

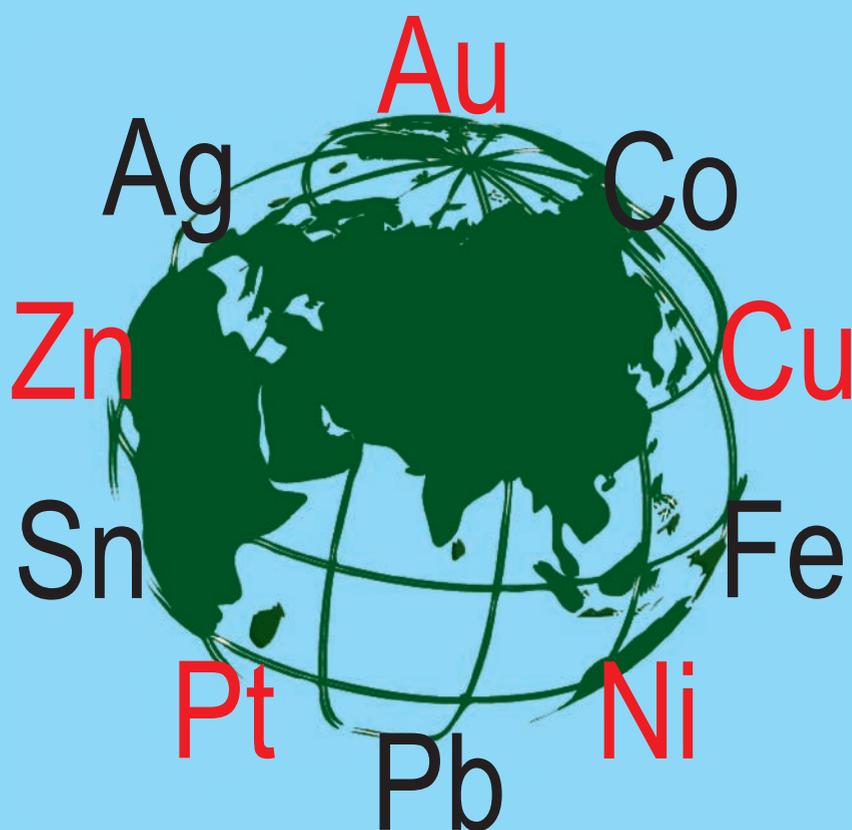
ISSN 0869-5997



ЦНИИГРИ

# И РУДЫ и МЕТАЛЛЫ

научно-технический журнал



4/2015

# И РУДЫ МЕТАЛЛЫ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ  
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ  
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

## 4/2015

Главный редактор А.И.Иванов

Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Б.И.Беневольский  
В.И.Ваганов  
С.С.Вартанян  
А.М.Вахрушев  
А.В.Волков  
Ю.К.Голубев  
В.С.Звездов  
П.А.Игнатов  
С.Г.Кряжев  
В.В.Кузнецов  
Д.А.Куликов  
Г.А.Машковцев  
И.Ф.Мигачев  
Г.В.Ручкин  
Г.В.Седельникова  
И.Г.Спиридонов



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

Москва ЦНИГРИ 2015

Руды и металлы

№ 4 – 2015

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*

Верстка и оригинал-макет: *Т.И.Терских*

Подписано в печать 01.12.15 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать офсетная.

Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ

Телефоны: 8 (495) 315-06-29, 8 (495) 315-28-47

Факс: 8 (495) 315-43-47

E-mail: [rudandmet@tsnigri.ru](mailto:rudandmet@tsnigri.ru), [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru)

Web: <http://www.tsnigri.ru/?q=node/24>

Подписной индекс 47 218

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

© «Руды и металлы», 2015

## ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Донец А.И.*

Геологическое строение и оценка месторождений несulfидных свинцово-цинковых руд ..... 5

*Окулов А.В., Рожченко В.А.*

Геологическое строение и позиция золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля, Алтайский край ..... 13

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

*Углов Б.Д., Мельников М.Е.*

Тектоника рудной провинции Магеллановых гор Тихого океана по геофизическим данным ..... 26

*Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В.*

Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади ..... 39

## СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

*Зинчук Н.Н.*

О контроле кимберлитового магматизма рифтогенными структурами ..... 51

*Шкодзинский В.С.*

Два генетических типа алмазов – нижнелитосферные кимберлитовые и плюмовые лампроитовые ..... 63

## АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

*Романчук А.И., Ивановская В.П., Кошель Д.Я., Карева А.В., Самоваров М.Л.*

Разработка технологии извлечения цветных и благородных металлов из глубоководных полиметаллических сульфидов ..... 70

## ДИСКУССИИ

*Макеев С.М.*

Поиск деформационных структур Енисейского кряжа по данным азимутального анализа гравитационного поля ..... 78

## НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

*Августинчик И.А., Иванов Н.М.*

Юбилейный год Победы ..... 91

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

А.А.Константиновского ..... 93

А.Н.Барышева ..... 94

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» за 2015 год ..... 95

### APPLIED METALLOGENY

<i>Donets A.I.</i> Geology and exploration of non-sulphide lead and zink ore deposits .....	5
<i>Okulov A.V., Rozhchenko V.A.</i> Geology and position of gold occurrences in Topolninsky ore field, Altai.....	13

### EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

<u><i>Uglov B.D.</i></u> , <i>Melnikov M.E.</i> Tectonics of Magellan seamounts ore province of Pacific ocean by the geophysical data.....	26
<i>Mansurov R.Kh., Zelikson B.S., Kurmaev A.V.</i> Express method of prospecting of gold deposits in difficult mountain-taiga landscapes on the example of prospecting of lode gold mineralization within the Sredne-Ishimbinskaya area.....	39

### GEOLOGY OF DIAMOND DEPOSITS

<i>Zinchuk. N.N.</i> About control of kimberlite magmatism by rift-related structures.....	51
<i>Shkodzinskiy V.S.</i> Two genetic types of diamonds – lithosphere kimberlitic and plume lamproitic.....	63

### MINING AND EXPLORATION TECHNIQUES AND TECHNOLOGIES

<i>Romantchouk A.I., Ivanovskaya V.P., Koshel D.Ya., Kareva A.V., Samovarov M.L.</i> Development of technology of the base and precious metals recovery from deepwater polymetallic sulfides .....	70
--	----

### DISCUSSIONS

<i>Makeev S.M.</i> Search deformation structures of the yenisei ridge according to the azimuthal analysis of gravity field .....	78
--	----

### NEWS, INFORMATION

<i>Avgustinchik I.A., Ivanov N.M.</i> The anniversary of the victory .....	91
---	----

### OUR CONGRATULATIONS

A.A.Konstantinovsky .....	93
A.N.Baryshev .....	94
<b>«Rudy i metally» list of publications 2015.....</b>	<b>95</b>

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕСУЛЬФИДНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

А.И.Донец

ФГУП Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов,  
г. Москва

*Рассмотрено геологическое строение трех групп месторождений несulfидных свинцово-цинковых руд. Группа I включает месторождения преимущественно каламиновых руд, образовавшихся при окислении и замещении первичных руд свинца и цинка. В группу II входят преимущественно виллемитовые залежи в верхнепротерозойских – нижнекембрийских терригенно-карбонатных и карбонатных толщах. Группа III представлена гипергенными залежами гидросиликатов и гидрокарбонатов свинца и цинка, которые сформировались в коре выветривания и зоне окисления первичных сульфидных руд этих металлов.*

*Ключевые слова: несulfидные свинцово-цинковые руды, запасы, минеральный состав руд, содержание металлов, геохимические ореолы.*

Месторождения несulfидных свинцово-цинковых руд в последние годы вызвали у горнодобывающих компаний и исследователей значительный интерес, обусловленный высокими концентрациями металлов в рудах (Zn до 50, Pb до 9%), высокой технологичностью процессов переработки и относительно слабым загрязнением окружающей среды. Последнее связано в основном с незначительным присутствием в рудах сульфидов, генерирующих при переработке серную кислоту [6].

На основе анализа и обобщения данных о геологическом строении, минералогии, геохимии, минеральных фазах, времени формирования руд, составе и возрасте вмещающих пород D.Large [9] разделил месторождения несulfидных руд на три группы (таблица).

*Группа I* включает в основном месторождения каламиновых руд  $Zn_4[(OH)_2Si_2O_7]H_2O$  (со смитсонитом  $ZnCO_3$ , гидроцинкитом  $Zn_5[(OH)_3CO_3]_2$ ), тесно связанные со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями, руды которых слагают гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические залежи в кар-

бонатных породах. Гипергенные несulfидные свинцово-цинковые руды возникли при окислении и замещении первичных сульфидных руд этих металлов и выполняют каверны и гнезда в карстовых структурах. К изучаемой группе относятся несulfидные залежи месторождений Верхней Силезии в Польше (Бытом), Испании (Реосин, Ланестоза), Бельгии (Каламин), Австрии (Блайберг), Словении (Мезика), Италии (Райбл, Горно, Салафосса), Греции (Лорион, Атенс, Тасос), Таиланда (Паданг).

В Верхней Силезии несulfидные свинцово-цинковые руды наиболее широко проявлены на **месторождении Бытом** [4]. Здесь в период с 1960 по 1989 гг. добыто 17,3 млн т несulfидной руды со средним содержанием Zn 17,2% (всего 2,97 млн т Zn). Первичные стратиформные сульфидные свинцово-цинковые залежи локализуются в доломитизированных известняках триасового возраста и метасоматических доломитах [1]. Несulfидные руды установлены в горстобразном блоке на глубине 120 м. Они сформировались при окислении первичных сульфидов свинца и цинка поверхностными водами, цирку-

Несульфидные свинцово-цинковые месторождения

Месторождения	Группа	Запасы руд, объем добычи	Содержание металлов, %	Минеральный состав руд	Вмещающие породы (возраст)
Бытом (Верхняя Силезия, Польша)	I	Добыча 17,3 млн т	Zn 17,2	Смитсонит, гемиморфит, гидроцинкит, гидроксиды железа, церуссит	Известняки, доломиты (Т)
Иглесиас (Сардиния, Италия)	I	Добыча в 1970 г. 84 000 т	Zn 20–35	Смитсонит, гидроцинкит, редко гемиморфит	Доломиты, известняки (ε)
Каламин (Бельгия)	I	Добыча 1,4 млн т	Zn 33–47	Гемиморфит, смитсонит, соконит, франклинит	Известняки (D–C <sub>1</sub> )
Горно (Италия)	I	Добыча 780 000 т	Zn 30–50	Смитсонит, гидроцинкит с незначительным количеством англезита, церуссита	Известняки (Т)
Райбл (Италия)	I	Добыча 180 000 т	Zn 30–45	Смитсонит, гидроцинкит, церуссит	Известняки (Т)
Реосин (Испания)	I	Запасы 3,76 млн т	Zn 8	Гемиморфит, церуссит	Известняки, доломиты (К)
Паданг (Таиланд)	I	Запасы 4,59 млн т	Zn 28,9	Смитсонит, гемиморфит	Известняки, доломиты (Т <sub>2</sub> )
Белтана (Австралия)	II	Разведанные запасы 850 000 т	Zn 36	Виллемит, коронадит, франклинит, миметезит, гедифан, смитсонит	Доломиты, известняки (ε)
		Полупромышленные запасы 800 000 т	Pb 8,9 Zn 3,9 As 1,0		
Тайнаг (Ирландия)	III	Запасы 1,2 млн т	Zn 4,66 Pb 9,92	Церуссит, смитсонит, гемиморфит, лимонит	Известняки, известковистые сланцы (С)
Сильвермайнс (Ирландия)	III	Запасы 1 млн т	Pb+Zn 19,7	Смитсонит, церуссит, гемиморфит, лимонит, иногда малахит	Известняки, известковистые сланцы (С)
Шаймерден (Казахстан)	III	Запасы 4,6 млн т	Zn 21,0 Pb 0,8	Гемиморфит, смитсонит	Доломиты, известняки (С)
Скорпион (Намибия)	III	Запасы 24,6 млн т	Zn 10,6	Соконит, каламин, смитсонит, шольцит, торбуттит, анакамит, гидроцинкит, гетеролит	Вулканогенно-осадочные породы (риолиты, песчаники, мраморы) (PR <sub>3</sub> )

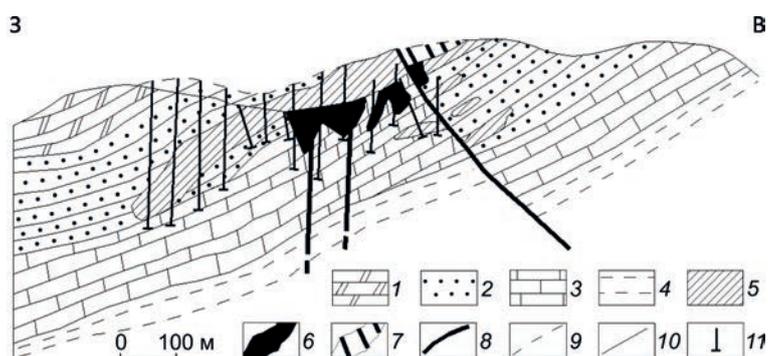


Рис. 1. Геологический разрез месторождения Паданг (Таиланд) [10]:

1 – доломиты; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – алевритистые известняки; 5 – стратиформные сульфидные рудные тела; 6 – тела несulfидных руд, связанных с карстообразованием; 7 – смитсонитовые руды; 8 – разломы; 9 – поверхность эрозийного среза; 10 – поверхность, вскрытая горными выработками и скважинами; 11 – скважины

лирующими во вмещающих породах по разломам и зонам трещиноватости, и последующем отложении этих металлов в несulfидной форме в карбонатных породах при высоких значениях pH и окислительной обстановке. Степень окисления первичных руд зависит от глубины залегания рудовмещающих пород, интенсивности движений по разломам, а также от локальных гидрогеологических факторов (пористости пород, наличия экранирующих пластов, внутрислового давления и др.). Несulfидные руды сложены мелкозернистым гемиморфитом (каламин), смитсонитом, гидроцинкитом, церусситом и гидроксидами железа.

На месторождении Паданг (Таиланд) (рис. 1) стратиформные сульфидные залежи размещаются в среднетриасовых терригенно-карбонатных отложениях и локализованы в эпигенетических доломитах. Они сложены в основном сфалеритом; в небольших количествах присутствуют пирит и галенит. Над этими рудами на поверхности развита кора выветривания – «смитсонитовая шляпа». При фильтрации поверхностных вод через первичные руды по пластам пористых известняков, зонам трещиноватости и разломам образуются цинксодержащие кислые флюиды. Последние вызывают карстообразование в подрудных известняках (до глубины 150 м), которое сопровождается отложением гемиморфита и смитсонита. Несulfидные руды (запасы 4,59 млн т со средним содержанием Zn 28,9%, всего 1,26 млн т металла) выполняют карстовые воронки и гнезда непосредственно под первичными сульфидными рудами и обогащены цинком. Содержание Zn в сульфидных рудах составляет 10% [10].

Группа II месторождений несulfидных свинцово-цинковых руд включает преимущественно виллемитовые  $Zn_2SiO_4$  залежи в среднепротерозойских – нижнекембрийских терригенно-карбонатных толщах на месторождениях Белтана (Австралия), Вазанти (Бразилия), Франклин и Стерлинг-Хилл (США), Кабве (Замбия). Рудные тела обычно ассоциируются с зонами карбонатных брекчий (гидротермальный карст). Руды формировались из гидротермальных растворов при низком содержании S и высокой активности кислорода. Среди рудных минералов преобладает виллемит, отмечаются франклинит  $ZnFe_2O_4$ , ганит  $ZnAl_2O_4$ , коронадит  $Pb_2Mn_8O_{16}$  и др.

Типичный представитель рассматриваемой группы – месторождение Белтана (рис. 2), расположенное в нижнекембрийских доломитах и известняках осадочного бассейна Аррова (Австралия) вблизи крупного конседиментационного разлома, пересекающего краевую часть бассейна [8]. Рудные тела линзообразной и клиновидной форм приурочены к приразломной карстовой воронке, прослеженной на глубину >100 м. Они локализируются в брекчированных эпигенетических доломитах, которые сформировались при доломитизации известняков и перекристаллизации первичных доломитов. Эпигенетические доломиты содержат вкрапленную виллемитовую (1–3% Zn) и гематитовую минерализацию. В центральной части карстовой воронки размещаются богатые свинцово-цинковые руды (до 40% Zn), сложенные виллемитом и коронадитом с небольшим количеством миметезита  $Pb_5[Cl(AsO_4)_3]$ , гедифана (разновидность миметезита с 14% CaO) и смитсонита. На периферии месторождения в оруденелых карстовых брекчиях

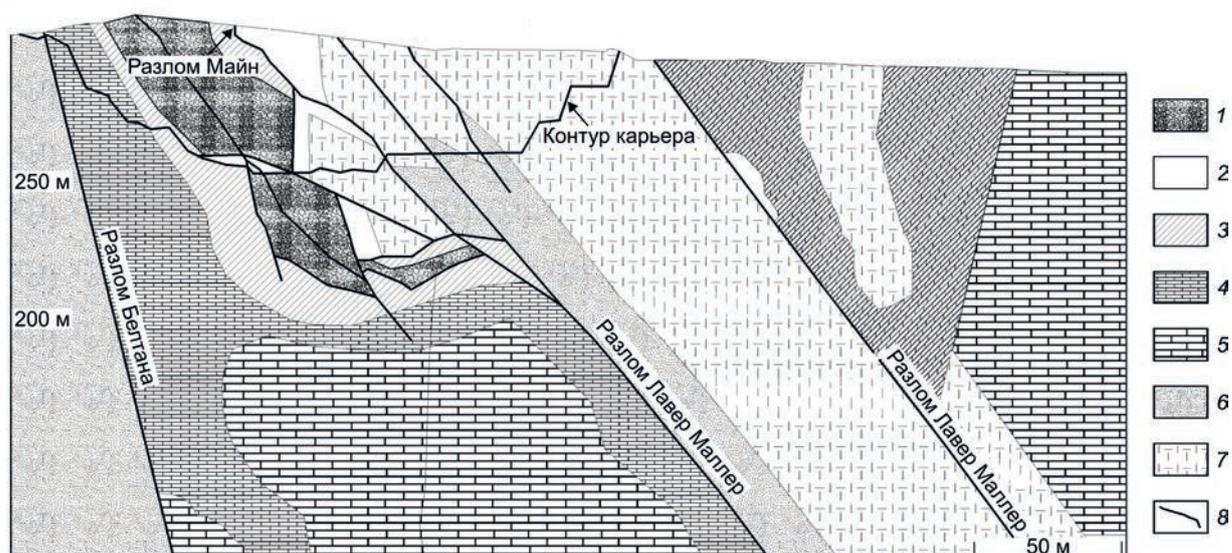


Рис. 2. Геологический разрез виллемитового месторождения Белтана (Южная Австралия) [8]:

1 – виллемитовые руды; 2 – коронадитовые руды; цинково-гематитовая брекчия: 3 – Zn >3%, 4 – Zn >1%; 5 – доломиты; 6 – кварциты Ронсли; 7 – брекчия Каланна; 8 – разломы

интенсивно проявлен смитсонит, образовавшийся при выветривании виллемита. Характерны отсутствие в рудах серебра и низкая концентрация S (<20 ppm). Нерудные минералы – манганокальцит, доломит, в меньших количествах кварц. Текстура виллемитовых образований отражает разные способы формирования руд: частичное или полное замещение карбонатов вмещающих пород, выполнение включений в цементе брекчий, заполнение трещин с образованием жил [5].

Различные исследователи [6] рассматривают три варианта генезиса несulfидных руд: гидротермально-метасоматический – формирование руд из кислых металлоносных гидротермальных растворов в окислительной обстановке с дефицитом сульфидной серы; гипергенное преобразование массивных сфалерит-галенитовых руд типа залежей долины Миссисипи-Миссури; гипогенное образование виллемита в связи с внедрением солевых диапиров. Исследования газожидких включений показали, что температура рудообразования варьирует от 50 до 170°C. Возраст оруденения по K-Ar датировке коронадита 435 млн лет.

Разведанные запасы виллемитовой руды составляют 850 000 т со средним содержанием Zn 36% (306 000 т металла). Запасы несulfидных

цинково-свинцовых руд – 800 000 т со средними содержаниями, %: Pb 8,9 (71 200 т), Zn 3,9 (31 200 т), As 1 (8000 т). Рудные тела сопровождаются геохимическими аномалиями Zn, Pb, Cd, As, Mn. Месторождение Белтана открыто по геохимическим ореолам Zn (7000 ppm) и Pb (217 ppm) в центре аномальной зоны протяженностью 5 км.

В группу II месторождений несulfидных свинцово-цинковых руд входит также объект Вазанти (Бразилия), находящийся в северо-западной части штата Минас-Жерайс в пределах рудного района Вазанти-Паракату [11]. Указанный район протягивается на 250 км в меридиональном направлении и включает цинковые месторождения Морро Агудо, Амброзия, Фагундес и ряд рудопроявлений. Месторождения данной группы размещаются в породах серии Вазанти в зонах разломов с брекчированием и смещением блоков. Серия Вазанти представлена толщей протерозойских метаседиментов, отложившихся в зоне интенсивного проседания в пределах Бразильского складчатого пояса. Свинцово-цинковое оруденение рудного района Вазанти-Паракату ассоциируется преимущественно с доломитовыми отложениями формаций Сьерра де Посо Верде и Морро де Калкарио. Месторождения Вазанти и Амброзия приурочены к слоис-

тым доломитам, сланцам, филлитам, мраморам и пиритсодержащим карбонатным сланцам формации Сьерра де Посо Верде. Месторождения Морро Агудо и Фагундес размещаются в отложениях рифового комплекса, представленных строматолитовыми доломитами и доломитовыми песчаниками формации Морро де Калкарио. Запасы металлов на месторождении Морро Агудо составляют, т: 630 500 Zn, 162 000 Pb.

Стратифицированные согласные тела массивных и брекчиевидных виллемитовых руд месторождения Фагундес распространены в доломитах фации обратного рифа, которые подверглись гидротермальному изменению с возникновением послойных и мозаичных кремнистых обособлений, нодулей халцедона, прожилков кристаллического доломита и анкерита. Виллемитовые рудные тела месторождения Амброзия тяготеют к брекчиевидным доломитам в зонах разломов, сопровождаются окремнением, перекристаллизацией и образованием прожилков доломитов.

Месторождение Вазанти пространственно связано с разломом северо-западного направления, в котором сформировалась брекчия, сопровождающаяся прожилками доломита, анкерита, сидерита, кварца, гематита, хлорита. Основные рудные тела месторождения сложены виллемитом, реже гемиморфитом, доломитом, кварцем, гематитом с небольшим количеством барита, апатита, франклинита, цинкита. Мощность тел виллемитовых руд 1–15 м; иногда они разделяются доломитовыми прослоями на два и более маломощных тела. По падению прослежены на 480–620 м. Виллемитовые руды могут формировать тектонические чешуи с доломитами, брекчированными метаседиментами и сульфидными рудами. Состав руд, %: 50–70 виллемит, 10–40 доломит, 10–15 кварц, 0,5–10 гематит, <5 барит, <5 франклинит, <5 цинкит.

Гемиморфитовые руды слагают тела, расположенные вблизи виллемитовых рудных тел, и представлены брекчией обрушения в сланцах и обогащенных цинком доломитах. Наиболее распространенные минералы – гемиморфит и гидроцинкит. Они сформировались при окислении сульфидных и виллемитовых руд в некоторых участках до глубины около 50 м. Подчиненные сульфидные руды представлены сфалеритом (с

примесью кадмия), галенитом, доломитом, кварцем, гематитом, сидеритом. Запасы силикатных руд месторождения составляют 18,5 млн т, содержание Zn 18,3%, запасы металла 3,415 млн т. Изучение стабильных изотопов С и О на месторождении показало, что обстановка с локальным увеличением отношения  $O_2/S_2$  (обусловившим отложение виллемита) связана с эволюцией рудовмещающей толщи и смешением метеорных вод с горячими металлоносными растворами в каналах, приуроченных к разломам.

В штате Нью-Джерси (Хайленд, США), где обнажаются породы среднепротерозойского фундамента Гренвилл, в пределах Аппалачского складчатого пояса известны месторождения железо-марганцево-цинковых руд Стерлинг-Хилл и Франклин, сложенных виллемитом, франклинитом, цинкитом ZnO. Здесь добыто 6,5 млн т руды со средним содержанием Zn 20%.

Группа III месторождений несulfидных свинцово-цинковых руд представлена в основном гипергенными залежами гидросиликатов. (соконит  $(Zn,Mg)_3[(OH)_2(Si,Al)_4O_{10}](0,5Ca,Na)(H_2O)_4$ ) и гидрокарбонатов  $Zn_5[(OH)_3CO_3]_2$  цинка. Сформировались в коре выветривания и зоне окисления первичных цинковых сульфидных руд в карбонатных толщах в результате реакции содержащих цинк растворов с карбонатными породами, а затем перекрывались аллювиальными или ледниковыми отложениями.

Представитель третьей группы – **месторождение Тайнаг** (Ирландия) [4], где известны стратиформные залежи сульфидных свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах каменноугольного возраста. Несульфидные руды месторождения образовались в палеоген-неогеновое время в карстовой депрессии размером 50х600 м, глубиной 75 м, приуроченной к зоне разлома. С последней ассоциируются первичные сульфидные руды, которые трансформировались в несульфидные залежи. В депрессии установлены брекчиевидные руды, сложенные обломками известняков, доломитов, первичных руд и сцементированные глинистым материалом со смитсонитом, гемиморфитом, реже церусситом  $PbCO_3$ , лимонитом  $HFeO_2 \cdot nH_2O$ , иногда малахитом  $Cu_2CO_3(OH)_2$ . Несульфидные руды перекрываются ледниковыми отложениями мощностью 6–10 м.

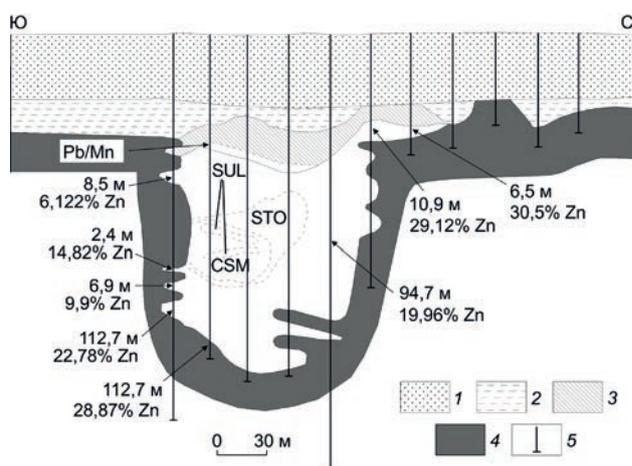


Рис. 3. Геологический разрез месторождения Шаймерден [3]:

1 – аллювиальные отложения; 2 – бокситовые глины; 3 – слабо минерализованные глины; 4 – каменноугольный известняк; 5 – буровая скважина с минерализованным интервалом; Pb/Mn – глина с повышенными значениями отношения; STO – кремнистая руда; CSM – скопления каламина и смитсонита; SUL – сульфиды

Гипергенное **месторождение** несulfидных свинцово-цинковых руд **Шаймерден** (рис. 3) в Казахстане размещается в визейской карбонатной толще с эвапоритами и приурочено к карстовой депрессии в известняках размером 450x150 м, глубиной 200 м. В центральной части месторождения сохранились массивные sulfидные свинцово-цинковые руды, постепенно переходящие на флангах в гемиморфит-смитсоновые глины, образовавшиеся при выветривании первичных sulfидных руд. Размер месторождения 450x300 м, запасы свинцово-цинковых руд 4,645 млн т. Средние содержания, %: 21,06 Zn, 0,8 Pb. Запасы металлов, млн т: 0,97 Zn, 0,037 Pb. Руды перекрыты меловыми глинами и четвертичными отложениями мощностью до 40 м.

Цинковое **месторождение Скорпион** [7] расположено в Южной Намибии. Оно представлено крупной залежью несulfидных свинцово-цинковых руд (26,4 млн т), содержащих 10,6% Zn (2,6 млн т Zn), и подчиненным количеством первичных sulfидных руд, залегающих под несulfидными. Погребенное тело несulfидных

руд и остаточная sulfидная минерализация залегают во внутриконтинентальной рифтовой системе между кратонными провинциями Калahari и Рио де ла Плата. Метавулканические и субвулканические породы региона сформировались при внутриплитном расширении земной коры. Возраст вулканитов риолитового потока лавы по данным U-Pb анализа цирконов 751 млн лет. Бассейн, где накапливались рудовмещающие толщи месторождения, включая обломочные и карбонатные породы, характеризуется сочетанием горстов и грабенных с мелководной и более глубоководной обстановками осадконакопления. Породы региона метаморфизованы в период Панафриканско-Бразильской орогении (545–550 млн лет). Территория интенсивно деформирована (складки, разломы, блоковые структуры); метаморфизм пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Рудное тело месторождения размещается в аркозовых метапесчаниках и метавулканиках. Залежь неправильной формы с плоской кровлей залегают трансгрессивно к напластованию и перекрыта песчаниками, галечниками, современными песчаными дюнами (рис. 4). На глубине рудное тело имеет резкий контакт с безрудными мраморами (на востоке и юге) и постепенные переходы с силикатными кластитами (на западе и севере). Несulfидные руды сложены преимущественно соконитом (цинковый смектит), постоянно присутствуют гемиморфит, смитсонит, реже встречаются шольцит  $\text{CaZn}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , тарбуттит  $\text{Zn}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})$ , атакамит  $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$ , гидроцинкит, гетеролит  $\text{ZnMn}_2\text{O}_4$ . Рудные минералы идиоморфной и гипидиоморфной структур выполняют пустоты, трещины, цемент брекчий, а также замещают полевой шпат и слюду. В метаседи-ментах с несulfидными рудами отмечаются гидроксиды железа по рассеянным sulfидам, реже по слоям массивных sulfидных руд. Несulfидные рудные тела в метаосадочных кластитах на западном и северо-восточном флангах сопровождаются «железными шляпами», содержащими марганцевые минералы и гидроксиды железа.

Наибольшее количество sulfидных залежей приурочено к потокам метариолитов и фельзитовых геокластитов под несulfидными руд-

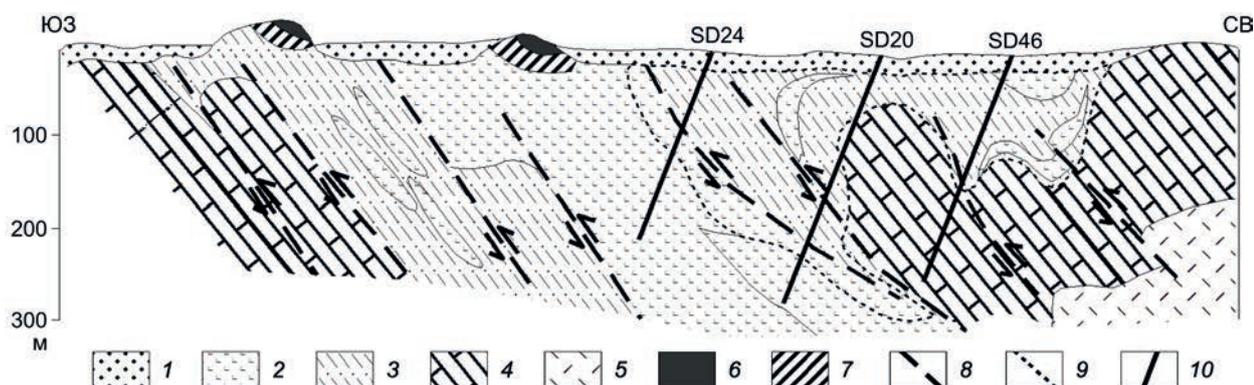


Рис. 4. Схематический геологический разрез месторождения Скорпион [7]:

1 – перекрывающие породы; 2 – пачка фельзитовых метавулканитов; 3 – пачка кремнистых кластитов; 4 – мраморы; 5 – пачка мафических метавулканитов; 6 – «железная шляпа»; 7 – сульфиды; 8 – разломы; 9 – контуры несulfидных рудных тел; 10 – буровые скважины

ными телами. Сульфидные руды представлены пиритом, пирротинном, сфалеритом с небольшим количеством халькопирита, галенита и халькозина. Несulfидные руды образовались в дометаморфический период, о чем свидетельствуют слагающие их низкотемпературные, низкобарические, водосодержащие минеральные ассоциации. Таким образом, гипергенные несulfидные цинковые руды месторождения Скорпион сформировались при окислении сульфидов циркулирующими поверхностными водами, что подтверждается текстурными особенностями руд и данными изотопных исследований. Время образования руд точно не установлено; предполагается, что они сформировались в промежутке от 545 млн лет (пик метаморфизма) до времени размыва и переотложения с перекрытием безрудными гравелитами Намибийской пустыни (~21 млн лет).

Месторождения несulfидных свинцово-цинковых руд первой и третьей групп пространственно и парагенетически связаны со стратиформными свинцово-цинковыми объектами в карбонатных толщах, поэтому прогнозно-поисковые модели, разработанные для последних, можно применить к данным месторождениям [2, 12]. Прогнозно-поисковые модели собственно несulfидных руд (в ранге месторождения или рудного тела) включают эрозионные поверхности, а также коры выветривания в верхних частях и на флангах сульфидных месторождений,

разломы, зоны трещиноватости, к которым приурочены карстовые воронки и тектонические депрессии [6].

Структуры гидротермального обрушения (подрудного карста) контролируют размещение рудных залежей месторождений первой группы. Указанные залежи формировались из поверхностных вод, которые мигрировали вниз через первичные руды и выщелачивали из них свинец и цинк. В подрудных слоях известняков, не содержащих сульфидную серу и органический углерод, отлагались несulfидные руды.

Виллемитовые залежи месторождений второй группы, по мнению ряда исследователей, формировались в карбонатных породах из металлоносных гидротермальных растворов седиментно-катагенного происхождения в обстановке повышенной активности кислорода и дефицита сульфидной серы. Очевидно, главный дополнительный прогнозно-поисковый признак залежей виллемитовых руд (по сравнению со стратиформными сульфидными свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных толщах) – литолого-фациальный, обусловленный развитием известняков с повышенным отношением Ca/Mg, низкими концентрациями органического углерода и серы (в рудах фиксируется незначительное количество сульфидов железа).

Следует отметить, что несulfидные свинцово-цинковые месторождения всех трех типов сопровождаются геохимическими аномалиями

Zn, Pb, Cd, As и Mn, которые могут рассматриваться как поисковый признак. Для несulfидных руд и геохимических ореолов характерны отсутствие серебра, пониженные концентрации S и повышенные As (до 1%).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Методическое* руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Свинец и цинк» / Г.В.Ручкин, В.Д.Конкин, А.И.Донец и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
2. *Прогнозно-поисковые* комплексы. Вып. VIII. Комплексование работ по прогнозу и поискам месторождений свинца и цинка в карбонатных формациях. Методические рекомендации / Отв. ред. Д.И.Горжевский. – М.: ЦНИГРИ, 1985.
3. Boland M.B., Kelly J.G., Schaffalitzky C. Shaimerden supergene zink deposit, Kazakhstan: a preliminary examination // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 787–795.
4. Boni M., Large D. Nonsulfide zink mineralisation in Europe: an overview // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 715–729.
5. Brugger J., Mc Phah D.C., Wallace M., Waters J. Formation of willemite in hidrothermal environments // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 819–835.
6. *Classification, genesis and exploration guides for non-sulfide zink deposits* / W.Murray, D.Hitzvan, N.A. Reynolds et al. // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 683–685.
7. *Geology of the Scorpion supergene zink deposit, southern Namibia* / G.Borc, K.Karner, M.Buxton et al. // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 749–771.
8. Groves I.V., Carman C.I., Dunlup W.J. Geology of the Beltana willemite deposit, Flinders Ranges, south Australia // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 797–818.
9. Large D. The geology of nonsulfide zink deposits – an overview // *Erzmetall.* 2001. Vol. 54. P. 264–276.
10. *The Padaeng supergene nonsulfide deposit, Mae Sod Thailand* / N.A.Reynolds, T.W.Chisnall, K.Krianacsak et al. // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. № 4. P. 773–785.
11. *The Vazante and Morro Agudo Zn-Pb mines, Minas Geraus, Brazil* / C.Vivani, D.R.Almeida, G.Romagna et al. // *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. JGCP 450, Belo Horizonte and Paracatu, Brazil.* 2001. P. 115–131.
12. Zuffardi P. *Giacimentologia e prospezione mineraria.* – Bologna: Pitagora Editrice, 1982.

Донец Александр Иванович,  
доктор геолого-минералогических наук  
metallogeny@tsnigri.ru

GEOLOGY AND EXPLORATION OF NON-SULPHIDE LEAD AND ZINK ORE DEPOSITS

A.I.Donets

*Geology of three groups of non-sulphide Pb-Zn ore deposits is considered. Group I comprises predominantly calamine deposits – products of oxidation and replacement of primary Pb-Zn ores. Group II represents mainly willemite deposits hosted by Neoproterozoic – Early Cambrian carbonate and terrigenous-carbonate sequences. Group III consists of ore deposits composed of supergenic Pb-Zn hydrous silicates and hydrous carbonates – products of weathering of primary sulfide ores of these metals. Ore mineralogy and grade, metal endowment, the host rock features and age of these deposits are described. Geochemical halos of Zn, Pb, Cd, and As envelope these deposits; the non-sulfide ores and halos are Ag-poor and As-rich (up to 1% of the latter).*

*Key words: non-sulfide Pb-Zn ore, mineral endowment, ore mineralogy, ore grade, geochemical halo.*

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ТОПОЛЬНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, АЛТАЙСКИЙ КРАЙ

## А.В.Окулов

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,  
г. Москва

## В.А.Рожченко

ОАО «Горно-Алтайская Экспедиция»,  
с. Малоенисейское

*Рассмотрены геологическое строение Топольнинского рудного поля, позиции золоторудных проявлений и перспективных участков, детально изученных в ходе последних полевых работ. Выделены участки, различающиеся по геологической обстановке. Установлены факторы, влияющие на степень перспективности участков и масштабы золотого оруденения. Составлена предварительная геолого-поисковая модель золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля.*

*Ключевые слова: золотоносные скарны, позиция оруденения, перспективность участков, геолого-поисковая модель, Алтай.*

Топольнинское рудное поле (Солонешенский район Алтайского края), выделяемое в составе Ануйского медно-золоторудно-россыпного узла, расположено в северо-западном обрамлении сложно построенной тектоно-магматической структуры центрального типа, сформировавшейся в связи с внедрением интрузивов габбро-гранодиорит-гранитовой топольнинской ассоциации ( $D_2$ ) в карбонатно-терригенные отложения раннего девона и раннего силура. Площадь рудного поля  $\sim 50$  км<sup>2</sup>. Осадочная толща ( $S_1-D_1$ ) расчленена на линейно вытянутые блоки северо-западного простирания в соответствии с ориентировкой доминирующей системы разрывных нарушений [3] (рис. 1). Некоторыми исследователями структура рудного поля рассматривается как грабен-синклиналь, осложненная в центральной части массивами гранитоидов ([1]; В.С.Рузаев, 2002 г.). Проведенные на перспективных участках геологические наблюдения и горно-буровые работы показали, что осадочные отложения в пределах линейных блоков имеют преимущественно крутое падение и образуют са-

мостоятельные складчатые структуры, которые не увязываются со складками соседних блоков.

В пределах рудного поля проявлены две основные группы разрывных нарушений. Наиболее широко представленные северо-западные принадлежат к системе региональных разрывов, определяющих главные элементы геологического строения Ануйского тектонического блока, входящего в состав Чарышско-Чуйской структурно-формационной зоны. Эта система нарушений в сочетании с северо-восточной определяет границы рудного поля и его блоковое строение, а также контролирует размещение и ориентировку даек «пестрого» состава. Разрывы северо-восточного простирания ряд исследователей относят к Сарасинско-Инской зоне, контролирующей локализацию флюорит-редкоземельной и сурьмяно-ртутной минерализации за пределами рудного поля [7].

Магматические образования рудного поля представлены более ранним куяганским риолит-дацит-андезитовым комплексом ( $D_2$ ) и топольнинским габбро-гранодиорит-гранитным ( $D_2$ ).

