродинамики и гидрогеохимии подземных вод на время накопления руд. На высоком научном уровне анализируются тектонические конседиментационные обстановки, гидродинамические системы бассейнов грунтовых и раз-

ных типов артезианских вод, геохимические условия миграции и геохимические барьеры концентрации рудных компонентов.

В работе охвачены практически все аспекты генезиса эпигенетических рудных месторождений в осадочно-породных бассейнах: палеотектоника, палеогидрогеология, источники металлов, генетические типы рудоносных подземных вод, условия образования геохимических барьеров, количественные аспекты рудообразования. Приведена обобщенная характеристика рудных районов мира и месторождений классических объектов медистых песчаников и сланцев, полиметаллических руд в карбонатных толщах, уран-редкометалльных руд в палеоруслах, карстовых воронках, крыльях артезианских бассейнов молодых платформ и проч. Этот материал в качестве хорошего справочника весьма полезен для специалистов. В последней главе книги рассмотрена методика прогнозирования гидрогенных месторождений.

В заключении авторы самокритично разбирают более и менее обоснованные генетические вопросы гидрогенного рудообразования. К последним они справедливо относят проблемы происхождения металлоносных рассолов, бессероводородных восстановительных («глеевых») и сероводородных вод. К дискуссионным вопросам, по мнению рецензентов, следовало бы отнести связь рудообразования и формирования залежей углеводородов, которые намечены в работе Д.И.Горжевского и Д.И.Павлова. Интересно было бы провести более углубленное сопоставление эпигенетического (гидрогенного) и гидротермального рудообразования, включая гидротермально-осадочное.

Учитывая обилие описанных месторождений, следовало бы в конце книги привести их перечень в алфавитном порядке с указанием страниц.

В монографии впервые дается достаточно подробное описание месторождений, закономерностей их пространственного размещения и географического положения. Важная особенность работы — описание комплексного полиметалльного состава руд некоторых урановых месторождений.

Монография является ценным теоретическим пособием для специалистов, работающих в области урановой геологии, и активно используется в учебном процессе в высших учебных заведениях. Ее публикация особенно актуальна для Российской Федерации в современных условиях, когда потребности урана в атомной энергетике значительно превышают его производство из природных объектов.

Издание монографии вполне своевременно. Авторским коллективом и редакторами проведена большая и нужная работа, заслуживающая одобрения геологической общественности.

*Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование / Под ред. А.И.Кривцова, Г.А.Машковцева. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.

Д.А.ЗЕНКОВ — ГЕОЛОГ И РАЗВЕДЧИК XX ВЕКА (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

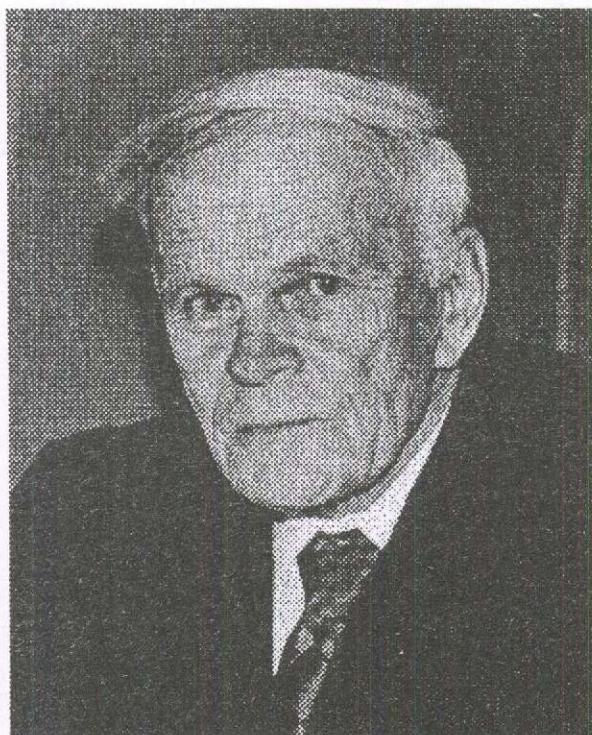
А.Я.Бортников, П.П.Ясковский (МГГРУ)

Летом 2002 г. исполняется сто лет со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора Дмитрия Акиндиновича Зенкова (1902—1987) — крупнейшего специалиста в области рудничной геологии. Он принадлежал к тем ученым, трудами которых заложены основы современной методологии разведочных работ.