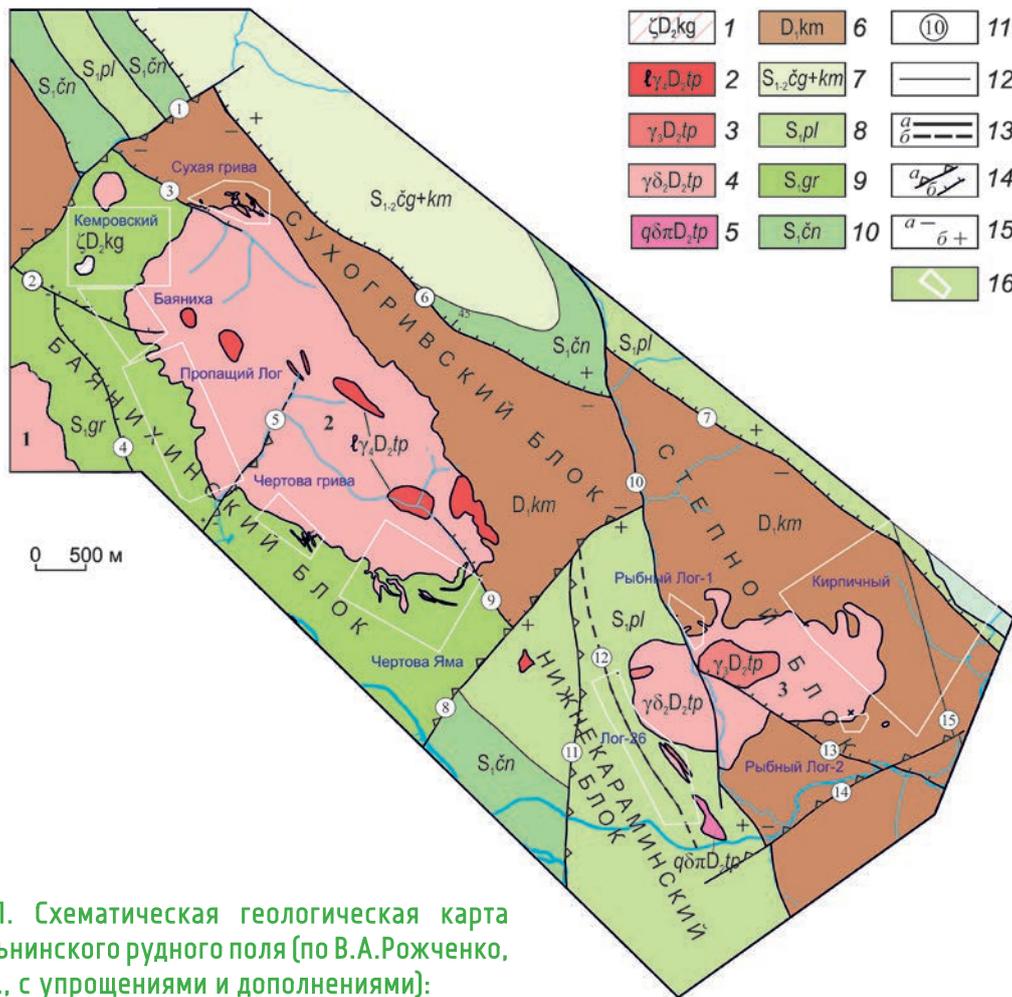


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Топольнинского рудного поля (по В.А.Рожченко, 2014 г., с упрощениями и дополнениями):

1 – куюганский комплекс риолит-дацит-андезитовый (штоки дацитов, плагиориолитов, дайки риолитов, плагиориолитов, дацитов, плагиодацитов); топольнинский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый: 2 – четвертая фаза (лейкограниты абиотитовые, дайки гранит-порфиритов), 3 – третья фаза (граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, нередко микропегматитовые), 4 – вторая фаза (гранодиориты биотит-роговообманковые, меланограниты амфибол-биотитовые), 5 – дайки диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых диоритов; интрузивные массивы: 1 – Острушинский, 2 – Топольнинский, 3 – Караминский; Чарышско-Чуйская зона рифовых и шельфовых фаций: 6 – камышенская свита (алевролиты светло-серые, зеленовато-серые песчанистые, песчаники полимиктовые, известняки светло-серые, темно-серые (углистые), детритовые, кремнистые, прослои гравелитов), 7 – чагырская и куимовская свиты объединенные (хлорит-слюдистые сланцы, светло-серые известняки, светло-серые, зеленовато-серые алевролиты, полимиктовые и известковистые песчаники), 8 – палатинская свита (светло-серые алевролиты, обломочные светло-серые, темно-серые (углистые), известняки, полимиктовые и известковистые песчаники, прослои гравелитов), 9 – громотухинская серия нерасчлененная (светло-серые, зеленовато-серые алевролиты, полимиктовые и известковистые песчаники, белые, светло-серые известняки, прослои гравелитов); 10 – переслаивание серо-зеленых и темно-серых глинистых сланцев, алевролиты с редкими прослоями серых глинистых известняков, маломощные линзовидные прослои известковистых песчаников в верхних частях разреза; 11 – разломы (цифры в кружках): 1 – Светлинский, 2 – Баянихинский, 3 – Кемровский, 4 – Топольнинский, 5 – Акулинкинский, 6 – Медведевский, 7 – Степной, 8 – Щепетинский, 9 – Яминский, 10 – Рыбный, 11 – Нижнекараминский, 12 – Лог-26, 13 – Верхнекараминский, 14 – Среднекараминский, 15 – Восточный; 12 – геологические границы и контакты; 13 – главные разрывные нарушения (a – достоверные, б – предполагаемые); 14 – сбросы (a), надвиги (б); 15 – тектонические блоки (a – поднятые, б – опущенные); 16 – участки детальных поисковых работ

Первый включает дайки, реже штоки дацитов и плагиориолитов, второй образует два массива – северный (Топольнинский), сложенный гранодиоритами, и южный (Караминский), центральная часть которого сформирована гранодиоритами, а краевая – кварцевыми диоритами.

Топольнинский массив вытянут в северо-западном направлении, согласно ориентировке главной системы разрывов, Караминский – в субширотном, однако его апофизы также подчеркивают ориентировку основной системы разломов. Внедрение массивов происходило вдоль контакта нижнедевонских и нижнесилурийских отложений, вероятно, по тектонической зоне, осложняющей границы разновозрастных толщ. В рудном поле наиболее широко распространены дайки «пестрого» состава (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты и др.), относящиеся к топольнинскому комплексу; ограниченно проявлены дациты и плагиориолиты куяганского комплекса. Дайки сконцентрированы в тектонически ослабленных зонах, осложняющих контакты массивов гранитоидов, реже – в центральных частях последних. Доминирующее северо-западное простирание даек обусловлено ориентировкой региональных тектонических нарушений района.

Топольнинское рудное поле изучалось многими исследователями. Работами 1951–1956 гг. обнаружены золотоносные скарны, разведана известная с 1901 г. россыпная золотоносность р. Ануй и его притоков (М.Ф.Розен, 1957 г.). С 1957 по 1995 гг. в бассейне рек Ануй и Карамы проводились преимущественно геологосъемочные работы м-ба 1:50 000–1:200 000, а также работы обобщающего характера. В 1996–2001 гг. на рудном поле произведены поисковые и поисково-оценочные работы (В.С.Рузаев, 2002 г.). По результатам исследований на литологической основе составлены геологическая карта рудного поля и планы перспективных участков. Золотоносности Топольнинского рудного поля посвящены научные публикации А.И.Гусева, Н.П.Бедарева, Т.В.Тимкина, Р.В.Рузаева, Б.Г.Семенцова, О.В.Савиновой и др. [1, 4, 5, 7–11]. В них рассматриваются вопросы локализации оруденения, последовательность метасоматических и рудных процессов, вещественный состав руд

и околорудных метасоматитов, аспекты геохимической зональности. Выполненные в 2012–2014 гг. ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» горные и буровые работы позволили существенно конкретизировать геологическое строение не только наиболее значимых проявлений, но и перспективных участков, выявить новые (В.А.Рожченко, 2014 г.). Опытные-методические литохимические работы ФГУП ИМГРЭ способствовали уточнению характеристики проявлений во вторичных ореолах (Н.А.Юшко, 2014 г.).

Как показали исследования, все известные проявления и перспективные участки расположены не далее 250–350 м от контакта массивов. В области экзоконтакта терригенные породы ороговикованы, карбонатные – мраморизованы, местами скарнированы. Среди последних преобладают инфильтрационные при ограниченном развитии биметасоматических. Ширина ореолов ороговикованных и мраморизованных пород 200–800 м.

Золоторудные проявления Топольнинского рудного поля представлены телами золотоносных скарнов и скарноидов, с которыми связано ~85% прогнозных ресурсов золота, что послужило основанием для отнесения их рядом исследователей к составу золото-скарновой субформации. Наряду с золото-скарновыми, в рудном поле фиксируются тела золото-сульфидно-кварцевого типа в виде золотоносных кварцевых жил или штокверков. Золотоносность р. Ануй и его правых притоков говорит о сносе золота с указанных проявлений. Наличие промышленных россыпей, в частности по р. Карамы, омывающей проявление Лог-26, свидетельствует об участии золото-сульфидно-кварцевого оруденения в образовании россыпей.

Золоторудные объекты Топольнинского рудного поля подразделяются на две группы, отличающиеся элементами геологического строения. В первую, наиболее многочисленную, входят проявление Сухая Грива, участки Чертова Яма, Чертова Грива, Рыбный Лог-1 и 2, Кемровский, чьи рудные тела – золотоносные скарны – контролируются дугвыми разрывами, преимущественно конформными залеганию терригенно-карбонатных толщ и контактам массивов гранитоидов. Строение, морфология и параметры

рудных тел объектов второй группы (проявления Баяниха, Лог-26, участок Пропаший Лог) определяются совмещением в единых структурах, контролируемых фрагментами линейных разрывов, тел золотоносных скарнов и более поздних золотоносных зон прожилково-вкрапленной минерализации.

Из объектов первой группы наиболее детально изучено **проявление Сухая Грива** в опущенном Сухогривском тектоническом блоке, в области северного контакта Топольнинского массива и нижнедевонских терригенно-карбонатных пород камышенской свиты. Последние представлены пачкой мраморизованных известняков (180 м). К северу известняки сменяются роговиками. Простираение толщи известняков на западе и в центральной части проявления субширотное, на востоке – северо-западное, падение крутое от массива на север и северо-восток под углом 70–80°; простираение осадочной толщи конформно контакту массива. Массив гранитоидов в плане извилистый, имеет заливообразный контакт с многочисленными апофизами северо-западного простираения и «слепыми» сателлитами среди известняков, наиболее распространенными в восточной части проявления. Восточная апофиза конформна простираению известняков, а расположенная в центре – ориентирована вкрест под углом 30–80°. В западном направлении контакт массива приобретает более плавные очертания, падение массива от крутого (75°) до субвертикального в восточной части или под массив на юго-юго-запад под углом 65° в центральной части. Состав массива в зоне контакта изменяется от биотитовых гранитов и гранодиоритов до плагиогранитов второй, гранодиорит-меланогранитовой, стадии становления топольнинского комплекса [3]. Комплекс даек «пестрого» состава представлен диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами, редко сиенитами северо-западного и субширотного простираения. Тела часто ориентированы субпараллельно контактам массива, реже диагонально к вмещающей пачке известняков.

Скарны на проявлении распространены достаточно широко. Мощность тел от 2 до 30 м, протяженность достигает 450 м. Для них характерна преимущественно линзообразная, реже

жилообразная или сложная форма с многочисленными ответвлениями. Ориентировка тел скарнов подчиняется сложной морфологии контакта массива. В восточной части проявления (рис. 2, а) вблизи апофизы, а также в области своеобразных «ловушек», где известняки окружены гранитоидами, скарны наиболее развиты, образуют тела сложной формы. С контактом массива и его апофизами скарны конформны. Простираение северо-западное (вдоль апофиз) или субширотное (вдоль главного тела). Встречаются как инфильтрационные, так и биметасоматические разновидности. В целом скарны тяготеют к гранитоидам повышенной основности и связаны со второй фазой становления Топольнинского массива. На востоке проявления падение тел субвертикальное, в центральной части скарны образуют седловидные тела над скрытыми апофизами гранитоидов с падением на север и юг.

Основные минералы, слагающие скарны, – гранат, клинопироксен, в меньшей степени присутствуют эпидот, кальцит, амфибол, везувиан, волластонит. Породы преимущественно гранатового, гранат-клинопироксенового, клинопироксен-гранатового, кальцит-клинопироксен-гранатового составов. Практически все промышленное оруденение локализовано в различных по составу скарнах, которые характеризуются редкой неравномерной вкрапленностью магнетита, халькопирита, борнита, висмутина, тетрадимита, реже шеелита, молибденита и других минералов. Относительно повышенная золотоносность установлена в брекчиях кварц-биотит-кальцитового и кальцит-скаполит-хлоритового составов и в гранитоидах массива на уровне  $n=0,1$  г/т и связана, по-видимому, с ограниченно распространенными зонами окварцевания. Золоторудная минерализация локализована внутри скарновых тел, подчинена их форме и не выходит за их пределы.

Соотношения рудных тел с дайками и породами массива конформные. Наиболее мощное столбообразное рудное тело с многочисленными ответвлениями на востоке проявления расположено внутри скарнового неправильной формы, локализованного между апофизой массива тоналит-порфирированного состава и биотитовыми гранитами (см. рис. 2, а). По мере изменения про-

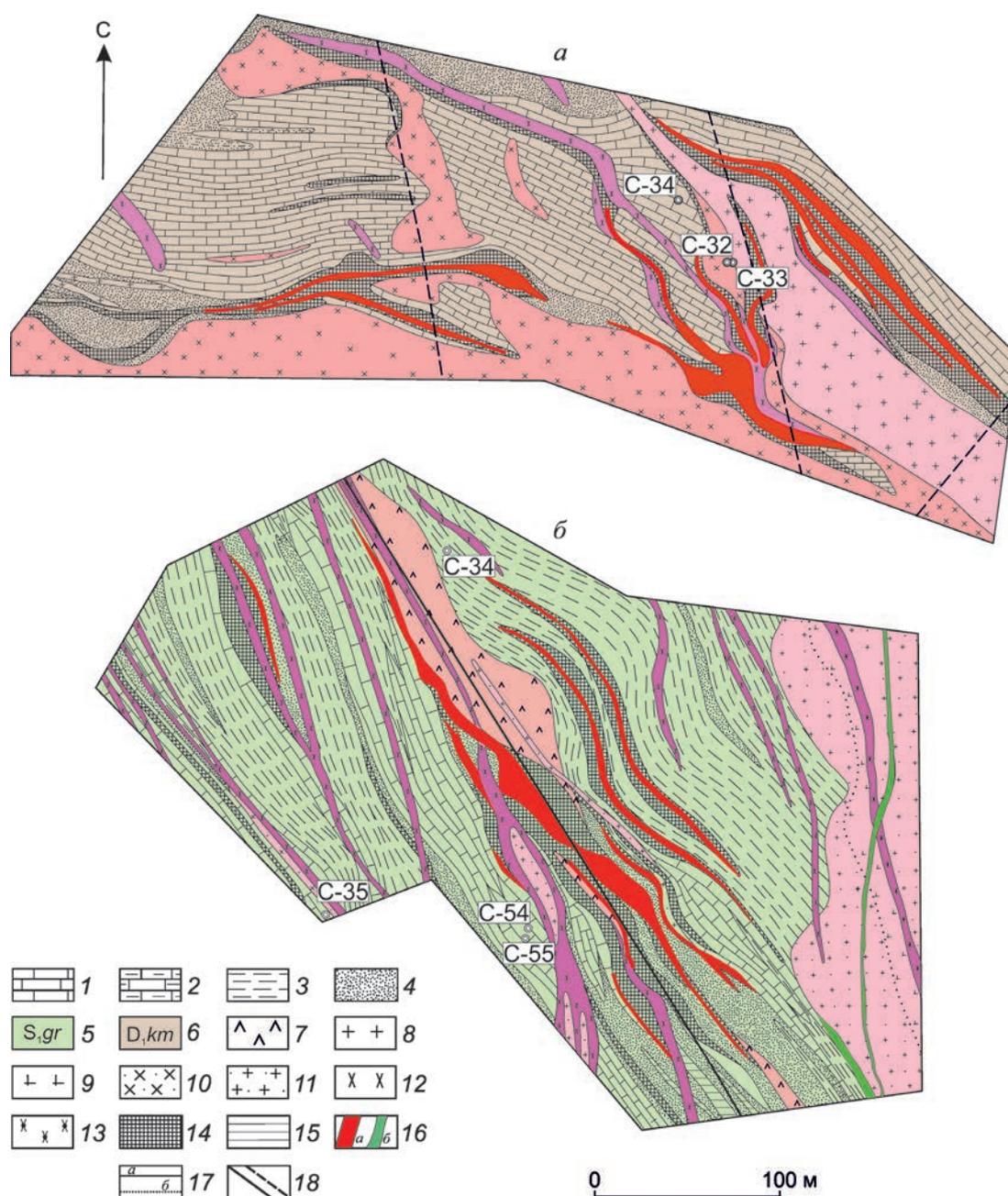


Рис. 2. Схематические планы проявлений Сухая Грива (а) и Баяниха (б) м-ба 1:4000 (по В.А.Рожченко, 2014 г., с дополнениями и упрощениями):

1 – известняки белые и светло-серые, мраморизованные, часто со слоями алевролитов ороговикованных; 2 – мергели; 3 – алевролиты, алевролиты известковистые, аргиллиты часто ороговикованные; 4 – роговики; 5 – отложения громотухинской серии; 6 – отложения камышенской свиты; 7 – дациты, плагиодациты, плагио-риодациты куюганского комплекса ( $D_2$ ); топольнинская ассоциация ( $D_2$ ); 8 – лейкограниты, 9 – плагиограниты, плагиогранит-порфиры, 10 – тоналит-порфиры, 11 – гранит-порфиры, 12 – диоритовые порфиры, кварцевые диоритовые порфиры, 13 – монцониты кварцевые субщелочные; 14 – скарноиды клинопироксен-гранатового, гранат-клинопироксенового составов; 15 – кальцит-клинопироксен-пренитовые породы с гранатом; 16 – рудные тела золото-скарнового (а), золото-сульфидно-кварцевого (б) составов; 17 – границы геологические (а), фациальные (б); 18 – разрывные нарушения

стирания контакта на широтное интенсивность оруденения ослабевает. Возможно, локализация наиболее значимого оруденения обусловлена сложной морфологией контакта гранитоидов, наличием прогибов между кровлей массива и его апофизами, а также имеющимся на глубине многочисленными скрытыми телами в известняках, благоприятных для формирования инфильтрационных и биметасоматических скарнов. В свою очередь, на образование апофиз оказала влияние разломная тектоника: по результатам дешифрирования аэрофотоснимков над ними фиксируются два разрывных нарушения северо-северо-западного простирания. Вероятно, уже после становления массива и образования скарнов эти нарушения повлияли на локализацию оруденения: раздувы рудных тел 1 и 2 находятся в зоне воздействия дизъюнктивов.

Содержание Au в отдельных пробах достигает  $n \cdot 10$  г/т, составляя обычно первые граммы. Мощность разведочных пересечений варьирует от 0,8 до 16,5 м. На проявлении выделено девять рудных тел протяженностью от 90 до 210 м. Во вторичных геохимических полях проявление выражено аномалией Au неправильной формы, оконтуренной по борту 0,004 г/т. Наиболее обширные аномалии локализованы в центральной и юго-восточной частях проявления, т.е. соответствуют зоне особенно интенсивного оруденения. Вторичные аномалии Au совпадают с аномалиями Bi, Cu и W.

**Участок Чертова Яма** по геолого-структурной позиции близок проявлению Сухая Грива. Он приурочен к зоне контакта Топольнинского массива и терригенно-карбонатных пород громотухинской серии ордовика–силура. Значимое оруденение в пределах участка не отмечается: содержание Au составляет 1–5 г/т лишь в отдельных пробах, хотя объем скарнов и скарнированных пород существенно больше, видимо, из-за появления габбродиоритов и диоритов (мощность тел от первых метров до 45 м при протяженности 400–650 м). В то же время, на проявлении Сухая Грива сформировались полнопроявленные скарны, а на уч. Чертова Яма значительна доля скарнированных гранатом известняков. Кроме того, здесь наблюдаются «заливы» известняков, подковообразно окруженные апофизами

гранитоидов, по аналогии с проявлением Сухая Грива. Важную роль в локализации оруденения на последнем сыграли линейные разломы северо-северо-западного простирания, в области сочленения которых с дуговыми разломами располагаются главные рудные тела. На уч. Чертова Яма при наличии большого количества дуговых разрывов, конформных осадочной толще и контакту массива и благоприятных для образования скарнов, линейные нарушения не проявлены. Вероятно, отсутствие линейных нарушений послужило причиной того, что золото не сформировало рудные тела, образовало рассеянную минерализацию в пределах скарнов и скарнированных пород. Это хорошо наблюдается во вторичных ореолах: аномалии по борту 0,01–0,09 г/т отражают положение скарновых тел, а ореолы по самому низкому борту фиксируют границы участка. Площадь данных ореолов значительно больше аналогичных на проявлении Сухая Грива. Об отсутствии тектонической нарушенности свидетельствует и незначительное распространение дайковых тел.

**Участок Чертова Грива** находится в юго-восточной области контакта Топольнинского массива с карбонатными отложениями громотухинской серии ордовика–силура в пределах Баянихинского тектонического блока. Незначительность оруденения участка связана, в первую очередь, с ограниченностью процесса скарнообразования. Несмотря на преобладание карбонатных отложений в разрезе, тела имеют небольшую протяженность и встречаются только вблизи апофиз, главным образом над висячими боками. Состав скарнов и скарнированных пород аналогичен описанным ранее для этой группы. Содержание Au в пробах достигает 4 г/т, но рудные тела не выделяются (В.С. Рузаев, 2002 г.). Наличие всего одной мелкой аномалии Au над скарнами, отсутствие аномалий элементов-спутников говорит о весьма локальных процессах рудогенеза в этой части массива. Субсогласные контакту разломы северо-западной ориентировки, которые протягиваются сюда от проявлений Баяниха и уч. Пропащий Лог, не влияют на скарно- и рудообразование, по-видимому, из-за удаленности от массива. В отличие от других проявлений, где апофизы ориентированы, как

правило, согласно с напластованием или диагонально ему, здесь они секут толщу под прямым углом. Отсутствие на участке даек «пестрого» состава, наличие лишь редких тел диоритов и диоритовых порфиритов не позволяют говорить о длительности тектонических подвижек.

В составе первой группы обособляются участки **Рыбный Лог-1** и **Кемровский**, в которых дайки, осадочная толща, тела скарноидов и скарнов имеют ортогональные взаимоотношения с массивом. Они размещаются вблизи разломов, отделяющих тектонические блоки с разными уровнями эрозионного среза. В составе толщи преобладают терригенные отложения (алевролиты, песчаники) при резко подчиненной роли карбонатных пород. Терригенные породы подвержены ороговикованию, карбонатные – скарнированию. Скарны и скарнированные породы слагают отдельные маломощные прослои, линзы, реже пласты мощностью от 1 до 20 м, протяженностью от 15 до 180 м. Полнопроявленные скарны зафиксированы на уч. Рыбный Лог-2, имеют гранатовый, пироксеновый, везувиан-кальцит-эпидот-пироксен-гранатовый составы и содержат вкрапленность сульфидов, характерных для скарнов на других участках. Дайки отсутствуют или представлены лейкогранитами (уч. Кемровский).

Повышенная (до 1,5 г/т) золотоносность отмечается в зонах березитизированных и окварцованных песчаников мощностью до 12 м (уч. Рыбный Лог-2, по данным [7]), в скарнированных алевролитах, алевропесчаниках с кварц-кальцитовым штокверком мощностью до 1,7 м (уч. Кемровский). Золотоносность скарнов уч. Рыбный Лог-1 позднее не подтвердилась.

Несмотря на близость крупных разрывов и наличие фиксируемых по аэрофотоснимкам разрывных структур, тектоническая нарушенность участков слабая, что подтверждается отсутствием характерных для наиболее перспективных проявлений даек «пестрого» состава и наличием тел лишь поздней стадии становления топольнинской ассоциации. Вторичные ореолы Au и элементов-спутников устанавливаются только в приконтактной зоне массивов, осложненной дайками, и соответствуют зоне рассеянной минерализации. Главную роль в отсутствии значи-

мого оруденения сыграла, вероятно, подчиненная роль карбонатных отложений, а следовательно, и скарнов, а также дискордантные взаимоотношения осадочной толщи и массива.

Ниже приведены общие черты объектов первой группы и ряд отличий, которые повлияли на интенсивность золотого оруденения:

объекты локализованы на контакте гранитоидов массива и существенно карбонатных пачек или же мраморов;

простирание толщ конформно простиранию контакта массива, который осложнен апофизами;

апофизы массива конформны простиранию карбонатных отложений, диагональны или ориентированы вкрест;

встречаются биметасоматические и инфильтрационные скарны, скарнированные породы, положение которых согласно с карбонатной толщей, контактом массива и определяется наличием дуговых разломов, повторяющих изгибы толщ и линии контакта массива;

развитие скарнов благоприятно для последующего рудоотложения, хотя и не гарантирует наличие руды. Рудоотложение, возможно, связано с разломами северо-северо-западной ориентировки, область пересечения которых с дуговыми разломами наиболее благоприятна для отложения золота;

для рудных тел характерно отсутствие или редкая неравномерная вкрапленность сульфидов меди, висмута, пирита, шеелита, молибденита и др. Как правило, рудные интервалы визуально не отличаются от безрудных и выделяются только по результатам опробования;

обширные ореолы Au и элементов-спутников обычно соответствуют зонам рассеянной минерализации; контрастные и мелкие – областям локального проявления золото-скарновой минерализации; контрастные длиной в сотни метров северо-западного простирания, сопровождающиеся ореолами Cu, Sn, Bi, W, – наиболее перспективным участкам.

**Проявление Баяниха**, относящееся ко второй группе, расположено в пределах поднятого тектонического блока в области северо-западного контакта Топольнинского массива и громотухинской серии раннего силура. Основное орудене-

ние локализовано в телах золото-скарнового состава при наличии золото-сульфидно-кварцевых рудных тел. Вдоль западного контакта массива, как было установлено на участках Кемровский, Пропаший Лог и проявлении Баяниха, по данным дешифрирования космоснимков выделяется тектонически ослабленная зона северо-северо-западного простирания шириной ~600 м, протяженностью >3,5 км. Она контролирует размещение даек «пестрого» состава и зоны интенсивного скарнирования карбонатно-терригенных пород громотухинской серии с проявлением золото-скарновой минерализации (Н.А.Юшко, 2014 г.). Наиболее интенсивно зона развита на проявлении Баяниха.

Терригенно-карбонатные отложения в пределах рассматриваемого проявления имеют неоднородное линзовидно-пластовое строение с фациальными переходами. Горными выработками выявлено падение толщи под интрузивный массив на северо-восток под углом 75–80°. В пределах проявления рудовмещающая толща состоит из трех частей. Непосредственно на контакте с массивом расположен пласт алевролитов и ороговикованных алевролитов мощностью 90–130 м. По направлению от массива алевролиты сменяются группой сближенных линзовидных тел скарноидов общей мощностью до 75 м в раздувах с пластами мраморов и линзами роговиков. Еще дальше от массива породы представлены алевролитами, известковистыми алевролитами с отдельными пластами известняков, редкими линзами роговиков и скарнов общей мощностью ~30–80 м. Породы слабо скарнированы. В плане извилистый контакт гранитоидов массива не осложнен апофизами и сателлитами. В плане он ориентирован субпараллельно или диагонально под углом 10–15° к толще осадочных пород.

Наиболее ранние дайковые образования – дациты и риодациты куяганского комплекса – слагают субпараллельные, часто «слепые» тела мощностью 5–50 м, протяженностью до 250 м в центральной части проявления, конформные осадочным отложениям и рудным телам. На проявлении преобладают дайки диоритового состава: кварцевые диоритовые порфириды, кварцевые диориты, монцодиориты, монцодиоритовые

порфириды, кварцевые монцодиориты, связанные со второй фазой внедрения Топольнинского интрузива. Их мощность от первых до 10 м, иногда достигает 30 м в раздувах при протяженности 60–300 м. Реже встречаются плагиогранит-тоналит-порфиры, а также гранит-порфиры, граниты, сиениты, которые предположительно относятся к третьей стадии внедрения.

Скарноиды локализованы в центральной части проявления, где они слагают группу сближенных линзовидных тел, осложненных ответвлениями. В пределах скарноидов отмечаются линзы роговиков и ороговикованных пород. Протяженность линз до 300 м при мощности 2–70 м. Тела вытянуты согласно с простиранием толщи северо-западного направления, падение крутое на северо-восток под Топольнинский массив под углом 80–85°. Основное тело пространственно тяготеет к участку недр, наиболее осложненному разновозрастными дайками. Все скарноиды удалены от контакта массива на расстояние 45–85 м. Самые мощные их зоны находятся на удалении от массива, где отвечают, вероятно, наиболее мощной терригенно-карбонатной толще.

Скарноиды проявления Баяниха по текстурно-структурным характеристикам отличаются от близких по составу массивных скарнов проявления Сухая Грива. Преобладают тонкозернистые пятнисто-полосчатые и линзовидно-полосчатые разновидности. Породы представляют собой ороговикованные мергели, в которых фиксируются линзы, пятна и обособления тонко-мелкозернистых клинопироксен-гранатовых скарнов. Количество скарновых минералов может колебаться от 5 до 60%. Иногда скарны в виде пятен, полосок и линз развиты в мраморизованных известняках. Метасоматиты с содержанием граната 15–60% правильнее называть скарноидами. Причины неравномерности проявления процесса скарнообразования может быть несколько. Не исключено, что сказались отличие исходных пород: скарны на проявлении Сухая Грива развиваются преимущественно по известнякам, а скарноиды проявления Баяниха – по глинистым карбонатным породам. Вероятно, повлияла и близость теплового источника: полнопроявленные скарны проявления Сухая Грива возникли непосредственно

на контакте гранитоидов массива и осадочной толщи, а скарноиды проявления Баяниха – в 100–150 м от интрузивного контакта.

Четкий характер контактов и отсутствие зональности скарноидов относительно даек различного состава не позволяют говорить о роли последних в скарнообразовании. Не исключено, что скарноиды проявления Баяниха имеют инфильтрационную природу и связаны с удаленным источником флюидов, которым может быть скрытая на глубине часть Топольнинского массива. Как установлено по результатам документации канав и скважин, терригенно-карбонатная толща и массив падают навстречу друг другу под углом 20–25°.

Можно говорить о существовании двух благоприятных предпосылок для формирования скарноидов с последующим рудоотложением:

наличие мощной (80–100 м) крутопадающей пачки неоднородного известняково-мергелистого состава, являющейся благоприятной средой для образования тел рудоносных скарнов;

наличие тектонически ослабленной зоны (с простираем, совпадающим с рудовмещающей толщей), контролирующей рудоотложение, размещение наиболее мощных и протяженных даек «пестрого» состава.

Основное оруденение локализовано в скарноидах. Появление наиболее мощных рудных тел и тел с повышенными содержаниями Au до 34 г/т (М.Ф.Розен, 1957 г.), возможно, связано с наложением на скарны золото-сульфидно-кварцевой минерализации, проявленной на участке. Это подтверждается наложением березитоподобных метасоматитов хлорит-карбонат-кварцевого состава на скарны и увеличением мощности рудных скарнов над апикальной частью риодацитов куйганского комплекса со слабозолотоносными зонами серицитизации, карбонатизации и окварцевания (разрез по скважинам С-54, 55). Максимальная протяженность главного тела золотоносных скарнов 230 м при мощности 1–21 м. Золоторудные тела выявлены в скарноидах, слабо скарнированных породах, а также в алевролитах и гранитоидах. В южной части проявления на контакт гранит-порфиров массива с алевролитами наложена зона окварцевания мощностью 0,5–3,6 м при содержании Au до

1 г/т. Жильно-прожилковая зона мощностью 0,2–5,0 м в породах массива (см. рис. 2, б), ориентирована субмеридионально, содержание Au до 14 г/т. Рудные тела достаточно четко фиксируются по вторичным аномалиям Au и элементов-спутников – Cu, Bi, Ag, As, Sb, W, Mo. По направлению от гранитоидов к терригенно-карбонатной толще и скарноидам количество Mo и W убывает при увеличении концентраций Au, Ag, Cu, Bi, Sb (Н.А.Юшко, 2014 г.).

**Проявление Лог-26** находится вблизи западного контакта Караминского массива, осложненного разрывными нарушениями и интенсивно интродуцированного дайками, в пределах опущенного Нижнекараминского тектонического блока. Стратифицированные образования в северной части проявления имеют северо-северо-восточное простираение при падении на западо-северо-запад, которое к югу плавно меняется на северо-западное при юго-западном падении. Падение толщи крутое, 70–85° в направлении от массива.

Как и на проявлении Баяниха, локализирующую оруденение роль играет пачка терригенно-карбонатных пород, сложенная пластами и линзами ороговикованных алевролитов, скарноидов, роговиков, мраморов, метаморфизованных мергелей и глинистых известняков общей мощностью 70–150 м. К востоку, в сторону массива, она сменяется пачкой роговиков и ороговикованных пород, к западу – мраморизованными известняками.

Гранитоиды на объекте не вскрыты. Тоналит-порфиры, рассматриваемые как послонные сателлиты массива, в действительности представляют собой дайки дацитов, аналогичные кислым вулканитам проявления Баяниха. Предположительно, массив погружается под осадочную толщу. Преобладают многочисленные дайки риолит-гранит-порфиров, связанные фациальными переходами, диоритовых порфиритов, реже долеритов, единичных андезидацитов. Тела параллельны контакту массива и конформны простираению толщи осадочных отложений. Редкие дайки диоритовых порфиритов ориентированы вкрест толщи и контакта гранитоидов массива.

Скарноиды слагают линзо-, чаще пластообразные тела, которые по мощности уступают

скарноидам проявления Баяниха (2–15, реже до 30 м), но обладают большей протяженностью (150–1000 м). По составу и текстурно-структурным особенностям они аналогичны скарноидам проявления Баяниха. Простираение и падение пород согласуются с элементами залегания толщи и конформны дайкам. Основное промышленное оруденение приурочено к скарнированным породам. Мощность разведочных пересечений от 1–8 до 15–22 м, протяженность рудных тел 215–810 м. То есть мощности рудных тел близки, но на проявлении Лог-26 рудные тела в 2–2,5 раза протяженнее. Содержание Au по пробам достигает 40 г/т. Обильная сульфидная вкрапленность на объекте (в сумме около 3–5%) представлена пиритом, халькопиритом, пирротинном, реже борнитом, арсенопиритом, сфалеритом и другими минералами. Золотое оруденение наложено главным образом на скарны, хотя наиболее мощные золоторудные пересечения совмещают золотоносные скарны, риолиты, андезит-дациты куяганского комплекса и монцодиорит-порфиры топольнинской ассоциации. Мощность рудных тел возрастает, вероятно, к областям пересечения разрывных нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировок.

Во вторичных ореолах мраморизованная, ороговикованная и скарнированная осадочная толща выражена обширной аномалией, внутри которой по более высоким бортам выделяются ореолы северо-западного простираения. Аномалиям золота соответствуют аномалии элементов-спутников, хотя геохимическая картина здесь не такая отчетливая, как на проявлении Баяниха: ореолы Au отвечают выделяемым рудным телам, а аномалии элементов-спутников протягиваются вдоль разломной зоны дальше к юго-востоку от известных рудных тел и ореолов Au.

Таким образом, на проявлении Лог-26 наблюдается максимальная на рудном поле протяженность даек, скарноидов и рудных тел, несмотря на значительное удаление от массива. Вероятно, это связано главным образом с наличием здесь зоны долгоживущих разломов северо-западной ориентировки, которая предопределила развитие протяженных северо-западных тел скарнов и даек. О существенной тектонической нарушен-

ности проявления свидетельствуют также количество и разнообразие состава даек; в сумме на их долю приходится ~30–50% площади.

**Участок Пропаций Лог** расположен к юго-востоку от проявления Баяниха в зоне влияния разломной зоны северо-западного простираения, о которой говорилось выше. Предполагалось, что участок перспективен на выявление скарновых зон, аналогичных таковым на проявлении Баяниха. Однако осадочная толща здесь иного строения. Северо-западная часть участка сложена алевролитами, в меньшей степени песчаниками с редкими прослоями мраморизованных известняков. В юго-западной части на контакте с диоритами и габбродиоритами Топольнинского массива локализованы мраморизованные известняки, которые к западу сменяются алевролитами. В отличие от проявления Баяниха падение контакта субвертикальное.

Развитие дайкового комплекса на участке из-за неравномерной изученности горными выработками оценить довольно сложно. По данным бурения и геологических маршрутов здесь фиксируются дайки диоритовых порфиритов северо-западной ориентировки, субсогласные с простираением осадочной толщи. Скарны кальцит-эпидот-клинопироксен-гранатового и клинопироксен-гранатового составов образуют узкую полосу мощностью до 1 м вдоль контакта массива с известняками. Повышенные содержания Au не обнаружены. По результатам литохимических работ слабоконтрастные аномальные геохимические поля выделены только в северо-западной части перспективного участка. Они имеют северо-западную ориентировку, подчеркивая северо-западное простираение разломной зоны, протягивающейся от проявления Баяниха к юго-востоку. Эти аномалии не получили заверки.

Вполне вероятно, что отсутствие значимых зон скарнирования при наличии благоприятных условий следует объяснять, прежде всего, субвертикальными контактами массива. Здесь осадочная толща в зоне контакта имеет терригенный или чисто карбонатный состав, в то время как для формирования скарноидов благоприятны толщи существенно неоднородного терригенно-карбонатного. Также следует отметить меньшую тектоническую нарушенность юго-вос-

точной части уч. Пропаший Лог по сравнению с северо-западной, где развиты наиболее интенсивные контрастные ореолы Au. Наличие даек лишь диоритового состава, связанных со становлением второй фазы массива, не позволяет говорить о длительности тектонических подвижек в этой его части.

**Участок Кирпичный** занимает промежуточное положение между объектами первой и второй групп. С одной стороны, он расположен на диаметрально противоположной части контакта Караминского массива от проявления Лог-26 и обладает чертами сходства с последним: карбонатно-терригенная толща конформна контакту массива, а немногочисленные тела скарнов и скарноидов линейно вытянуты вдоль простирания толщи и контакта. В то же время, массив слагает апофизу, окружая пласт терригенно-карбонатных пород, по которым также образуются скарны. Это сближает участок с объектами первой группы.

Дайковые тела практически отсутствуют, что указывает на слабую тектоническую нарушенность участка. На последнем выявлены обширные аномалии Au, Bi, As, Cu, Sn северо-западного простирания. Аналогично уч. Чертова Яма контуры уч. Кирпичный хорошо фиксируются по обширному ореолу Au по борту 0,004 г/т, который возникает преимущественно над осадочными породами, а над гранитоидами проявлен частично.

Золоторудная минерализация на уровне до 1,5 г/т сосредоточена в основном в скарнах северо-западного простирания, незначительное количество Au (до 0,7 г/т) установлено в роговиках, алевролитах. Минерализованные зоны в диоритах массива содержат Au до 2,0 г/т. Невысокие содержания золота и ограниченный масштаб оруденения, наряду с немногочисленными телами скарнов и слабой тектонической нарушенностью при широких вторичных ореолах Au и элементов-спутников, позволяют говорить о формировании рассеянной минерализации над пологим погружением массива под существенно терригенные толщи. Ввиду отсутствия тектонически ослабленных зон и незначительной доли скарнов золото, вероятно, не могло локализоваться

в виде протяженных и мощных рудных тел, как на проявлениях Лог-26 или Баяниха, и сформировало рассеянную минерализацию.

Таким образом, вторая группа участков характеризуется набором общих черт (благоприятных факторов), которые предопределили образование протяженных, выдержанных по простиранию скарновых и рудных тел:

нахождение вблизи контакта массива пачек терригенно-карбонатных и карбонатных пород, простирание которых конформно простиранию контакта массива;

литологическая неоднородность с чередованием алевролитов, известняков, известковистых алевролитов, мергелей, что обуславливает ослабленность участка недр вблизи массива и, следовательно, повышенную проницаемость толщи при метасоматозе;

наличие вблизи массива зоны линейных разрывов северо-западного и северо-северо-западного простирания, конформных простиранию осадочных отложений и контакту массива, что создает благоприятные условия для проникновения и разгрузки пневматолит-гидротермальных растворов с образованием метасоматитов (скарнов, пропилитов, карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов) и последующим рудоотложением;

наличие поперечных разрывов северо-восточной ориентировки, что приводит к образованию рудных столбов (проявление Лог-26);

падение массива под осадочный чехол, что более благоприятно для метаморфического прогрева толщи и последующего метасоматоза, чем субвертикальные контакты;

наличие разновозрастных даек «пестрого» состава, что является отражением длительной тектонической нарушенности участка недр; дайки куюганского комплекса создают дополнительное дорудное ослабление вблизи контакта.

Основное оруденение локализовано в скарноидах, которые имеют инфильтрационную природу и содержат редкую неравномерную вкрапленность сульфидов меди, висмута, пирита, арсенопирита и др. Встречаются также золотоносные кварцевые жилы, зоны окварцевания и березитизации в гранитоидах массива и дай-

Геолого-поисковая модель золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля

Элементы модели (факторы, критерии, признаки)	Характеристика элементов модели
Геолого-структурная позиция рудного поля	Система блоков, осложняющих северо-восточное обрамление тектоно-магматического поднятия
Геолого-структурная позиция золоторудных проявлений	Тектонизированные экзоконтактные зоны массивов гранитоидов, осложненные их апофизами и насыщенные дайками «пестрого» состава
Рудовмещающие образования	Интенсивно дислоцированные терригенно-карбонатные толщи ( $S_1-D_2$ )
Магматические образования (продуктивные)	Гранитоиды габбро-гранодиорит-гранитного комплекса, комплекс даек «пестрого» состава
Рудоконтролирующие нарушения	Системы разрывов, конформных залеганию пород рудовмещающей толщи, в сочетании с фрагментами линейных (секущих) разрывов
Морфология рудных тел	Линзовидные, пластообразные, крутопадающие тела золотоносных скарнов, минерализованные зоны золото-сульфидно-кварцевого состава
Контактово-измененные рудовмещающие толщи	Роговики кварц-биотитового, кварц-биотит-полевошпатового и прочего составов (по терригенным образованиям), в разной степени мраморизованные карбонатные породы
Гидротермально измененные породы:	
площадные	Ранние – альбит-амфибол-эпидот-хлорит-карбонатные пропилиты в сочетании с жилами и жильно-прожилковыми зонами близкого состава Поздние – кварц-серицитовые и кварц-серицит-карбонатные (березитоподобные) метасоматиты наиболее интенсивно проявлены в тектонизированных терригенных блоках
околорудные	Ранние – пропилиты амфибол-эпидот-хлорит-кварц-карбонатного состава (в скарнах и дайках среднего состава) Поздние – березиты кварц-серицит-карбонат(анкерит)-пиритового состава в терригенных породах и дайках кислого состава
Продуктивный минеральный комплекс	Золото-халькозин-халькопирит-борнитовый (с теллуридами Bi, Ag и т.д.); золото-сульфидно-кварцевый (пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит, блеклые руды (?))
Вещественный состав руд:	
рудные минералы	Магнетит, борнит, халькопирит, халькозин, ковеллин, блеклые руды, теллуриды Bi, Ag, Pb и т.д.; пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит
нерудные минералы	Гранат, клинопироксен, амфибол, эпидот, хлорит, кварц, серицит, карбонаты
Типоморфная характеристика самородного золота:	
в скарнах	Весьма мелкое, правильные формы редки – искаженные кристаллы, цепочковидные сростки, дендритоиды. Преобладают частицы неправильного (комковидные, интерстициальные, реже трещинно-прожилковые) и смешанного (гемидиоморфные) типов. Срастания золота с висмутином, тетрадимитом, кварцем, клинопироксеном. Пробность от 775 до 891%, средняя 844%. Элементы-примеси – Te, Hg, Bi (?)
в жильно-прожилковых зонах	В целом весьма мелкое и мелкое. Правильные формы – единичные искаженные кристаллы. Преобладают неправильные (комковидные, трещинно-прожилковые, интерстициальные) формы выделений при заметной роли смешанных. Включения сульфидов (арсенопирит), кварца, глинистых минералов. Пробность от 887,74 до 966,60%, средняя 938,83%. Элементы-примеси – Cu
Геохимическая характеристика руд:	
в скарнах	В первичных и вторичных ореолах рудным телам соответствуют поля Bi, Cu, Sn, Zn, W
в жильно-прожилковых зонах	В первичных и вторичных ореолах рудным телам соответствуют поля As, W, реже Pb

ках «пестрого состава». Таким образом, объекты второй группы – наиболее перспективны.