Д.А.Зенков родился 24 июня 1902 г. в деревне Корбанга Вологодской губернии в семье сельского учителя. В 1912 г. семья переехала в Сибирь, сначала на станцию Тайга, а в 1913 г. — в г. Томск. Там он учился в гимназии, школе, работал на угольных шахтах Кузбасса, а в 1922 г. поступил в Томский технологический институт — ведущий вуз сибирской горно-геологической школы, где в то время преподавали профессора М.А.Усов, Б.Л.Степанов, Н.И.Трушков, Н.Н. Горностаев, горный инженер И.С.Васильев. Последний именно в Томском технологическом институте впервые читает свой знаменитый курс «Разведочное дело».

Во время учебы Д.А.Зенкову по несколько месяцев приходилось работать в полевых партиях, в связи с чем учеба затягивалась, и диплом горного инженера он получил лишь в феврале 1930 г. Весной того же года был направлен на Дарасунский комбинат «Востокзолото», где начал работать помощником заведующего геологоразведочным бюро и рудничным геологом. С 1934 г. становится главным геологом комбината, приняв на себя большую ответственность по обеспечению валлотой масштабных преобразований в стране: дарасунские концентраты золота экспортировались в США.

В годы, проведенные на Дарасуне, Д.А.Зенков дает первое полное геологическое описание месторождения, создает хорошо оснащенную лабораторию по изучению минералогии и текстурно-структурных особенностей руд, составляет карту минералогической зональности, разрабатывает паспортную систему учета запасов, позднее внедренную на многих рудниках страны. В 1936 г. комбинат завоевывает первое место на всесоюзном конкурсе, а его руководителю присуждается первая премия в виде легкового автомобиля (М-1).



Д.А.Зенков был одним из пионеров использования методов математической статистики при разведке месторождений. Именно по этой тематике в 1935 г. он опубликовал свою первую научную работу [1], посвященную статистической оценке точности подсчета запасов в эксплуатационных блоках. Позднее статистический анализ широко применялся им при решении других разведочных задач (оценка средних параметров, выбор плотности сети, определение анизотропии строения рудных тел и др.).

Основными объектами разведки и эксплуатации на Дарасуне были многочисленные кварц-сульфидные жилы. Красоту их неповторимых текстурных узоров Д.А.Зенков сравнивал с красотой иконостаса. Среди промышленных жил с собственными именами была и жила Зенковская.

Весной 1939 г. Д.А.Зенкова переводят из Дарасуны в отдел рудничной геологии

НИГРИЗолото, где в предвоенные годы он суммирует отечественный и зарубежный опыт в области эксплуатационного опробования золоторудных месторождений. По этому вопросу им при участии А.А.Розина и П.Л.Каллистова издается специальная работа [2].

Во время войны Д.А.Зенков составляет ряд методических руководств по рудничной геологии, необходимых для эффективной работы комбинатов цветной и золоторудной промышленности. В 1944 г., обобщив свой опыт работы по Дарасуну и в НИГРИЗолото, защищает кандидатскую диссертацию и переходит на работу в Московский институт цветных металлов и золота (МИЦМиЗ) на кафедру полезных ископаемых и их разведки к профессору В.М.Крейтеру. В эти годы он пишет первое в стране пособие по рудничной геологии [3], материалы которого были широко использованы В.М.Крейтером в его известных учебниках и учебных пособиях.

Годы работы в МИЦМиЗ были очень насыщенными для Д.А.Зенкова. В соавторстве он готовит учебник для техникумов [6], пишет статьи по основным проблемам разведки, участвует в дискуссии с П.А.Шехтманом о разведочных сетях, работает в качестве эксперта государственной комиссии по запасам. Им были оценены многие крупные месторождения, в том числе Джезказганское, Бакырчик, Иршинское и др. Вместе с П.Л.Каллистовым и А.П.Прокофьевым он составляет важный и ответственный документ — Инструкцию по применению классификации запасов к коренным месторождениям золота [5]. В 1954 г. за многолетнюю и плодотворную деятельность Д.А.Зенков награждается орденом Трудового Красного Знамени.

В конце 50-х годов, во время очередной перестройки высшего образования, когда МИЦМиЗ фактически расформировывается, Д.А.Зенков становится преподавателем кафедры методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых МГРИ, которую возглавлял профессор А.А.Якжин, а с 1964 г. — профессор А.Б.Каждан. Здесь трудились будущие доктора наук, профессора В.В.Аристов, В.А.Арсеньев, В.Е.Бойцов, В.А.Викентьев, Н.Н.Соловьев, М.В.Шумилин и др. В этом коллективе, в основном занимавшемся урановой тематикой, Д.А.Зенков читает лекции, ведет курсовое и дипломное проектирование, занимается тематическими работами, руководит аспирантами. Среди его учеников — А.Я.Бортников, С.Е.Даниелянц, В.И.Лобач, В.Н.Мошкин, К.Л.Семенов. Научные исследования Д.А.Зенкова посвящены решению таких задач разведки, как количествен-

ная оценка морфологии рудных тел, расчет рациональной плотности сети, анализ статистических показателей оруденения, оптимизация пробоотбора и ряд других. Апробация методических разработок проводилась на месторождениях Забайкалья. Помимо Дарасуна, это были Балейское и Тасеевское (золото), Усуглинское и Калангуйское (флюорит), Первомайское и Шахтаминское (молибден), Холтосонское, Инкурское и Бом-Горхонское (вольфрам) месторождения.

В середине 60-х годов Д.А.Зенкову, обобщившему свой богатый научный и производственный опыт в обзорном докладе по главным работам [4], присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук, а в 1967 г. присваивается звание профессора.

Особый стиль научной и производственной деятельности Д.А.Зенкова заключался в том, что разведочные задачи решались им на основе использования количественных методов с обязательным учетом геологических особенностей объектов. Это умелое сочетание геологических и математических методов выделяло его среди многих специалистов того времени.

Д.А.Зенковым опубликованы две монографии, около сорока статей и ряд других работ. Некоторые из них актуальны и сегодня. Так, именно Д.А.Зенков дал количественную оценку достоверности оконтуривания, широко используемую в настоящее время как ошибка геометризации. Мало кто знает, что Д.А.Зенков первый рекомендовал использовать при разведке коэффициент вариации, показал влияние геометрии проб на изменчивость содержания полезных компонентов, предложил использовать контурный модуль и пленочные пробы, ввел понятие анизотропии свойств рудных тел. Он считал необходимым ввести понятие «текстура рудного тела» и указывал, что для этого недостаточно изучать текстуры руд в штуфах. Именно текстуры рудных тел, фиксируемых в горных выработках, по его мнению, отражают стадийность (этапность) рудообразования и влияют на методику разведки и опробования.

Для большинства научных работ Д.А.Зенкова характерны последовательность и краткость изложения, логически обоснованная структура текста, четкие выводы, хороший язык и умело подобранные иллюстрации. В совершенстве владея русским языком, он боролся против чрезмерного использования иностранной терминологии. Большое значение придавал полевым работам, был на них неутомим и даже азартен. Так, уже в возрасте семидесяти лет он за одну смену обошел несколько горизонтов Джидинского вольфрамowego мес-

торождения, отметив ряд особенностей, не замеченных ранее местными геологами.

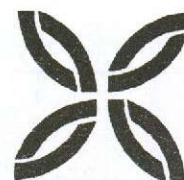
Заветной мечтой Д.А.Зенкова, к сожалению, не осуществленной, было создание учения о рудном теле, все сведения о котором, начиная с генезиса, особенностей строения, методов разведки и опробования, приемов разработки, вплоть до технологии обогащения, он предполагал систематизировать в едином ключе. Возможно, когда закончится кризис российской геологоразведки, мечта его осуществится.

Д.А.Зенков скончался 23 сентября 1987 г. и похоронен в Москве на Ваганьковском кладбище. Оставленное им богатое научное наследие еще предстоит оценить по достоинству. Труды таких горных инженеров, как Д.А.Зенков, создавалась уникальная минерально-сырьевая база СССР и современной России. Имя профессора Дмитрия Акиндиновича Зенкова занимает достойное место в ряду крупнейших геологоразведчиков XX века.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зенков Д.А. Подсчет запасов категории А по Дарасунскому золоторудному месторождению // Советская золотопромышленность. 1935. № 9.
2. Зенков Д.А. Руководство по методике рудничной геологии для золоторудных месторождений. Ч. 1. — М.: Госгеолиздат, 1941.
3. Зенков Д.А. Элементы рудничной геологии. — М.: ОБТИ Главспеццветмета, 1948.
4. Зенков Д.А. Анализ геологических факторов, определяющих рациональную методику разведки месторождений полезных ископаемых // Авторский реферат опубликованных работ, представляемых на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1965.
5. Каллистов П.Л., Зенков Д.А., Прокофьев А.П. Инструкция по применению классификации запасов к коренным месторождениям золота. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
6. Методы поисков и разведки полезных ископаемых / Под ред. Г.Д.Ажгирея, Б.К.Брешенкова, Д.А.Зенкова, Л.А.Русинова. — М.: Госгеолиздат, 1950.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



Анатолию Ансовичу Фельдману — кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений алмазов ЦНИГРИ — 18 апреля 2002 года исполняется 75 лет.