Как видно из сравнения проявлений Сухая Грива и Баяниха первой и второй групп, интенсивность скарнового процесса не оказывает существенного влияния на рудоотложение: уровни содержаний золота в скарнах сопоставимы с таковыми в скарноидах. Это говорит о том, что скарнированные породы являются лишь благоприятной средой для отложения золота. Они в большей степени подвержены хрупким деформациям, приводящим к формированию трещин и пустот с последующим отложением в них золота, чем вязкие известняки и алевролиты, которые при тектонических нагрузках претерпевают пластические деформации. С учетом полученных данных авторами составлена предварительная геолого-поисковая модель золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (таблица).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бедарев Н.П., Гусев А.И. Геология и золотоносность Топольнинского рудного поля // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 100–109.
2. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука, 1972.
3. Государственная геологическая карта м-ба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-1 (Солонешное). Объяснительная записка и карта полезных ископаемых. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
4. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – Томск, 2006.
5. Гусев Н.И., Гусев А.И. Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 67–78.
6. *Метасоматизм* и метасоматические породы / В.А.Жариков, В.Л.Русинов, А.А.Маракушев и др. – М.: Научный мир, 1998.
7. *Петрология* и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая / А.И.Гусев, Н.И.Гусев, Е.М.Табакаева и др. – Бийск: АГАО им. В.М.Шукшина, 2013.
8. Рузаев Р.В., Тимкин Т.В. Геологическое строение Топольнинского рудного поля // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. VII Международного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых. – Томск, 2003. С. 61–62.
9. Савинова О.В. Условия формирования и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения в Топольнинском рудном поле (Горный Алтай): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 2014.
10. Семенцов Б.Г. Стадийность золотооруденения Топольнинского рудного поля на севере Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. 2004. № 1. С. 27–31.
11. Тимкин Т.В., Логвиненко О.В. Особенности геохимической зональности рудопроявления «Чертова Яма» Топольнинского золоторудного поля (Алтайский край) // Интерпретация и оценка разноранговых рудогенных геохимических аномалий в сложных ландшафтно-геологических условиях: Мат-лы конференции. М., 2013. С. 39–40.

Алексей Вячеславович Окулов,  
аспирант ФГУП ЦНИГРИ  
okulovav@mail.ru

Виталий Антонович Рожченко,  
ведущий геолог  
gapse@mail.biysk.ru

## GEOLOGY AND POSITION OF GOLD OCCURRENCES IN TOPOLNINSKY ORE FIELD, ALTAI

A.V.Okulov,  
V.A.Rozhchenko

*Geology of Topolninsky ore field and position of known gold occurrences and promising properties recently studied in detail is described. Targets differing in formative environment characteristics are outlined. Key controls of the gold prospectivity are revealed, a preliminary exploration model is designed for Topolninsky ore field.*

*Key words: gold, formative environment, target, prospectivity, Altai.*

## ТЕКТОНИКА РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Б.Д.Углов**

ФГУП Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов,  
г. Москва

**М.Е.Мельников**

ГНЦ ФГУП «Южморгеология»,  
г. Геленджик

*В рудной провинции Магеллановых гор Тихого океана, примыкающей к Марианскому звену Западно-Тихоокеанской островодужной системы, широко развиты кобальтоносные железо-марганцевые корки на поверхностях гайотов. Характерные черты тектоники и глубинного строения провинции определены по геоморфологическим, гравиметрическим и магнитометрическим данным. Выявлены регулярная сеть разрывных нарушений и структура магнитных аномалий региона. Определены положения поверхности кристаллического фундамента, поверхности мантии, оценена мощность земной коры, установлены области внутриплитной тектоно-магматической активизации.*

*Ключевые слова: Тихий океан, Магеллановы горы, геофизические методы, глубинное строение, области тектоно-магматической активизации.*

Магеллановы горы – это дугообразная цепь крупных внутриплитных вулкано-тектонических сооружений Западно-Тихоокеанской переходной зоны от океана к континенту (Западно-Тихоокеанской транзитали), разделяющая глубоководные котловины Сайпан и Пигафетта (рис. 1) [2, 7, 10]. Эти котловины являются частью Западно-Тихоокеанской плиты и представляют собой абиссальные равнины, располагающиеся на глубинах порядка 6000 м. Западная часть Магеллановых гор примыкает к Марианскому звену Западно-Тихоокеанской островодужной системы, восточная соседствует с отдельными элементами крупнейшей внутриплитной диагональной тектоно-магматической структуры Маршалловых островов (поднятия Ралик, Эневеток, собственно северо-западной части Маршалловых островов). С севера Магеллановы горы ограничены подводными горными массивами Маркус-Уэйк (хребет Даттон) и Маркус-Неккер, с юга – Каролинскими горами. В геоморфологическом плане Магеллановы горы – цепь подводных гор

(в основном плосковершинных – гайотов) (рис. 2) с превышением над абиссальным дном ~4 км. Гайоты Магеллановых гор и некоторых ближних поднятий (Эневеток, Ралик) интенсивно исследуются ГНЦ «Южморгеология».

Интерес к изучению гайотов вызван тем, что на их склонах залегают кобальтоносные железо-марганцевые корки (КМК), представляющие собой минеральный агрегат гидроксидов железа и марганца, содержащие Co, Ni и другие полезные компоненты. Корки образуют сплошные покровы толщиной несколько сантиметров на обнаженных поверхностях коренных пород океанического дна. По обобщенным данным, они располагаются преимущественно на свободных от рыхлых осадков поверхностях вершин и склонах подводных гор и поднятий на твердом субстрате в продуктивном интервале ниже слоя кислородного минимума в пределах глубин 500–3500 м. В интервале 500–2000 м формируются КМК очень богатого кобальтового типа с содержанием Co >0,8%. Ниже (2000–3500 м) размещаются корки

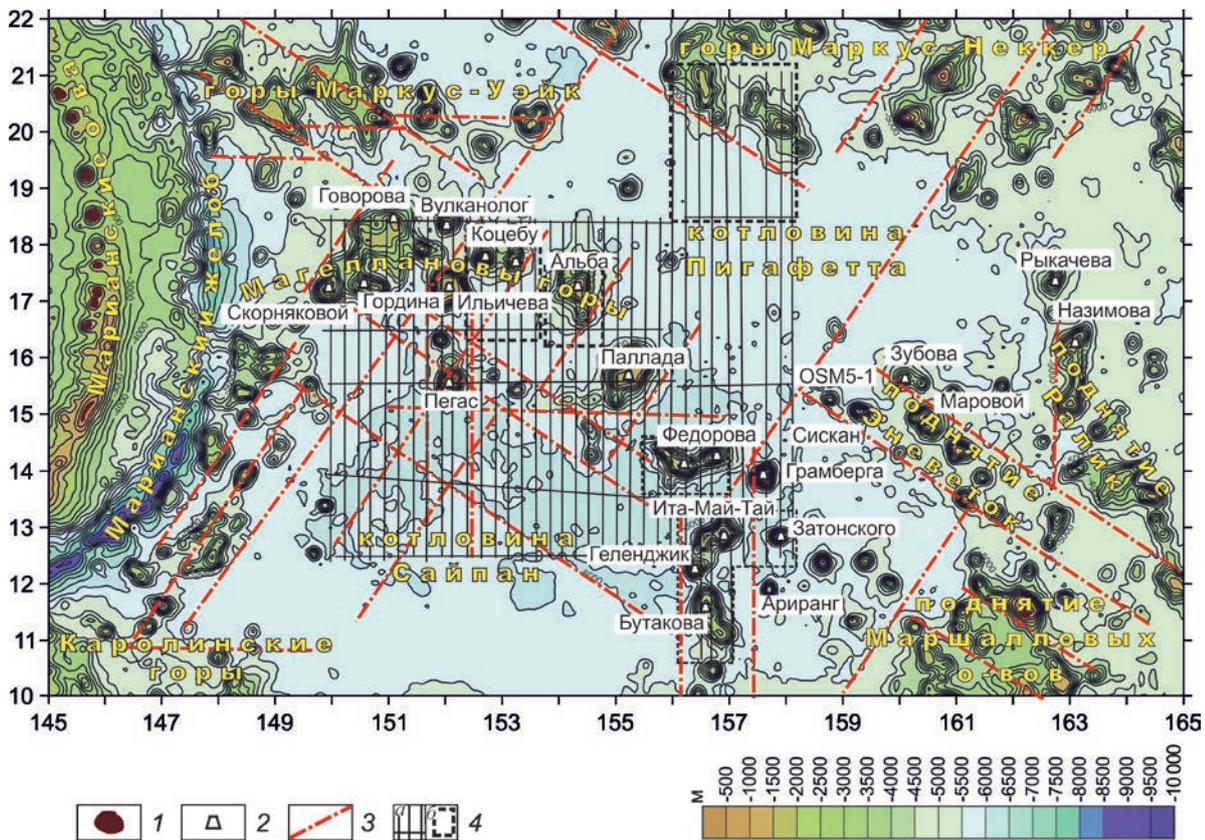


Рис. 1. Рельеф дна Магеллановых гор и окружающих структур:

1 – острова; 2 – вершины изучаемых гайотов; 3 – разломы; 4 – профили (а) и участки детализации (б) магнитометрической съемки

богатого кобальтового типа с содержанием Со 0,4–0,8% (см. рис. 2) [12, 13].

Распределение кобальтоносных железо-марганцевых корок на конкретных подводных горах сложное и зависит от многих факторов, таких как морфология подводной горы, характер течений, степень разрушения породы, тип и возраст породы субстрата, история погружения гайотов и др. Коркам присущи значительные концентрации различных металлов – Со, Ni, Mn, Се, Ti, Pt, Мо, Те, Си, имеющих большое стратегическое и экономическое значение. Особенно привлекательны корки с высоким содержанием Со, стоимость которого всегда была достаточно высока. По данным ГНЦ «Южморгеология», прогнозные ресурсы КМК изученных гайотов весьма значительны. По совокупности они составляют порядка 1,5 млрд т сухой руды, 320 млн т Mn, 8 млн т Со, 7 млн т Ni (рис. 3). В целом район Магеллано-

вых гор соответствует нескольким уникальным (>50 тыс. т каждое) наземным месторождениям кобальта и средним по ресурсам марганца [14]. Он полностью удовлетворяет предварительным критериям экономически целесообразной эксплуатации КМК. В связи с этим Российской Федерацией подана заявка в Международный орган по морскому дну (МОМД ООН) на выделение в Магеллановых горах района для изучения и последующей эксплуатации КМК. На 20-й сессии МОМД эта заявка была одобрена и утверждена, а 10 марта 2015 г. между РФ и МОМД заключен контракт на разведку КМК.

Исследование подводных гор – не только серьезная прикладная задача, но и важная составная часть познания геологического строения океана. Хотя наиболее общие представления о строении и происхождении подводных гор сформулированы достаточно давно [26] и работы в

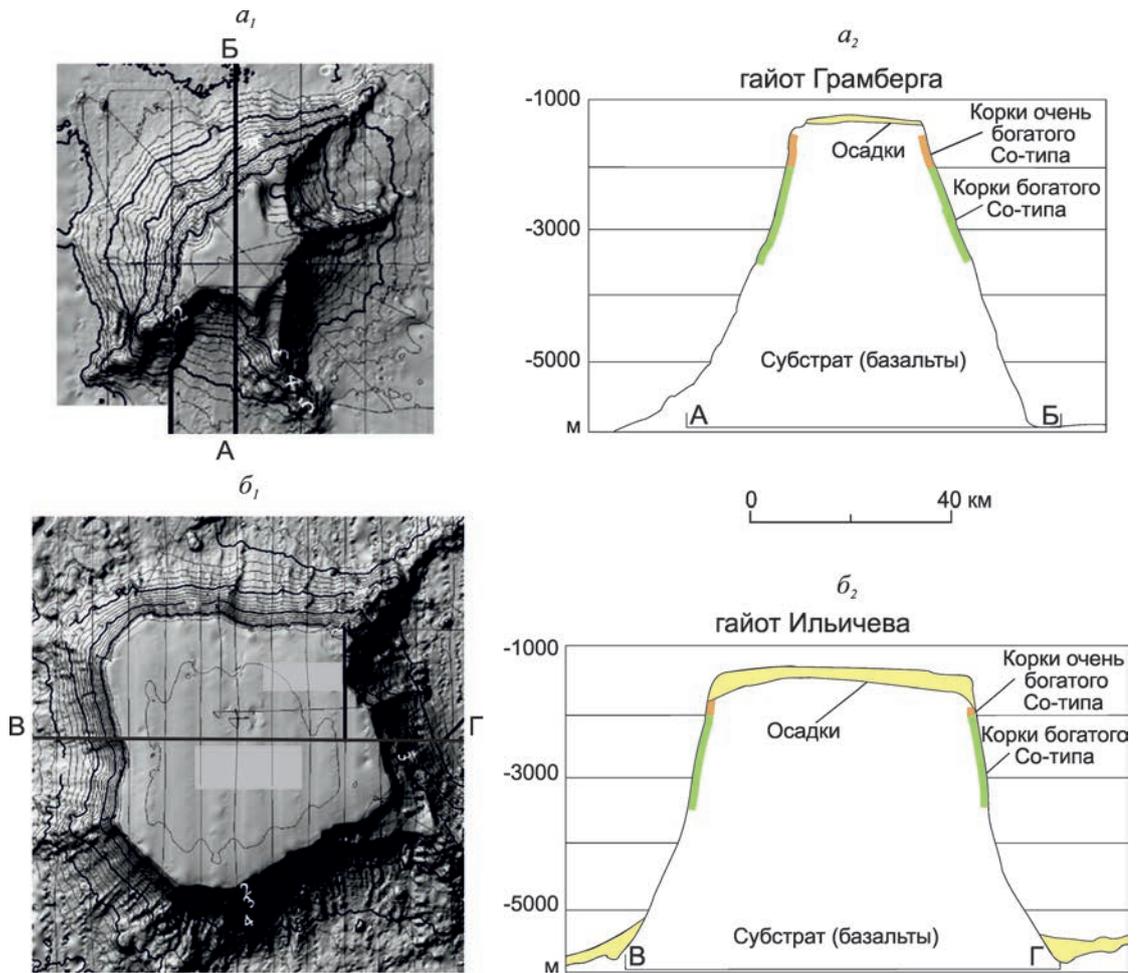


Рис. 2. Рельеф отдельных гайотов Магеллановых гор по данным эхолотирования [25] ( $a_1$ ,  $b_1$ ); сейсмо-акустические профили через гайоты и обобщенные данные по зонам залегания КМК на склонах гайотов ( $a_2$ ,  $b_2$ ) [4, 13]

данном направлении продолжают практически непрерывно, наши знания об этих объектах остаются довольно приблизительными. Когда же речь заходит о целых структурах, сформированных подводными горами (поднятиях, цепях), то изученность их можно признать лишь относительно детальной и достоверной в пределах отдельных горных сооружений. Именно поэтому нами предпринята попытка осветить основные элементы тектоники и глубинного строения Магеллановых гор и некоторых окружающих их структур по имеющимся геофизическим материалам регионального масштаба.

Одним из основных источников геофизических данных для акваторий Мирового океана являются результаты весьма успешной програм-

мы спутниковой альтиметрии, выполненной в США [22, 23]. Получены подробные, хотя и относительно сглаженные, карты высот геоида, аномалий силы тяжести в свободном воздухе и рельефа дна. В распределении аномалий силы тяжести в свободном воздухе (рис. 4, а) отчетливо отражаются отдельные положительные структуры рельефа (подводные горы, гайоты), которые прямо коррелируют с максимумами силы тяжести, достигающими иногда +250 мГал и более. В то же время, некоторые гайоты основных горных массивов окружены приуроченными к межгорным прогибам пониженными значениями аномалий силы тяжести интенсивностью до -60 мГал. В свою очередь, глубоководным котловинам соответствует практически безаномаль-

ное, близкое к нулю, гравитационное поле. Это обстоятельство указывает на наличие прогиба литосферы под воздействием нагрузки горных построек в пределах основных горных массивов региона. Исключение составляет западная часть Магеллановых гор, примыкающая к Марианскому желобу, которая выделяется менее выраженными в гравитационном поле прогибами. Этот факт, очевидно, свидетельствует о различиях в плотностных характеристиках пород восточной и западной частей Магеллановых гор. Западная часть массива, по-видимому, принадлежит к уже краевому валу Марианской островодужной системы со своими тектоническими особенностями. Породы, слагающие другие части горных систем (толеиты, спилиты, метабазалты, метадолериты), по-видимому, меньшей плотности, чем породы нормальной океанической коры, и вследствие этого крупные массивы подводных гор вместе с основаниями «плавают» в более плотном субстрате.

Корейские исследователи провели набортную гравиметрическую съемку нескольких гайотов Магеллановых гор, Маршалловых островов и поднятия Эневеток [18], с учетом которой предприняли попытку оценить упругие свойства литосферы, а по величине нагрузки и реакции на нее субстрата приближенно определить плотность пород, слагающих гайоты. В результате они пришли к выводу: породы гайотов Затонского, Оннури (у авторов Сискан) и Чангпого (у авторов OSM5-1) имеют плотность  $<2,67 \text{ г/см}^3$ , что ассоциируется ими с андезитовыми вулканитами, а породы гайотов Ильичева, Грамберга, Зубова при плотности  $>2,8 \text{ г/см}^3$  предположительно представлены базальтами. Впрочем, какой-либо закономерности в распределении плотностей, а следовательно, и слагающих горы вулканитов (возможно, ввиду малочисленности данных) не отмечается.

Интересны результаты расчета аномалий силы тяжести в редукции Буге (введение в значения аномалий в свободном воздухе поправок на топографию океанического дна с учетом сферичности Земли), приведенные на рис. 4, б. В данной редукции массивам подводных гор соответствуют пониженные (до 250 мГал и менее) аномалии силы тяжести, в то время как ок-

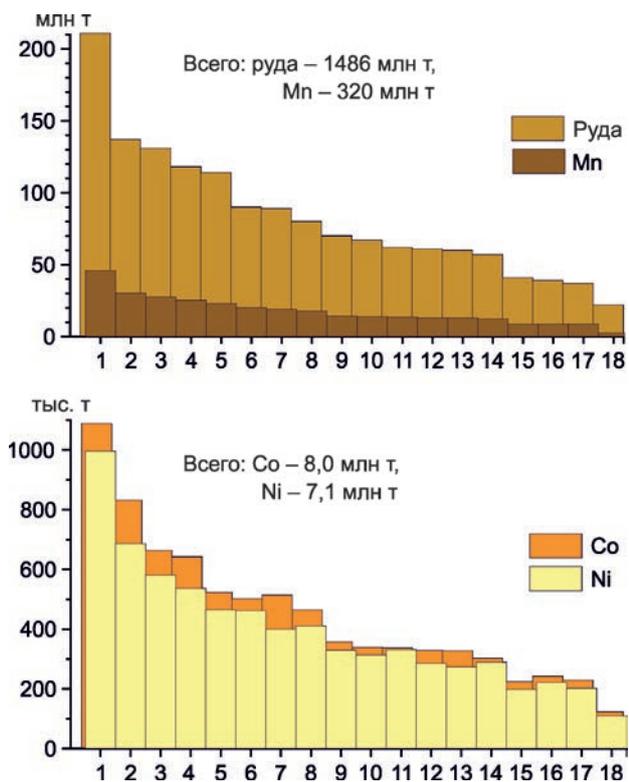


Рис. 3. Прогнозные ресурсы Магеллановых гор и некоторых окрестных поднятий (по данным ГНЦ «Южморгеология»):

гайоты: 1 – Говорова, 2 – Назимова, 3 – Ита-Май-Тай, 4 – Федорова, 5 – Бутакова, 6 – Ильичева, 7 – Альба, 8 – Коцебу, 9 – Маровой, 10 – Скорняковой, 11 – Зубова, 12 – Гордина, 13 – Паллада, 14 – Пегас, 15 – Грамберга, 16 – Рыкачева, 17 – Вулканолог, 18 – Затонского

ружающие участки (глубоководные впадины) Западно-Тихоокеанской плиты отмечены максимумами силы тяжести, превышающими 400 мГал. В редукции Буге отчетливо проявляется разделение глубоководной котловины Сайпан на две впадины – Восточный и Западный Сайпан, а Магеллановых гор на западную, восточную и северную цепи. Кроме того, в этой редукции намечается и разделение впадины Пигафетта, как минимум, на три структуры.

Как известно, гравитационные аномалии типа Буге в значительной степени отражают строение основных плотностных границ в разрезе земной коры. В океанической коре таких границ две – поверхность кристаллического фундамента, представленного II и III слоями океанической коры (поверхность консолидированной части



Методы и методики прогноза, поисков,  
оценки и разведки месторождений

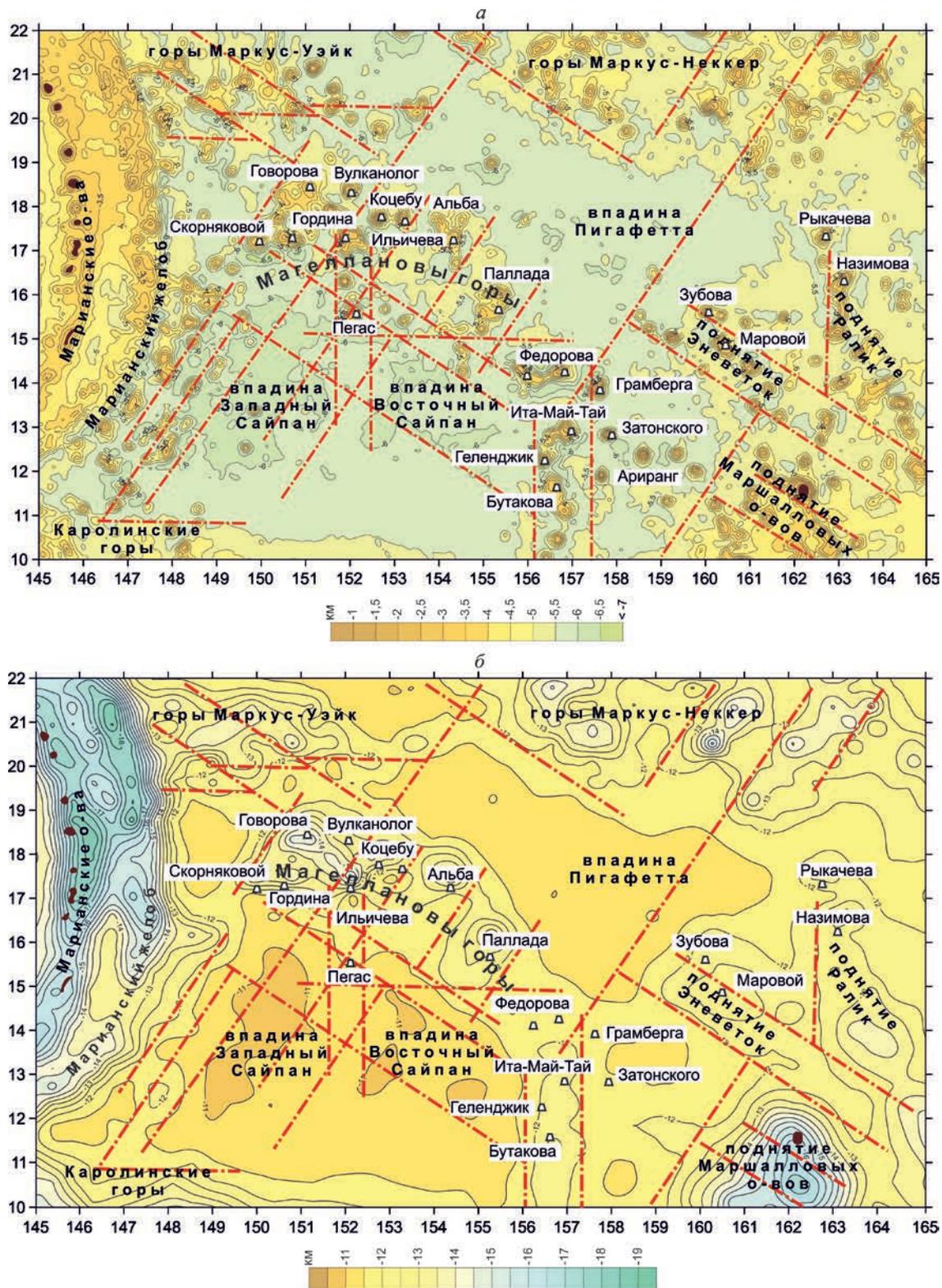


Рис. 5. Рельеф кристаллического фундамента (а), поверхности Мохо (б) Магеллановых гор и окружающих структур:

изолинии проведены через 0,5 км; усл. обозн. см. рис. 1



ностью земной коры в целом и ее консолидированной части. Мощность земной коры в пределах горных массивов достигает 10–14 км, что не свойственно нормальной океанической коре, обычно имеющей мощность порядка 6 км.

Одно из серьезных достижений отечественной геофизики – выполнение регулярной магнитометрической съемки, охватывающей северную и восточную части Магеллановых гор, а также западную часть гор Маркус-Неккер. Съемка проводилась в разные годы многими организациями (ПО «Дальморгеология», Институт вулканологии РАН, ГНЦ «Южморгеология» и др.) по сети профилей (см. рис. 1). В результате уравнивания профилей и приведения съемок к единому уровню относимости нами построена сводная карта аномального магнитного поля  $\Delta T_a$ , (рис. 7).

Междугалсовые расстояния региональной съемки (~27 км) и ее среднеквадратическая погрешность ( $\pm 33$  нТл) позволяют строить кондиционную результирующую карту региона в м-бе 1:2 500 000 с сечением изолиний 100 нТл. Кроме того, на отдельных гайотах или их группах осуществлены детализированные съемки в более крупных масштабах (до 1:100 000). Площади таких участков выделены на рис. 1. Можно считать, что это первая регулярная магнитометрическая карта весьма обширного участка Западно-Тихоокеанской транзитали, на которой уверенно воспроизводится действительная картина распределения магнитных аномалий. В данном случае отсутствуют попытки неформализованной корреляции отдельных пиков аномального магнитного поля по профилям случайных направлений на расстояниях в сотни километров [6], что весьма часто встречается при построениях осей магнитных аномалий и интерпретации полученного полосового магнитного поля в качестве возрастной последовательности новообразований океанической коры [3].

Аномальное магнитное поле региона очень спокойное, что присуще глубоководным котловинам Пигафетта и Сайпан как невозмущенным частям Тихоокеанской плиты. Здесь выделяются лишь слабоинтенсивные (около 100 нТл) квазилинейные аномалии приблизительно субширотного простирания, хотя явно выраженной упорядоченности в их структуре не отмечается. В

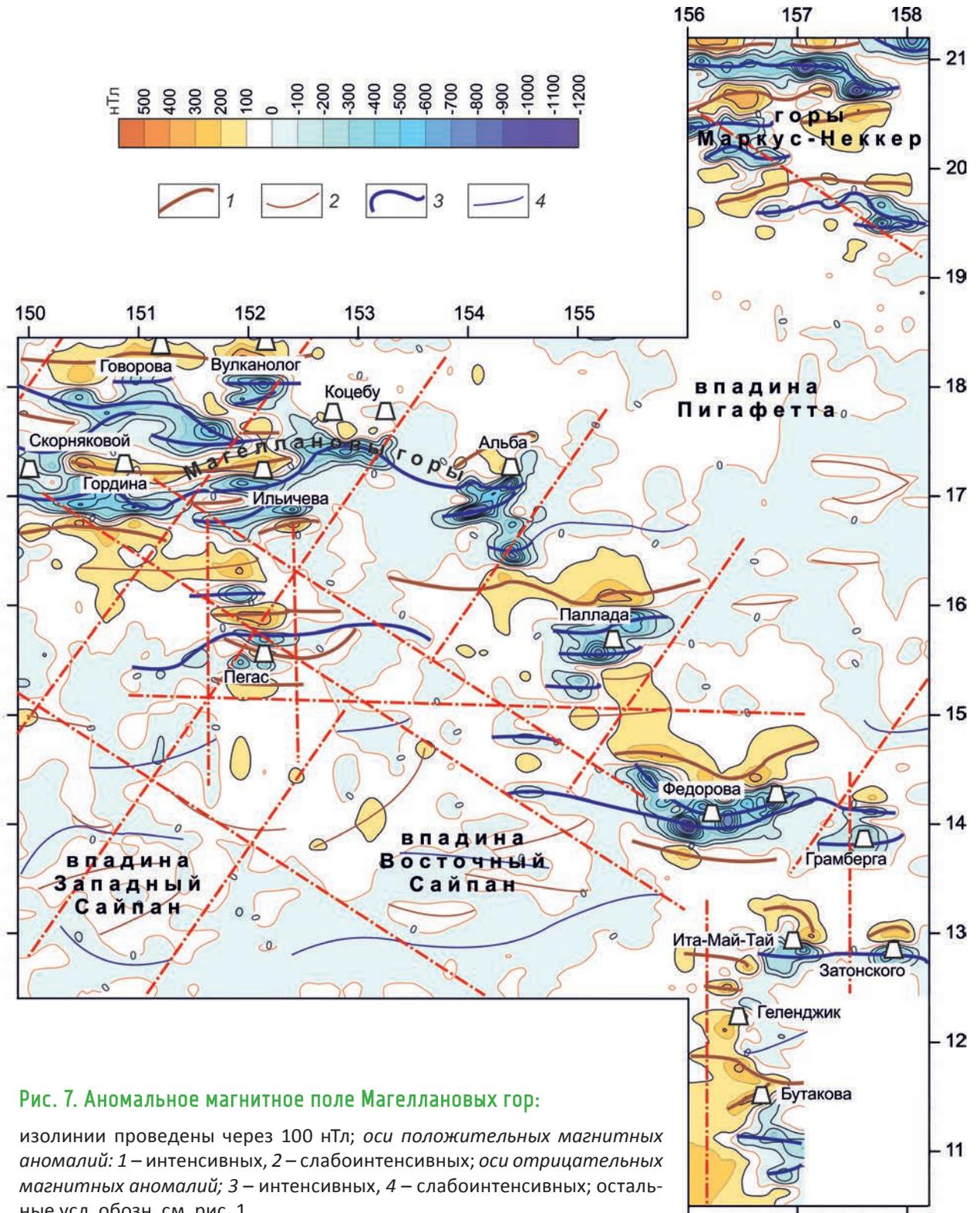
то же время, на фоне спокойного поля котловин резко выделяются дугообразная структура Магеллановых гор и юго-западная часть массива подводных гор Маркус-Неккер, к которым тяготеют интенсивные знакопеременные линейные аномалии также широтной ориентации, но с большой амплитудой >1500 нТл.

В связи с этим заключение о северо-восточном простирании осей магнитных аномалий во впадинах Пигафетта и Сайпан и приписывание им последовательности от М25 до М37 [1, 20, 21], смещенных относительно друг друга на расстояние порядка 500 (!) км по трансформному (?) разлому Огасавара или рифтовому (?) [1, 19] внутриплитному образованию неясной природы, не имеет, по нашему мнению, под собой фактического основания.

Из сопоставления рельефа дна и аномального магнитного поля изучаемого региона следует, что отмеченные выше интенсивные линейные аномалии магнитного поля приурочены исключительно к отдельным группам подводных гор и гайотов. При этом широтные направления полосовых аномалий остаются неизменными независимо от того, в каком направлении вытянуты цепи подводных гор – будь то широтная северная цепь, меридиональная восточная или меридиональный отрог северной цепи с гайотом Пегас. Практически не отмечается какой-либо заметной корреляции между формами рельефа и магнитными аномалиями. Экстремумы аномалий могут быть приурочены как к вершинам, так и к склонам и подножиям гайотов.

Отечественные и корейские исследователи пробовали по данным локальных модульных гидромагнитных съемок на отдельных гайотах Магеллановых гор вычислить расположение палеомагнитных полюсов Земли в период образования подводных гор [1, 10, 17]. Однако такие попытки при отсутствии информации о компонентах вектора магнитного поля Земли (Z, H, I, D) представляются нам не вполне корректными. Поэтому к результатам подобных расчетов следует относиться с осторожностью.

Еще раз обратим внимание на упоминавшуюся выше особенность аномального магнитного поля региона – массивам подводных гор соответствуют интенсивные широтные магнитные ано-



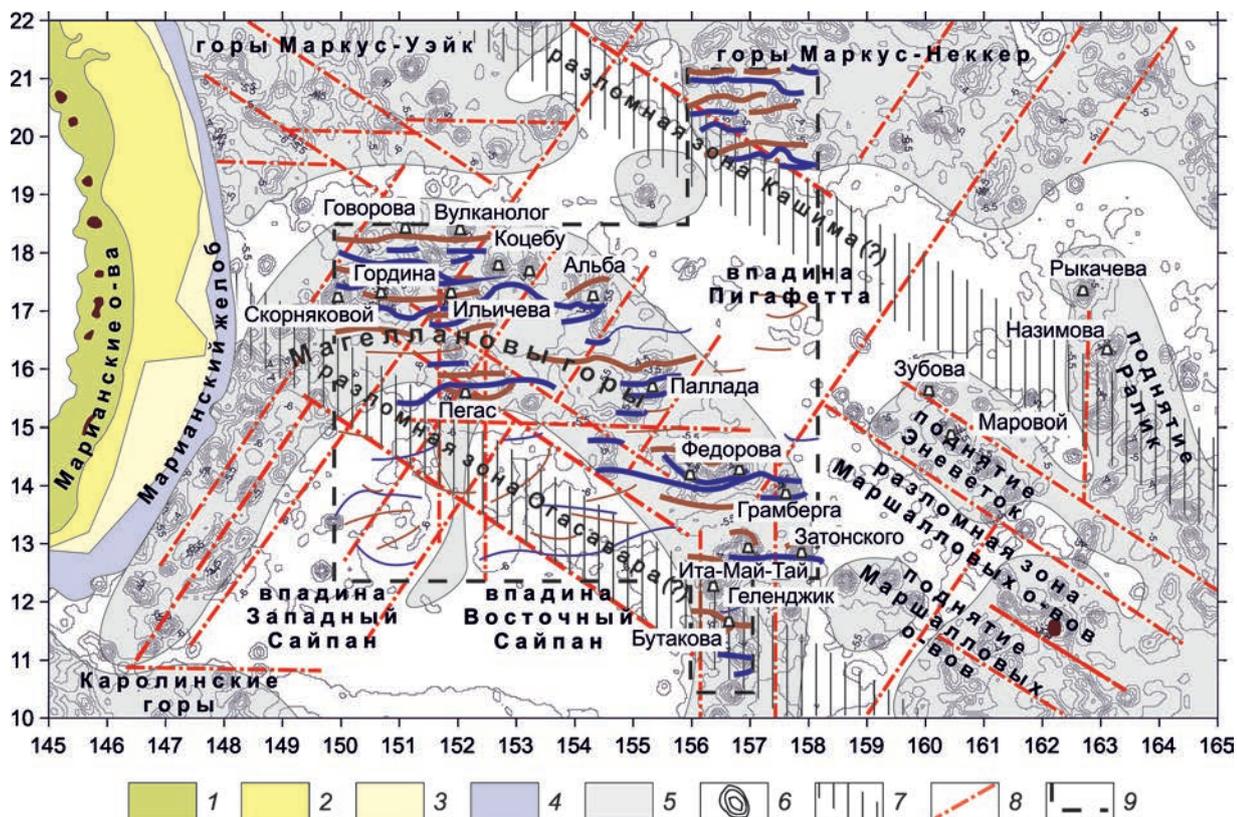


Рис. 8. Тектоника района Магеллановых гор и окружающих структур:

1 – вулканическая островная Марианская дуга; 2 – фронтальный прогиб; 3 – невулканическая фронтальная дуга (аккреционная призма); 4 – глубоководный Марианский желоб; 5 – внутриплитные массивы подводных гор (области тектоно-магматической активизации); 6 – отдельные подводные горы и гайоты; 7 – предполагаемые глобальные зоны разломов; 8 – внутриплитные разломы регматической сети; 9 – площадь магнитометрической съемки

малии, а нормальной океанической коре, вмещающей эти структуры, – безаномальное магнитное поле. Такое распределение магнитных аномалий совершенно необычно для океанической коры. Особенно труднообъяснимо на современном этапе широтное направление интенсивных магнитных аномалий в пределах областей тектоно-магматической активизации (подводных горных массивов), почти ортогональное к ожидаемому направлению магнитных аномалий, обычно совпадающему с таковым спредингового хребта (в нашем случае – Восточно-Тихоокеанского поднятия). По-видимому, возникновение этих аномалий обусловлено разностью состава слагающих данные массивы пород, но какие причины приводят к расслоению пород именно в таком порядке, пока остается неясным.

Во всяком случае, отмечаемое распределение аномалий и их направление противоречат общепринятой гипотезе Вайна-Мэтьюза о намагничивании новых порций пород дна океана в спрединговых хребтах в соответствии со сменами направлений палеополюсов магнитного поля Земли.

Учитывая данные о тектонике всей Западно-Тихоокеанской переходной зоны [14] и представленные геофизические данные, проанализируем подробнее тектоническое строение изучаемого региона (рис. 8). На рассматриваемой площади отмечаются (с запада на восток) все основные составные части Марианского звена Западно-Тихоокеанской островодужной системы – часть окраинного Филиппинского моря, вулканическая островная Марианская дуга, фронтальный про-

гиб, находящаяся перед ним аккреционная призма (невулканическая фронтальная дуга), Марианский глубоководный желоб и предостроводужный краевой вал, который, очевидно, совпадает с западной – субмеридиональной частью Магеллановых гор. Далее располагается окраина Западно-Тихоокеанской плиты, к которой приурочены подводные массивы Магеллановых и Каролинских гор, поднятий Маркус-Уэйк, Маркус-Неккер, Эневеток, Ралик и Маршалловых островов. Наиболее характерной особенностью тектоники как этого региона, так и Западно-Тихоокеанской транзитали в целом является наличие выделяемой по морфологии рельефа дна и гравитационных аномалий регулярной ортогонально-диагональной сети внутриплитных нарушений, покрывающей изучаемую область вне зависимости от возраста и истории развития отдельных ее частей [12]. Эта сеть показана на картах, представленных в настоящей работе.

Регулярная сеть соответствует выделенной в свое время Р.Зондером и Н.С.Шатским в континентальной коре регматической сети, закономерно ориентированной по отношению к оси вращения Земли. На весьма существенное значение сети при формировании структуры континентальной литосферы указывал В.Е.Хаин [16]. Она создает ярко выраженную фрактальность (блоковость, ячеистость) литосферы. В относительно хрупкой океанической литосфере регматическая сеть проявляется еще более отчетливо [9, 12]. Причины возникновения регматической сети связаны с глобальными ротационным и приливным геодинамическими механизмами, подробно описанными Л.А.Масловым [5]. Аналогичные системы тектонических нарушений (субширотного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений) выделены Н.Смютом [24] для северо-западной части Тихого океана. Подчеркнем, что неоднократно упоминавшиеся в литературе глобальные разломные зоны Огасавара и Кашима укладываются в структуру регматической сети, однако как мощные широкие зоны непосредственно не находят отражения в морфологии магнитного и гравитационного полей, поэтому на карте тектоники (см. рис. 8) нами они отмечаются как предполагаемые.

Возникновение в результате воздействия упомянутых механизмов больших напряжений в

хрупкой внешней оболочке и образование в ней ослабленных зон и нарушений сплошности могут быть причиной выхода запасенной в глубинах тепловой энергии и начала длинной цепи тектонических событий. В относительно тонкой океанической литосфере они приводят к появлению областей внутриплитной тектоно-магматической активизации, к которым, в частности, относятся рассматриваемые подводные горные массивы. При движении литосферных плит ослабленные зоны могут способствовать развитию вихревых движений в литосфере [8, 15], одним из проявлений которых, возможно, является дугообразная структура массива Магеллановых гор.

Необходимо отметить, что внутриплитные зоны тектоно-магматической активизации перспективны на формирование особой группы колчеданных рудопроявлений в пределах океанических плит (тип «океанских плит») [11, 12]. Классическое ее проявление – вулканические хребты, поднятия и подводные горы. Связанный с ними интенсивный вулканизм мог служить фактором колчеданообразования гипотетического гавайского подтипа (по аналогии с современным рудопроявлением на вулкане Лоихи в Гавайском хребте). Имеются также предпосылки для выделения обстановок гидротермального рудогенеза внутриплитного подтипа, связанного с тектоно-магматической активизацией (деформацией) «пассивных» областей литосферных плит. Наиболее важные особенности деформированной, тектонически активизированной литосферы – повышенный тепловой поток и наличие многочисленных тектонических нарушений, увеличивающих ее проницаемость, – благоприятны для генезиса колчеданных руд.

Таким образом, на плоских вершинах гайотов (древних вулканов) Магеллановых гор могут формироваться и колчеданные рудопроявления. Аналогом их служит месторождение Пюи-де-Фолль, приуроченное к кальдере подводного вулкана в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта [11], пока еще не перекрытое осадками. Эти предполагаемые рудопроявления, очевидно, перекрыты слоем осадков разной (не очень значительной) мощности, тем не менее они могут представлять научный и практический интерес, поскольку увеличивают ценность Российского разведочного района в связи с последу-

ющей их эксплуатацией. Поэтому весьма полезно провести на отдельных гайотах (в первую очередь, с малой мощностью осадков) электроразведочные исследования методом естественной электрической поляризации, который в принципе обладает возможностями для выявления колчеданных рудных тел под не очень мощным слоем осадков [11].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Соколов В.А. Вулканотектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения // Геотектоника. 1992. № 5. С. 96–106.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г.Волохин, М.Е.Мельников, Э.Л.Школьник и др. – М.: Наука, 1995.
3. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия. – М.: Недра, 1985.
4. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Ю.А.Богданов, О.Г.Сорохтин, Л.П.Зоненшайн и др. – М.: Наука, 1990.
5. Маслов Л.А. Геодинамика Тихоокеанского сегмента Земли. – М.: Наука, 1991.
6. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. – Москва–Санкт-Петербург: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, 2003.
7. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. – Геленджик: ГНЦ «Южмор-геология», 2005.
8. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии линейментов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 70–73.
9. Миронов Ю.В., Углов Б.Д. Магматизм южной приэкваториальной зоны Атлантического и Индийского океанов // Отечественная геология. 1998. № 1. С. 40–46.
10. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селягин О.Б., Невретдинов Э.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103–126.
11. Углов Б.Д. Геолого-геофизические методы выделения обстановок, благоприятных для формирования глубоководных сульфидных руд // Тр. Всероссийского совещ. «Современные методы изучения вещественного состава глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) Мирового океана», 19–20 января 2011 г., ФГУП «ВИМС». М., 2013. С. 25–46.
12. Углов Б.Д. Геолого-геофизические основы минерагенического районирования дна Мирового океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – М., 2004.
13. Углов Б.Д. Геолого-геофизическое районирование дна Мирового океана для металлогенического анализа // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 42–51.
14. Углов Б.Д., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Комарова О.И. Геоструктуры и минерагения Западно-Тихоокеанской переходной зоны. – М.: ЦНИГРИ, 2011.
15. Углов Б.Д., Мирлин Е.Г. Тектонические линейменты Западной части Тихого и Северо-Восточной части Индийского океанов и связь с ними современного колчеданообразования // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 59–67.
16. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Наука, 1995.
17. Lee T.G., Lee S.M., Moon J.W., Lee K. Paleomagnetic investigation of seamounts in the vicinity of Ogasawara Fracture Zone northwest of the Marshall Islands, western Pacific // Earth Planets Space. 2003. Vol. 55. P. 355–360.
18. Lee T.G., Moon J.W., Jung M.S. Three-dimensional flexure modelling of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone in the western Pacific // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 177. P. 247–258.
19. Nakanishi M. Topographic expression of five Fracture Zones in the Northwestern Pacific Ocean, in the Mesozoic Pacific // Geology, Tectonics and Volcanism. 1993. AGU. Washington. DC. P. 121–139.
20. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean // Geophys. J. Int. 1992. Vol. 109. P. 701–719.
21. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the northwestern Pacific // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 15 437–15 462.
22. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric Estimation in Satellite Altimetry and Earth Sciences // Intl. Geophys. Series. 2001. Vol. 69. P. 447–457.
23. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 10 039–10 054.

24. Smoot N.C. The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Datton Ridge // Mar. Geol. 1989. Vol. 88. P. 117–131.
25. Sub-seafloor acoustic characterization of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone in the western Pacific using chirp (3–7 kHz) subbottom profiles / T.G.Lee, J.R.Heinc, K.Lee et al. // Deep-Sea Research I. 2005. Vol. 52. P. 1932–1956.
26. Western Pacific guyots / B.C.Heezen, J.L.Matthews, R.Catalano et al. // Initial reports of the Deep Sea rilling Project. 1973. Vol. 20. P. 653–723.

Углов Борис Дмитриевич,  
доктор геолого-минералогических наук

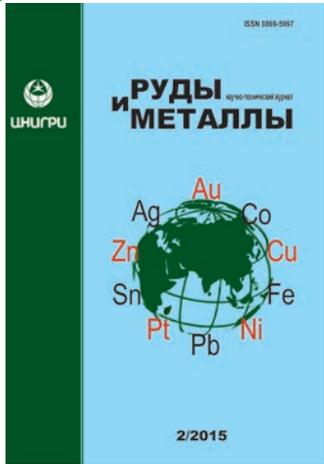
Мельников Михаил Евгеньевич,  
доктор геолого-минералогических наук  
m\_e\_melnikov@mail.ru

## TECTONICS OF MAGELLAN SEAMOUNTS ORE PROVINCE OF PACIFIC OCEAN BY THE GEOPHYSICAL DATA

B.D.Uglov,  
M.E.Melnikov

*Ore province of the Magellan mountains of the Pacific ocean adjacent to the Mariana link of Western Pacific island arc system, characterized by extensive development cobaltrich crusts on the slopes of the seamounts. The characteristic features of tectonics and deep structure of the province is defined by geomorphologic, gravimetric and magnetic data. Identified regular network faults and the structure of magnetic anomalies in the region. Determined position of the surface of crystalline basement, the surface of the mantle, the estimation of crustal thickness, identified areas of intra-plate tectonomagmatic activation.*

*Key words: Pacific, Magellan mountains, geophysical methods, deep structure, the field of tectonic-magmatic activation.*



Подписка в почтовых отделениях  
по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»  
(индекс 47 218)

Подписка на электронную версию журнала  
на сайте Научной Электронной Библиотеки eLibrary.ru

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции:  
Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1  
Контактный телефон: 8 (495) 315-06-29. Факс: 315-43-47  
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 800 рублей.

## ПРИМЕНЕНИЕ ЭКСПРЕССНОЙ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГОРНО-ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТАХ НА ПРИМЕРЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА БОЛЬШЕОБЪЕМНОЕ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕ-ИШИМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Р.Х.Мансуров,  
Б.С.Зеликсон,  
А.В.Курмаев

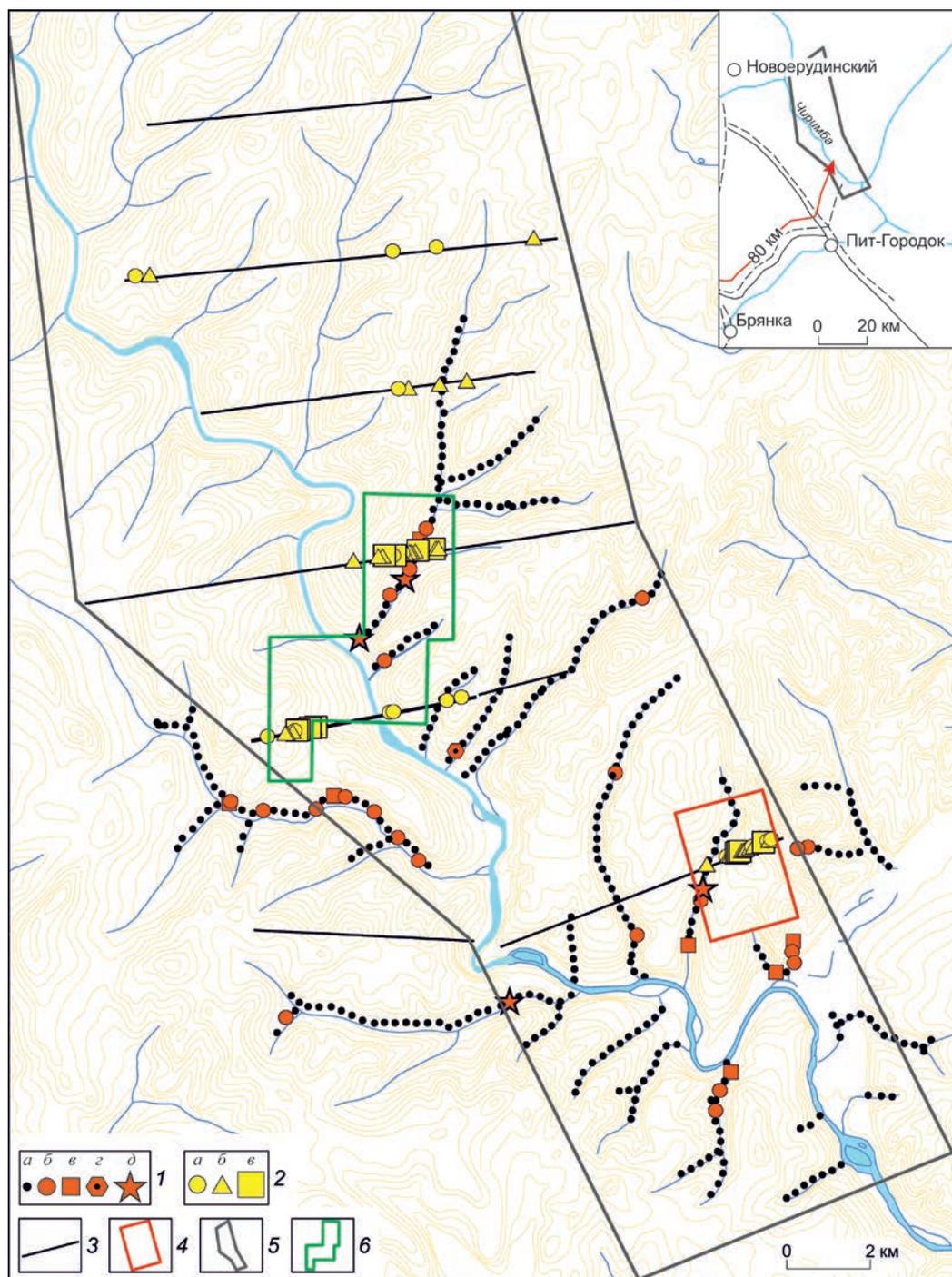
ФГУП Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов,  
г. Москва

*На примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади Енисейской золоторудной провинции рассматривается применение новой экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, основанной на использовании как традиционного комплекса геологических, геохимических и геофизических методов, так и нестандартных приемов. Наиболее информативная и эффективная часть методики – литогеохимическое опробование малосмещенных делювиальных отложений на контакте с коренными породами в комплексе со шлиховым и сколковым опробованием, максимально четко характеризующее истинное положение золотоносных минерализованных зон и потенциальных рудных зон в их пределах.*

*Ключевые слова: поиски золоторудных месторождений, горно-таежный ландшафт, информативный слой делювиальных отложений, золотоносные минерализованные зоны, Енисейская золоторудная провинция.*

Поиски золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах Енисейского края, как правило, затруднены вследствие полной или значительной закрытости склонов и водоразделов, наличия многолетнемерзлых моховых и гумусово-торфяных слоев большой мощности. ФГУП ЦНИГРИ проводит поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах, в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади в условиях, при которых традиционные методы поисков недоста-

точно эффективны. Площадь расположена в центральной части Енисейской золоторудной провинции (листы О-46-IV, О-46-V) на территории Северо-Енисейского района Красноярского края. Используется новая, принятая в институте, методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированная на золоторудных объектах Бодайбинского рудного района, Лебединского рудно-россыпного узла и др. [4, 5]. Она включает как традиционные, так и нестандартные приемы.



**Рис. 1. Схема результатов опробования на золото по потокам рассеяния и вторичным ореолам рассеяния по опорным геолого-геофизическим профилям Средне-Ишимбинской площади:**

1 – результаты литогеохимических поисков по ПР (содержание Au, г/т): а –  $<0,003$ , б –  $0,003-0,01$ , в –  $0,01-0,03$ , г –  $0,03-0,1$ , д –  $0,1-6,54$ ; 2 – результаты литогеохимического опробования по опорным геолого-геофизическим профилям (содержание Au, г/т): а –  $0,005-0,01$ , б –  $0,01-0,05$ , в –  $0,05-0,72$ ; 3 – линии опорных геолого-геофизических профилей; контуры: 4 – поискового участка Южный, 5 – Средне-Ишимбинской площади, 6 – площади предшествующих поисково-оценочных работ в пределах Нижне-Чиримбинского золоторудного узла (В.А.Москалев и др., 2012)

При характеристике методики поисковых работ, осуществляемых в несколько последовательных этапов, следует остановиться на методах опробования элювиально-делювиальных отложений: шлиховом, литогеохимическом по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) и опробовании сколков крупнообломочного материала делювия.

Шлиховое опробование применяется при проходке копушей глубиной 0,8–1 м, шурфов глубиной 1 м, шурфов до коренных пород. Опробуется информативный малосмещенный нижний слой делювиальных отложений, как правило, на глубине 0,6–1 м из призабойной части горных выработок над коренными породами. Объем шлиховых проб составляет 0,01 м<sup>3</sup>. Шлиховое опробование сопровождается полевым минералогическим экспресс-анализом, позволяющим оперативно получать информацию о положении и составе коренного оруденения.

При литогеохимическом опробовании по ВОР совместно со шлиховым опробуются нижние (надкоренные) части разреза делювиальных отложений в горных выработках. Отбираются пробы песчано-глинистой фракции массой 150–200 г; контроль опробования 3%.

Опробование сколков крупнообломочного материала делювия производится во всех горных выработках: опробуются минерализованные гидротермально измененные породы в делювиальных отложениях, а также коренные породы в шурфах в случае отсутствия бороздowego опробования последних. Масса проб 150–200 г.

На **первом этапе** исследований перспективные площади изучаются по сериям опорных геолого-геофизических профилей; осуществляются геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) м-ба 1:50 000 и геолого-поисковые маршруты м-ба 1:25 000 (рис. 1).

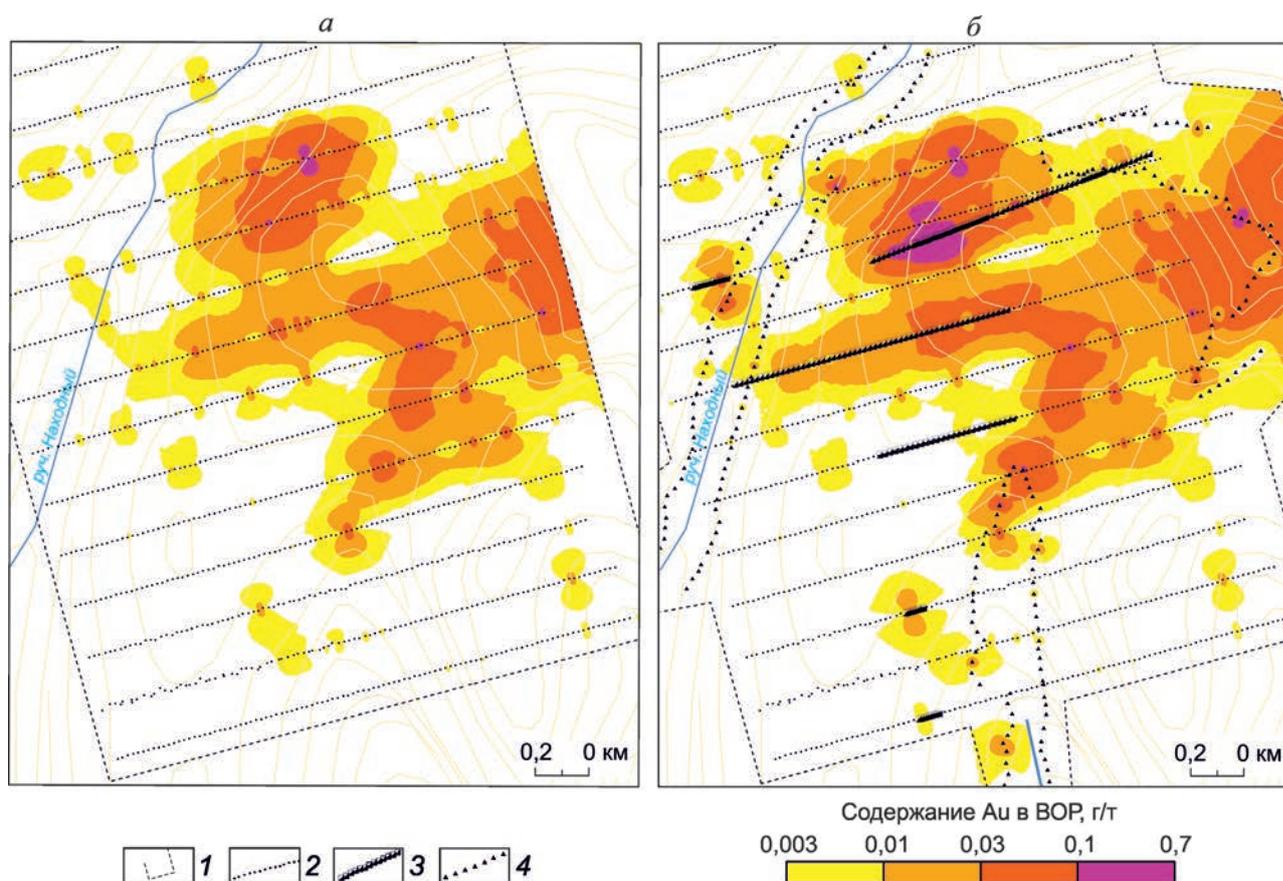
Изучение площади *серией опорных геолого-геофизических профилей* включает: геофизические исследования (магнито-, грави- и электроразведку); отбор литогеохимических проб по ВОР из копушей глубиной 0,3 м с интервалом 50 м; проходку шурфов глубиной 1 м с интервалом между ними 800 м с литогеохимическим опробованием по ВОР и сколковым опробованием гидротермально измененных пород нижней

(продуктивной) части делювиальных отложений; геологические маршруты.

*Геохимические поиски по ПР м-ба 1:50 000* с интервалом опробования 250 м проводились в центральной и южной частях Средне-Ишимбинской площади на территории 270 км<sup>2</sup>. Данная площадь характеризуется достаточно сложными ландшафтными условиями. Слабая расчлененность рельефа, практически сплошная задернованность и залесенность горных склонов, заболоченность речных долин, а также незначительное количество или полное отсутствие мелкой фракции в аллювиальных отложениях позволяют рассматривать условия поисков по ПР как весьма сложные. Тем не менее, положительные результаты работ, к которым можно отнести установленные поток рассеяния золота, фиксирующий золотоносные зоны участка Южный, и слабоконтрастные аномалии на востоке участка, где при проходке линий копушей глубиной 0,8 м обнаружены высококонтрастные вторичные и шлиховые ореолы золота, показывают, что методика геохимических поисков по ПР может быть использована при поисковых работах в сложных горно-таежных ландшафтах Енисейского края.

*Геолого-поисковые маршруты м-ба 1:25 000* выполнялись в целях определения по делювиальным обломкам признаков золоторудной минерализации и природы геохимических и геофизических аномалий, в том числе градиентов магнитного поля, установленных работами ЗАО «Полюс». Маршруты сопровождалась сколковым и штупным опробованием гидротермально измененных пород в делювиальных отложениях, в ряде случаев шлиховым и литогеохимическим из копушей глубиной 0,6–0,8 м, а также бороздовым опробованием коренных выходов окварцованных бурошпатизированных (железомагнезиально-карбонатизированных) пород с кварцевой жильно-прожилковой и сульфидной вкрапленной минерализацией.

По результатам исследований первого этапа выделен перспективный участок Южный для постановки поисковых работ второго этапа – выявления предполагаемых золотоносных минерализованных зон. Он расположен в южной части Средне-Ишимбинской площади в бассейне руч. Находный в пределах зоны рудоконтро-



**Рис. 2.** Карта распределения содержаний Au во вторичных ореолах рассеяния на участке Южный на глубине 0,3–0,4 м (а), на контакте с коренными породами (б):

1 – фрагменты контура литогеохимического опробования; 2 – точки литогеохимического опробования по ВОР (сеть опробования 200x20 м, глубина опробования 0,3–0,4 м); 3 – шурфы до коренных пород: литогеохимическое по ВОР и шлиховое опробование делювиальных отложений на контакте с коренными породами, бороздовое опробование полотна шурфов; 4 – копуши глубиной 0,8 м: литогеохимическое по ВОР и шлиховое опробование делювиальных отложений на контакте с коренными породами

лирующего Ишимбинского глубинного разлома, в узле его пересечения с разрывными нарушениями северо-восточного (предположительно, система разрывов, оперяющих Ишимбинскую зону глубинных разломов), северо-северо-западного (продольные относительно складчатости нарушения, вмещающие жильные тела и интенсивно гидротермально-метасоматически измененные породы), субширотного направлений. Узел пересечения разрывов приурочен к восточному крылу антиклинали первого порядка.

В геологическом строении участка участвуют глинисто-карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: извест-

няки, известковисто-глинистые сланцы, мергели, мраморизованные известняки с прослоями кремнистых известняков свит аладьинской и карточки объединенных и алевро-глинистые сланцы, алевролиты с прослоями кварцито-видных песчаников, кварцитов погорюйской свиты. Вмещающие породы имеют пологое ( $30^\circ$ ) северо-восточное падение, варьирующее в пределах  $30-60^\circ$ , что связано с интенсивно проявленной осложняющей мелкой складчатостью.

На участке Южный установлены следующие поисковые признаки.

1. Содержания Au по данным литогеохимического опробования по ВОР на южном опорном профиле достигают 0,15 г/т.

2. Высокие концентрации Au (до 0,4 г/т) выявлены в аллювиальных отложениях руч. Находный, вмещающих россыпь. Пробы отбирались выше действующего эксплуатационного полигона. По данным ЗДК «Северная», золото в россыпи окатанное, крупное, в среднем 5–7 мм, достигает 15 мм и более.

3. В делювиальных отложениях на поверхности (редкие крупноглыбовые развалы) и в копушах глубиной до 0,6 м геолого-поисковыми маршрутами зафиксировано несколько потенциально золотоносных зон, сложенных гидротермально измененными породами с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной минерализацией.

4. По данным геофизических работ на участке наблюдается «распад» рисунка магнитного поля. Зона разрывных нарушений субмеридионального простирания, выраженная резкими градиентами содержаний K, U и Th (данные АГСМ), также «распадается» в пределах участка, что служит косвенным благоприятным признаком рудного процесса.

Таким образом, по результатам исследований первого этапа локализована рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций и выделен перспективный участок для постановки поисковых работ второго этапа.

Поисковые работы **второго этапа** включали геохимические поиски по ВОР, проходку линий копушей глубиной 0,6–1 м, геолого-поисковые маршруты м-ба 1:10 000.

*Геохимические поиски по ВОР* велись по сети 200x20 м с опробованием из копушей глубиной 0,3 м (рис. 2, а).

*Проходка линий копушей глубиной 0,8 м* по нижним частям склонов осуществлялась с интервалом 20–40 м между копушами. В копушах проводилось шлиховое и литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений, а также сколковое опробование гидротермально измененных пород в делювиальных отложениях с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной минерализацией (рис. 2, б).

*Геолого-поисковые маршруты м-ба 1:10 000* выполнялись для изучения гидротермально-метасоматических процессов, выяснения природы

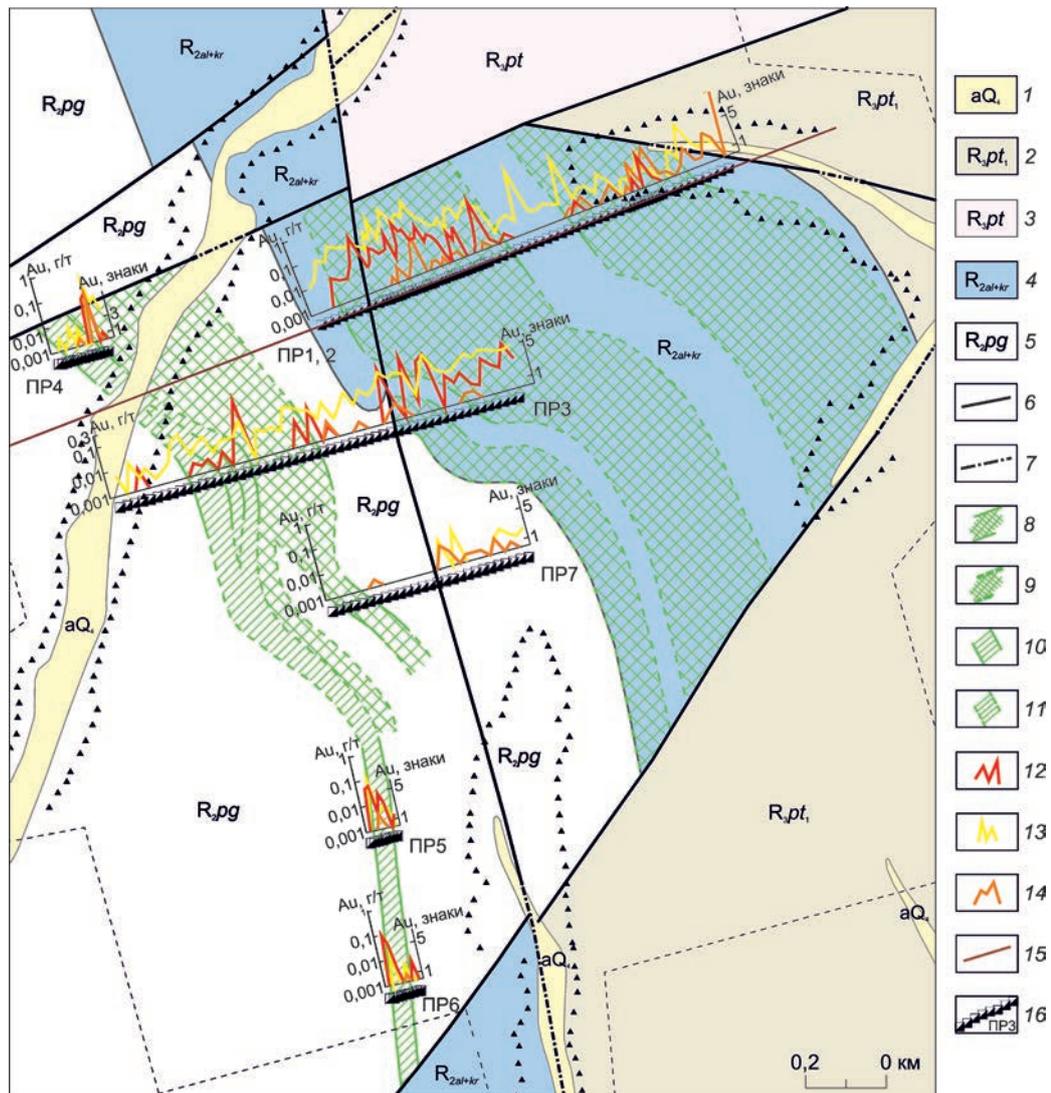
выявленных элементов космодешифрирования, выделения и прослеживания потенциально золотоносных минерализованных зон. Следует отметить, что элювиально-делювиальные отложения на участке практически повсеместно перекрыты почвенно-растительным слоем, и лишь изредка на поверхности отмечаются малосмещенные делювиальные крупнощебнисто-глыбовые развалы измененных окварцованных пород. В связи с этим доступ к информативному слою делювия возможен только при помощи проходки копушей глубиной до 0,6–0,8 м.

По результатам поисков второго этапа установлены потенциально золотоносные минерализованные зоны, характеризующиеся следующими основными элементами.

1. Широкий (1,5x1,7 км) вторичный литогеохимический ореол Au с содержанием металла >0,01 г/т. Минерализованные зоны в пределах ореола отвечают интервалам повышенных концентраций Au >0,05 г/т шириной до 400 м, длиной >1,5 км. Выделены две основные зоны в центральной и восточной частях поискового участка.

2. По итогам опробования делювиальных отложений по линиям проходки копушей в восточной части поискового участка предполагаемый шлиховой ореол Au представляет собой протяженную (~1,5 км по линии копушей) зону со средним содержанием Au 3–5 знаков на шлиховую пробу. В пределах зоны выделен интервал наиболее высоких концентраций Au в шлиховых пробах (от 6 до 19 знаков на шлик) протяженностью ~200 м. Шлиховой ореол пространственно сопряжен с аномалией Au в ВОР в восточной части участка.

3. В результате маршрутных исследований отмечено несколько потенциально золотоносных минерализованных зон. В западной и южной частях поискового участка выявлена серия зон мощностью первые десятки метров, сложенных интенсивно окварцованными, бурошпатизированными (анкерит, сидерит), сульфидизированными породами с интенсивной кварцевой жильно-прожилковой минерализацией. Зоны прослежены по простиранию, определены их ориентировка (север–юг) и протяженность (до 800 м в южной части). Минерализованные зоны, выявленные в ВОР и шлиховом ореоле золота,



**Рис. 3. Геологическая карта центральной части участка Южный с рудной и геохимической нагрузкой по профилям по линиям шурфов до коренных пород:**

*стратифицированные образования:* 1 – четвертичные отложения; тунгусикская серия, потоскуйская свита; 2 – нижняя подсвита (темно-серые глинистые сланцы, алевролиты с прослоями кварцитовидных песчаников), 3 – нерасчлененная (сланцы глинистые темно-серые, вишневые хлоритовые, хлоритоидные, прослои кварцитовидных песчаников); сухопитская серия: 4 – свиты аладынская и карточки объединенные (известняки серые, бурые, известковисто-глинистые сланцы, мергели, мраморизованные известняки с прослоями кремнистых известняков), 5 – погоруйская свита нерасчлененная (сланцы серо-зеленые хлорит-серицитовые, ритмично-слоистые алевроито-глинистые сланцы, прослои кварцитовидных песчаников, кварцитов); *разрывные нарушения:* 6 – наиболее вероятные, 7 – перекрытые четвертичными отложениями; зоны наиболее интенсивного развития процессов бурошпатизации (анкерит), сульфидизации (пирит), окварцевания с неравномерным распределением кварцевой жильно-прожилковой минерализации: 8 – установленные в коренных породах по шурфам, 9 – предполагаемые; зоны интенсивного окварцевания, бурошпатизации (сидерит, анкерит), сульфидизации (пирит) и интенсивно проявленной кварцевой жильно-прожилковой минерализации: 10 – установленные в коренных породах по шурфам, 11 – предполагаемые; *распределение Au:* 12 – в первичных ореолах (бороздовые пробы полотна шурфов), 13 – в ВОР (в делювиальных отложениях на контакте с коренными породами), 14 – в шлиховых пробах (по количеству знаков Au на шлих); 15 – линия опорного геолого-геофизического профиля № 1; 16 – шурфы до коренных пород с номерами линий шурфов; остальные усл. обозн. см. рис. 2

в крупнообломочном материале делювиальных отложений представлены интенсивно бурошпатизированными (прожилки и вкрапленность анкерита), сульфидизированными (вкрапленность окисленного пирита), умеренно окварцованными породами со слабо проявленной кварцевой жильно-прожилковой минерализацией.

Таким образом, в ходе поисковых работ второго этапа по комплексу поисковых признаков выделены потенциально золотоносные минерализованные зоны: аномалии Au в ВОР, шлиховой ореол Au, зоны развития гидротермально измененных пород. Полученные результаты послужили основанием для заложения линий проходки шурфов до коренных пород в целях локализации золотоносных минерализованных зон и выявления в их пределах потенциально рудных зон.

**Третий этап поисков** – проходка линий шурфов до коренных пород с интервалом 10–20 м между шурфами (рис. 3). В шурфах выполнялись литогеохимическое по ВОР и шлиховое опробование делювиальных отложений по забою выработок, а также сколковое опробование гидротермально измененных пород по крупнообломочному материалу делювия. Коренные породы в полотне шурфов опробовались бороздами (рис. 4; см. рис. 2, б).

Первая линия шурфов пройдена в центральной части участка для изучения ВОР и шлихового ореола Au. Литогеохимическим опробованием шурфов выявлена мощная (шириной 700 м) аномалия с содержаниями Au  $>0,03$  г/т, соответствующая минерализованной зоне участка Южный. Зона сложена интенсивно бурошпатизированными (железо-магнезиальная карбонатизация), сульфидизированными, умеренно окварцованными породами. В пределах зоны выделен интервал наиболее высоких концентраций Au  $>0,1$  г/т шириной ~260 м. При этом по результатам бороздового опробования коренных пород в полотне шурфов отмечено, что центральная часть интервала мощностью 190 м отвечает повышенным ( $>0,1$  г/т) содержаниями Au в первичных ореолах и соответствует потенциальной рудной зоне. В последней увеличены содержания сульфидов до 5–7 об. %.

Важным представляется, что результаты литогеохимического по ВОР опробования нижней

(продуктивной) части делювиальных отложений существенно отличаются от данных стандартного опробования на глубине 0,3–0,4 м, выявляя наиболее высокие аномальные концентрации Au в ВОР (см. рис. 2). На рис. 2, а приведена карта содержания Au в ВОР, составленная по данным площадного опробования на глубине 0,3–0,4 м по сети 200x20 м. Рис. 2, б отображает данные литогеохимического опробования забойной части шурфов и копушей на контакте с коренными породами. Из него видно, что наиболее высокие концентрации Au ( $>0,1$  г/т) установлены именно по результатам литогеохимического опробования на контакте с коренными породами по горным выработкам. Аномалии Au в ВОР практически совпадают с повышенными содержаниями Au в первичных ореолах (см. рис. 3, 4). Полученные данные говорят о том, что методика литогеохимического опробования по ВОР нижней продуктивной части делювиальных отложений позволяет с высокой степенью точности определить положение золотоносных минерализованных зон и потенциально рудных зон в их пределах.

Результаты литогеохимического по ВОР и шлихового опробования четко сопоставляются: в центральной части поискового участка широкий (~290 м) интервал повышенных концентраций Au в шлиховых пробах пространственно отвечает участку повышенных содержаний Au в ВОР. Среднее содержание металла в этом интервале 5–7 знаков Au на шлиховую пробу. Кроме того, в восточной части участка выявлен интервал с повышенными концентрациями Au в шлихах шириной 430 м со средним содержанием 8–10 знаков Au на шлиховую пробу, максимум составляет 21 знак.

Минерализованная зона в центральной части поискового участка прослежена в южном направлении геологическими маршрутами с применением проходки копушей глубиной до 0,6 м и заверена несколькими линиями шурфов с расстоянием между линиями 300–400 м. Помимо этого, короткими (до 80 м) линиями шурфов, а также маршрутными исследованиями прослежены минерализованные зоны в южной и западной частях участка.

Поисковые работы третьего этапа позволили получить следующие результаты.

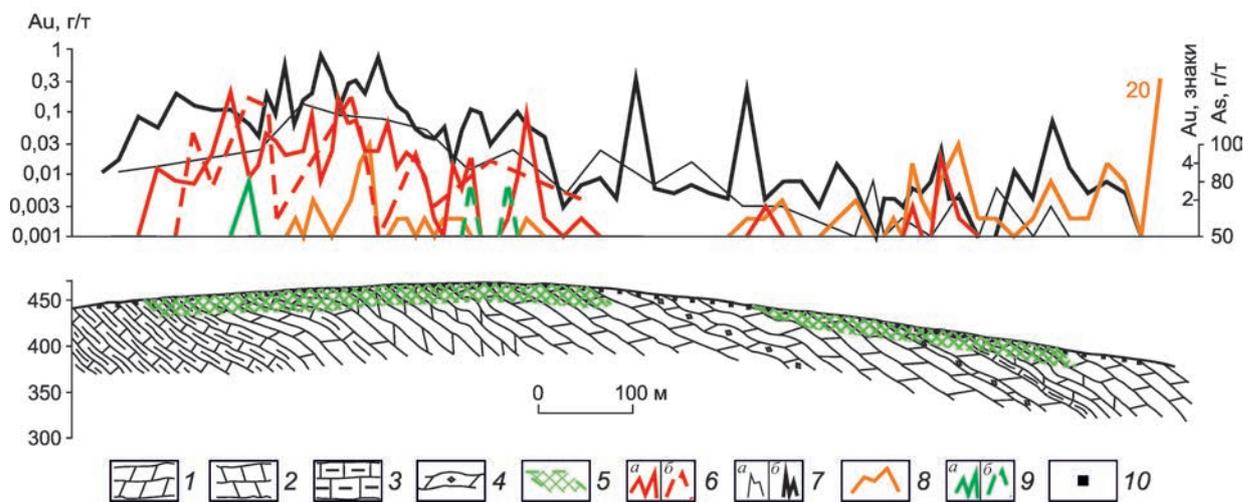


Рис. 4. Геологический разрез по линиям шурфов ПР1, 2 и результаты опробования:

стратифицированные образования: 1 – известково-глинистые сланцы, 2 – известняки серые, бурые, 3 – известняки мраморизованные, 4 – прослои кремнистых известняков; 5 – зоны наиболее интенсивного развития процессов бурошпатизации (анкерит), сульфидизации (пирит), окварцевания с неравномерным распределением кварцевой жильно-прожилковой минерализации; распределение Au: 6 – в коренных породах (а – бороздовые пробы полотна шурфов, б – в сколковых пробах), 7 – в ВОР (а – на глубине 0,3–0,4 м, б – на контакте с коренными породами), 8 – в шлиховых пробах (по количеству знаков Au на шлих); 9 – распределение As в коренных породах (а), в ВОР (б); 10 – шурфы до коренных пород

1. Выявлены два типа золоторудной минерализации: золото-кварц-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый. Первый тип представлен интенсивно бурошпатизированными (тонкие <0,5 мм прожилки, вкрапленность ромбовидного анкерита), серицитизированными, сульфидизированными (вкрапленность пирита до 3–5 об. %), умеренно окварцованными минерализованными зонами с неравномерно проявленной, достаточно слабой (в среднем 1–3 прожилка на 1 погонный м) кварцевой жильно-прожилковой минерализацией. Предполагается, что оруденение этого типа формирует крупнообъемные штокверкоподобные минерализованные зоны. Мощность зон достигает 400 м, прослеженная протяженность превышает 1000 м. Второй тип представлен интенсивно окварцованными, бурошпатизированными (сидерит, анкерит), мусковитизированными, сульфидизированными (околожильная вкрапленность пирита) породами. Для этого типа характерны интенсивная кварцевая жильно-прожилковая минерализация (8–10 и более жил и прожилков на 1 погонный м) и достаточно низкая сте-

пень сульфидизации (1–2 об. %). Минерализованные зоны золото-малосульфидно-кварцевого типа образуют протяженные (>1 км) линейные зоны мощностью первые десятки метров предположительно продольной относительно складчатости ориентировки.

2. В минерализованных зонах золото-кварц-сульфидного типа выделяются эпицентры высоких содержаний Au ( $\geq 0,1$  г/т) в первичных ореолах и в ВОР – потенциально рудные зоны. Последние представляют собой участки насыщения прожилками и жилами кварцевого, анкерит-кварцевого составов (до 10–12 на 1 погонный м) и вкрапленностью пирита (до 7–10 об. %). Установленная мощность потенциально рудных зон достигает 150 м, протяженность >800 м.

3. В минерализованных зонах обнаружено несколько генераций кварцевой жильно-прожилковой минерализации:

секущие ( $45\text{--}50^\circ$ ) достаточно мощные (до 5–10 см) жилы и прожилки молочно-белого кварца;

тонкие (<2 мм) до нитевидных разноориентированные прожилки серого, полупрозрачного

кварца, секущие как слоистость, так и кварц первой генерации;

редкие прожилки (до 1,5 см) хрусталевидно-го кварца; по данным шлихового опробования отмечены единичные сростки золота с хрустале-видным кварцем.

4. Основной рудный минерал – пирит (99 об. %) – образует вкрапленность (от  $\leq 0,5$  до 4 мм и более) во вмещающих породах. Среди морфологических форм преобладают кубические монокристаллы и их сростки (до 80% объема сульфидной массы). Менее распространены кристаллы кубоктаэдрической и октаэдрической (до 25%), пентагондодекаэдрической (до 10%) форм. Примеси – халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото. Атомно-абсорбционный анализ шлиховых проб и монофракций пирита показал, что золото, вероятно, содержится и в свободной форме, и в пирите, причем его количество в кристаллах сложных форм не превышает концентраций в кубическом пирите. Шлиховым опробованием установлено, что золото, как правило, присутствует в шлихах, отличающихся обильным содержанием пирита сложных форм.

Итоги работ демонстрируют успешность применения новой методики поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах Енисейского кряжа. Новая методика базируется на известных методах и способах изучения делювиально-элювиальных отложений, применяемых для поисков месторождений рудных полезных ископаемых: методах оконтуривания делювиальных свалов рудных тел, копушения, минералогическом, минералого-геохимическом, литохимическом.

Новыми и наиболее эффективными направлениями методики являются:

применение комплекса геологических, геофизических и геохимических исследований по опорным профилям, позволяющего уже на ранней стадии изучения определить наиболее перспективные зоны складчато-разрывных деформаций и участки в пределах исследуемых площадей;

литохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений, которое дает возможность максимально точно локализовать золотоносные минера-

лизованные зоны, непосредственно определить участки для последующих горно-буровых работ и, соответственно, минимизировать затраты на проведение геологоразведочных работ.

Установлена важная отличительная особенность золоторудной минерализации участка Южный: минерализованные зоны золото-кварц-сульфидного типа локализованы в терригенно-карбонатных отложениях свит аладьинской и карточки объединенных сухопитской серии среднего рифея. Известно, что подавляющее большинство золоторудных месторождений Енисейского кряжа связано с нижележащими туфогенно-карбонатно-терригенными флишоидными черносланцевыми углеродсодержащими отложениями раннего – среднего рифея (удрейская, горбилоская, кординская свиты) [1, 6, 7]. Таким образом, впервые в регионе прогнозируется выявление крупнообъемного золоторуденения линейно-штокверкового типа с невысокими средними содержаниями золота в терригенно-карбонатных отложениях свит аладьинской и карточки.

Помимо комплекса поисковых работ, проведены опытно-методические в пределах объекта-эталоны – Марокского прогнозируемого золоторудного месторождения – в целях изучения состава и морфоструктурных особенностей вторичных литохимических ореолов. Марокское месторождение, выявленное в ходе предшествующих поисковых работ (В.А.Москалев и др., 2012 г.; Т.Е.Анненкова и др., 2012 г.), входит в состав Нижне-Чиримбинского рудно-россыпного узла, который охватывает центральную часть Средне-Ишимбинской перспективной площади. Опытные-методические работы включали опробование элювиально-делювиальных образований на всю их мощность по канаве, пройденной вдоль достаточно крутого (до  $20^\circ$ ) склона западной экспозиции левобережья руч. Мароко, вскрывающей маломощную (до первых десятков метров) золотоносную зону. Опробование осуществлялось по вертикальным сечениям, расположенным на расстоянии 20 м со сгущением до 10 м над золотоносной зоной, с интервалом пробоотбора 0,2 м. Из нижнего слоя элювиально-делювиальных образований, граничащего с коренными породами, также отбирались шлиховые пробы. Кроме рыхлых образований,

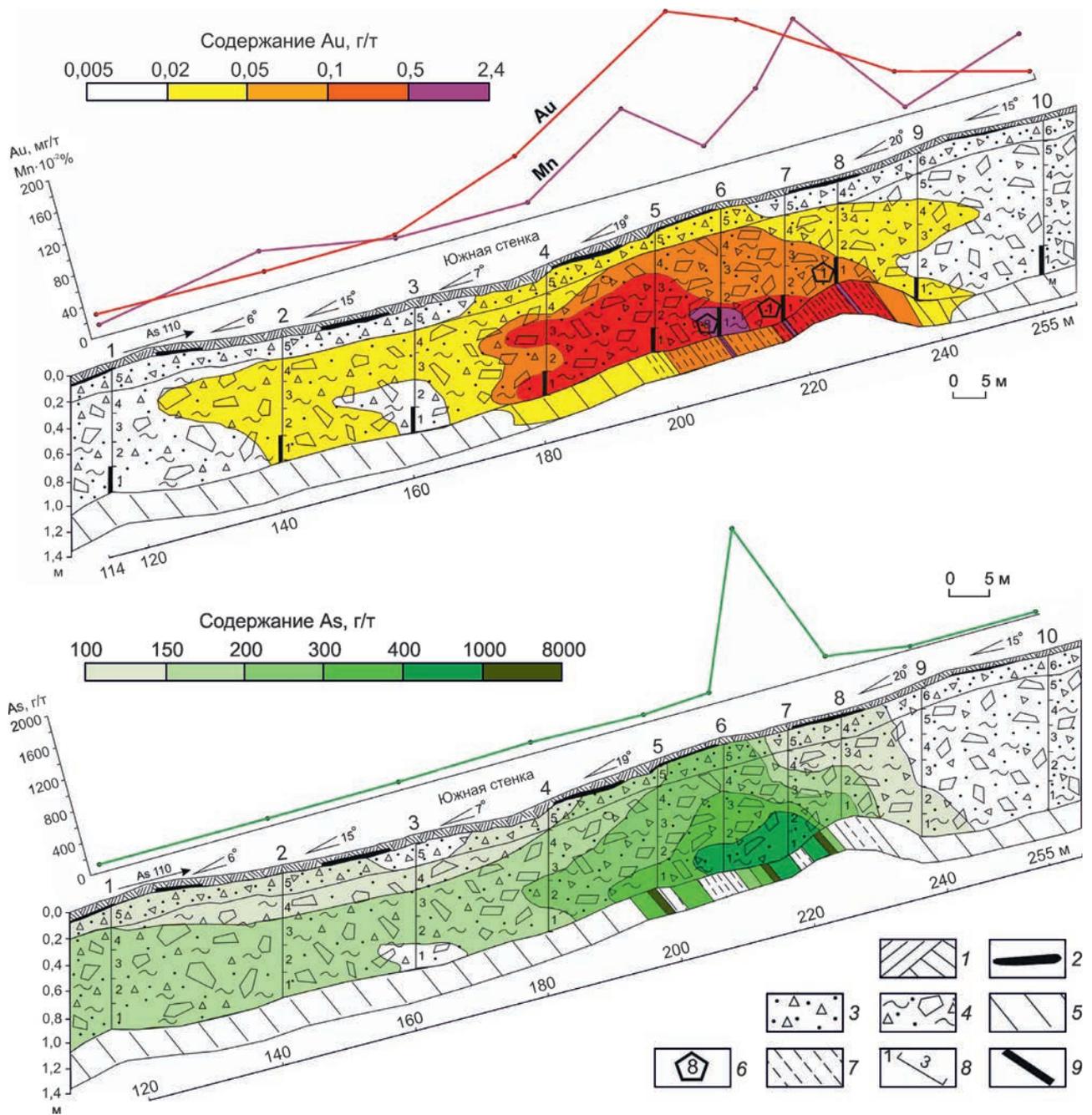


Рис. 5. Вторичные литогеохимические ореолы Au и графики распределения Au, Mn, As в золе сфагновых мхов над золотоносной зоной Южная Марокского рудного поля (с использованием данных В.А.Москалева и др., 2012):

1 – почвенно-растительный слой; 2 – гумусовый слой; 3 – бурая супесь с дресвой, щебнем кварц-хлорит-серицитовых сланцев; 4 – делювий кварц-хлорит-серицитовых сланцев с примесью супеси, суглинков (5–10%); 5 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 6 – количество знаков Au в шлиховой пробе; 7 – минерализованная зона; 8 – номер сечений и проб ВОР; 9 – места отбора шлиховой проб

опробовались сфагновые мхи, произрастающие над опробованными вертикальными сечениями. Высокая индикаторная роль сфагновых мхов при поисках золотого оруденения в ландшафтных условиях центральной части Енисейского кряжа отмечена предшествующими исследованиями [2, 3].