После окончания в 1950 г. Московского геологоразведочного института Анатолий Ансович длительное время работал в производственных организациях Главгеологии МЦМ СССР. Пройдя путь от инженера-геофизика до начальника комплексной геолого-геофизической экспедиции, он участвовал в поисковых и разведочных работах на месторождениях полиметаллов, ртути и золота Средней Азии.

С 1957 г. А.А.Фельдман работает в ЦНИГРИ, возглавляя в разные годы научно-исследовательские подразделения института: тематические партии, отдел и лабораторию геофизических исследований. Будучи специалистом высокой квалификации, Анатолий Ансович выполнил ряд оригинальных разработок по научно-методическим основам прогноза и поисков месторождений золота и цветных металлов. Последние успешно реализовывались при планировании поисковых работ на Дальнем Востоке, Северо-Востоке, в Приморье, а также в Средней Азии.

С 1982 г. научная деятельность Анатолия Ансовича направлена на изучение глубинного строения древних платформ и прогнозирование месторождений алмазов кимберлитового и лампроитового типов. Исследования проводились на базе комплексирования данных геологических и геофизических съемок различных модификаций. Под руководством А.А.Фельдмана разработаны методические основы тектонического районирования фундамента платформ, в том числе для территорий, перекрытых осадочными отложениями чехла, система геолого-геофизических критериев прогноза разномасштабных алмазоносных минерагенических таксонов. Он — один из основных авторов прогнозных карт алмазоносности для ряда территорий древних платформ различного (от 1:2 500 000 до 1:200 000) масштаба.

Научно-методические разработки А.А.Фельдмана совместно с прогнозными картами внедрены в практику ГРП для планирования первоочередных поисковых работ в различных регионах Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Результаты его исследований отражены более чем в 140 публикациях, в том числе в двух монографиях.

Благодаря большому авторитету в коллективе отдела и института, доброжелательности к людям, умению спокойно и справедливо решать сложные проблемы человеческих взаимоотношений, порядочности и обаянию, Анатолий Ансович неоднократно выдвигался в общественные организации ЦНИГРИ. Он награжден правительственными Почетными грамотами и отмечен отраслевыми наградами, в том числе знаками «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр».

Анатолия Ансовича Фельдмана отличают беззаветная преданность любимому делу, трудолюбие и высокий профессионализм.

Поздравляем Анатолия Ансовича со славным юбилеем! Желаем ему крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

11 марта 2002 г. **Евгению Михайловичу Ершову**, геофизику, старшему научному сотруднику лаборатории геофизических исследований отдела инженерно-технического и геофизического обеспечения ГРР, кандидату технических наук, исполнилось 70 лет.

В 1955 г. Е.М.Ершов блестяще окончил Московский геологоразведочный институт и поступил в заочную аспирантуру. Его научным руководителем был известный специалист по электромагнитным методам геофизики, декан геофизического факультета А.Г.Тархов. В 1963 г. защитил диссертацию на ученую степень кандидата технических наук.

С 1955 по 1963 гг. он работает в тресте «Геофизнефтеуглеразведка» техническим руководителем и начальником опытно-методической партии по разработке и применению метода индукции, где создает активный творческий коллектив по исследованиям в области высокочастотных методов рудной электроразведки.

В 1963 г. Евгений Михайлович переходит на работу в геофизический отдел ЦНИГРИ на должность заведующего лабораторией рудной электроразведки, а потом — лабораторией аэроэлектроразведки. В этих лабораториях Б.С.Световым, Е.М.Ершовым, Г.В.Присом, В.И.Пятницким, В.Д.Новаком и др. создается оригинальный односамолетный вариант дипольного индуктивного профилирования ДИП-ЭПП, а также ведутся работы и по его наземному аналогу. Созданные технологии успешно опробуются на рудных месторождениях АБЦМ на Кольском п-ове, в Бурятии, Якутии, Казахстане и других рудных районах Советского Союза.