Опытно-методические работы показали, что строение ореолов элементов-индикаторов в пределах золотоносной зоны весьма сходно. Ореолы низких концентраций (0,005–0,02 г/т для Au и 100–200 г/т для As) вытянуты вниз по склону на многие десятки и, вероятно, сотни метров, и на изученном интервале канавы не оконтурены. Ореолы содержаний соответственно 0,02–0,05 и 300–400 г/т развиты более локально и смещены относительно золотоносной зоны на 50 м для Au и 20 м для As. Наиболее контрастные ореолы Au и As, в отличие от ореолов низких концентраций, не выходят на поверхность, при этом ореолы Au относительно незначительно (20–30 м) смещены, а ореолы As не выходят за границы золотоносной зоны (рис. 5). Шлиховым опробованием в рыхлых образованиях, непосредственно граничащих с золотоносной зоной, установлена знаковая золотоносность, причем максимальное количество знаков Au (8) в гипсометрически пониженной ее части. Кроме того, в золе сфагновых мхов, произрастающих над золотоносной зоной, обнаружены аномально высокие содержания Au, As и Mn.

Анализ распределения содержаний Au и As в разрезе рыхлых образований выявил, что в области развития наиболее контрастных ореолов элементов практически монотонно увеличиваются их концентрации с глубиной, особенно резко на контакте с коренными породами, причем содержания Au заметно превосходят таковые в последних. Это, вероятно, обусловлено гравитационным обогащением нижнего слоя рыхлых образований. В менее контрастных ореолах данная тенденция практически не наблюдается. Синхронное поведение Au и As в ореолах рассеяния объясняется значимой положительной корреляционной зависимостью с достаточно высоким (0,55) коэффициентом корреляции между содержаниями этих элементов. Расчет средних содержаний в ореолах рассеяния над золотонос-

ной зоной (сечения 4–8) показал, что горизонт опробования при поисковых работах по ВОР (на глубине 0,3–0,4 м), залегающий под почвенно-растительным слоем, обеднен золотом по сравнению с коренными породами почти в десять раз, мышьяком – почти в три раза.

Выяснено, что вторичные литогеохимические ореолы Марокского рудного поля развиваются по наиболее характерному для таежных ландшафтов данной части Енисейского кряжа дефлюкционному типу. Слабоконтрастные ореолы полностью открыты и легко обнаруживаются при геохимических поисках в поверхностном варианте. Смещение ореолов низких концентраций относительно коренного источника составляет многие десятки и, вероятно, сотни метров, а более контрастных не превышает 20–30 м. Единственный, по имеющимся аналитическим данным, элемент-спутник золота – мышьяк, распределение концентраций которого в разрезе ВОР весьма сходно с золотом. Мышьяк связан с золотом значимой положительной корреляционной зависимостью. В разрезе контрастных вторичных ореолов рассеяния с глубиной практически монотонно возрастают содержания Au и As, особенно резко на границе с золотоносной зоной. При этом наблюдается почти 10-кратное для Au и 3-кратное для As обеднение почв по сравнению с коренным источником. Подтверждена эффективность биогеохимического метода поисков по сфагновым мхам, однако его применение целесообразно только в закрытых и полужакрытых ландшафтах. Установлено также, что эффективность определения золота в ВОР увеличивается с глубиной пробобора и наиболее благоприятна глубина 0,6–0,8 м. Вместе с тем, слабый ореол золота обнаруживается стандартным литогеохимическим опробованием на глубине 0,3–0,4 м.

Итак, выполненные исследования свидетельствуют о высокой степени эффективности и информативности новой методики поисковых работ в сложных горно-таежных ландшафтах. Выявлены основные поисковые критерии и признаки локализации золоторудной минерализации в пределах поискового участка Южный Средне-Ишимбинской перспективной площади. Установлен последовательный ряд: рудоконтролирую-

щая зона складчато-разрывных деформаций – золотоносные минерализованные зоны – потенциально рудные зоны.

Наиболее информативная и эффективная часть методики – литогеохимическое опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений в комплексе со шлиховым и сколковым опробованием, наиболее четко характеризующее истинное положение золотоносных минерализованных зон и потенциально рудных зон в их пределах и позволяющее максимально точно определить участки аномальных концентраций золота в коренных породах и места заложения горных выработок для продолжения геологоразведочных работ в целях локализации прогнозных ресурсов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое* строение золоторудных месторождений и опыт геологического обслуживания сырьевой базы компании «Полюс» в Красноярском крае / В.К.Совмен, Ю.М.Страгис, А.А.Плеханов и др. – Красноярск: Полюс, 2009.
2. *Загоскин В.А.* Высокоэффективные технологии геохимических поисков руд и россыпей в таежных и субарктических ландшафтах. – М.: Пробел, 2009.
3. *Зеликсон Б.С.* Биогеохимические поиски золота в горно-таежных ландшафтах / Тез. докл. научно-

практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых – состояние и перспективы» памяти А.И.Кривцова // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 64.

4. *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
5. *Иванов А.И.* Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36–42.
6. *Модели* месторождений золота Енисейской Сибири / С.С.Сердюк, Ю.Е.Коморовский, А.И.Зверев и др. – Красноярск: СФУ, 2010.
7. *Gold-ore* Metallogeny of the Yenisey Ridge: Geological-Structural Province, Structural Types of Ore Fields / A.M.Sazonov, A.A.Ananyev, T.V.Poleva et al. // Engineering & Technologies. 2010. Vol. 4. № 3. P. 371–395.

*Мансуров Ринат Халитович*  
rinman81@bk.ru

*Зеликсон Борис Самойлович*  
zelikson@tsnigri.ru

*Курмаев Александр Викторович*  
kurmaev@tsnigri.ru

#### EXPRESS METHOD OF PROSPECTING OF GOLD DEPOSITS IN DIFFICULT MOUNTAIN-TAIGA LANDSCAPES ON THE EXAMPLE OF PROSPECTING OF LODGE GOLD MINERALIZATION WITHIN THE SREDNE-ISHIMBINSKAYA AREA

R.KH.Mansurov,  
B.S.Zelikson,  
A.V.Kurmaev

*The paper demonstrates the new express method's application. The area studied lies in the Sredne-Ishimbinskaya area of the Yenisei gold province. The method combines a traditional set of geological, geochemical and geophysical techniques and a new prospecting approach. The latter is the basal talus sampling combined with panning. This combination proved to be a good tool in pinpointing the lode gold mineralized zones and prospective smaller structures within them.*

*Key words: prospecting of gold deposits, mountain taiga landscapes, informative layer of talus deposits, gold mineralized zones, Yenisei gold province.*

## О КОНТРОЛЕ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА РИФТОГЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Н.Н.Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я),  
г. Мирный

*Проведенные исследования и обобщение имеющегося материала показали, что любые проявления магматизма на древних докембрийских платформах – результат рифтогенеза. В постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогenez, связанный с коренными перестройками литосферы. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фаціальными рядами щелочных базальтоидов, пикритовых порфритов, щелочно-ультраосновных образований и, в меньшей мере, кимберлитов. Кимберлиты чаще всего локализируются в линейных рифтах. Основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, среднепалеозойская, позднемезозойская.*

*Ключевые слова: рифтогenez, кимберлиты и другие магматиты, земная кора, кристаллический фундамент, авлакогены, антеклизы, синеклизы.*

Границы современной Сибирской платформы (СП) обычно проводятся по тектоническим швам, представляющим собой надвиги складчато-глыбовых сооружений на субгоризонтально залегающие платформенные образования [3, 5, 6, 19, 26, 32, 36, 42]. Геоморфологически она выражена резким переходом от горных областей к платформенным плоскогорьям и равнинам.

В геосинклинальное окружение платформы включаются [1, 2, 4, 27–31, 33–35, 37–39] краевые (перикратонные) прогибы – на юге и западе Байкало-Патомский, Восточно-Саянский и Приенисейский. Прогибы классифицированы [7–10, 12–15] как миогеосинклинальные или парагеосинклинальные, которые заложились в пределах консолидированного катархейского кристаллического фундамента. В докембрийский период дроблению подверглись в основном краевые

части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и обособленных внутриплатформенных континентальных поднятий (типа антеклиз) с обнаженным кристаллическим фундаментом, перекрытых в отдельных местах среднепротерозойским протоплатформенным чехлом [16–18, 21–25, 27, 31]. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через центральную часть платформы и отделяла северный и западный бассейны от Северо-Восточного и Байкало-Вилуйского. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития. При этом рифейские отложения погребены под образованиями фанерозоя.

В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленекском бассейне, образованном группой грабенов, вклинивающихся в СП со стороны плиты моря Лаптевых [6, 40–42]. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинский, или Билиро-Уджинский. Уджинский авлакоген сильно раздроблен конседиментационными и инверсионными разломами с амплитудами до 200 м субмеридионального направления, а также пострифейскими разломами меридионального, северо-западного и субширотного направлений. В конседиментационной структуре Уджинский авлакоген состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. В конце рифея авлакоген претерпел частичную инверсию, проявившуюся в основном в северной его части, которая вследствие этого была преобразована в Сапыйско-Уджинский горст. Горст разделил авлакоген на два прогиба – восточный Харабийский и западный Хастахский. В Уджинском авлакогене известны рифейские интрузии нефелин-сиенитов. Под западным бассейном рифейского осадконакопления исследователи понимают [6, 9–11] территорию, занятую более молодыми отложениями, в различной степени изученными в Тунгусской синеклизе, Ангаро-Тассеевской впадине и других структурах. Данные о рифейских отложениях внутренних районов бассейна весьма ограничены. Отмечены они только в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, где вскрыты на глубину до 1 км. Выходы рифейских карбонатных пород известны на северо-западном склоне Анабарского щита, в бассейне нижнего течения р. Котуй. На юге СП в Байкитской антеклизе и на ее склонах они выделяются в комовскую серию доломитового состава мощностью до 2500 м.

Образование седиментационного бассейна центрально-восточной части СП, вытянутого в северо-восточном направлении через всю платформу от оз. Байкал до нижнего течения р. Лена, обусловлено заложением в начале рифея миогеосинклинального прогиба, окаймляющих его перикратонных опусканий и Палеовиллюйского авлакогена. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные

опускания именуется [6, 10] Ангаро-Ленским и Березовским прогибами. О составе и мощности рифейских отложений, выполнивших Байкало-Патомский прогиб, можно судить по разрезу Уринского антиклинория, обнажающегося в долине р. Лена, где установлен нижний и средний рифей. К первому относится мариинская свита мощностью до 1900 м (преимущественно гравелиты и песчаники). Верхний отдел представлен жданкуконской (конгломераты до 1000 м), баракунской, уринской, каланчеевской, никольской, ченчинской (циклическая терригенно-карбонатная толща мощностью до 5 км) свитами. В Ангаро-Ленском и Березовском прогибах рифейские отложения представлены только верхним отделом. Наличие рифейских рифтовых структур в основании Виллюйской синеклизы позволяет предполагать [10, 13] расположение на этой же территории среднепалеозойского Патомско-Виллюйского авлакогена. Сквозной Палеовиллюйский авлакоген протягивался через современную Виллюйскую синеклизу от переклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья. Состав и мощность рифейских отложений Палеовиллюйского авлакогена сопоставимы с таковыми Уринского антиклинория и Сетте-Дабанского авлакогена, с которыми он образует единую структуру. Палеовиллюйский авлакоген состоял из двух основных грабенов – северного Линденско-Ыгыаттинского и южного Лунгино-Кемпендяйского, а также разделяющего их центрального горста, которому в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский меговал и Сунтарское поднятие. Рифейские отложения развиты и в центральной части Линденско-Ыгыаттинской ветви Палеовиллюйского авлакогена, где они залегают на больших глубинах [14].

К началу девонского периода (каледонская складчатость) оформились границы Сибирской платформы, близкие к современным ее очертаниям, в которых она является частью архейско-раннепротерозойского континента. На СП девонского периода положение и развитие седиментационных бассейнов и областей денудации определялось ее тектоническим развитием в предшествующие байкальский и каледонский

этапы. После эпохи складчатости и орогенеза, имевших место в конце рифея, вендская трансгрессия постепенно распространилась на весь Восточно-Азиатский кратон. Среднепалеозойская история тектонического развития платформы начинается с конца силурийского – начала девонского периода, когда в результате каледонской складчатости и орогенеза на ней установился континентальный режим. Наименьшая продолжительность у континентального перерыва была в центральных частях отрицательных структур, подготовленных еще рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями. Широкая трансгрессия началась со среднего девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона [10]. В начале трансгрессии обособились и в дальнейшем развивались седиментационные бассейны и разделяющие их области денудации.

В северной части СП возникли Анабарская и Оленекская антеклизы, а также Сюгджерская седловина, изолированные друг от друга Билירו-Уджинской континентальной депрессией. Главнейшие тектонические структуры данной территории – Хатанский и Харабийский грабены, разделенные горстом. Часто выделяемая Далдыно-Оленекская зона разломов, соединяющая расположенные примерно на одной прямой линии кимберлитовые поля Муно-Оленекской группы и Далдыно-Алакитского алмазоносного района, не совпадает с разломами Билירו-Уджинской депрессии, а пересекает их под острым углом. Зафиксированные в осадочном чехле не протяженные разломы этого направления [9] относят к Далдыно-Оленекскому линейно-рифтному рифту. Тунгусский бассейн с юга СП ограничивался Иркинсеевским валообразным поднятием, инверсированным рифейским одноименным авлакогеном. В Тунгусской синеклизе выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои специфические литолого-стратиграфические особенности. Главными конседиментационными структурами здесь были Курейкская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноименных рифейских авлакогенов. Нередко ветвь грабенов сопровождается дайками долеритов катангского комплекса того же направления, что свиде-

тельствует об их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры.

Комплексные геолого-геофизические исследования [1, 4, 6, 9, 10, 28, 35, 42] свидетельствуют о том, что в районах кимберлитовых полей земная кора обладает различными аномальными геофизическими свойствами, которые вызваны неоднородностью в верхней мантии и фундаменте [15–20, 27, 28, 42]. Высказываются также предположения, что они – результат кимберлитового магматизма. При этом среднепалеозойские кимберлитовые поля СП принадлежат к подобным структурам III порядка. Глубинные свойства таких территорий определяются не только тектоно-магматической активизацией, а в основном их изначальным стоянием над термоблемами [6, 9, 10]. Поэтому геофизические неоднородности нужно рассматривать, прежде всего, не как непосредственные проявления кимберлитового поля, а как признаки термоблем. В качестве примера их выделения как возможных кимберлитовых полей в магнитном поле можно привести [9] термоблемы Тюнгского ортократона – Накынскую, Салакут-Тюнгскую, Эйкскую. Первая является Накынским кимберлитовым полем, в пределах которого открыты [7–11] три кимберлитовые трубки. При определенных термодинамических условиях глубинные кимберлитовые сегрегации (ГКС) и коровые кимберлитовые сегрегации (ККС) продуцируют кимберлитовые поля, состоящие из того или иного количества трубок, даек и силов. Для этого необходимы:

разогрев ГКС и ККС до температур, достаточных для подплавления, с притоком под давлением газовых эманаций и флюидов;

нахождение коры в состоянии горизонтального растяжения, обеспечивающего проникновение кимберлитовой магмы на поверхность по разломам и зонам трещиноватости.

Эти условия возникают в эпохи тектоно-магматической активизации литосферы [4, 11, 27, 30, 34]. Кимберлитовая магма ГКС и ККС насыщалась горячими парами воды, углекислым газом и другими флюидно-газовыми компонентами и под давлением выталкивалась вверх по открытым тектоническим каналам. На подходе к осадочному слою литосферы на разных уровнях процесс заканчивается вулканическими эксплозиями. В

эпохи тектоно-магматической активизации в кимберлитовых полях появились различные структурно-тектонические элементы, находящие отражение на поверхности кристаллического фундамента и в нижних слоях осадочного чехла. В некоторых случаях радиально-концентрическое строение кимберлитовых полей обнаруживается и на аэрокосмоснимках [14, 24, 33, 35].

Основные условия проявления кимберлитового магматизма обеспечиваются рифтогенезом – одним из ведущих факторов развития кратонов в протерозое и фанерозое, особенно авлакогенами – объемными рифтовыми структурами древних платформ мира. Проявлений кимберлитового магматизма непосредственно в пределах авлакогенов не наблюдается, в них часто развит трапповый магматизм, обычно со щелочным уклоном. Однако авлакогенам генетически и пространственно сопутствуют рифтогенные структуры особого типа, именуемые линеаментными рифтами и областями динамического влияния авлакогенов, которые способствуют не только проницаемости коры, но и поступлению теплового потока и газовых флюидов в ГКС и ККС [9, 10]. Такие структуры непосредственно контролируют кимберлитовые поля.

Преобладающие гипотезы происхождения алмазоносных кимберлитов базируются на фундаментальном предположении о проникновении в земную кору кимберлитовой магмы и ее взрывных производных по глубинным разломам. При этом в зависимости от глубины локализации магматического очага и термобарических условий формируются кимберлитовые расплавы различного фацеального состава. Наиболее глубинная (до 250 км) – алмаз-пироповая фация. Периодичность тектонической и магматической активизации выражается в появлении многочисленных глубинных разрывов земной коры обычно унаследованных от геосинклинального развития. Согласно мобилистским представлениям [22–25, 27–31], древние платформы подвергались лишь глыбово-волновым колебательным движениям, приведшим к горизонтальному (или собранному в пологие изоморфные складки) залеганию осадочного чехла. Исключения из этих правил относятся к некоторым особым направлениям и площадям с рифтовым

режимом. По мере глубинного изучения чехла и фундамента [4–6, 9, 10, 18–20, 28–36, 42] получены сведения о том, что разломы небольших амплитуд, а также площади с рифтовым режимом значительно более распространены, чем предполагалось ранее. Однако слабая нарушенность и тектоническая устойчивость больших регионов древних платформ (антеклиз, седловин и их склонов) еще раз подтверждены и, главное, что именно к таким территориям обычно приурочены кимберлитовые тела. В действительности существует противоречие: с одной стороны, кимберлиты, как предполагается, находятся в зонах мантийных разломов, а с другой – в пределах слабо нарушенных структур. Такое противоречие исследователи объясняют наличием скрытых, не проявляющихся в чехле, разломов, характеризующихся кимберлитовой специализацией.

В кристаллическом фундаменте, прошедшем сложный путь геосинклинального развития, можно найти множество разломов, а по геофизическим данным – аномальных зон, претендующих на роль скрытых фанерозойских глубинных разломов. В результате для исследованных площадей появилось (и появляется) большое количество тектонических схем со множеством глубинных (мантийных и коровых) разломов. Считалось, что эндогенные полезные ископаемые (как и магматические проявления любого типа) связаны с субвертикальными перемещениями по глубинным разломам, многие из которых возникли еще в докембрии и сохранили активность до настоящего времени. Поэтому под термином «глубинный разлом мантийного или корового заложения» (применительно к платформам) понимаются вертикальные или безамплитудные разрывы земной коры, достигающие земной коры или крутопадающие, достигающие мантии или проникающие в нее вплоть до астеносферы. На самом деле на платформах нет фанерозойских разломов такого типа, а есть амплитудные разрывы земной коры, достигающие (или не достигающие) кровли верхней мантии. Они имеют листрическую природу и ступенчатое строение, поскольку их образование связано с периодическими растяжениями или сжатиями земной коры. Выделение глубинных разломов

без привлечения конкретных данных о геологии осадочного чехла ведет к нарушению одного из главных признаков – соответствия вертикальных и латеральных масштабов геологического явления. Фанерозойские глубинные разломы отчетливо выражены в осадочном чехле. При достаточной геологической изученности их выделение как уникальных образований на древних платформах – не проблема, требующая каких-либо умозрительных гипотетических предположений.

Протяженность глубинных разломов, их ширина, величина вертикальных амплитуд соответствуют масштабам региональных и общепланетарных тектонических процессов, их порождающих, являются значительными, исключая отнесение к глубинному разлому элементарной безамплитудной трещины. Геотектоническому масштабу явления соответствует и продолжительность активной жизни глубинного разлома, что находит [10, 22–25] отражение в фаціальном составе отложений седиментационного бассейна, в котором локализован разлом. Таким критериям отвечают на древних платформах краевые разломные зоны рифтов и авлакогенов, крупные грабены и горсты этих структур, а также перикратонных опусканий и краевых прогибов. Рифейские и фанерозойские разломы на древних платформах мира многочисленны, но глубинные редки. Разломы представлены всевозможными кинематическими типами – сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами с вертикальными амплитудами от первых десятков до тысячи метров, преобладают разломы с амплитудами <200 м. Разломы древних платформ, картируемые геологическими и геофизическими методами, предлагается [6, 9, 10] разделить на следующие генетические типы:

*рифтогенные пассивных океанических окраин*, непосредственно связанные с океаническими рифтовыми системами (древними и современными); сюда входят разломы континентальных рифтов, являющихся продолжением океанических рифтов, а также трансформных разломов последних, представленных грабенами или их системами, поперечных по отношению к спрединговым зонам;

*рифтогенные внутриплатформенных авлакогенов и других рифтогенных зон*, происхо-

ждение которых связано с тектоническими коллизиями в горно-складчатом обрамлении платформ; крупные авлакогены определяют развитие долгоживущих седиментационных бассейнов – синеклиз, антеклиз;

*перикратонных опусканий и краевых прогибов* – амплитудные сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги, прослеживающиеся параллельно краевым швам.

Глубинные разломы порождаются движениями внутриплатформенных коровых плит по поверхности верхней мантии или литосферных плит по астеносферному слою. Палеозойская история развития древних платформ определяется авлакогенами и сопутствующими им рифтовыми структурами. При этом понимается [9, 10], что авлакогены – это образования, которые обуславливают наличие таких структур платформы, как антеклизы и синеклизы. Платформы, заложились преимущественно в рифее, усложнялись и преобразовывались, продолжая развиваться и в фанерозое. На их основе возникали обширные синеклизы, где направленный рифтогенез нередко сменялся разносторонним площадным растяжением с массовыми трапповыми излияниями. В других случаях узкие и протяженные рифты инверсировали и превращались в валобразные поднятия. В целом рифтогенез – тот же механизм, посредством которого движения в складчатом геосинклинальном обрамлении передаются на платформы. Периодические горизонтальные растяжения и сжатия земной коры, будучи глобальными явлениями, реализуются как в авлакогенах, так и в кристаллическом фундаменте, который разбит планетарной трещиноватостью различных направлений и порядков. В определенные тектонические фазы по одним системам трещин происходит растяжение. В осадочном чехле наблюдаются многочисленные достаточно протяженные, но малоамплитудные грабены и взбросы. Последние не выходят за границы кристаллического фундамента и являются реакциями на послонные внутрикоровые сдвиги. В течение раннего и позднего протерозоя и фанерозоя сформировалось [6, 9, 10] не менее пяти типов рифтовых и рифтогенных структур:

*аккреционные и коллизионные орогены*, представляющие собой структуры коллизии и

орогенеза широких линейных зон дробления и горизонтального растяжения архейской земной коры;

*линейно-площадные прогибы раннепротерозойских протоплатформ;*

*линейные пояса и площадные рои мафитовых даек*, связанные с умеренным горизонтальным растяжением земной коры и неглубоким проникновением в нее трещин;

*континентальные рифты*, в которые входит ряд линейных структур горизонтального растяжения возрастом от раннего протерозоя до кайнозоя;

*авлакогены* – рифтогенные структуры различных возрастов, распространенные на всех древних платформах мира.

Линеаментные рифты обычно сопровождаются авлакогенами, протягиваясь по их периферии в удалении от центральных зон. Аккреционные и коллизионные орогены на древних платформах являются вещественно-тектоническими единицами кристаллического фундамента. Иногда они выделяются под названием «зоны тектонического меланжа», или «шовные зоны». Коллизионные орогены отличаются от аккреционных тем, что их стадия растяжения была остановлена на ступени формирования континентального осадочно-вулканогенного пояса, после чего последовал процесс горизонтального сжатия. Описываемые орогены прошли через стадию континентальных рифтов, в течение которой в них могли присутствовать характерные для континентальных рифтов интрузии, в том числе алмазоносных кимберлитов. Линеаментный рифт – это грабен или система узких грабенов. Ограничивающие его наклонные сбросы достигают мантии или рассекают кристаллический фундамент на значительную глубину. Линеаментные рифты являются континентальными постседиментационными. Имея незначительные вертикальные амплитуды на закрытых территориях, они с трудом картируются обычными геологическими методами, но хорошо видны на космоснимках [28, 33].

Открытые рифты, согласно классическим представлениям о рифтогенезе [22, 28, 31], образуются над аномально разогретыми линейными зонами астеносферы в результате горизонталь-

ного растяжения и раскола вдоль нее литосферной плиты на две части, расходящиеся во взаимно противоположных направлениях. В верхнюю мантию внедрялся материал с низкой плотностью и пониженными скоростями сейсмических волн, который подпитывался истощенным астеносферным пиролитом, а также газовыми эманациями, состоящими из  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{N}_2$ , с низкими содержаниями  $\text{H}_2\text{O}$ . Застывший на определенном уровне по окончании рифтового процесса поднявшийся магматический материал образует мантийный диапир, который при подъеме служит источником вулканических и интрузивных тел, локализующихся в коре рифта. Под его воздействием образуется полурасплавленная корово-мантийная подушка, а в некоторых рифтах – кислые эффузивы за счет подплавления корового материала. Магматический материал от диапира в кору поступает по подводящим каналам, строение и расположение которых (как и количество) определяются структурой верхней мантии [27–29]. Последняя по составу не полностью однообразна, поскольку в ней имеются локальные геохимически обособленные участки обогащенного и истощенного пиролита. Геохимически неоднородный материал поступал в магматическую колонну и из астеносферы, что приводит к возникновению множества самостоятельных магматических очагов диапира, питающего различного состава интрузивные и эффузивные тела рифтов.

Продукты магматизма рифтов характеризуются повышенной (от слабой до сильной) щелочностью. Кроме того, распространены толеитовые и известково-щелочные типы пород. Преобладание толеитовых или умереннощелочных основных магматитов указывает на высокую степень раскрытости рифта или достижение мантийным диапиром переходного между мантией и корой слоя, или внедрение в нижнюю кору. Возможно, существует закономерная связь между высотой подъема магматического диапира, раскрытостью рифта и характером его магматизма. При равных условиях ширина магматической колонны может быть различной, что обуславливает размеры рифта, но не интенсивность рифтогенеза. Нижняя часть магматической колонны с магматическими очагами, продуциру-

ющими их проявление в рифте, является астеносферным выступом (или магматическим диапиром), а верхняя – колонной термально и механически разуплотненной аномальной мантии, т.е. подушкой корово-мантийной смеси, разделяющей тектонические деформации коры и мантийной колонны.

Отмечается связь [19, 22, 27, 28] высоты нахождения магматического диапира с мощностью поглощенной коры и глубиной грабенов рифтов. При фиксированном положении магматического диапира мощность поглощенной коры может увеличиваться за счет декомпрессионного плавления в ее низах, вызванного автономным, независимым от мантии, растяжением коры. Тектоническое и магматическое состояние коры рифта регулируется магматической колонной и происходящими в ней автономными тектоническими движениями. Распределение магматических образований в рифте, характер их локализации и форма проявления (интрузии, эффузивы) зависят от особенностей его тектонической структуры. Химические свойства магматизма определяются в основном состоянием магматической колонны. Высокое положение магматического диапира, в целом равное всей мощности верхней мантии, генерирует основной магматизм, умеренно высокое – основной магматизм со щелочным уклоном. Однако и при низком положении магматического диапира в условиях автономного добавочного растяжения коры происходят подплавление переходного мантийно-корового слоя, выплавление базальтов и проявление основного магматизма на поверхности. Это подчеркивает многообразие условий рифтогенеза и магматизма, проявившихся при следующих закономерностях – чем ниже магматический диапир, тем выше щелочность и ультраосновность магматитов рифта и, наоборот, чем выше диапир, тем ниже щелочность основных пород этого геологического образования.

Происходящая пульсация магматического диапира порождает разнообразие чередующихся во времени магматических проявлений от ультраосновных со щелочным уклоном до основных. Наиболее глубинные фации продуцируются магматическим диапиром, кровля которого

располагается на предельной глубине существования астеносферного выступа от 80–120 км. Они представлены пикритами, карбонатитами, среди которых встречаются и кимберлитоподобные породы. В открытом рифте происходит полная разгрузка магматического вулканизма отдельных пород, но кимберлиты, как правило, отсутствуют. Массивы ультраосновных щелочных пород (в том числе расслоенных) и карбонатитов связаны с открытыми рифтами. В массивах алмазоносные кимберлиты не отмечены, что подчеркивает отсутствие генетической связи между открытыми рифтами и кимберлитовым магматизмом.

Открытые рифты (в том числе авлакогены) на древних платформах мира располагаются вдоль поясов или по окраинам кратонов, не пересекая их центральные части и тем более ортократоны (за исключением эпиорогенных рифтов), заложившиеся на фундаменте, переработанном позднепротерозойским орогенезом [9, 10, 26]. Естественно, что древний рифтогенез наиболее широко проявлен в крупных синеклизах и по периферии платформ, поскольку в этих регионах размещаются краевые и перикратонные прогибы, механизм образования которых сходен с рифтогенезом и выражается в подъеме корово-мантийной границы и сокращении мощности коры. Линеаментные рифты чаще всего связаны с открытыми рифтами, протягиваясь вдоль их бортов или образуя различного рода ответвления; иногда они берут начало от горно-складчатого или океанического обрамления платформы. Ширина линеаментных рифтов находится в пределах 20–40 км, что значительно уступает ширине открытых рифтов.

Вилюйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый как Патомско-Вилюйский авлакоген, занимает Вилюйскую синеклизу и Нюйско-Джербинскую впадину Предпатинского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботуобинскую антеклизу с зоной Приленских складок, Байкало-Патомскую горно-складчатую область и Алданскую антеклизу. Вилюйский бассейн входил в единую систему герцинских прогибов Верхояно-Чукотской эпиплатформенной геосинкли-

нальной области [9, 10, 35]. В позднем палеозое на авлакоген наложилась Вилъюйская синеклиза, отложения в которой представлен пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными породами, туффитами. Несколько иной состав имеют отложения Кемпендяйской депрессии, что объясняется ее структурно-фациальной обособленностью и большей глубоководностью условий осадконакопления. Для этой впадины характерно отсутствие базальтовых покровов, широко развитых на других территориях, где они залегают непосредственно на нижнепалеозойских породах.

Патомско-Вилъюйский авлакоген ограничивается с запада и северо-запада Чайандинско-Буордахским разломом и Вилъюйско-Мархинским тектоно-магматическим поясом, состоящим из грабенов и трещин горизонтального растяжения, заполненных (или не заполненных) дайками долеритов вилъюйско-мархинского комплекса. Среди разрывных нарушений Вилъюйско-Мархинского пояса выделяется зона Укугутских грабенов (Укугутский линеаментный рифт), являющаяся как бы северо-западным продолжением граничного субмеридионального Буордахского разлома. Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля располагаются в зоне Укугутского линеаментного рифта. На формирование структурно-тектонического плана Линденско-Ыгыаттинской ветви авлакогена оказала влияние зона Укугутских грабенов, а также поперечные структуры: разломы, связанные с образованием Чебыдинской моноклинали, Ангаро-Синского рифового барьера, Тербяского грабена и, возможно, других подобных структур северо-западного простирания (Тангнарынского сброса и др.). Тектоническое развитие Патомско-Вилъюйского авлакогена начиналось с заложения в рифее Предпатомского краевого прогиба и его продолжения – Кемпендяйско-Келинского прогиба. Инверсия региона сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этой тектонически неустойчивой территории СП. Наступившая затем вендская стадия трансгрессии была вызвана его структурным растяжением с расширением территории. В результате образовалась Вилъюйская впадина, где нижневендские отложения были представлены наиболее полно. Прогиб с юга

ограничен Ангаро-Ленским и Кемпендяйским разломами, с севера – Вилъюйско-Мархинским, выполненным серией пространственно сближенных разрывных и пликтивных дислокаций.

В пределах Якутской алмазоносной провинции, в ее платформенной части, нередко исследователями рисуется решетка ортогональных и диагональных глубинных разломов, с которыми связываются широко распространенные на востоке рой базальтовых даек, массивы основных и щелочно-основных пород, траппы и кимберлиты. Глубинные разломы трассировались как на платформах, так и в орогенных областях по гравитационным и магнитным аномалиям. Разломы, выделенные по геофизическим аномалиям, локализованы в пределах кристаллического фундамента (за исключением мантийных аномалий, созданных поясами базитовых даек), и нередко их природу установить не удается. Показано [9, 10, 13–15, 18, 22–25, 28], что существует связь некоторых рифейских и фанерозойских разломов с коллизионными и аккреционными орогенами, зонами тектонического меланжа, но практически это не подтверждено.

С учетом изложенного можно сделать следующие выводы:

любые проявления магматизма на древних докембрийских платформах – результат рифтогенеза (горизонтального растяжения земной коры);

в постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогенез, связанный с коренными перестройками литосферы. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фациальными рядами щелочных базальтоидов, пикритовых порфиритов, щелочно-ультраосновных образований и, в меньшей мере, кимберлитов;

на древних платформах широко развиты открытые континентальные рифты (включая авлакогены), происхождение которых обусловлено тектоническими движениями горно-складчатого обрамления; кимберлиты и кимберлитоподобные породы в них не отмечены;

кимберлиты локализуются в линеаментных рифтах; во многих кимберлитовых полях алма-

зоносных кимберлитов другие магматические проявления, как правило, отсутствуют. Линеаментные рифты, уступая по мощности рифтогенеза открытым рифтам, продуцируют наиболее глубинные магматические образования (включая кимберлиты).

Рассматривая историю развития региона в целом, следует отметить, что основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, среднепалеозойская (с позднедевонским их максимумом) и позднемезозойская (с меловым максимумом). Природа повторяла «попытки» расколота на террейны докембрийский кристаллический фундамент, закончившиеся умеренным его растяжением по рифтовым зонам. Наложённые на раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогены рифты названы возрожденными континентальными открытого или линеаментного характера. Кроме возрожденных, широко проявились континентальные новообразованные рифты на архейском кристаллическом фундаменте. Амплитудные разломы земной коры, сопровождаемые роями мафитовых даек, связаны с наиболее ранней фазой рифейско-вендской эпохи – континентальной раннепротерозойско-рифейской.

В рифее заложилась Предпатомский краевой прогиб и Кемпендяйско-Келинский. Наиболее вогнутые участки прогиба в рифее заполнялись осадками. От тектонически стабильной платформы он отделялся Ангаро-Ленским, Кемпендяйским, Нижне-Алданским разломами. Частичная инверсия Байкало-Патомской области (связанная с байкальской фазой) отразилась на Ангаро-Юдомском прогибе заложением основных антиклинальных и синклинальных зон в перикратонной его части, а также впадин, валов и других форм в Кемпендяйско-Келинском его продолжении.

В конце силурийского периода общее поднятие Лено-Вилюйского прогиба сопровождалось образованием складчато-глыбовых структур. Складчатость в Байкало-Патомской области распространилась и на перикратонные опускания, где продолжалось формирование зоны Приленских складок [6, 10]. Тектонический каркас Лено-Вилюйского прогиба перед вступлением

его в авлакогенный этап развития сформировался вслед за образованием Вилюйско-Хапчайского валлообразного поднятия, которое в современном плане представлено Вилюйской седловиной, Сунтарским поднятием и Хапчагайским мегавалом. В конце позднего девона в конседиментационную стадию на фоне медленного поднятия Байкало-Патомской складчатой области происходило интенсивное погружение миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области. Вначале осадками заполнялись впадины восточной части прогиба, затем трансгрессия распространилась и на западную. Осадконакопление контролировалось продольными грабенами, возникшими вследствие растяжения и дробления земной коры и дифференциальных движений тектонических блоков поперечных разломов, приведших к образованию боковых грабенов, нарушающих склоны прогиба и выходящих за их пределы. В Ыгыаттинской впадине выделяются [9–12] следующие конседиментационные структуры: Аппаинская и Укугутско-Балыктахская впадины, Балыктахский и Хампинский горсты.

Развитие Лено-Вилюйского прогиба в пределах Патомско-Вилюйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей территории и внедрения даек и силлов вдоль внешней его периферии. Дайки и силлы вилюйско-мархинского комплекса долеритов и габбродолеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северо-западной границы. Юго-восточная его граница сложена магматическими (основного состава) породами чаро-синского комплекса, лакколита и даек сиенитов наманинского комплекса. Дайки вилюйско-мархинского комплекса пересекают Приленские складки, иногда выходят на дневную поверхность в синеклизах среди отложений позднего кембрия и раннего силура. Отложения антиклиналей дайки не прорывают из-за более позднего образования складчатости. С северо-запада и запада Патомско-Вилюйский авлакоген ограничен Вилюйско-Мархинским разломом и Чайандинско-Буордахским грабеном, который пересекает со смещением Приленские складки. Чайандинско-Буордахский грабен ограничивает возможное распространение Патомско-Вилюйского седи-

ментационного бассейна. Через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен произошло вхождение Буордахского (Чайандинского) разлома в конседиментационную структуру Ыгыаттинской впадины. В настоящее время названным структурам на Мирнинском кимберлитовом поле отвечают Иреляхский и Верхне-Иреляхский грабены. Каледонские тектонические процессы завершились началом магматизма и вулканизма конседиментационных структур. Инверсия Патомско-Вилюйского авлакогена началась в конце девонского периода и закончилась в начале среднего карбона, что выразилось в общем поднятии и преобразовании сбросов во взбросы и надвиги. Для этой стадии характерен кимберлитовый магматизм.

В раннекаменноугольную эпоху бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. При этом суша занимала в основном низкое гипсометрическое положение, что существенно уменьшило денудацию. В Оленекско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации. В Средне-Мархинском алмазоносном районе в пределах Накынского кимберлитового поля не исключается денудированность силурийских пород (размыв до 200 м) вместе с находящимися в них кимберлитами, поэтому изначально сохранилась площадь распространения девонских образований. Обломочный материал был снесен в остаточные среднекаменноугольные бассейны. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на середину среднекаменноугольной эпохи, что привело к формированию речной сети и области денудации, приуроченных к основным антеклизам платформы. С позднего карбона (или с начала пермского периода) платформа вступила в новый, герцинский, этап тектонического развития. История палеотектонического развития СП в течение байкальского и каледонского этапов свидетельствует о пространственной и структурно-тектонической связи кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, подчеркивает расположение их алмазоносных разностей в малоамплитудных линейных рифтах, пересекающих на ортократонах термоблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биезайс Я.Я., Борис Е.И., Максимкина Л.В. Геолого-геофизическая модель Мирнинского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 4–18.
2. Булин Н.К., Булина Н.В., Драгунов Д.И. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 1. С. 82–87.
3. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000.
4. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. – М.: Наука, 1990.
5. Гринсон А.С. Формирование и размещение кимберлитов восточной части Сибирской платформы в связи с особенностями ее глубинного строения // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1984. № 3. С. 54–65.
6. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2000.
7. Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С., Томшин М.Д. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 47–54.
8. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б. Структурно-формационное и минерагеническое районирование территории погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 956–964.
9. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Палеотектоническое развитие Сибирской платформы в течение байкальского и каледонского этапов и кимберлитовый магматизм // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, 2005. С. 86–95.
10. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. – Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004.
11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности коренной алмазоносности Сибирской платформы // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., 2002. С. 586–602.
12. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. – Воронеж: ВГУ, 2013.

13. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минерагения. В 3-х томах. – Воронеж: ВГУ, 2005 (Т. 1), 2007 (Т. 2), 2008 (Т. 3).
14. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2004.
15. *Киселев А.И., Попов А.М.* Байкальский рифт как отражение динамических и структурно-вещественных различий между литосферой Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 651–654.
16. *Кухаренко Н.А.* К проблеме зональности кимберлитовых провинций // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 16–23.
17. *Логачев М.А., Владимиров Б.С.* Рифтогенез и кимберлитообразование // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 6–12.
18. *Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С.* Сибирская платформа. – Л.: Недра, 1987.
19. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: ВГУ, 1999.
20. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Виллюйского среднепалеозойского авлакогена. – М. Недра, 1975.
21. *Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В.* Докембрийские алмазоносные формации мира. – М.: Недра, 1976.
22. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. – М.: Недра, 1983.
23. *Милашев В.А.* Кимберлитовые провинции. – Л.: Недра, 1974.
24. *Милашев В.А.* Кимберлиты и глубинная геология. – Л.: Недра, 1990.
25. *Мишин В.М.* Древнее рифообразование – предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 36–41.
26. *Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы / К.Н.Егоров, Н.Н.Зинчук, С.Г.Мишенин и др. // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 50–84.*
27. *Похиленко Н.П., Соболев Н.В.* Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 65–67.
28. *Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006.
29. *Рундквист Д.В.* Глобальная металлогения // Смирновский сборник. М., 1995. С. 92–123.
30. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Новый взгляд на роль авлакогенеза в формировании алмазоносных магматитов // Вестн. Воронежского ун-та. Геология. 2002. № 13. С. 7–18.
31. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н.* Эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории Земли. – Воронеж: ВГУ, 1999.
32. *Сафьянников В.И., Сафьянников С.В.* Среднепалеозойские структуры юга Сибирской платформы и прогноз алмазоносности // Методы прогноза и поисков месторождений алмазов на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1990. С. 7–9.
33. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. – М.: Недра, 2001.
34. *Смелов А.П., Трофимов В.Ф., Зайцев А.И.* Строе-ние, этапы становления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 186–191.
35. *Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. – М.: Наука, 1985.*
36. *Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры / Р.А.Гафаров, А.М.Лейтес, В.С.Федоровский и др. // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–58.*
37. *Трофимов В.С.* Основные закономерности размещения и образования алмазоносных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – Новосибирск.: Наука, 1967.
38. *Францессон Е.В.* Роль авлакогенов в формировании кимберлитов на древних платформах // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 91-93.
39. *Францессон Е.В., Лутц Б.Г.* Кимберлитовый магматизм древних платформ. – М.: Недра, 1995.

40. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001.
41. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
42. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Егоркин А.В. Структура литосферы в районах проявления алмазоносных кимберлитов (Сибирская платфор-

ма) // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 78–80.

Зинчук Николай Николаевич,  
доктор геолого-минералогических наук  
nzninchuk@ramber.ru

## ABOUT CONTROL OF KIMBERLITE MAGMATISM BY RIFT-RELATED STRUCTURES

N.N.Zinchuk

*As established upon the basis of available data, any magmatic event within the limits of ancient Precambrian platforms results from rifting. Palaeoproterozoic and Mesozoic epochs of open rifting related to fundamental restructuring of lithosphere had been the strongest during the course of Post-Archean history of ancient platforms' geological evolution. Basic, ultrabasic and alkaline-ultrabasic magmatism, represented by series of alkaline basaltoids, picritic porphyrites, alkaline ultrabasites and, to a lesser extent, kimberlites, were associated with this group of rift structures. Kimberlites most frequently occurred in the lineament rifts. Other magmatic occurrences are usually absent in many kimberlite fields of diamondiferous kimberlites. Riphean-Vendian, Mid-Palaeozoic, and Neomesozoic had been the key epochs of continental riftogenesis.*

*Key words: rifting, kimberlite, magmatite, Earth crust, crystalline basement, aulakogene, anteklise, basin.*

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫХ В ЖУРНАЛ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ»

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru.
2. К тексту прилагаются документы: письмо (разрешение на опубликование) руководителя учреждения, экспертное заключение о возможности публикации в открытой печати, сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, ученая степень, ученое звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (5–7 предложений) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объем статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Для набора математических формул рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Все используемые символы, сокращения и аббревиатуры необходимо расшифровать. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «елочки».
6. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или черно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
7. Список литературы приводится в конце статьи и оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5-2008. Ссылки в тексте на источник даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. Неопубликованные работы в список не включаются, при необходимости на них делается ссылка в тексте, например (А.А.Иванов, Б.Б.Петров, 2003 г.).
8. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

## ДВА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПА АЛМАЗОВ – НИЖНЕЛИТОСФЕРНЫЕ КИМБЕРЛИТОВЫЕ И ПЛЮМОВЫЕ ЛАМПРОИТОВЫЕ

В.С.Шкодзинский

Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН,  
г. Якутск

*Алмазы широко распространены в кимберлитах и россыпях с неизвестными коренными источниками. Показано, что алмазы кимберлитов кристаллизовались при фракционировании перидотитового слоя магматического океана в основании литосферы древних платформ, алмазы россыпей – в очагах щелочно-основных магм в мантийных плюмах. Выносившие их щелочные остаточные расплавы взрывались в приповерхностных условиях и формировали преимущественно покровы туфов и россыпи. Это объясняет отсутствие высокоалмазоносных трубок в их окрестностях.*

*Ключевые слова: кимберлиты, россыпи, алмазы, плюмы, мантия, щелочные магмы.*

После открытия алмазоносных кимберлитов в Африке господствующими стали представления о том, что данные породы – главный источник алмазов. На основании обычно большего изотопного возраста минеральных включений в алмазах (до 3,5 млрд лет) по сравнению с возрастом алмазоносных кимберлитовых трубок (сотни миллионов лет) чаще всего предполагается, что кристаллы этого минерала возникали в твердой мантии на ранней стадии ее эволюции. Кимберлитовые магмы механически захватывали их при движении через мантию и не имели никакого отношения к процессам алмазообразования. Однако такому ксеногенному происхождению алмазов противоречит существование многочисленных зависимостей морфологии, количества и крупности кристаллов алмаза от состава и особенностей размещения содержащих их кимберлитов [10]. Это свидетельствует о значительной общности процессов формирования алмазов и кимберлитов.

Природа общности стала понятной после установления признаков горячего образования

Земли и наличия в ее недрах в большей части геологической истории расслоенного по составу глобального океана магмы с первоначальной глубиной около 240 км [10]. Остывание и затвердевание океана сверху вниз сопровождалось кристаллизацией алмазов и формированием кимберлитовых остаточных расплавов в его нижнем перидотитовом слое (рис. 1). Кимберлитовый состав остаточный расплав приобрел в основном в последние полмиллиарда лет вследствие накопления в нем расплавофильных химических компонентов – углекислоты, воды, кальция, легких редких земель. Алмазы начали формироваться намного раньше кимберлитов из-за увеличения в остаточном расплаве концентрации углерода, так как он почти не входил в состав кристаллизовавшихся породообразующих минералов. Это объясняет чаще всего более древний изотопный возраст включений в алмазах по сравнению с кимберлитами. Позднее образование кимберлитовых расплавов является причиной внедрения их магм преимущественно в фанерозое. Оно объясняет отсутствие кимбер-



Рис. 1. Схема фракционирования постаккреционного магматического океана, формирования кимберлитового остаточного расплава и кристаллизации различных алмазов:

О – октаэдрических, Д – ромбододекаэдрических, К – кубических, А – агрегатов

литов в океанических областях, где продукты за- твердевания расслоенного магматического оке- ана были раздвинуты при формировании этих областей под влиянием растекания всплывав- ших горячих мантийных струй, подогретых изна- чально более горячим железным ядром.

По этой модели возрастание в остаточном расплаве кристаллизовавшейся перидотитовой магмы содержания кремнекислоты способство- вало росту его вязкости, снижению скорости диффузии углерода и увеличению степени пересыщения расплава данным компонентом. Это привело к снижению площади образующихся слоев роста на гранях октаэдров, постепенной смене тангенциального роста нормальным, по- явлению на гранях кристаллов различных скульп- тур, эволюции октаэдров в додекаэдриды, затем в кубы и агрегаты (рис. 2). Накопление расплавофильных компонентов в остаточных расплавах обусловило повышение содержания легкого изотопа углерода, азота и других при- месей в поздних алмазах по сравнению с ранни- ми и уменьшение в них удельной интенсивно- сти рентгенолюминесценции  $I/m$  [1]. Последняя снизилась в связи с возрастанием степени де- фектности кристаллической решетки в поздних алмазах. Все это свидетельствует о том, что мо- дель образования кимберлитовых магм и вы-

носимых ими алмазов в результате фракцио- нирования в основании литосферы платформ остатков перидотитового слоя магматическо- го океана полностью соответствует природным данным.

Помимо кимберлитовых трубок, значитель- ное количество алмазов добывается из россы- пей. Россыпи бывают очень крупными (рис. 3) и часто содержат исключительно большие и высококачественные алмазы. Поэтому во всем мире прилагалось много усилий, чтобы найти кимберлитовые трубки, бывшие источниками алмазов россыпей. Но попытки обычно оказы- вались безуспешными. Примером служат рос- сыпи Юго-Западной Африки, где на 1500 км протягиваются прибрежно-морские россыпи. Они содержат 1–3 млрд карат очень крупных (в некоторых участках в среднем до 2 карат) пре- имущественно ювелирных алмазов со сред- ней ценой до 1000 долл/карат. Ближние к ним трубки изредка содержат незначительное ко- личество мелких дефектных алмазов [6]. Ино- гда предполагаемому привносу их в россыпи из удаленных на 1500 км промышленных трубок Южно-Африканской кимберлитовой провинции противоречат небольшой средний размер ал- мазов в них (0,12–0,15 карат в трубках Кимбер- ли, Премьер, Као [4]), меньшая способность к переносу крупных алмазов по сравнению с мел- кими, отсутствие следов механического износа на большинстве алмазов россыпей и редкость в них индикаторных минералов кимберлитов [6].

Другой пример – россыпи Северной Яку- тии. Здесь в бассейне р. Эбелях находится 52,3% россыпных алмазов России [7]. Ближние к ним кимберлитовые трубки почти не содержат ал- мазов. Возможности их привноса из удаленных на сотни километров гипотетических трубок в районе устья р. Лены или из Приверхоянского прогиба противоречат преимущественно мест- ный состав гальки в россыпях и широкое рас- пространение в них (до 57%) механически не- прочных высокодефектных алмазов V и VII разновидностей, по Ю.Л.Орлову. Они разруши- лись бы при длительном переносе. Кроме того, реки обычно текут к краям континентов, поэто- му предполагаемый перенос алмазов навстречу их течению выглядит невероятным.

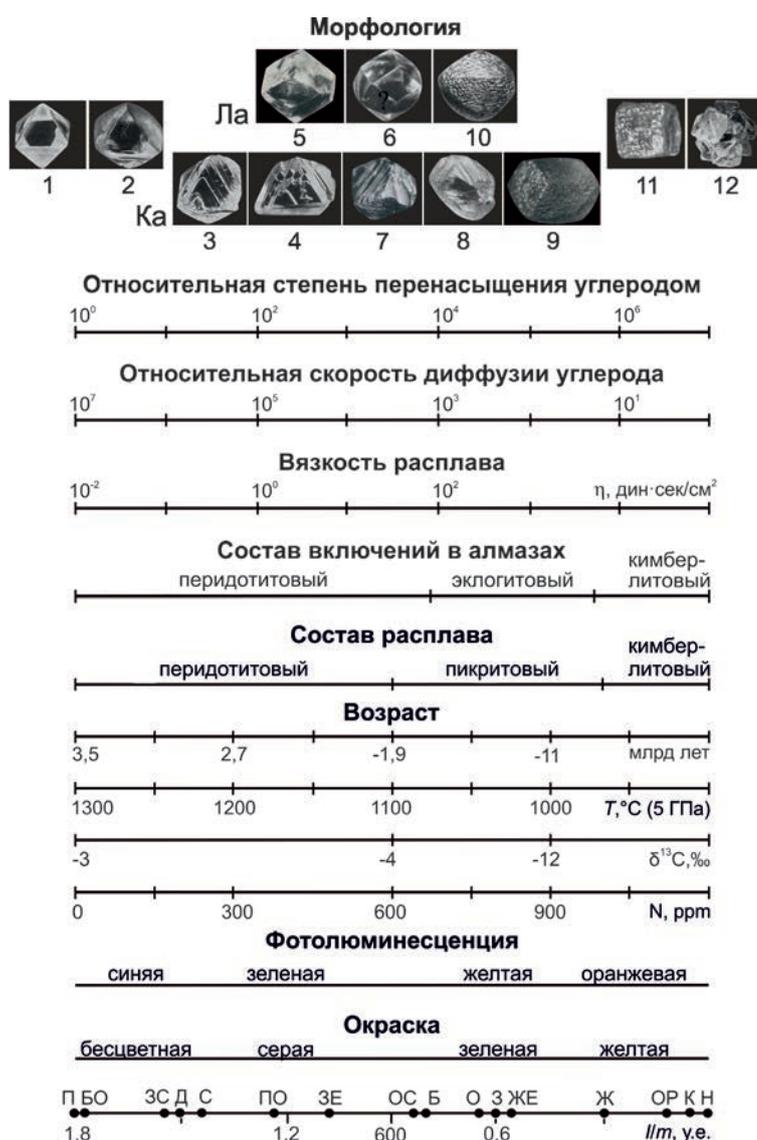


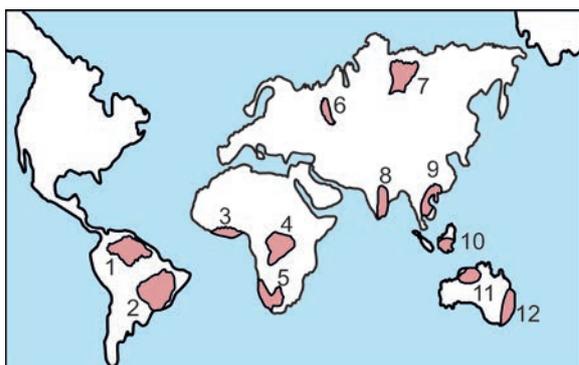
Рис. 2. Соотношение удельной интенсивности рентгенолюминесценции с морфологией кристаллов алмаза, цветом их и фотолюминесценции, содержанием азота, изотопным составом углерода, температурой образования, их возрастом и составом расплава при кристаллизации:

точками показаны средние значения  $I/m$  при образовании плоскогранных (П), занозисто-слоистых (ЗС), полицентрических (ПО), округло-ступенчатых (ОС), блоковых (Б) октаэдров; ромбододекаэдров (Д), округлых додекаэдров (О); бесцветных (БО), зеленых (З), желтых (Ж), коричневых (К) алмазов; с синей (С), зеленой (ЗЕ), желтой (ЖЕ), оранжевой (ОР) фотолюминесценцией, нелюминесцирующих кристаллов (Н); ряды Ка и Ла – кристаллы в кимберлитах соответственно с карбонатитовой и лампроитовой тенденцией дифференциации, промежуточный – кристаллы, встречающиеся в различных кимберлитах; 1 – гладкогранный, 2 – слабослоистый, 3 – грубослоистый, 4 – полицентрический октаэдр; 5 – плоскогранный додекаэдр; 6 – округлый додекаэдр; 7, 8 – округло-ступенчатые октаэдры; додекаэдровиды с бугорчатой (9), черепитчатой (10) скульптурой; 11 – куб; 12 – агрегат [10]

Эти и другие данные указывают на то, что кимберлитовые трубки не являются источником алмазов рассматриваемых россыпей. Минерал мог формироваться только при глубинной кристаллизации магм, поскольку лишь в процессе ее происходило необходимое для алмазообразования накопление углерода в остаточном расплаве. Кроме основания континентальной литосферы, где при затвердевании перидотитового слоя магматического океана возникали кимберлитовые остаточные расплавы и выносимые ими алмазы, они могли кристаллизоваться и в наиболее глубоких очагах основных магм в мантийных плюмах (рис. 4). Такие магмы образовались в результате декомпрессионно-

го переплавления эклогитов в поднимающихся плюмах. Высокобарическая кристаллизация и фракционирование очагов под толстой литосферой должны были приводить к формированию в них лампроитовых и других щелочных остаточных расплавов и алмазов.

Все особенности россыпей алмазов с неизвестными коренными источниками подтверждают их образование в этих очагах. В хорошо изученных алмазах россыпей Северной Якутии и Вишерского Урала преобладают включения минералов эклогитового парагенезиса [7], что свидетельствует об основном составе их родоначальных магм. Кажется бы, парадоксальной особенностью алмазов россыпей является ино-



**Рис. 3. Распределение алмазоносных россыпей в провинциях:**

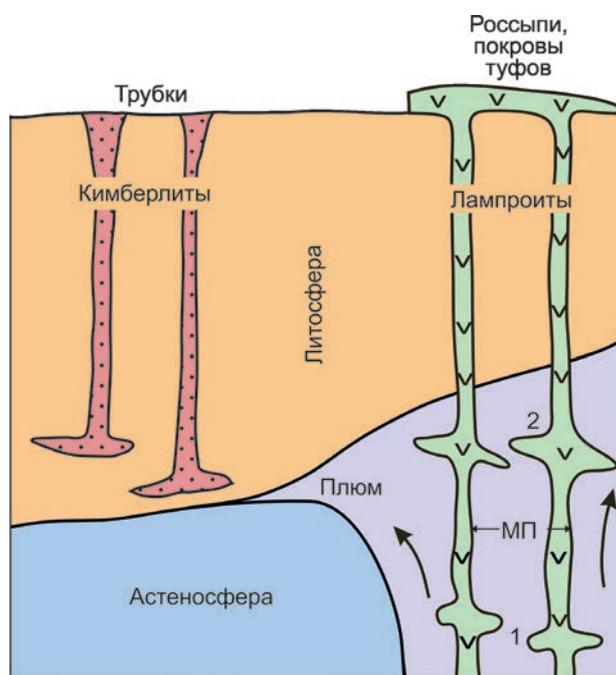
1 – Гвианской, 2 – Бразильской, 3 – Западно-Африканской, 4 – Центрально-Африканской, 5 – Южно-Африканской, 6 – Уральской, 7 – Якутской, 8 – Индийской, 9 – Китайской, 10 – Индонезийской, 11 – Западно-Австралийской, 12 – Восточно-Австралийской [5]

гда присутствие в них одновременно включений минералов как нижней (ферропериклаз, MgSi-перовскит, стишовит), так и верхней (пироп, пироксен) мантии. Такое сонахождение установлено в Бразилии, Гвинее, Австралии [5]. Оно хорошо объясняется кристаллизацией алмазов в поднимавшихся плюмах сначала в условиях нижней, затем верхней мантии (см. рис. 4).

Кристаллизация алмазов в благоприятных для роста условиях очень больших давления и температуры – причина их чаще всего крупного размера и высокого качества. Объемы тел щелочно-основных пород в среднем во многие десятки раз превосходят объемы кимберлитовых трубок, что обуславливает большие размеры россыпей с алмазами и часто огромные запасы последних. В самых крупных плюмах, вызывавших образование наиболее грандиозных расколов литосферы и появление океанов, очаги основных магм вследствие огромных запасов тепла в плюмах кристаллизовались очень медленно, что должно было приводить к кристаллизации особенно крупных алмазов. Это объясняет уникальную крупность алмазов в россыпях Юго-Западной Африки. Они, по-видимому, кристаллизовались в плюме, вызвавшем раскол Гондваны и формирование Атлантического океана. Предположение подтверждает приуроченность

россыпей к приатлантическим частям Африки и Южной Америки (см. рис. 3).

Крупные (в среднем 75–90 мг) преимущественно ювелирные алмазы Вишерского Урала, вероятно, кристаллизовались в плюме, вызвавшем образование Уральского палеоокеана. Формирование алмазов в плюмах, обусловивших расколы древних платформ, объясняет отмечавшуюся некоторыми исследователями приуроченность россыпей с неизвестным коренным источником к окраинам континентов [5] (см. рис. 3). Алмазы россыпей Северной Якутии, видимо, кристаллизовались в магматических очагах плюма, вызвавшего формирование траппов Тунгусской синеклизы. Об этом свидетельствует соответствие возраста цирконов в россыпях (219–234 млн лет [7]) времени траппового магматизма (210–250 млн лет). Плюм был относительно маломощным (не привел к возникновению океана), что согласуется с относительно небольшой (до 60 мг [7]) средней массой алмазов в россыпях. Тем не менее, алмазы в среднем зна-



**Рис. 4. Схема образования нижнелитосферных кимберлитовых и плюмовых лампроитовых магм:**

места кристаллизации нижнемантийных (1) и верхнемантийных (2) алмазов; МП – магматические потоки

чительно крупнее, чем в промышленных трубках Якутии (обычно первые миллиграммы).

В россыпях с неизвестным коренным источником преобладают округлые алмазы, что связано с повышенным содержанием кремнекислоты в основных магмах по сравнению с кимберлитовыми. Увеличение ее количества в остаточных расплавах при кристаллизации приводило к повышению их вязкости и уменьшению скорости диффузии углерода. Поэтому на гранях кристаллов возникали все меньшие слои роста. Грани становились выпуклыми и формировались округлые кристаллы алмазов (см. рис. 2). Такое происхождение округлых алмазов подтверждают возрастание их доли с увеличением содержания кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах (рис. 5) и в среднем их больший размер по сравнению с плоскогранными в одних и тех же породах [7, 10]. На ранних стадиях кристаллизации, когда вязкость расплавов была еще низкой, кристаллизовалось также небольшое количество плоскогранных алмазов. Они обычно отмечаются в россыпях наряду с преобладающими округлыми.

В процессе кристаллизации магматических очагов в остаточных расплавах интенсивно накапливались летучие компоненты. Это иногда приводило к кристаллизации в них богатых флюидными включениями поздних алмазов разновидностей V и VII, а также борта. Последний широко распространен в россыпях Бразилии (до 60%) [6]. Наличие таких алмазов указывает на их вынос поздними богатыми щелочами и летучими компонентами остаточными магмами. Высокое содержание летучих способствует интенсивному постмагматическому замещению формировавшихся пород низкотемпературными минералами.

Ответ на вопрос, почему в районе рассматриваемых россыпей не удастся найти высокоалмазоносные трубки, дают результаты расчетов количественных моделей эволюции магм при подъеме [10]. Из них следует, что кимберлитовые и другие относительно низкотемпературные магмы после вскипания при подъеме начинали интенсивно затвердевать. Это связано с тем, что летучие компоненты являются сильными плавнями. Уменьшение их концентрации

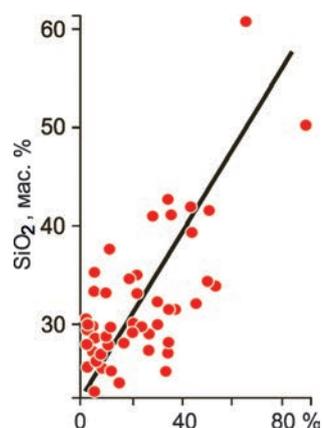


Рис. 5. Зависимость доли округлых кристаллов алмазов от содержания кремнекислоты во вмещающих кимберлитах и лампроитах [8]

в расплаве под воздействием выкипания при декомпрессии приводило к его кристаллизации или остеклованию. Они заканчивались взрывом затвердевших верхних частей поднимающихся магматических колонн под влиянием законсервированного затвердеванием высокого внутреннего давления газовой фазы. В результате формировались взрывные диатремы и различные брекчии (рис. 6, кривая 1).

Протяженность диатрем в основном определялась температурой и содержанием летучих компонентов в магмах, особенно труднорастворимой в расплаве углекислоты. Вследствие зарождения в астеносфере магмы плюмов имели более высокую первичную температуру, чем кимберлитовые, образовавшиеся в относительно низкотемпературной литосфере. Содержание углекислоты в лампроитах в среднем составляет ~1%, в кимберлитах ~18%. Следовательно, протяженность лампроитовых диатрем должна быть во много раз меньше, чем кимберлитовых. Первоначальная протяженность кимберлитовых трубок порядка 1–2 км. Образованные лампроитовыми и щелочными магмами диатремы должны иметь глубину десятки, реже первые сотни метров (см. рис. 6, кривая 2). При такой протяженности они чаще всего должны относительно быстро полностью уничтожаться эрозией, поскольку срез промышленных трубок в Якутии составляет сотни метров, а в Африке достигает 1,5 км. Поэтому диатремы в районе рос-

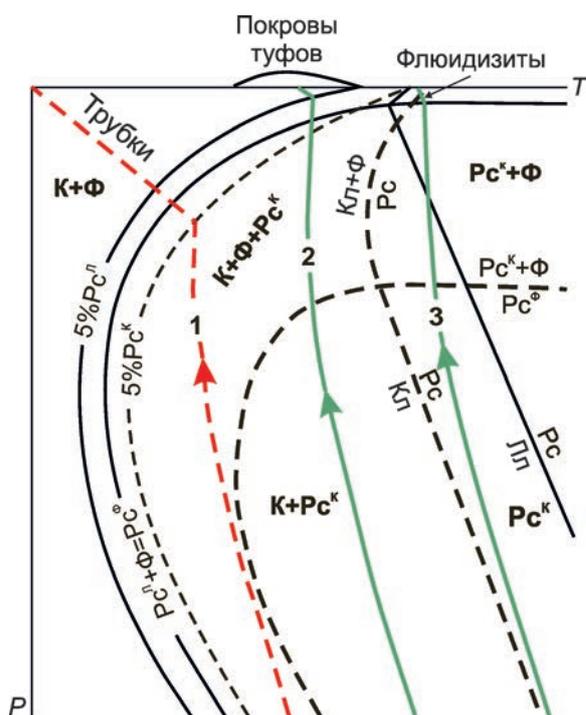


Рис. 6. Схематические *P-T* диаграммы фазового состава и эволюции кимберлитовых (пунктир) и лампроитовых (сплошные линии) магм:

линии со стрелками – эволюция поднимающихся магм при образовании трубок (1), покровов туфов (2) и штокверков флюидизитов (3). К – твердые фазы кимберлита; Кл, Лл – то же, кимберлита и лампроита в условиях ликвидуса;  $Pc^k$ ,  $Pc^l$ ,  $Pc^s$  – расплав соответственно кимберлита, лампроита и более богатый летучими компонентами; Ф – флюидная фаза

сыпей, по-видимому, в основном не сохранились. Подобные диатремы частично остались в Бразилии, где щелочной магматизм относительно молодой (92–95 млн лет) [5].

Важной особенностью взрывов щелочно-основных магм было то, что из-за небольших протяженности и объема образованных ими диатрем главная масса раздробленного взрывом алмазоносного материала выбрасывалась на земную поверхность и формировала покровы туфов. Большая часть покровов, особенно на возвышенностях и склонах, вследствие их рыхлости и небольшой мощности размывалась с перемещением алмазов в понижения и образованием алмазоносных россыпей. Площадь распространения продуктов взрыва крупного

вулкана может достигать многих сотен тысяч квадратных километров. Это объясняет присутствие россыпей с неустановленными источниками на огромных площадях. В Северной Якутии они занимают площади ~400 тыс. км<sup>2</sup> [7], Южной Америке – несколько миллионов квадратных километров [6]. Остатки алмазоносных вулканических покровов могли сохраняться в том случае, если их материал падал в водоемы и перекрывался более молодыми осадками. Сформированный таким материалом слой богатых алмазами туффизитов мощностью в десятки сантиметров обнаружен в породах триаса в приустьевой части р. Лены [3]. Их алмазы полностью идентичны таковым в россыпях. Слой алмазоносных туфов установлен компанией Diagem в местности Джуина в Бразилии (<http://www.mineral.ru/News/26883/html>), где широко распространены россыпи с неизвестными коренными источниками. Данные породы, а не гипотетические кимберлитовые трубки – главный источник алмазов в рассматриваемых россыпях.

Очевидно, что самые высокотемпературные магмы, завершившие эволюцию при подъеме в поле расплав+флюид (см. рис. 6, кривая 3), не должны взрываться в связи с отсутствием процессов декомпрессионного затвердевания. Выделение и расширение в них флюидной фазы при декомпрессии должно было приводить к вспениванию магмы. Ввиду большой подвижности возникающая преимущественно расплавно-газовая смесь могла прорываться сквозь трещины перекрывающих пород и формировать в них штокверки флюидизитов, содержащие алмазоносный магматический материал, измененный под влиянием летучих компонентов. Такие породы описаны в Вишерском Урале [8]. Диаграмма на рис. 6 объясняет их происхождение.

Алмазы должны были формироваться и в плюмах, вызывавших образование палеокеанов. Поэтому в областях их бывшего присутствия могут находиться захороненные туфы и россыпи, содержащие высококачественные алмазы. Это расширяет перспективы открытия новых месторождений.

Разведанные запасы алмазов зарубежных кимберлитовых трубок оцениваются в >2 млрд

карат [2], что близко к запасам только одной россыпи Юго-Западной Африки (1–3 млрд карат). Подобных россыпей известно более десятка (см. рис. 3). Из этого следует, что запасы плюмовых алмазов намного превосходят запасы нижнелитосферных алмазов кимберлитовых трубок. Учитывая часто уникально высокое их качество, крупные россыпи с плюмовыми алмазами – более ценный и перспективный объект, чем кимберлитовые трубки. Они, по-видимому, будут главным объектом разработки и поисков в недалеком будущем.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что, кроме нижнелитосферных кимберлитовых, в земной коре широко распространены алмазы, кристаллизовавшиеся в очагах щелочно-основных магм в мантийных плюмах. Они, как правило, имеют высокое качество, поэтому перспективны для поисков и добычи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004.
2. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008.
3. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмаза на севере Сибирской платформы // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–63.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
5. Каминский Ф.В. Минералогия и геохимия нижней мантии. Чтения им. В.И.Вернадского. Л. – М.: ГЕОХИ РАН, 2011.
6. Россыпи алмазов мира / В.М.Подчасов, М.Н.Евсеев, В.Е.Минорин и др. – М.: Геоинформмарк, 2005.
7. Россыпи алмазов России / С.А.Граханов, В.И.Шаталов, В.А.Штыров и др. – Новосибирск: ГЕО, 2007.
8. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластов Вишерского Урала. – Пермь: Изд-во ПГУ, 2001.
9. Шкодзинский В.С. Величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции алмазов как показатель последовательности их кристаллизации в мантии // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 69–73.
10. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). – Якутск: СВФУ, 2014.

Шкодзинский Владимир Степанович,  
доктор геолого-минералогических наук  
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

## TWO GENETIC TYPES OF DIAMONDS – LITHOSPHERE KIMBERLITIC AND PLUME LAMPROITIC

V.S.Shkodzinskiy

*Diamonds occur in kimberlites and in placers, but their origin usually remains unknown. As demonstrated, the kimberlite diamonds were crystallized during fractionation of the lithospheric peridotite layer, whereas the placer diamonds originate from the plume chambers containing alkaline mafic magmas. Alkaline residual melts that transported diamonds exploded under near-surface conditions to produce tuff covers and, further, placers. The fact explains absence of highly diamondiferous kimberlite pipes in such environments.*

*Key words: kimberlite, placer, diamond, plume, mantle, alkaline magma.*

## РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ГЛУБОКОВОДНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СУЛЬФИДОВ

**А.И.Романчук,  
В.П.Ивановская,  
Д.Я.Кошель,  
А.В.Карева**

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,  
г. Москва

**М.Л.Самоваров**

ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция,  
г. Санкт-Петербург

*Приведены результаты изучения вещественного состава и исследований по извлечению основных и сопутствующих полезных компонентов из технологической пробы глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС). Разработана комбинированная технология переработки руды, включающая окислительный обжиг и сернокислотное выщелачивание цветных металлов с последующим селективным осаждением из растворов сульфидов меди и цинка. Для извлечения золота из кеков применяется сорбционное цианирование. Рекомендуемая технология обеспечивает высокие показатели извлечения из ГПС цветных и благородных металлов.*

*Ключевые слова: глубоководные полиметаллические сульфиды, выщелачивание, осаждение, продуктивный раствор, концентрат, медь, цинк, золото, серебро.*

Глубоководные месторождения дна Мирового океана – резерв восполнения минерально-сырьевых ресурсов цветных и черных металлов, поэтому многие страны, в том числе Россия, ищут и подготавливают к освоению месторождения глубоководных полиметаллических сульфидов и железо-марганцевых образований (ЖМО), разновидностями которых являются железо-марганцевые конкреции (ЖМК) и кобальт-марганцевые рудные корки (КМК). Железо-марганцевые образования представляют собой оксидные руды с основными полезными компонентами – медью, никелем, кобальтом, марганцем. В России технологические исследования ЖМО проводятся с начала 80-х годов; за это время разработано более десяти вариантов технологических схем. Одна из наиболее перспективных – предложенная ЦНИГРИ гидromеталлургическая технология, основанная на выщелачивании ЖМО сернистым ангидридом с последующим

осаждением из растворов медного, никель-кобальтового и марганцевого концентратов [6].

Глубоководные полиметаллические сульфиды, в отличие от ЖМО, – сульфидные руды, содержащие медь, цинк и благородные металлы. Российские геологи приступили к изучению ГПС в 1985 г., и уже в 1987 г. на технологические исследования в ЦНИГРИ поступили первые образцы руд, отобранные на объектах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и Срединно-Атлантического хребта (САХ). Основные рудные минералы ГПС – пирит-марказит, халькопирит, ковеллин, сфалерит, халькозин, борнит – могут присутствовать в рудах в различных соотношениях, но общей характерной особенностью ГПС является чрезвычайно тесная ассоциация сульфидов между собой и с минералами пустой породы, что определяет необходимость тонкого измельчения руд при обогащении. Флотацион-

### 1. Химический состав ГПС

Элементы, соединения	Содержание, %	Элементы, соединения	Содержание, %	Элементы, соединения	Содержание, г/т
SiO <sub>2</sub>	Сл.	C <sub>орг</sub>	>0,1	Cd	99,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	S <sub>общ</sub>	44,6	Se	31,2
Fe	35,7	S <sub>сульфид</sub>	44,0	In	4,7
CaO	1,1	Cu	6,1	Au	0,3
MgO	0,2	Zn	3,0	Ag	35,1
TiO <sub>2</sub>	Сл.	Pb	Сл.	Pt	Сл.
K <sub>2</sub> O	>0,1	Ni	Сл.	Pd	Сл.
Na <sub>2</sub> O	<0,1	Co	Сл.	Rh	Сл.
MnO	Сл.	As	>0,1	Mo	73,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	>0,1	Sb	>0,1	Tl	19,8

ное обогащение ГПС перспективно только для получения концентратов цветных металлов из монометалльных руд (медных или цинковых). Из медно-цинковых руд получить кондиционные концентраты с удовлетворительными показателями извлечения меди, цинка и благородных металлов не удалось; особенно велики потери с пиритными хвостами золота и серебра. Комплексное извлечение цветных и благородных металлов возможно на основе использования комбинированных гидрометаллургических технологий, включающих окисление сульфидных минералов с последующим выщелачиванием меди и цинка [2].

Применяемое в металлургии окисление пиритных продуктов осуществляется несколькими способами – автоклавное и бактериальное окисление, окислительный обжиг. Первые два метода заключаются в окислении сульфидных минералов в пульпе, что сопровождается полной потерей серы с отвальными продуктами. В отличие от гидрометаллургических методов окисления сульфидов при окислительном обжиге сера окисляется до сернистого ангидрида, который может использоваться для получения серной кислоты или другой химической продукции. Поскольку экономическая целесообразность производства серной кислоты определяется потребностью в ней местной промышленности, перспективно совмещение ме-

таллургической переработки ГПС и другого типа глубоководного сырья – ЖМО, для выщелачивания из которого цветных металлов и марганца в качестве основного реагента необходим сернистый ангидрид. В этом случае побочный продукт обжига ГПС эффективно утилизируется, а сера становится одним из полезных компонентов глубоководных сульфидов. Кроме того, известно, что ЖМО, обладая пористой поверхностью, способны сорбировать серосодержащие соединения из промышленных отходящих газов и тяжелые цветные металлы из сточных вод [7, 9]. Совместная переработка двух видов глубоководных руд позволяет максимально эффективно использовать минеральные составляющие сырья и сорбционные свойства ЖМО для очистки от вредных примесей жидких и газообразных отходов металлургического производства.

Комбинированная технологическая схема, включающая обжиг руды и сернокислотное выщелачивание полезных компонентов из огарка, подтвердила свою эффективность для извлечения цветных металлов из технологической пробы ГПС, отобранной Полярной морской геологоразведочной экспедицией в Российском разведочном районе САХ и характеризующей медно-цинковые колчеданные руды рудного поля Пюи де Фолль.

### 2. Результаты фазового анализа золота и серебра в руде

Формы нахождения золота и серебра в руде	Распределение	
	Au, %	Ag, %
Серебро в форме пираргирита, хлор-аргирита		–
Золото и серебро в свободном виде и в открытых сростках, с чистой поверхностью простые сульфиды серебра	68,7	14,9
Золото и серебро, заключенное в кислоторастворимых минералах и под сплошными пленками гидроксидов	3,9	10,6
Золото и серебро, ассоциированное с сульфидами	27,4	74,5
Исходная руда	100,0	100,0

### 3. Изменение форм нахождения серы в зависимости от температуры окислительного обжига руды

Т обжига, °С	Распределение S, % от содержания в руде		
	SO <sub>2</sub>	S <sub>сульфид</sub>	S <sub>сульфат</sub>
350	64,9	17,7	17,3
450	84,5	0,5	15,0
550	88,3	0,3	11,4
650	90,5	0,1	9,4
750	99,3	0,1	0,6
800	99,5	0,1	0,4

Химический состав руды и продуктов ее переработки изучался химическим, пробирным, масс-спектрометрическим и атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой методами анализа, минеральный – рентгеноструктурным анализом и минераграфическими исследованиями монтированных аншлифов дробленых руд. Для руды характерны высокое содержание Fe (35,7%) и S (44,6%), на 98,7% находящейся в сульфидной форме, практически полное отсутствие алюмосиликатных составляющих (табл. 1). Основные полезные компоненты руды, % – 6,1 Cu, 3 Zn; попутные, г/т – 0,3 Au, 35,1 Ag, 99,1 Cd, 31,2 Se. Как показало изучение минерального состава, руда на 70% сложена сульфидами железа (пирит, марказит). Количество халькопирита ~15, сфалерита 5%. Размер выделений сульфидов цветных металлов ≤0,3 мм. Содержание вторичных минералов составляет ~10%\*.

Фазовым анализом установлено, что ~90% Cu входит в состав сульфидных минералов, из которых 15% можно отнести к вторичным сульфидам, ~10% Cu представлено карбонатами и оксидами. Цинк присутствует главным образом в виде сфалерита (68%) и в карбонатной форме (11,9%). Значительная его часть (13,6%) находится в водорастворимой и оксидной (6,5%) формах, что свидетельствует о частичном окислении руды в процессе транспортировки и хранения.

В колчеданных рудах суши благородные металлы обычно ассоциируют с сульфидами цвет-

ных металлов и пиритом, в меньшей степени встречаются в виде свободного металла. В изученной руде >68% золота – это сростки и свободный металл, только ~30% приходится на золото в тончайших ассоциациях с сульфидами (табл. 2). Более традиционен фазовый состав серебра: 74,5% металла заключено в сульфидах, 15% – в открытых сростках, ~10% находится в кислоторастворимых минералах и под пленками.

Результаты изучения вещественного состава руды позволяют сделать вывод о перспективности ее переработки по комбинированной технологии, включающей окисление сульфидов и выщелачивание цветных металлов. В процессе выщелачивания руды благородные металлы будут концентрироваться в кеках и извлекаться из них цианированием.

*Обжиг ГПС и выщелачивание цветных металлов из огарка.* Обжиг ГПС проводился в муфельной печи в течение двух часов. Руда предварительно измельчалась в шаровой мельнице до крупности 98% класса -0,071 мм. Огарок выщелачивался слабыми растворами H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> при механическом перемешивании. Из продуктивных растворов выделялись концентраты Cu и Zn. Нижний предел температуры обжига сульфидного концентрата определяется температурой диссоциации и воспламенения входящих в его состав сульфидов, которая зависит от природы сульфида и размеров его частиц. Так, окисление халькопирита и пирита начинается при температурах 280–300°C, сфалерита – 550–600°C [5]. Поэтому для достижения оптимальных показате-

### 4. Влияние продолжительности кислотного выщелачивания огарка на показатели извлечения цветных металлов и железа в раствор (температура обжига 650°C)

Время выщелачивания, ч	Продукт	Извлечение, %		
		Cu	Zn	Fe
0,5	Раствор	96,9	95,5	3,7
1	Раствор	96,7	95,1	3,0
2	Раствор	97,4	96,0	4,0
3	Раствор	98,7	97,5	6,4

\*Исследования выполнены канд. геол.-минер. наук, зав. отделом минералогии и изотопной геохимии С.Г.Кряжевым (ФГУП ЦНИГРИ).

### 5. Показатели осаждения из раствора медного и цинкового сульфидных концентратов

Продукты	Содержание			Извлечение, %		
	Cu	Zn	Fe	Cu	Zn	Fe
Исходный раствор, г/л	14,9	7,2	2,3	100	100	100
Cu концентрат, %	<b>47,2</b>	>0,1	>0,1	<b>99,9</b>	0,1	0,1
Zn концентрат, %	0,1	<b>41,7</b>	13,6	0,1	<b>99,9</b>	99,8
Отработанный раствор, г/л	Сл.	Сл.	Сл.	–	–	0,1

телей десульфуризации пиритных продуктов, содержащих цинк, нижний предел температуры обжига должен быть не менее 550°C. В процессе обжига SO<sub>2</sub> в газовой фазе может взаимодействовать с оксидами цветных металлов с образованием растворимых сульфатов. В сравнении с сульфидами сульфаты диссоциируют при более высоких температурах.

Основные рудные минералы пробы ГПС – пирит и марказит – при умеренных температурах 350–430°C окисляются до Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>. При температуре >650°C возможно образование ферритов цветных металлов (MeO·Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), не растворимых в слабых растворах H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, что снижает показатели их извлечения при последующем выщелачивании.

Халькопирит также склонен к ферритообразованию при указанных температурах [3], степень которого зависит от температуры, содержания железа в руде, продолжительности обжига и количества сернистого ангидрида в газовой фазе. При обжиге материала в печах КС образование ферритов предотвращается контролем температуры и повышением концентрации сернистого ангидрида в рабочей зоне. Последнее достигается путем использования воздуха, обогащенного кислородом. Кроме того, при повышенных температурах увеличивается вероятность появления силикатов цветных металлов (MeO·SiO<sub>2</sub>). При выщелачивании огарка они растворяются с образованием коллоидного кремнезема, затрудняя фильтрование кеков.

Как показало изучение высокотемпературных превращений сульфидных минералов, основные окислительные процессы протекают

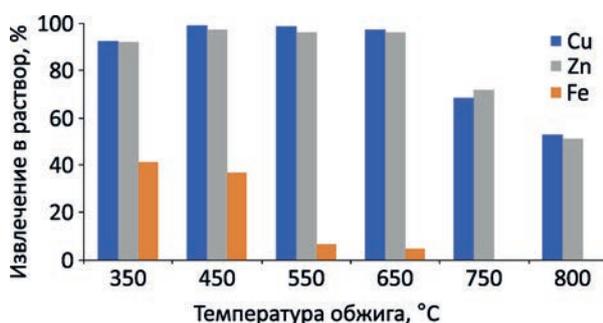


Рис. 1. Извлечение цветных металлов и железа в раствор при выщелачивании огарка

при температурах 350–800°C, поэтому исследование окислительного обжига ГПС проводилось в указанном диапазоне. Учитывая, что целью обжига является получение легко растворимых соединений цветных металлов при минимальном растворении примесей, эффективность процесса оценивалась по результатам определений форм нахождения серы в огарках и результатам выщелачивания цветных металлов и железа.