Евгений Михайлович — всегда впереди: в теоретических работах, в опытно-конструкторской деятельности, в полевых исследованиях. И всегда с улыбкой, в хорошем творческом настроении, заражающем и поддерживающем коллег.

В это же время при его участии создаются наземная аппаратура и методика двухпетлевого индуктивного метода ДИМ, которые позволили получить неординарные положительные результаты при поисках алмазов в Архангельской области, при изучении полиметаллических и медноколчеданных руд в Восточном Казахстане.

Три монографии, 43 научных статьи, пять изобретений, две бронзовые медали ВДНХ — это научное авторство Е.М.Ершова. В научных кругах высоко ценят его как одного из ведущих специалистов в области электромагнитных геофизических технологий.

Желаем Евгению Михайловичу доброго здоровья, долголетия, успехов в работе и счастья в личной жизни.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

29 апреля 2002 г. исполняется 70 лет **Курбанову Намику Курбан-оглы**, доктору геолого-минералогических наук, профессору, академику МАГРМ и РАЕН, Почетному разведчику недр СССР, главному научному сотруднику ЦНИГРИ.

Н.К.Курбанов — известный ученый в области металлогении, прогноза, поисков и разведки месторождений цветных и благородных металлов. После окончания в 1954 г. МГУ вся его творческая деятельность проходила в ЦНИГРИ. Основные направления научной работы Н.К.Курбанова — создание основ рудно-формационного анализа, металлогенического районирования, прогноза и поисков месторождений цветных и благородных металлов в различных регионах Забайкалья, Урала, Кавказа, Украины, Средней Азии.

Важным этапом в творческой и производственной биографии Н.К.Курбанова явились исследования в Верхнеуральском и Учалинском районах Южного Урала, где при реализации его рекомендаций были открыты Узельгинское и Талганское медноколчеданные месторождения. В дальнейшем под руководством Н.К.Курбанова были проведены пионерные исследования на колчеданно-полиметаллических месторождениях в терригенных формациях Большого Кавказа.

По существу, впервые были доказаны высокие перспективы рудоносности черносланцевых формаций, разработаны методика и приемы локального прогноза, созданы геологические основы подсчета запасов ряда месторождений. Его плодотворная деятельность обеспечила удвоение запасов Филизчайского колчеданно-полиметаллического рудного узла.

С начала 80-х годов Н.К.Курбанову было поручено изучение золотоносных провинций Средней Азии. Новые, нетрадиционные подходы к изучению золоторудных месторождений позволили в короткие сроки создать эффективные прогнозно-поисковые комплексы для месторождений золота в терригенных формациях, а также разработать систему геолого-поисковых, оценочных и геолого-генетических моделей этого формационного типа золоторудных месторождений. Не менее плодотворными были исследования докембрийских золоторудных месторождений, проведенные под его руководством на Украинском щите.

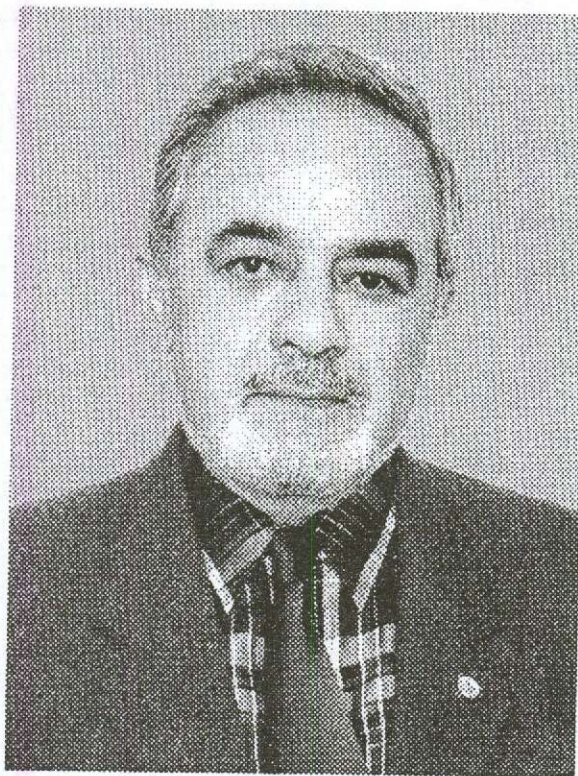
Н.К.Курбановым совместно с коллегами создана серия прогнозно-металлогенических и металлогенических карт, среди которых в первую очередь необходимо отметить металлогеническую карту золотоносности СССР м-ба 1:5 000 000 и карту золотоносности Урала м-ба 1:1 000 000, разработанную на рудно-формационной и структурно-формационной основах; им внесен существенный вклад в создание минерально-сырьевой базы России, ряда стран СНГ и ближнего зарубежья.