При минимальной температуре 350°C обжиг осуществляется в условиях, близких к температурам воспламенения сульфидов: пирита – 360°C, халькопирита – 380°C. В этом режиме 64,9% S удаляется с газами, 17,7% остается в сульфидной форме, 17,3% – в сульфатной (табл. 3). По мере увеличения температуры обжига до 750°C закономерно возрастает количество S в газах и уменьшается ее содержание в огарках. При дальнейшем повышении температуры значительного изменения содержания S в огарках

### 6. Показатели переработки раствора с получением цементной меди и карбоната цинка

Продукты	Содержание			Извлечение, %		
	Cu	Zn	Fe	Cu	Zn	Fe
Исходный раствор, г/л	14,9	7,2	2,3	100	100	100
Zn пыль, %		90,0				
Цементная Cu, %	<b>87,8</b>	4,4	0,1	<b>99,7</b>	3,0	1,0
Zn концентрат, %	0,1	<b>40,2</b>	4,0	0,3	<b>97,0</b>	98,1
Отработанный раствор, г/л	Сл.	Сл.	Сл.	–	–	0,9

7. Показатели переработки руды ГПС по рекомендуемой технологии

Продукты	Содержание							Извлечение, %						
	%			г/т										
	Cu	Zn	Fe	Ag	Au	Se	Cd	Cu	Zn	Fe	Ag	Au	Se	Cd
Руда ГПС	6,1	3,0	35,7	35,1	0,3	31,2	99,1	100	100	100	100	100	100	100
Cu концентрат	47,2	>0,1	>0,1	–	–	8,5	333	96,9	0,1	–	–	–	1,8	22,7
Zn концентрат	0,1	41,7	13,6	–	–	6,7	186	0,1	95,3	2,6	–	–	5,1	44,4
Fe кек	0,3	0,2	60,3	33,0	0,1	6,4	2,1	3,0	4,6	97,4	54,3	13,4	11,9	1,2
Au на смоле											45,7	86,6		
Отработанный раствор	Сл.	Сл.	Сл.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Итого								100	100	100	100	100	18,8	68,3

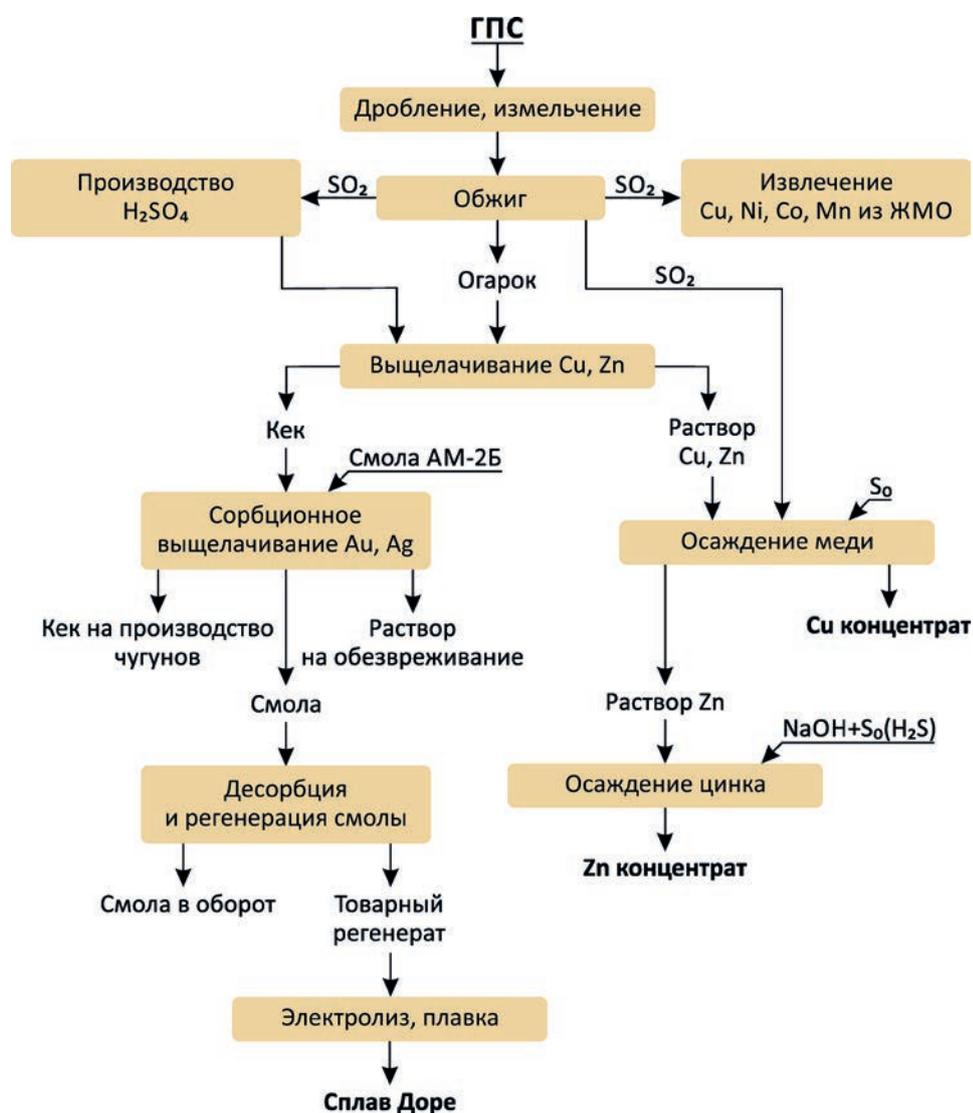


Рис. 2. Принципиальная технологическая схема комплексной переработки ГПС

не происходит. Таким образом, огарок содержит медь и цинк преимущественно в виде оксидов и частично сульфатов, хорошо растворимых в растворах  $H_2SO_4$ .

Выщелачивание цветных металлов выполнялось в течение двух часов при отношении Т:Ж=1:5, температуре 80°C, концентрации  $H_2SO_4$  5%. Исходя из приведенных данных, можно сделать вывод: даже из огарка, полученного при относительно низкой температуре 350°C, в раствор извлекаются 92,4% Cu, 91,9% Zn, при этом растворяется ~40% Fe (рис. 1). При повышении температуры обжига руды до 450–650°C извлечение Cu и Zn в продуктивный раствор увеличивается соответственно до 99,0 и 97,6%, а Fe снижается до 4,7%. Наиболее селективно цветные металлы выщелачиваются в интервале температур 450–650°C. Дальнейшее повышение температуры обжига до 750–800°C сопровождается снижением показателей извлечения цветных металлов, что, очевидно, связано с образованием ферритов.

Определение кинетики извлечения цветных металлов в раствор из огарка после обжига руды при температуре 650°C показало, что выщелачивание в течение 0,5 ч обеспечивает извлечение почти 97% Cu и 95,5% Zn при переходе в раствор 3,7% Fe (табл. 4). При увеличении продолжительности процесса до трех часов извлечение Cu и Zn возрастает на 1,7 и 2% соответственно, при этом почти удваивается переход в раствор Fe (с 3,7 до 6,6%). Следовательно, оптимальная продолжительность процесса выщелачивания находится в пределах 0,5–2,0 ч.

*Получение концентратов цветных металлов.* Растворы выщелачивания огарка содержат 14,9 Cu, 7,2 Zn и 2,3 г/л Fe. Исследовались два варианта выделения из растворов цветных металлов: последовательное осаждение сульфидов меди и цинка (вариант 1); цементация меди и осаждение карбоната цинка (вариант 2).

**Вариант 1.** Осаждение сульфида меди из растворов осуществлялось порошком элементарной серы в присутствии восстановителя – сернистого ангидрида. Сера предварительно активировалась в щелочном растворе. Содержание Cu в сульфидном концентрате составило 47,2% при ее извлечении 99,9%, Zn <0,1%, Fe <0,1%

### 8. Результаты цианирования кека серноокислотного выщелачивания огарка, полученного при обжиге руды

Продолжительность цианирования, ч	Содержание, г/т				Извлечение на смолу, %	
	Исходный продукт		Хвосты цианирования			
	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
18	0,6	60,8	0,1	35,0	84,8	42,4
24	0,6	60,8	0,1	33,0	86,5	45,7

(табл. 5). Концентрат соответствует марке КМО (ТУ-48-7-18-89). Раствор после осаждения меди направлялся на осаждение сульфида цинка полисернистым раствором [1]. Для получения полисернистого раствора измельченная сера перемешивалась с NaOH при температуре 90°C до полного растворения. Количество щелочи, вводимое в реакционную смесь, определялось из уравнения:  $6NaOH+4S=2Na_2S+Na_2S_2O_3+3H_2O$ . Осаждение цинка проводилось при pH 8,5 и температуре 90°C. Извлечение Zn в концентрат с его содержанием 41,7% составило 99,9% от количества в продуктивном растворе. Содержание Fe в концентрате 13,6% (см. табл. 5). Цинковый концентрат соответствует марке КЦ-6 (ТУ-48-31-81).

**Вариант 2.** Цементация меди проводилась цинковой пылью при температуре 80–85°C, pH 1,84–2,36. Получена цементная медь (87,8% Cu) при извлечении 99,7% (табл. 6). Обезмеженный раствор поступал на осаждение карбоната цинка содой. В карбонатный осадок извлекалось 97,0 Zn и 98,1% Fe от содержания в продуктивном растворе. Концентрат содержал 40,2% Zn, 4,0% Fe.

Анализ вариантов извлечения цветных металлов из продуктивных растворов позволяет сделать вывод, что наиболее перспективен метод осаждения сульфидов металлов, автоклавные и безавтоклавные разновидности которого широко применяются в цветной металлургии. Метод с получением цементной меди характеризуется высоким расходом цинковой пыли (71,9 кг/т ГПС) и соды (120 кг/т ГПС), сопровождается потерями цинка с медным концентратом.

Принципиальная технологическая схема комплексной переработки ГПС приведена на рис. 2.

*Извлечение попутных компонентов.* В ходе исследований установлены показатели извлечения из ГПС попутных компонентов – Au, Ag, Cd и Se (табл. 7). В исходных ГПС в доступной для цианирования форме присутствуют 68,7% Au и 14,9% Ag. В упорной, связанной с сульфидами, форме находятся >27% Au и 74% Ag. Окисление сульфидных минералов в процессе обжига сопровождается вскрытием упорного золота и увеличением его извлечения гидрометаллургическими методами. Это подтвердили результаты сорбционного цианирования кека. Более 84% Au и 42% Ag извлекаются в течение первых 18 ч (табл. 8). При увеличении времени цианирования до 24 ч извлечение Au и Ag возрастает на 1,7 и 3,3% соответственно.

Поведение кадмия и селена при металлургической переработке медно-цинковых руд хорошо изучено [4]. В процессе обжига ГПС основная часть селена удаляется с отходящими газами и может извлекаться из пыли электрофильтров (см. табл. 7). Более 68% Cd остается в огарках и при сернокислотном выщелачивании переходит в растворы, при дальнейшей переработке которых 44,4% Cd (от содержания в руде) извлекается в цинковый концентрат, 22,7% – в медный, что соответствует поведению этих металлов в металлургических процессах. Кек цианирования содержит 60,3% Fe при незначительном количестве Si и пригоден для производства чугуна, например, процессом «Ромелт» [8]. Утилизация кека в черной металлургии, а отходящих газов окислительного обжига ГПС для выщелачивания цветных металлов и марганца из другого вида глубоководного сырья – ЖМО исключает необходимость строительства хвостохранилища твердых отходов переработки ГПС.

Таким образом, разработанная технологическая схема дает возможность осуществить комплексную безотходную переработку ГПС с высокими показателями извлечения металлов в товарные концентраты (Cu 96,9, Zn 95,3, Fe 97,4, Au 86,6, Ag 45,7%), а также утилизировать серу в качестве основного реагента для переработки другого вида глубоководного сырья железомарганцевых образований Мирового океана.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Елесин А.И., Денисова Т.Н., Бондарев М.С.* Способ получения сульфида цинка или сульфопона: Патент № 2039010. 1995.
2. *Клименко Н.Г., Ивановская В.П., Бочек Л.И.* Технологическая оценка глубоководных полиметаллических сульфидов Мирового океана // *Металлогения современных и древних океанов.* М.: ЦНИГРИ, 1992. С. 199–201.
3. *Набойченко С.С., Смирнов В.И.* Гидрометаллургия меди. – М.: Металлургия, 1974.
4. *Пашков Г.Л., Кокорина А.Н.* Рассеянные элементы – спутники свинца, цинка: распределение в технологических циклах переработки полиметаллических свинцово-цинковых руд // *Второй Международный конгресс «Цветные металлы – 2010».* Красноярск, 2010. Раздел III. С. 193–201.
5. *Пензимонж И.И.* Воспламенение сульфидов тяжелых металлов. – Алма-Ата: Изд. АН КазССР, 1959.
6. *Романчук А.И., Ивановская В.П.* Способ переработки подводных железомарганцевых руд: Патент № 2231569. 2004.
7. *Романчук А.И., Кошель Д.Я., Королев А.Б.* Применение железомарганцевых конкреций Мирового океана для решения экологических задач // *Геоэкологические исследования и охрана недр.* М., 2003. Вып. 2. С. 41–52.
8. *Роменец В.А.* Процесс Ромелт. – М.: МИСИС, Издательский дом «Руда и металлы», 2005.
9. *Челищев Н.Ф., Грибанов Н.К., Новиков Г.В.* Сорбционные свойства океанических железомарганцевых конкреций и корок. – М.: Недр, 1992.

*Романчук Александр Ильич,*  
кандидат технических наук  
romantchouk@yandex.ru

*Ивановская Виктория Петровна,*  
кандидат технических наук

*Кошель Дмитрий Яковлевич,*  
научный сотрудник

*Карева Анастасия Владимировна,*  
инженер

*Самоваров Михаил Леонидович,*  
главный геолог

DEVELOPMENT OF TECHNOLOGY OF THE BASE AND PRECIOUS METALS RECOVERY FROM DEEPWATER POLYMETALLIC SULFIDES

A.I.Romantchouk,  
V.P.Ivanovskaya,  
D.Ya.Koshel,  
A.V.Kareva,  
M.L.Samovarov

*The results of study of material composition and of research of basic and accompanying useful components recovery from metallurgical sample of the deepwater polymetallic sulfides (DPS) are presented. A combined technology of ore processing includes oxidizing roasting and base metals sulfuric-acid leaching with subsequent selective precipitation of copper and zinc sulfides from solutions is presented. The sorption cyanidation is used in gold recovery from cake. The method recommended provides high base and precious metals extraction rate when using DPS.*

*Key words: deepwater polymetallic sulfides (DPS), leaching, precipitation, pregnant solution, concentrate, copper, zinc, gold, silver.*

Журнал «Руды и металлы» приглашает к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов

По вопросам размещения рекламы или издания целевого номера, посвященного вашему предприятию, организации, ее продукции и услугам обращаться по телефону 8 (495) 315-06-29 или электронной почте [rudandmet@tsnigri.ru](mailto:rudandmet@tsnigri.ru)  
Реклама по заказам отраслевых организаций и высших учебных заведений выполняется по льготным расценкам

## ПОИСК ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ПО ДАННЫМ АЗИМУТАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

С.М.Макеев

Институт горного дела, геологии  
и геотехнологии СФУ,  
г. Красноярск

*С учетом обнаруженных ранее протяженных дугообразных структур гравитационного поля Енисейского кряжа и предположения об их тектонической природе сделана попытка найти непосредственное подтверждение тектонического взаимодействия Исаковского террейна и юго-западного края Сибирской платформы. Выполнен азимутальный анализ, в результате которого выявлена дуплексная структура низкочастотных аномалий гравитационного поля. Приведены аргументы в пользу деформационной природы этих аномалий. Установлен ряд пространственных корреляций между ними и основными факторами золотоносности: Ишимбинским региональным надвигом, центром гранитизации, крупнейшими месторождениями. Сделана попытка определить общую для всего кряжа конфигурацию поля упругих деформаций.*

*Ключевые слова: Енисейский кряж, дугообразные структуры, дуплексная структура аномалий гравитационного поля, граниты, надвиги, упругие деформации, месторождения золота.*

В опубликованной ранее статье [8] автор провел анализ пространственного размещения высокочастотных положительных аномалий гравитационного поля Енисейского кряжа, на основе которого была выделена система протяженных (~200 км) дугообразных структур, контролирующая расположение объектов коренной золоторудной минерализации. Предположено, что природа данных структур связана с тектоническим уплотнением горных пород вследствие взаимодействия двух жестких литосферных блоков в направлении вектора силы  $F$ , ортогонального дугообразным структурам (рис. 1, а). Поскольку приведенные аргументы носили косвенный характер, возникла мысль найти этому предположению более непосредственное под-

тверждение, что и стало целью настоящей работы.

Согласно современной тектонической модели, складчатая структура Енисейского кряжа возникла в результате надвигания Исаковского террейна на юго-западный край Сибирской платформы [6]. Если, вслед за авторами этой идеи, допустить, что такое движение действительно происходило и зажатая между двумя тектоническими блоками складчатая область Енисейского кряжа транслировала движение, то в структуре гравитационного поля кряжа могли остаться специфичные аномалии, связанные с перераспределением плотности горных пород в процессе их адаптации к значительному тектоническому стрессу. Азимуты направлений, в ко-

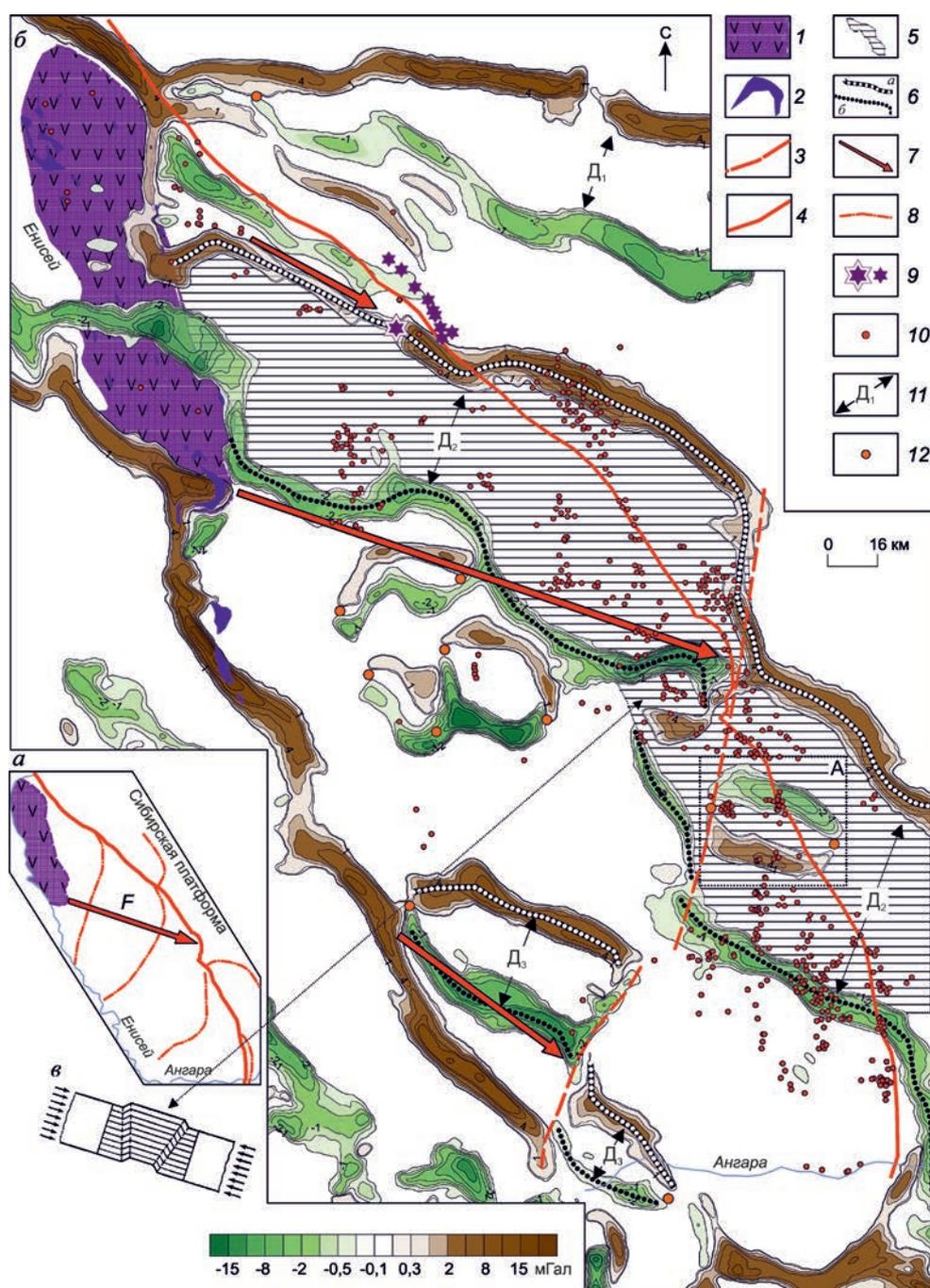


Рис. 1. Дугообразные структуры (а), низкочастотные аномалии гравитационного поля Енисейского кряжа, выделенные в диапазоне азимутов 95–125° (б), модель складки-излома (в):

1 – Исаковский террейн; 2 – гипербазиты сурнихинского комплекса,  $R_{1-2}$ ; 3 – субмеридиональное нарушение структуры гравитационного поля (гравиструктурное нарушение); 4 – Ишимбинский глубинный разлом; 5 – область золотоносности Енисейского кряжа; 6 – осевые линии положительной (а) и отрицательной (б) аномалий гравитационных дуплексов  $D_2$  и  $D_3$ ; 7 – главные направления тектонического взаимодействия жестких блоков; 8 – осевые линии дугообразных структур; 9 – крупный шток и трубки щелочных пикритов чапинского комплекса ( $V_1$ ); 10 – объекты коренной золоторудной минерализации; 11 – гравитационные дуплексы; 12 – точки сопряжения положительной и отрицательной ветвей дуплекса; остальные усл. обозн. см. в тексте

торых можно выявить подобные аномалии, очевидно, связаны с направлением вектора силы  $F$ .

Попытка прямого расчета аномального гравитационного эффекта от столь масштабного явления, как взаимодействие неоднородных литосферных блоков, кажется преждевременной по двум причинам. Во-первых, следует обратить внимание на важное замечание авторов одного из самых глубоких учебников современной физики: «Надо, однако, уточнить, что для полного определения распределения и движения материи в случае гравитационного поля к уравнениям Эйнштейна надо присоединить еще (не содержащееся, конечно, в них) уравнение состояния вещества, т.е. уравнение, связывающее между собой давление и плотность. Это уравнение должно быть задано наряду с уравнениями поля. Уравнение состояния связывает между собой в действительности не две, а три термодинамические величины, например давление, плотность и температуру вещества. В приложениях теории тяготения это обстоятельство, однако, обычно не существенно...» [7]. Получается, что исходя из теории гравитационного потенциала знание термодинамических условий формирования геологических масс не является существенным требованием. Но это не означает, что такие условия в реальности не влияют на величину и пространственную структуру гравитационного поля масс. Сама идея традиционного подхода к интерпретации данных гравиметрии не учитывает возможности извлечения информации о термодинамической истории геологических масс, так как эта возможность изначально не заложена в теорию гравитационного потенциала. Во-вторых, предварительный расчет гравитационного эффекта от рассматриваемого явления должен опираться на качественно непротиворечивую геологическую модель взаимодействия жестких блоков в частных, региональных, условиях Енисейского кряжа, учитывающих первичный литолого-химический состав пород и последующее динамотермальное преобразование их в результате тектонического взаимодействия. При отсутствии подобной модели, своеобразного аналога цитированного выше «уравнения состояния вещества», расчеты поля могут создать лишь

видимость основания для рассуждения, таковым не являясь.

Исходя из этих двух замечаний, автор выбрал путь морфологического анализа структуры гравитационного поля с последующей корреляцией результатов с понятными ему элементами геологической карты Енисейского кряжа.

Частотно-азимутальный метод, с помощью которого выполнен морфологический анализ гравитационного поля, подробно изложен в работе [9]. Не повторяя всего, заметим, что азимут простираения – один из главных атрибутов пространственно ориентированных объектов и в графической трактовке представляет луч, т.е. одномерный элемент анализа. Поэтому при обработке матрицы исходных данных (в нашем случае матрица 1x1 км) намеренно отказались от использования любых двумерных элементов анализа (пикселей, кругов, ориентированных эллипсов и т.п.), а также операций интегрирования внутри таких элементов. Связано это с тем, что интегрирование внутри двумерных элементов с априорно неизвестными весовыми функциями вдоль разных азимутов неизбежно приводит к смешению информации в центральной точке элементов, а значит, к искажению азимутальной дисперсии изучаемого поля в этой точке. Последнее особенно существенно при анализе низкочастотных (относительно «глубинных») составляющих поля и приводит к известному «расплыванию» аномалий по мере уменьшения их пространственной частоты. В связи с этим в частотно-азимутальном методе применены только дифференциальные процедуры математической обработки данных вдоль одномерных пространственных элементов – азимутально ориентированных отрезков (рис. 2). Отличительная особенность метода состоит в том, что он позволяет разложить исходное поле (представленное в нашем случае картой аномального гравитационного поля в редукции Буге м-ба 1:200 000) на отдельные карты-слои, различающиеся азимутом (определяемым направлением азимутально ориентированного отрезка) и пространственной частотой (определяемой длиной азимутально ориентированного отрезка) выделяемых составляющих поля. Обратный синтез карт-слоев в той или иной комбинации поз-

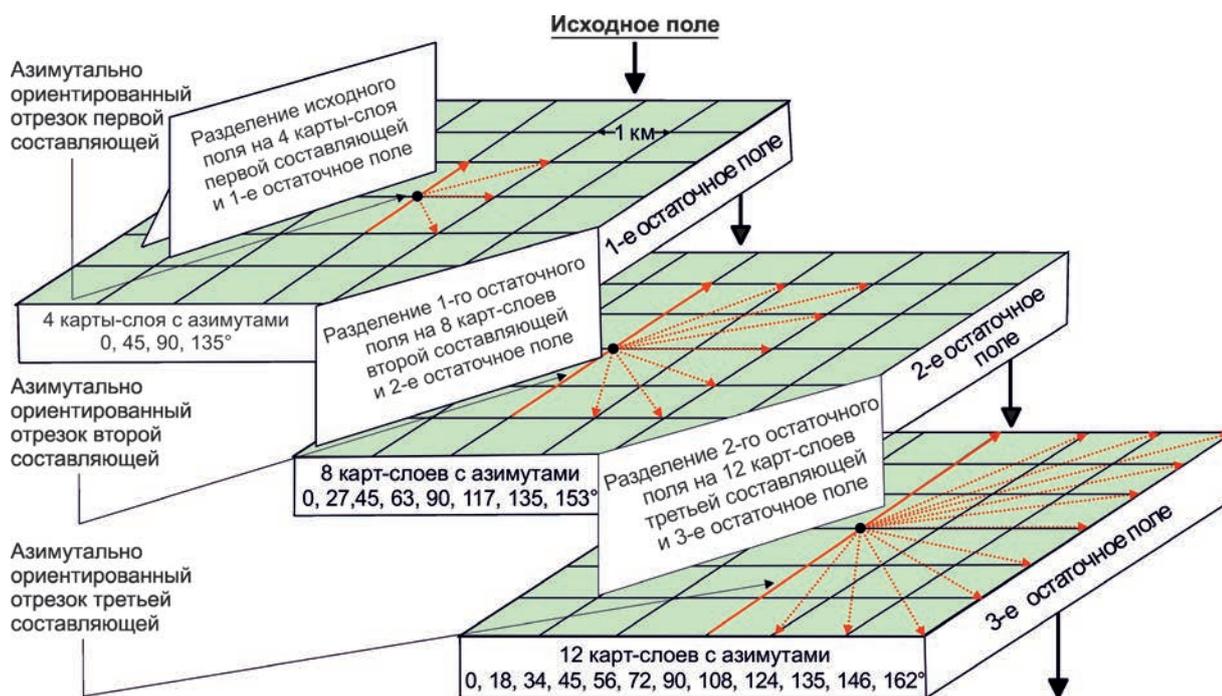


Рис. 2. Принципиальная схема частотно-азимутального анализа до третьей составляющей включительно в отдельно взятом узле квадратной сети 1х1 км

воляет ставить и решать разные геологические задачи, связанные прежде всего с изучением азимутально ориентированных геологических объектов и процессов.

Возвращаясь к цели настоящей работы, первая задача заключалась в выборе частотного спектра и азимутов гравитационных аномалий, которые бы лучшим образом отражали особенности предполагаемой деформации Енисейского кряжа при тектоническом взаимодействии Исаковского террейна и юго-западного края Сибирской платформы. Выбор был сделан по аналогии, по литературным данным, основываясь на экспериментальных исследованиях процесса деформирования высокопрочных вязкоупругих тел. В работах [11, 12] испытывались образцы интерметаллических соединений, нагружаемых по схеме одноосного сжатия вплоть до их разрушения. Подобные исследования проводятся в рамках методологии физической мезомеханики. В этом современном разделе физики твердого тела изучают пластическое течение в нагруженном твердом теле на трех (микро-, мезо- и макромасштабном) уровнях, справедливо

полагая, что описать физическую природу всей иерархии масштабных уровней локализации пластических деформаций в твердом теле на основе только одноуровневого подхода теории дислокаций не представляется возможным. Авторами работ отмечены следующие закономерности процесса деформирования твердых тел.

1. Практически с самого начала нагружения образца уже на микромасштабном уровне в различных областях его поверхности возникают отдельные продольные складки конечной длины, значительно превышающие размер зерен слагающих образец кристаллитов. По мере увеличения внешней нагрузки число продольных складок возрастает, их ширина составляет 3–5% от продольного размера образца, а длина достигает размеров, сопоставимых с его длиной. Отмечается, что протяженные продольные складки начинаются преимущественно около точек приложения силы и распространяются к центру образца. Изображение продольных складок, полученное с помощью электронного микроскопа в самые первые моменты нагружения, показано на рис. 3, а.

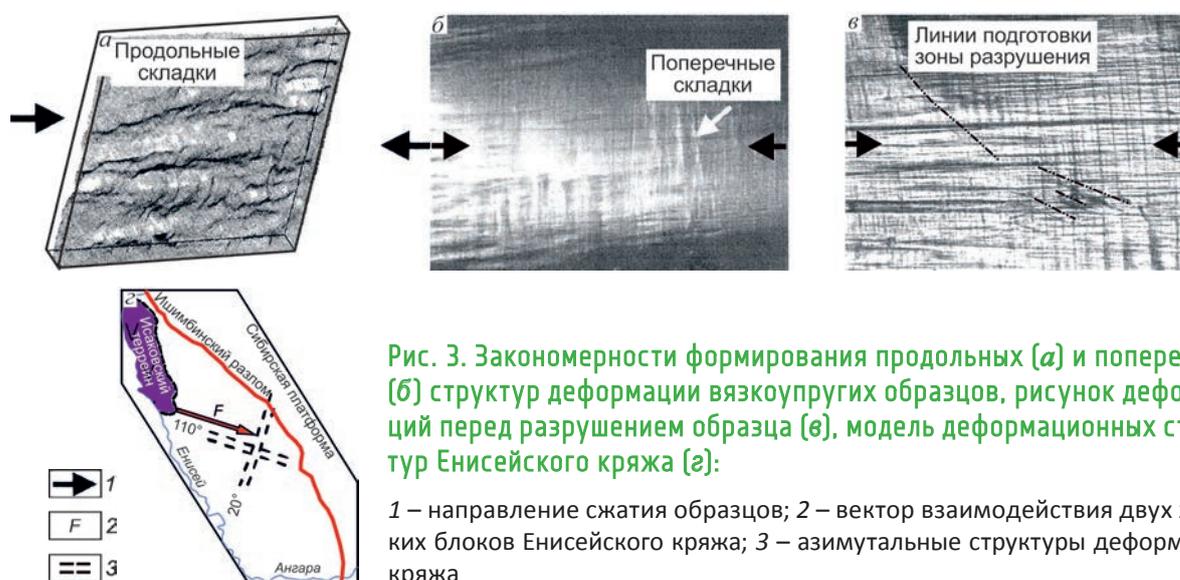


Рис. 3. Закономерности формирования продольных (а) и поперечных (б) структур деформации вязкоупругих образцов, рисунок деформаций перед разрушением образца (в), модель деформационных структур Енисейского кряжа (з):

1 – направление сжатия образцов; 2 – вектор взаимодействия двух жестких блоков Енисейского кряжа; 3 – азимутальные структуры деформации кряжа

2. Дальнейшее формоизменение образца происходит при нарастании внешней нагрузки и обусловлено развитием деформаций мезомасштабного уровня. Их особенность – появление на поверхности образца поперечных (вектору силы) складок (см. рис. 3, б), локализирующих не только пластические деформации материала, но и участки его вихревого движения, приводящего к фрагментации образца на области с хаотизацией направлений смещения отдельных кристаллитов.

3. Перед разрушением образец теряет сдвиговую устойчивость и в результате разделяется на два макрофрагмента, движущихся навстречу друг к другу. При этом элементы деформационной структуры, сформировавшиеся в течение всего времени нагружения (продольные и поперечные складки), не исчезают и после разрушения (см. рис. 3, в).

Предположив, что механизм разрушения вязкоупругих образцов твердых тел конечных размеров может на качественном уровне воспроизводиться и в горных породах, занимающих существенно большие объемы пространства\*, составили схему ожидаемых азимутов простиранья деформационных макроструктур Енисей-

ского кряжа (см. рис. 3, з). Азимут продольных макроструктур, сонаправленных вектору  $F$ , определен как  $110^\circ$ , поперечных, ортогональных вектору  $F$ , –  $20^\circ$ . В качестве диапазона длин азимутально ориентированных отрезков выбран диапазон 18–20 км, оптимальный для выявления аномалий шириной  $\sim 5\%$  от протяженности кряжа ( $\sim 400$  км), играющего роль деформируемого образца.

Предположив также, что деформационные макроструктуры кряжа могут сопровождаться зонами уплотнения и разуплотнения горных пород, задачу настоящей работы свели к построению двух карт низкочастотных аномалий гравитационного поля, проанализированного вдоль и ортогонально направлению вектора  $F$ .

Итоговая карта на рис. 1, б построена путем суммирования двух низкочастотных составляющих гравитационного поля, выделенных при анализе, с длинами азимутально ориентированных отрезков 18 и 20 км. Каждая из составляющих предварительно была получена суперпозицией нескольких карт-слоев, различающихся азимутами анализа поля в диапазоне  $95\text{--}125^\circ$  ( $\pm 15^\circ$  вокруг азимута  $110^\circ$ ). Так, при анализе поля по всевозможным (на квадратной сетке) азимутам

\* Гипотетичность подобного рода предположений очевидна, однако они широко применяются в геофизике и геомеханике в рамках различных концепций самоподобия разноранговых объектов геологического пространства. Получив свое развитие из гипотезы акад. М.А.Садовского о блочно-иерархическом строении земной коры, эти концепции позволяют использовать результаты смежных научных дисциплин по аналогии.

составляющая с частотой «18 км» получена суперпозицией пяти слоев с азимутами 96, 103, 114, 119 и 124°, а составляющая с частотой «20 км» – семи слоев с азимутами 96, 101, 107, 112, 117, 121 и 125°. Суперпозиция карт-слоев осуществлялась путем присваивания каждому узлу компонуемой карты того значения поля (из того же узла) сравниваемых слоев, которое было максимальным по модулю. Таким образом, карта на рис. 1, б составлена на основе синтеза 12 информативных слоев. Аналогично составлена и карта на рис. 4, с тем лишь отличием, что составляющие с частотами «18 км» и «20 км» получены суперпозицией карт-слоев, различающихся азимутами анализа поля в диапазоне 5–35° ( $\pm 15^\circ$  вокруг азимута 20°). Для содержательной интерпретации обе карты дополнены геологической информацией из базы данных, описанной в работе [10].

Анализ построенных карт позволил сделать следующие выводы.

1. Низкочастотные аномалии гравитационного поля Енисейского кряжа, выделенные в диапазонах азимутов 95–125° и 5–35°, имеют дуплексную структуру (англ. duplex structure – сдвоенная, спаренная, двухцепочечная структура) и проявлены главным образом в виде пар сближенных (положительных и отрицательных), сопоставимых по протяженности и интенсивности (от -10 до +10 мГал) аномальных ветвей. Характерная особенность дуплексной структуры гравитационных аномалий – наличие у каждого полностью проявленного в пределах карты дуплекса двух точек сопряжения положительной и отрицательной ветвей (фрагмент «А» на рис. 1, б). Наиболее протяженный (>300 км) гравитационный дуплекс  $D_2$  шириной 40–80 км выделен на карте азимутальной составляющей в диапазоне 95–125° (см. рис. 1, б). Его характерной особенностью является то, что в область между положительной и отрицательной ветвями попадают 90% (из 562) объектов коренной золоторудной минерализации кряжа, вследствие чего всю область, занимаемую гравитационным дуплексом  $D_2$ , можно считать областью развития золотоносности Енисейского кряжа.

2. В юго-восточной части карты низкочастотной составляющей поля в диапазоне азимутов

95–125° (см. рис. 1, б) установлено существенное нарушение простираения гравитационного дуплекса  $D_2$ . Нарушение имеет северо-северо-восточное простираение (12°), видимые признаки правостороннего сдвига (~50 км) и делит область золотоносности кряжа на две неравные части – северо-западную и юго-восточную. Аналогичным, но меньшим по размеру нарушением осложнен и дуплекс  $D_3$ .

3. На карте низкочастотной составляющей поля, выделенной в диапазоне азимутов 5–35° (см. рис. 4, б), выявлен более фрагментированный, чем дуплекс  $D_2$ , но не менее протяженный (~300 км) дуплекс  $D_4$ , характерная особенность которого – пространственное совпадение отрицательной ветви дуплекса с ранее выделенной [8] протяженной дугообразной структурой гравитационного поля, проходящей через четыре из пяти наиболее крупных золоторудных месторождения Енисейского кряжа (см. рис. 4, а).

На основе полученных результатов сделана попытка ответить, по меньшей мере, на три вопроса: какова природа дуплексной структуры протяженных низкочастотных гравитационных аномалий Енисейского кряжа; какова причина образования «сдвигового» нарушения дуплексной структуры гравитационного поля в юго-восточной части кряжа; как использовать на практике данные проведенного исследования.

Отвечая на первый вопрос, заметим, что выявленная структура продольных и поперечных вектору силы  $F$  гравитационных аномалий полностью соответствует азимутальной структуре продольных и поперечных складок, образующихся в экспериментах по одноосному сжатию вязкоупругих тел. Это позволяет предположить, что азимутальная структура низкочастотной составляющей гравитационного поля кряжа имеет деформационную природу. То есть аномалии плотности, отражаемые низкочастотной составляющей гравитационного поля, вероятно, не в первую очередь зависят от различий петрохимического состава горных пород. Возможно, главная причина имеет термодинамическую природу и связана с необратимыми изменениями плотности горных пород (за счет сокращения пористости породного пространства и перекристаллизации минеральных зерен) при их дефор-

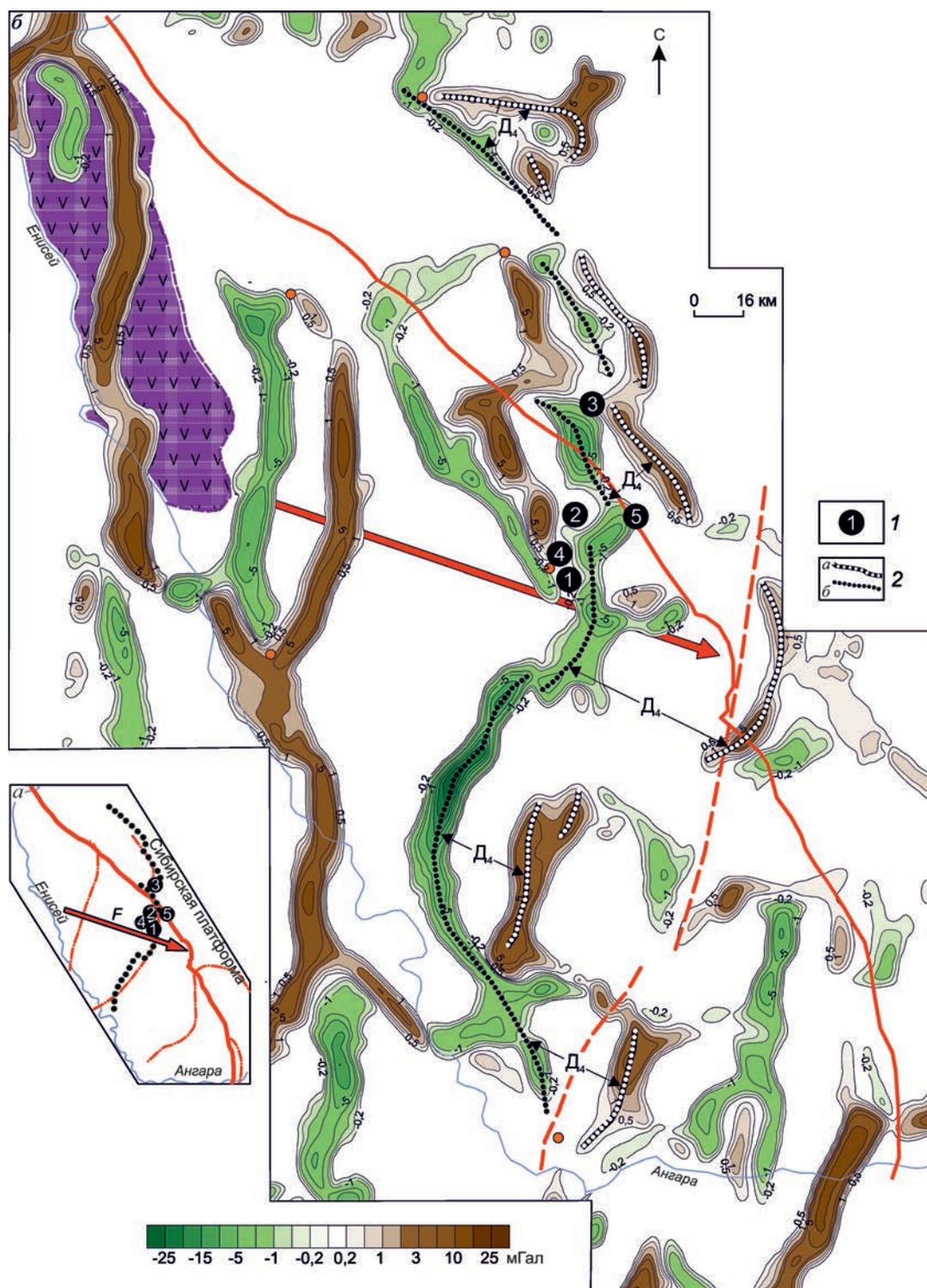


Рис. 4. Дугообразные структуры (а) и низкочастотные аномалии гравитационного поля Енисейского края в диапазоне азимутов 5–35° (б):

1 – месторождения Au с запасами >100 т (1 – Олимпиадненское, 2 – Благодатное, 3 – Советское, 4 – Титимухта, 5 – Эльдorado); 2 – осевые линии положительной (а) и отрицательной (б) аномалий гравитационного дуплекса  $D_4$ ; остальные усл. обозн. см. на рис. 1

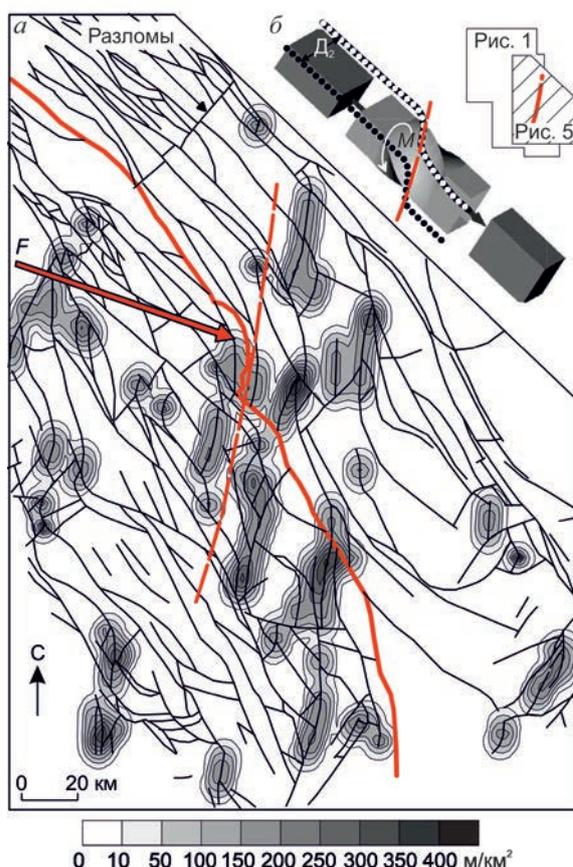
магии в процессе тектонического взаимодействия. В этом случае изменение же плотности горных пород за счет изменения их петрохимического состава (например, разуплотнение в зонах гранитизации или переуплотнение в зонах амфиболитизации) будет носить вторичный характер и проявляться более высокочастотными аномалиями гравитационного поля. Исходя из этого, странная, на первый взгляд, дуплексная структура низкочастотных аномалий гравитационного поля должна отражать необходимое динамическое равновесие, равенство объемов геологического пространства, занятого как относительно уплотненными, так и разуплотненными породами.

Для ответа на второй вопрос о причине образования крупного «сдвигового» нарушения гравитационного дуплекса  $D_2$  в юго-восточной части кряжа (см. рис. 1, б) в его окрестности по данным геологической карты м-ба 1:500 000 была построена карта пространственной плотности геологических разломов, сонаправленных этому нарушению (рис. 5, а). Заметное увеличение пространственной плотности геологических разломов, азимуты простирания которых лежат в диапазоне  $357-27^\circ$  ( $\pm 15^\circ$  вокруг азимута  $12^\circ$ ) в окрестности гравиструктурного нарушения, может указывать на действительное существование последнего. Конечно, объяснить причину образования гравиструктурного нарушения данное построение не может, однако оно говорит о малой вероятности того, чтобы столь протяженное нарушение было обычным правосторонним сдвигом, не замеченным при геологической съемке.

С другой стороны, из физики твердого тела известно, что базовым механизмом пластической деформации является сдвиг по плоскостям скольжения. При этом наиболее эффективное снижение внешней механической нагрузки обеспечивают процессы, способствующие росту числа таких плоскостей. В вязкоупругих телах, к которым относятся и горные породы, ведущий из таких процессов – процесс «поворота материальных волокон, при котором все новые и новые материальные плоскости становятся плоскостями скольжения» [2]. Можно предположить, что деформация горных пород Енисейского кряжа под действием силы  $F$  происходила по аналогич-

ному адаптационному сценарию в направлении снижения внешней механической нагрузки. В этом случае наиболее вероятным механизмом такой деформации должен быть механизм кручения, позволяющий создавать максимальное число плоскостей скольжения в ограниченном объеме геологического пространства. В соответствии с деформационной моделью кручения области пространства, занятой гравитационным дуплексом  $D_2$  (см. рис. 5, б), пара гравитационных аномалий дуплекса должна закономерно смещаться в юго-юго-восточном направлении. Область кручения  $M$  на рисунке лишь внешне похожа на сдвиг в его чистом виде. Скорее всего, в этой области максимально проявилось объемное кручение горных пород, а сама область выполнила функцию пластического шарнира, сохранившегося в виде обнаруженного субмеридионального гравиструктурного нарушения. Доказать или опровергнуть кручение горных пород в области  $M$  помогло бы специальное изучение их тектонического узора, в частности выявление структур  $R$ -тектонитов.

Перечислим важные, на наш взгляд, геологические аргументы в пользу того, что рассмотренная деформационная модель дуплекса  $D_2$  является моделью именно правостороннего (если смотреть по направлению вектора  $F$ ) кручения. Обращает на себя внимание существенное различие форм северной (положительной) и южной (отрицательной) аномалий дуплекса  $D_2$  на отрезке между р. Енисей и гравиструктурным нарушением (см. рис. 1, б). Осевая линия положительной аномалии более прямолинейна, чем аналогичный фрагмент южной аномалии, осевая линия которой сильно изогнута в плане. Полагая что обе гравитационные аномалии дуплекса инициированы действием одной и той же силы  $F$ , асимметрию форм разнополярных аномалий можно объяснить вероятным различием механических свойств горных пород вдоль северной и южной аномалий дуплекса  $D_2$ , а именно преобладанием более пластических деформаций вдоль южной (отрицательной) аномалии и более упругих вдоль северной (положительной). Можно также предположить, что сильно изогнутая форма осевой линии южной аномалии дуплекса  $D_2$  обусловлена формированием вдоль



**Рис. 5.** Карта пространственной плотности тектонических нарушений в диапазоне азимутов 357–27° (а), деформационная модель кручения (б):

усл. обозн. см. на рис. 1, пояснения в тексте

нее специфической формы складчатости – изломов, или кинкбандов (см. рис. 1, в). Механизмы возникновения изломов до конца не ясны, однако «во многих региональных метаморфических поясах кинкбанды формируются на заключительной стадии деформации» пород, вслед за основной складчатостью. При этом для образования изломов должны «существовать некоторые ограничения, которые препятствуют скольжению вдоль плоскостей скольжения» [3]. Это обстоятельство позволяет предположить, что сложная форма отрицательной аномалии дуплекса  $D_2$  – результат деформации пород при наличии в них блоков, механически более жестких, чем деформируемые породы.

Для проверки этой мысли был выполнен сравнительный анализ суммарной протяженно-

сти древнейших метаморфических пород (как индикатора наличия жестких блоков) и коллизионных гранитов (как индикатора интенсивности складчатости) вдоль осей разнополярных аномалий дуплекса  $D_2$ . Он показал, что суммарная относительная протяженность древнейших до-рифейских метаморфических пород (кристаллические сланцы гаревского и гранитогнейсы пенчегинского комплексов) и позднерифейских гранитов татарско-аяхтинского комплекса вдоль оси северной положительной аномалии дуплекса составила 9% от длины аномалии, тогда как вдоль оси южной отрицательной аномалии – 76%. Предположив, что консолидированные массивы метаморфитов гаревского и пенчегинского комплексов выступили в роли вышеуказанных «некоторых ограничений» или жестких блоков, повлиявших на процесс деформации пород сухопитской серии в позднерифейский коллизионный период эволюции кряжа, можно дать объяснение сильной изломанности осевой линии южной аномалии дуплекса  $D_2$ .

Северная аномалия дуплекса  $D_2$  имеет более простую форму. Положительный знак аномалии позволяет предположить, что ее источником являются сравнительно плотные, механически жесткие породы. На это, в частности, указывает размещение в створе северной аномалии дуплекса  $D_2$  небольшого по площади распространения, но показательного по смыслу (практически единственного на Енисейском кряже) поля развития пикритовых трубок и даек чапинского комплекса щелочных ультрабазитов (см. рис. 1, б). Исследователи этого редкого типа пород, исходя из состава пород комплекса и их взаимоотношений, предполагают, что сформировались они при быстром пульсационном подъеме из глубинных очагов магм, соответствующих вулканическим сериям рифтогенных структур консолидированных блоков [5]. То есть формирование кимберлитоподобных пород чапинского комплекса, скорее всего, происходило в высокотемпературных условиях относительно жестких и плотных пород.

Таким образом, особенности геологического строения северной и южной аномалий дуплекса  $D_2$  вполне определенно указывают на то, что южная часть дуплекса развивалась в условиях

преобладания пластических деформаций и существенного разуплотнения горных пород процессами гранитоидного магматизма, а северная – вероятно, всегда оставалась механически более жесткой и развивалась в условиях преобладания упругих деформаций. Это различие и могло стать главной причиной «скручивания» юго-восточной части всей геологической структуры Енисейского кряжа вокруг выявленного гравиструктурного нарушения (сыгравшего роль пластического шарнира) в направлении механически более ослабленной южной части.

Ответ на третий вопрос (о практической значимости исследования) разделен на два аспекта. Первый акцентирует внимание на общей познавательной значимости исследования и связан с несколькими конфигурационными корреляциями выявленных деформационных структур гравитационного поля и основных рудоконтролирующих факторов Енисейского кряжа. Первая корреляция связана с Ишимбинским глубинным разломом-надвигом: если его северо-западную ветвь провести несколько южнее современного положения, а именно через цепочку коллизионных гранитов, то он займет положение диагонали в контуре дуплекса  $D_2$ , (рис. 6, а). Это кажется логичным, так как в данном случае большая часть всех массивов коллизионных гранитов кряжа попадет в 10-километровую зону влияния Ишимбинского разлома. При этом диагональное положение разлома между северной и южной аномалиями дуплекса  $D_2$  становится аналогичным диагональному положению зоны разрушения образцов вязкоупругих тел, возникающей на последних стадиях их сильного одноосного сжатия (см. рис. 3, в). То есть Ишимбинский разлом за все время своей геологической активности выполнял функцию долгоживущей зоны концентрации и разгрузки избыточных механических напряжений.

Вторая конфигурационная корреляция связывает контуры областей пересечения крупнейших взаимно ортогональных дуплексов  $D_2$  и  $D_4$  и максимальной концентрации коллизионных гранитов (см. рис. 6, б). Пространственное совпадение указанных контуров позволяет считать место пересечения дуплексов  $D_2$  и  $D_4$  центром гранитизации кряжа, т.е. областью максимального выде-

ления внутренней энергии тектонического взаимодействия Исаковского террейна и Сибирской платформы. Релаксация, рассеяние, этой энергии в пиковый период коллизионной гранитизации (позднерифейское время) могла происходить, в том числе, и через механизм кручения пород за счет стока сдвиговых деформаций в южном (относительно центра гранитизации) направлении, вдоль крупного гравиструктурного нарушения, рассмотренного выше. В этом случае кручение можно считать одной из адаптивных реакций горных пород, возникающих в непосредственной близости от области их сильного локального разогрева (так скручивается лист бумаги в огне).

Еще одна конфигурационная корреляция связала три объекта: наиболее протяженную из дугообразных структур («притягивающих к себе» 75% золоторудных объектов кряжа [8]), отрицательную аномалию дуплекса  $D_4$ , а также четыре из пяти наиболее крупных по запасам месторождения золота (см. рис. 4, а). В этой триаде особый интерес представляет корреляция золоторудных месторождений одновременно с гравитационными аномалиями разной полярности и разной частоты – отрицательными низкочастотными и положительными высокочастотными. Природа такой корреляции автору не ясна. Можно только предположить, что она связана с плотностной дифференциацией менее жестких пород верхнего структурного этажа разреза (рифейские зеленые сланцы сухопитской серии) под действием сейсмотектонических процессов, протекавших в более компетентных породах нижнего структурного этажа (дорифейские кристаллические сланцы тейской серии). И если предположить, что разгрузка кремнеземных золоторудных растворов, генерируемых в области разуплотнения нижнего структурного этажа (отрицательная аномалия дуплекса  $D_4$ ) или прошедших через эту область транзитом из мантии, происходила в зонах локального уплотнения (дугообразные структуры) пород верхнего структурного этажа, то это могло бы объяснить эмпирически установленную пространственную корреляцию золоторудных объектов и локальных положительных аномалий гравитационного поля [9]. Таким образом, принятие гипотезы о деформационной природе гравитационного поля

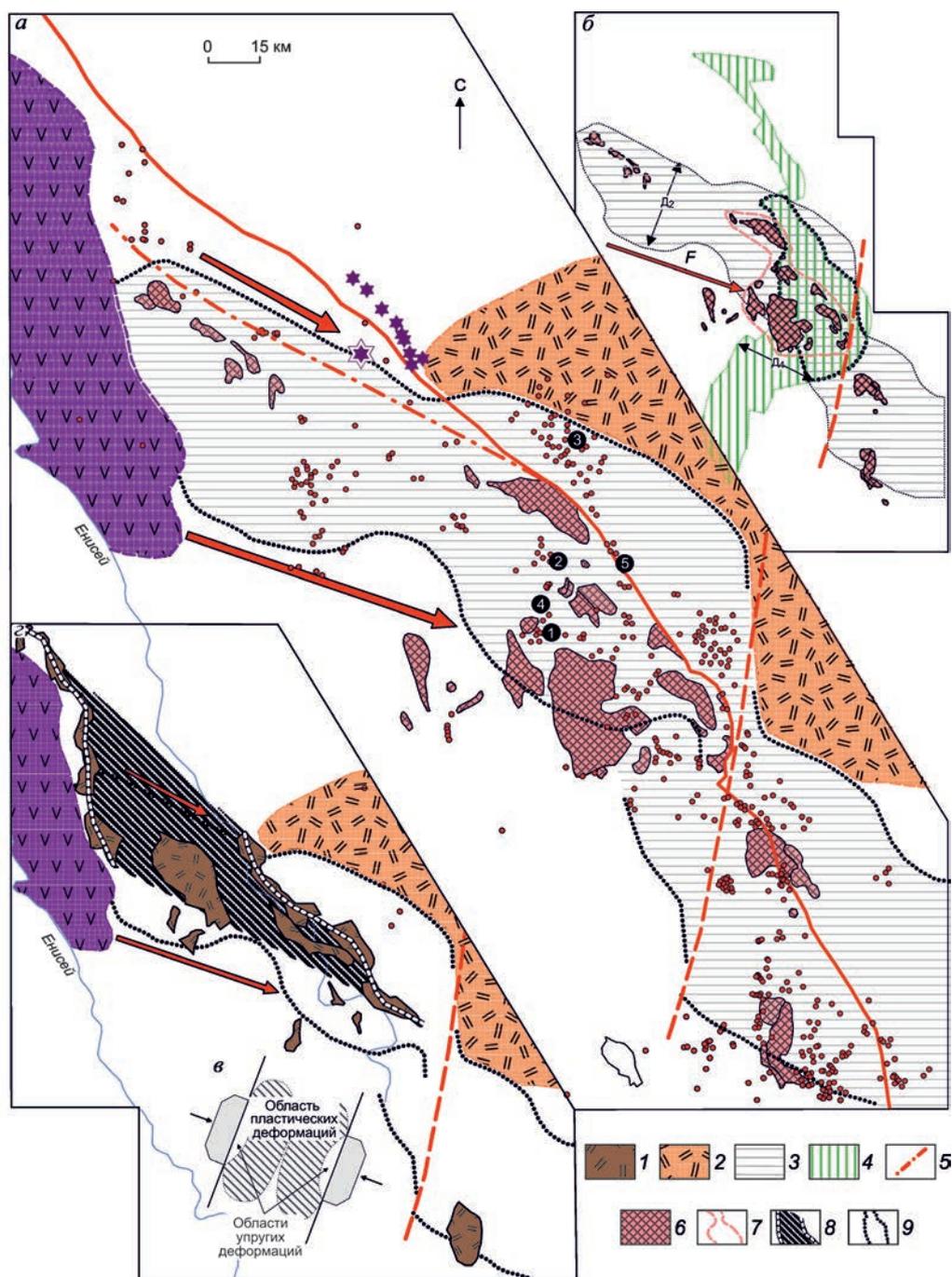


Рис. 6. Область золотонности Енисейского края (а), пересечение главных гравитационных дуплексов северо-западного и субмеридионального простирания (б), распределение областей пластических и упругих деформаций в окрестности плоского штампа (в), расположение блоков протерозойских пород (г):

1 – кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского, PR<sub>1</sub>; 2 – предполагаемый контур юго-западной части Сибирской платформы; области гравитационных дуплексов: 3 – D<sub>2</sub>, 4 – D<sub>4</sub>; 5 – смещенная линия Ишимбинского разлома; 6 – коллизионные граниты татарско-аяхтинского и гурахтинского комплексов, R<sub>3</sub>; 7 – область максимальной пространственной плотности коллизионных гранитов; 8 – общая конфигурация поля упругих деформаций; 9 – область пересечения дуплексов D<sub>2</sub> и D<sub>4</sub>; остальные усл. обозн. см. на рис. 1 и 4

Енисейского кряжа усложняет взаимоотношение аномалий разных пространственных частот, ставя под сомнение однозначность интерпретации гравитационных аномалий как отражение различий только петрохимического состава горных пород.

Второй аспект акцентирует внимание на прагматической значимости проведенного исследования и связан с важной, на взгляд автора, проблемой локализации площадей с преобладанием режима упругих деформаций горных пород. С точки зрения прогнозирования золоторудных месторождений на Енисейском кряже области, где происходит накопление упругих деформаций (а значит, и их снятие через дизъюнктивные нарушения), интересны тем, что являются эффективными концентраторами зон открытой трещиноватости горных пород. Трудность в том, что упругие деформации обратимы и не оставляют «видимых» следов в перераспределении плотности, отчего не могут быть обнаружены средствами гравиметрии. Но если предположить, что рассматриваемое позднерифейское тектоническое взаимодействие Исаковского террейна и Сибирской платформы не было быстротечным, то породы, слагавшие консолидированный фундамент кряжа в то время, не могли на него не отреагировать. Относительно жесткие блоки фундамента должны были существенно изменить вещественный состав в тех областях, где пластические деформации преобладали над упругими и, наоборот, минимально там, где упругие деформации преобладали над пластическими.

Существование областей второго типа допускается в непосредственной близости от плоского штампа (см. рис. 6, в) [1], поэтому обнаружить слабоизмененные жесткие блоки фундамента вероятнее всего вблизи мест непосредственного приложения тектонических сил. Исходя из этого соображения, была составлена карта наиболее древних дорифейских пород тейской серии – свиты хребта Карпинского и пенченгинской. По геологическим данным эти породы не претерпели ультраметаморфизма и до сих пор обладают четкой литолого-структурной индивидуальностью карбонатно-терригенных образований (некоторые исследователи считают их

останцами фундамента Сибирской платформы в заангарской части Енисейского кряжа [4]). На рис. 6, г отражены главные особенности размещения пород тейской серии: во-первых, они образуют две полосы массивов, субпараллельные предполагаемым границам Исаковского террейна и Сибирской платформы, и, во-вторых, восточная полоса массивов смещена к югу. То есть получается, что массивы дорифейских пород в местах приложения тектонических сил сохранились в слабо измененном состоянии и в той конфигурации, которая воспроизводит общую для кряжа геометрию поля упругих деформаций. Такие деформации, как известно, не вызывают глубокого изменения вещественного состава горных пород, но допускают при этом возможность некоторой механической подвижки отдельных жестких блоков в соответствии с конфигурацией поля деформаций.

Полученный результат малопригоден для локализации областей накопления упругих деформаций, поскольку выделенная на рис. 6, г область деформаций охватывает всю территорию кряжа, отражая общую конфигурацию поля упругих деформаций. Однако можно предположить, что в силу общности динамической причины конфигурация полей упругих деформаций и на более локальных участках (соответствующих рангу рудных полей) будет в основном повторяться на всей территории кряжа и поэтому может быть установлена из анализа других видов геофизических полей, также чувствительных к деформационному состоянию горных пород. Среди этих полей особое внимание заслуживают магнитное поле и поле удельного электрического сопротивления. Впрочем, это предмет дальнейших исследований.

Завершая обсуждение полученных результатов, назовем наиболее важный из них – явление при помощи частотно-азимутального анализа дуплексной структуры низкочастотных гравитационных аномалий, отражающей деформационную природу гравитационного поля Енисейского кряжа. Установленный при этом ряд пространственных корреляций гравитационных дуплексов с геологическими факторами золотоносности кряжа позволяет выделить среди них тектонический фактор как ключевой. В

более же широком контексте (включая и две ранее представленные работы [8, 9]) отметим, что в проведенном исследовании была предпринята попытка последовательно (от эмпирического обобщения через теоретический анализ к практическому применению) взглянуть на гравитационное поле Енисейского кряжа с непривычной для гравиметрии точки зрения – термодинамики геологических процессов. Отсутствие математического аппарата, полностью соответствующего специфике такой точки зрения и таких процессов, заставляет обратить внимание на морфологический метод анализа полей как на важный инструмент, предшествующий построению правдоподобных физико-геологических моделей.

*Автор выражает признательность рецензенту данной статьи, бескомпромиссная критика которого позволила избавиться текст от еще более спорных выводов.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартоломей А.А. Механика грунтов. Учебник. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Издательство Ассоциации строительных вузов, 2004.
2. Бейгельзимер Я.В., Варюхин В.Н., Орлов Д.В., Сынков С.Г. Винтовая экструзия – процесс накопления деформаций. – Донецк: НАН Украины, Фирма ТЕАН, 2003.
3. Геологические структуры. Пер. с англ. / Под ред. Т.Уемуры, Ш.Мицутани. – М.: Недра, 1990.
4. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984.
5. Динер А.Э., Качевская Г.И., Качевский Л.К. Эталон Чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский кряж). – Красноярск: КНИИГИМС, 2000.
6. Исаковский террейн и его обрамление / А.А.Стороженко, Н.Ф.Васильев, С.Д.Сидорас и др. // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири: мат-лы научно-практической конференции. Красноярск, 2010. С. 211–222.
7. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Теоретическая физика. Т. II. Теория поля. – М.: Наука, 1988.
8. Макеев С.М. Скопления золоторудных объектов Енисейского кряжа в дугообразных структурах гравитационного поля // Руды и металлы. № 5. 2014. С. 72–82.
9. Макеев С.М. Пространственная корреляция гравитационного поля и золоторудных объектов Енисейского кряжа // Руды и металлы. № 3. 2014. С. 17–26.
10. Опыт применения технологии компьютерного прогнозирования золоторудных объектов в заангарской части Енисейского кряжа / В.А.Макаров, С.М.Макеев, В.В.Межубовский и др. // Руды и металлы. 2012. № 3. С. 50–58.
11. Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Панин А.В., Моисеенко Д.Д. Природа локализации пластической деформации твердых тел // Журнал технической физики. 2007. Т. 77. Вып. 8. С. 62–69.
12. Панин С.В., Нойманн П., Байбулатов Ш.А. Исследование развития деформации на мезоуровне интерметаллического сплава Ni<sub>63</sub>Al<sub>37</sub> при сжатии // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 1. С. 75–82.

Макеев Станислав Михайлович,  
кандидат геолого-минералогических наук  
smmakeev@mail.ru

## SEARCH DEFORMATION STRUCTURES OF THE YENISEI RIDGE ACCORDING TO THE AZIMUTHAL ANALYSIS OF GRAVITY FIELD

S.M. Makeev

*Based on a previously identified regular system of extended arc-shaped gravity field structures of the Yenisei Ridge and on the assumption about their tectonic nature, the author attempted to find direct evidence of the tectonic interaction between Isakovsky terrane and SW margin of the Siberian Craton. Directional analysis demonstrated duplex nature of the low-frequency gravity anomalies. Arguments favoring deformational nature of these anomalies are presented. The anomalies are spatially correlated with key controls and manifestations of gold mineralization: the Ishimbinsk regional thrust, a granitization center, and largest bedrock gold deposits. An attempt was made to portray a general configuration of the elastic deformation field over the entire Yenisei Ridge.*

*Key words: Yenisei Ridge, arcuate structures, duplex structure, gravity field anomaly, granite, thrust, elastic deformation, gold deposit.*

## ЮБИЛЕЙНЫЙ ГОД ПОБЕДЫ

*Знай, внимающий этим камням,  
Никто не забыт и ничто не забыто.  
О.Ф.Берггольц*

Страна отметила важнейшие юбилеи новейшей истории – 70-ю годовщину Победы в Великой Отечественной войне над германским фашизмом и окончания второй мировой войны. С печалью, болью и гордостью, с немеркнущей памятью о тех страшных, тяжелых, но великих годах. Отзвучали поздравления, прошли чеканным шагом по площадям воинские подразделения, состоялся парад современной военной техники, отгремели праздничные салюты, отшумели народные гулянья. Во многих странах мира предпринята невиданная по масштабам акция «Бессмертный полк» в память о тех, кто сложил головы на полях сражений, погиб в концлагерях, умер в госпиталях, ушел из жизни уже после войны вследствие ранений и болезней. Памятные мероприятия, посвященные юбилею, до конца 2015 г. проводятся в России и за рубежом.

Отечественные геологи внесли значительный вклад в обеспечение победы. Они участвовали в разномасштабных армейских и войсковых операциях, а в послевоенное время восстанавливали народное хозяйство страны. Общероссийская организация «Ветеран-геологоразведчик» проводит регулярную работу с геологами – ветеранами ВОВ. Не забывает и тех, кто трудился в тылу, обеспечивал, поддерживал и восстанавливал разрушенную экономику, а также детей войны.

Численность ветеранов-геологов в стране в настоящее время составляет около 20 тысяч человек, в том числе участников ВОВ – 350, тружеников тыла – 800, жителей блокадного Ленинграда – 305 человек. К 70-летию Дня Победы Президиум ООО «Ветеран-геологоразведчик» подготовил уточненные списки участников войны, трудового фронта, блокадников Ленинграда. Наградил ветеранов ВОВ памятными грамотами в ознаменование 70-летия Победы за многолетний плодотворный труд, заслуги в области исследования недр и укрепления минерально-сырьевой базы России, с вручением памятных знаков «70 лет Победы в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.». Среди награжденных здравствующие ветераны ВОВ, бывшие сотрудники ЦНИГРИ – Б.П.Горбачев, А.И.Григорьева, В.Н.Куц, Л.А.Николаева, Г.К.Степанов (на фото слева направо). К сожалению, Грамоту и Памятный знак не удалось вручить Тарасову Ювеналию Юрьевичу, ушедшему из жизни в апреле 2015 г. (документы переданы его внуку – И.М.Гусеву).

ООО «Ветеран-геологоразведчик» вместе с Российским геологическим обществом осуществляет издательскую деятельность, направленную на популяризацию профессии геолога и освещение текущей работы ветеранских организаций на местах, в том числе с ветеранами ВОВ, участвует в передачах по радио и телевидению. К юбилею выпущен сборник воспоминаний о Великой Отечественной войне ветеранов войны и тружеников тыла под девизом «Геологи – дети войны. Воспоминания о годах войны и труда». В издание включены воспоминания 62 геологов из разных регионов страны. Есть среди этих материалов и записки о военном детстве ветерана ЦНИГРИ А.А.Константиновского.

Каждый год в День Победы Президиум ООО «Ветеран-геологоразведчик», межрегиональные советы и региональные отделения, ветеранские организации отраслевых учреждений и предприятий организуют встречи ветеранов-геологов, возлагают цветы к памятникам геологам, не вернувшимся с войны, публикуют воспоминания геологов – участников войны, проводят встречи с молодым поколением, подготавливают стенды, фотовыставки и Интернет-презентации.

Ветеранская организация ЦНИГРИ, входящая в состав Московского межрегионального Совета ООО «Ветеран-геологоразведчик», насчитывает более 150 ветеранов ВОВ, блокадников, тружени-



ков тыла. Полная сводка данных о ветеранах ВОВ, мемуары некоторых из них о боях и фронтовых буднях опубликованы в книге «Геологи на войне», подготовленной сотрудниками ЦНИГРИ во главе с Р.А.Амосовым и Н.М.Дияновым к 55-летию юбилею Победы и 65-летию института.

Руководство ЦНИГРИ, Совет ветеранов и профком проводят ежегодные торжественные встречи с ветеранами ВОВ в здании института, с цветами, поздравлениями, концертами, на которых самостоятельно исполняются военные песни. В 2015 г. ветеранов чествовали на дому, что было воспринято ими с энтузиазмом и благодарностью.

Юбилейный год Победы отмечен ветеранской организацией ЦНИГРИ заметными событиями. Была обновлена Доска Почета ветеранов ВОВ, куда впервые внесены имена и фотографии участников ВОВ Б.Х.Горелова, А.И.Григорьевой, З.В.Стрепетовой. Ветеран института С.В.Яблокова приняла участие в масштабной, не знающей прецедентов всероссийской акции «Бессмертный полк».

*Игорь Александрович Августинчик,*  
Председатель Совета ветеранов ЦНИГРИ  
зам. Председателя Президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик»  
avg@tsnigri.ru

*Николай Михайлович Иванов,*  
Председатель профкома ЦНИГРИ  
nivanov@tsnigri.ru



30 ноября 2015 г. исполнилось 85 лет старшему научному сотруднику отдела благородных металлов, доктору геолого-минералогических наук **Константиновскому Александру Александровичу**.

А.А.Константиновский после окончания в 1956 г. Московского государственного университета работал в Таджикистане, затем в Приамурье. С 1958 по 1972 гг. трудился в Алданской и Колымской экспедициях Всероссийского аэрогеологического треста, участвовал в среднемасштабной геологической съемке (Южное Верхоянье, хребет Джугджур, Приколымье, хребты Момский и Черского). Он – соавтор трех изданных листов государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Внес существенный вклад в изучение стратиграфии и тектоники указанных районов. В 1969 г. защитил кандидатскую диссертацию по тектонике Южного Верхоянья.



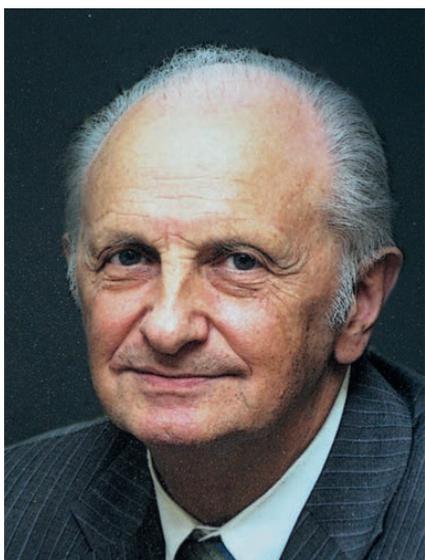
В ЦНИГРИ работает с 1972 г. сначала в отделе алмазов, а с 1978 г. в отделе коренного золота. На территории Беломорья А.А.Константиновский установил связь проявлений щелочно-ультраосновного магматизма с погребенным Онежско-Кандалакшским авлакогеном-палеорифтом и на этой основе положительно оценил перспективы обнаружения алмазоносных кимберлитов, что было позднее подтверждено открытием трубок Зимнебережного района. Работая в отделе коренного золота, оценил перспективы алмазоносности и золотоносности докембрийских и фанерозойских конгломератсодержащих формаций на территории бывшего СССР, выделил перспективные районы в Сибири, на Урале и Тимане. В последующие годы в конгломератах алмазоносных полей Якутии, Среднего Тимана были выявлены высокосортные алмазы, золото, редкие металлы.

В 1991 г. А.А.Константиновский защитил докторскую диссертацию по геолого-генетическим основам прогноза и поисков месторождений алмазов и золота в древних конгломератах на территории бывшего СССР. Им лично и в соавторстве опубликовано более 70 научных работ. В 2000 г. издана монография «Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов».

А.А.Константиновский активно пропагандирует профессию геолога, романтику геологических поисков и съемки в научно-популярных изданиях и художественной литературе. За плодотворную работу награжден медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы», знаками «Отличник разведки недр», «300 лет горно-геологической службе России», медалью А.Е.Ферсмана «За заслуги в геологии», отраслевыми грамотами.

Поздравляем Александра Александровича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, неиссякаемой энергии в творческой деятельности.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



7 декабря 2015 г. исполнилось 80 лет **Александру Николаевичу Барышеву**, старшему научному сотруднику ЦНИГРИ, доктору геолого-минералогических наук, Почетному разведчику недр, академику РАЕН.

А.Н.Барышев работает в ЦНИГРИ с 1959 г. Изучал колчеданные месторождения Кавказа, Чингиза, Рудного Алтая, Гиссара, Урала. Результаты вошли в диссертации – кандидатскую «Основные черты структуры Худесского рудного поля» (1965 г.) и докторскую «Строение и условия формирования колчеданосных систем вулканогенных геосинклиналей» (1983 г.). Им создана концепция о колчеданосных вулканогенно-рудных узлах как надочаговых рудно-магматических системах, чередующихся в пространстве через расстояния кратные 30 км. Одним из первых в нашей стране А.Н.Барышевым показана теснейшая пространственно-временная связь рудных тел с кремнекислыми экструзивами и приэкструзивными депрессиями. С использованием карт полезных ископаемых

и геологических масштаба 1:500 000 Кубы, Урала им составлены металлогенические карты и оригинальные их структурно-формационные основы. Была предсказана теоретически и подтверждена на конкретных примерах периодичность повторения через шаг около 300 км территорий с наиболее крупными и многочисленными месторождениями цветных металлов и золота (Урал), алмазов (Сибирь, Север Европы). Это отражено в монографиях «Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие» (1999 г.), «Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ» (2013 г.).

А.Н.Барышеву принадлежат новые разработки в тектонике. Им показано, что не движение литосферных плит, а краевые эффекты ячеистой конвекции вещества мантии и земной коры играют определяющую роль в образовании зон субдукции. Той же конвекции обязана взаимосвязь субдукции, плюмообразования и извлечения вверх (эдукции) надастеносферных масс, что ведет к развитию вулканоплутонических ассоциаций с месторождениями, формирующимися за счет ремобилизации рудных компонентов из субдуцированных толщ. Составив тектоническую карту Средиземноморья в масштабе 1:5 000 000, А.Н.Барышев впервые показал, что глубоководные бассейны, лишенные гранитного слоя, имеющие мощный осадочный слой и низкий тепловой поток, формируются в результате сначала деструкции сиала над ячеистым поднятием мантии, а потом опускания на периферии другого мантийного поднятия. К таковым относятся моря Левантийское и Черное в фанерозойской истории развития Тетиса. Это обосновано в монографии «Геоструктуры и минерагения Средиземноморья» (2005 г.). Предложенная концепция периодических геодинамических и металлогенических систем представляет новое научное направление в тектонике и металлогении.

А.Н.Барышев – автор около 200 научных трудов, из них 144 опубликованы. Представлял российскую геологическую науку за рубежом, работая в Болгарии и на Кубе. Является членом редколлегии журнала «Отечественная геология», Ученого и Диссертационного советов ЦНИГРИ. Награжден медалями «850-летие Москвы», «Ветеран труда», знаками и грамотами «300 лет геологической службы России», «Почетный член Российского геологического общества», «65 лет Победы» и др.

Поздравляем Александра Николаевича Барышева с юбилеем, желаем доброго здоровья, счастья, дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

# СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 2015 ГОДУ

## ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Основные задачи ЦНИГРИ и отраслевой геологической науки на современном этапе изучения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых. № 1. С. 9.

## СТАТЬИ, ПОСВЯЩЕННЫЕ ЮБИЛЕЮ ЦНИГРИ

К 80-летию ЦНИГРИ. № 1. С. 5.

*Вартамян С.С., Новиков В.П.*

Золото-серебряные месторождения вулканоплутонических поясов. № 1. С. 14.

*Волчков А.Г., Кузнецов В.В., Никешин Ю.В.*

Направления геологоразведочных работ по укреплению минерально-сырьевой базы цветных металлов (Cu, Pb, Zn) Российской Федерации за счет средств федерального бюджета. № 1. С. 30.

*Голубев Ю.К.*

Перспективы создания новой минерально-сырьевой базы алмазов в арктической зоне Якутии. № 1. С. 36.

*Иванов А.И.*

Золоторудные месторождения в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных комплексах и перспективы выявления новых месторождений в Российской Федерации. № 1. С. 45.

*Мандругин А.В., Седельникова Г.В., Кузнецов А.П., Пучкова Т.В., Серебряный Б.Л., Симакова Л.Г., Гума В.И.*

Современные методики анализа горных пород, руд и технологических продуктов при лабораторно-аналитическом сопровождении ГРП на благородные и цветные металлы. № 1. С. 64.

*Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С.*

Перспективы территории Российской Федерации на медно-порфировые руды. № 1. С. 74.

*Михайлов Б.К., Иванов А.И., Вартамян С.С., Беневольский Б.И.*

Проблемы минерально-сырьевой базы золота России. № 1. С. 93.

*Седельникова Г.В., Романчук А.И., Ким Д.Х., Савари Е.Е., Ивановская В.П., Никулин А.И.*

Эффективные технологии переработки – основа повышения инвестиционной привлекательности месторождений упорных и бедных руд благородных и цветных металлов. № 1. С. 100.

*Филиппов В.П., Риндзюнская Н.М., Зубова Т.П.*

Этапы изучения месторождений экзогенного золота – основные достижения и перспективы. № 1. С. 109.

## ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А.*

Комплексное благороднометальное оруденение Аллах-Юньского горнорудного района, Восточная Якутия. № 3. С. 5.

*Грановская Н.В., Попов Ю.В.*

Редкоземельная минерализация в эгириновых метасоматитах Михайловского железорудного месторождения, Курская магнитная аномалия. № 3. С. 11.

*Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Данилов Б.С., Шумилова Т.Г.*

Углеродное вещество и сопутствующая рудная минерализация апокарбонатных метасоматитов зоны Тункинского разлома, Восточный Саян. № 2. С. 5.

*Донец А.И.*

Геологическое строение и оценка месторождений несulfидных свинцово-цинковых руд. № 4. С. 5.

*Мельников А.В., Степанов В.А., Бабичев И.В.*

Иликано-Унахинский рудно-россыпной узел Приамурской провинции: геологическое строение, золотоносность, перспективы выявления месторождений. № 2. С. 20.

*Окулов А.В., Рожченко В.А.*

Геологическое строение и позиция золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля. № 4. С. 13.

*Склярова Г.Ф.*

Рудно-формационные типы стратиформного свинцово-цинкового оруденения на территории Дальнего Востока РФ. № 3. С. 18.

*Юричев А.Н.*

Акцессорные сульфиды из реститовых ультрамафитов. № 2. С. 29.

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

*Ермакова Ю.В., Куторгин В.И.*

Оценка достоверности разведочных работ на россыпном месторождении платины в нижнем течении р. Уоргалан. № 2. С. 36.

*Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В.*

Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади. № 4. С. 39.

*Миляев С.А.*

Опыт литохимических поисков полиметаллических месторождений. № 2. С. 45.

*Столяров В.В.*

Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в скарнах Северного фланга Тырныаузского рудного поля, Кабардино-Балкарская Республика. № 3. С. 25.

*Углов Б.Д., Мельников М.Е.*

Тектоника рудной провинции Магеллановых гор Тихого океана по геофизическим данным. № 4. С. 26.

*Филиппов В.А., Кутовой А.К., Рябинин В.Ф.*

Новая находка сульфидов меди в зильмердакской свите неопротерозоя на западном склоне Южного Урала. № 2. С. 50.

## СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В.*

Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия. № 3. С. 38.

## СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

*Зинчук Н.Н.*

О контроле кимберлитового магматизма рифтогенными структурами. № 4. С. 51.

*Шкодзинский В.С.*

Два генетических типа алмазов – нижнелитосферные кимберлитовые и плюмовые лампроитовые. № 4. С. 63.

## ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПРОГНОЗЕ, ПОИСКЕ И ОЦЕНКЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.*

Дистанционная прогнозно-поисковая модель для золоторудных районов в зеленокаменном поясе Западной Эфиопии. № 3. С. 51.

*Шевырев С.Л.*

О новых возможностях крупномасштабной прогнозной оценки паттернов дистанционного изображения на примере Нижнетаежного рудного узла, Приморье. № 2. С. 56.

## АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

*Анашкина Н.Е., Хачатрян Г.К.*

Применение метода ИК-Фурье-спектроскопии для оценки технологических свойств и качества алмазного сырья. № 3. С. 70.

*Красносельских А.А., Каринский А.Д.*

Опыт лабораторного и математического моделирования нового зонда электромагнитного каротажа для определения коэффициента электрической анизотропии горных пород. № 3. С. 78.

*Романчук А.И., Ивановская В.П., Кошель Д.Я., Карева А.В., Самоваров М.Л.*

Разработка технологии извлечения цветных и благородных металлов из глубоководных полиметаллических сульфидов. № 4. С. 70.

*Седельникова Г.В., Ким Д.Х., Ибрагимова Н.В.*

Сравнение современной технологии кучного бактериального выщелачивания с традиционной флотационно-цианистой переработкой упорной золото-сульфидной медно-цинковой руды. № 3. С. 59.

*Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С.*

Технологические свойства тяжелой фракции кимберлитовых руд и алмазов в отвальных хвостах обогащения. № 2. С. 67.

## ДИСКУССИИ

*Макеев С.М.*

Поиск деформационных структур Енисейского кряжа по данным азимутального анализа гравитационного поля. № 4. С. 78.

## НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

*Августинчик И.А.*

Ежегодное собрание Германского минералогического общества «Deutsche Mineralogische Gesellschaft», 21–24 сентября 2014 г., г. Йена, Германия. № 2. С. 75.

*Августинчик И.А., Иванов Н.М.*

Юбилейный год Победы. № 4. С. 91.

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

О.В.Минину, А.И.Никulina, Г.В.Ручкина, Е.Е.Савари, Е.Н.Холкину (№ 1), А.М.Гаврилова (№ 2), И.Я.Полывяного (№ 3), А.А.Константиновского, А.Н.Барышева (№ 4)

## ПАМЯТИ

Н.К.Курбанова (№ 1), Макарова Б.П. (№ 2)