Присущая Н.К.Курбанову энергия, высокие организаторские способности, глубокое проникновение в сложные научно-производственные проблемы определяют его заслуженный авторитет среди широкого круга геологов научных и производственных организаций России и СНГ.

Результаты исследований Н.К.Курбанова отражены во многих производственных отчетах, в 250 опубликованных работах, в том числе в 27 монографиях.

Он оказывал помощь геологическим службам Сирии, Ирана, Пакистана, Румынии и Чехословакии, представлял отечественную науку на международных геологических конгрессах и форумах.

Искренне желаем Намику Курбан-оглы доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Александр Александрович Сапрыкин — кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ исполнилось 70 лет. Вся его научно-производственная деятельность связана с ЦНИГРИ, куда он пришел в 1955 г. молодым специалистом после окончания МГУ и прошел путь от рядового геолога до заведующего отделом геологии россыпей золота.

За время работы в институте А.А.Сапрыкин внес значительный вклад в оценку состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы россыпного золота важнейших регионов страны — Ленского района, Восточного Забайкалья, Амурской области, Чукотки, Якутии. При разработке сложных проблем региональной геоморфологии, морфоструктурного анализа, геологии кайнозойских отложений на основе личных полевых исследований и последующих обобщений он проявил широкую эрудицию, высокий профессионализм и организаторские способности, что принесло ему заслуженный авторитет среди сотрудников ЦНИГРИ и производственных организаций.

В 1961—1962 гг. он работал геологом в Республике Гвинея; в 1967—1968 гг. в качестве консультанта был командирован в Народную Республику Болгария и в 1974 г. — в Республику Афганистан.

Большой опыт изучения многих золотороссыпных районов России и других стран юбиляр плодотворно использовал при оценке прогнозных ресурсов россыпей золота, разработке приоритетных направлений ГРП и рационального развития добычи россыпного золота в стране. Предложенные им прогнозные оценки и рекомендации по направлениям геологоразведочных работ способствовали выявлению промышленных россыпей золота.

А.А.Сапрыкин является автором более 120 научных работ, среди которых четыре монографии и пять методических руководств по поискам и оценке россыпей. Он — Ветеран Труда, Отличник разведки недр, награжден медалью «В память 850-летия Москвы», памятным знаком «300 лет горно-геологической службе России».

Поздравляем Александра Александровича с юбилеем, желаем ему здоровья и долгих творческих лет!



Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

ГОТОВИТСЯ К ИЗДАНИЮ

О.Д.Захарченко, А.И.Махин, Г.К.Хачатрян

Атлас типоморфных свойств алмазов Восточно-Европейской платформы (месторождение им. Ломоносова)

В атласе приводится обобщение результатов комплексного исследования алмазов из 6-ти кимберлитовых трубок месторождения им. Ломоносова Архангельской области, с выявлением их типоморфных особенностей, которые являются основой минералогических методов прогнозирования, поисков и оценки алмазных месторождений.

Атлас включает в себя иллюстрированную (выполненную преимущественно в цвете) и краткую текстовую характеристику алмазов. Каждое из рассматриваемых свойств алмазов (гранулометрическая размерность, кристалломорфология, особенности внутреннего строения, окраска, степень прозрачности, характер фотолуминесценции, распределение структурных примесей азота в различных формах и водорода по данным ИК-спектроскопии, изотопия углерода и особенности состава глубинных включений) сопровождается таблицами и гистограммами.

Атлас предназначен для широкого круга минералогов, геологов и других специалистов, занимающихся поисками и изучением алмазных месторождений и самих алмазов. Он будет интересен для преподавателей и студентов геологических ВУЗов, а также для многочисленных любителей драгоценных камней и алмазов.

Атлас содержит 97 фотографий и рисунков, 14 таблиц.

Контактный телефон 315-28-65

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ !

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

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

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах. На оборотной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. **Рисунки принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге.** Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Paint Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). **Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения (плакатный вариант).** Подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

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

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

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

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

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