

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

1/2013

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

Зам. главного редактора И.Ф.Мигачев
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

А.Н.БАРЫШЕВ
Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
А.В.ВОЛКОВ
А.А.ГОЛОВИН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
А.И.ИВАНОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
С.Г.КРЯЖЕВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА

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 2013

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 24.01.13 г.
Подписано в печать 01.02.13 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@yandex.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2013

Прикладная металлогения**Applied metallogeny**

Эйриш Л.В.
Эволюция золоторудных систем Дальнего Востока России

6

Eirish L.V.
Evolution gold systems Far East Russian

Иволга Е.Г.
Особенности строения литосферы золоторудных районов юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая

14

Ivolga E.G.
Peculiarities of the lithosphere of gold ore regions of southern Far East Russian and Northeastern China

Степанов В.А.
Перспективы золотоносности Приамурской провинции

25

Stepanov V.A.
Gold prospects of the Priamurskaya province

Сначев В.И., Сначев А.В.
Рудоносность углеродистых отложений Уралтауской мегазоны, Южный Урал

33

Snachev V.I., Snachev A.V.
The ore potential of carbonaceous deposits of the Uraltau megazone, Southern Urals

Гребенкин Н.А.
Особенности и последовательность формирования гидротермально-метасоматических урановых концентраций Чарского района

39

Grebenkin N.A.
Features and sequence of forming of hydrothermal-metasomatic uranium concentrations of the Charsky area

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits**

Шкодзинский В.С.
Происхождение россыпей с округлыми алмазами

47

Shkodzinskiy V.S.
Genesis of placers with rounded diamonds

Егоров К.Н., Мельников А.И.
Структурно-вещественная эволюция системы кимберлитовых тел трубки Удачная

53

Egorov K.N., Melnikov A.I.
Structural and compositional evolution of the kimberlite bodies system in the Udachnaya pipe

Гребенникова А.А.
Типоморфизм самородного золота Право-Соолийского рудно-россыпного узла (Хабаровский край) как показатель связи в системе россыпь – коренной источник

60

Grebennikova A.A.
Native gold from Pravo-Sooliy ore placer area (Khabarovsk territory): typomorphic features as a bond indicator in the source – placer deposit system

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ**Mining and exploration techniques and technologies**

Мухтар А.А., Каткеева Г.Л., Макашев А.С., Бектурганов Н.С., Шерембаева Р.Т.
Обогащение бурожелезняковых руд Аятского месторождения

71

Mukhtar A.A., Katkeeva G.L., Makashev A.S., Bekturganov N.S., Sherembaeva R.T.
Concentration of brown iron ores of the Ayatskoye deposit

Дискуссии**Discussions**

Фомин Ю.М.
Развитие Земли и кимберлитовый магматизм

74

Fomin Yu.M.
Development of the Earth and kimberlitic magmatism

В 2012 г. завершена работа по заказу Роснедра «Переоценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Российской Федерации по состоянию на 01.01.2010»

Работа выполнена ФГУП ЦНИГРИ с участием шести отраслевых институтов и 25 территориальных геологических организаций. Исполнители — 258 специалистов высокой профессиональной квалификации.

Проанализирована **реализация прогнозных ресурсов (ПР)** на территории РФ по 27 видам твердых полезных ископаемых (ТПИ), утвержденных на 01.01.2003 г. по завершённым проектам ГРР за счет федерального бюджета. Показано, что вовлеченность в геологоразведочный процесс по категориям ПР составила, %: P_3 от долей процента до 100 (фосфориты), P_2 до 94,4 (хромовые руды), P_1 до 98,6 (РЗМ). Установлена убыль ПР в связи с неподтверждением оценки по категориям, %: P_3 до 100 (хромовые руды, молибден, олово), P_2 до 90–100 (уголь, свинец, МПГ, медь), P_1 до 80–100 (железные руды, плавленый шпат, каолин). В более высокие категории ПР и запасы переведены, %: P_3 3–100, P_2 9–100, P_1 12–100. Прирост запасов категории C_1+C_2 получен по 14 видам ТПИ из 27 (74%), что показывает удовлетворительную эффективность реализации экспертной оценки ресурсов.

Разработаны **актуализированные методические рекомендации** по применению Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых к прогнозным ресурсам, а также сопровождающие **методические рекомендации по укрупненной геолого-экономической оценке ПР ТПИ**. Этими рекомендациями руководствовались исполнители при пообъектной количественной оценке на 01.01.2010 г. с выделением кондиционных и некондиционных (экономически нерентабельных) ресурсов ТПИ. По укрупненной ГЭО 18 видов ТПИ в группу некондиционных отнесены более 650 представленных к апробации объектов.

Проведена **пообъектная количественная оценка прогнозных ресурсов** по состоянию на 01.01.2010 г. по 45 видам основных ТПИ — углю, урану, черным, цветным, благородным металлам, алмазам, неметаллическому минеральному сырью и др. В минералогических зонах и рудных районах апробировано 3547 кондиционных объектов и более 650 некондиционных. Количественно оценены ПР по 272 объектам с цветными камнями, рением, волластонитом, самородной серой и особо чистым кварцевым сырьем. По сравнению с 2003 г. суммарное количество объектов с ПР на территории РФ выросло в два раза. Созданы картографические банки данных.

Впервые составлен пообъектный **Баланс апробированных ПР** (формат приближен к Государственному балансу запасов полезных ископаемых) практически по 50 видам ТПИ субъектов РФ и федеральных округов. Баланс характеризует изменение (движение) ПР за указанный период с разбивкой объектов распределенного и нераспределенного фондов недр на группы, отражающие состояние и динамику реализации богатств российских недр в системе лицензирования.

Учитывая, что ПР — показатель эффективности инвестиций федерального бюджета в геологоразведочные работы, первостепенной задачей которых является подготовка перспективных объектов для передачи в лицензионное недропользование, отмечены основные **ошибки, сопровождающие оценку ПР ТПИ**. Оценка ПР недопустима:

по достоверности (квалификации) вне зависимости от рангов металлогенических таксонов, занижающая (завышающая) категории относительно этих рангов;

с нарушением главного геологического принципа — соблюдения при оконтуривании перспективных площадей всех границ геологического содержания, включая геофизические и геохимические;

без обоснования объекта-эталона, адекватного поисковой обстановке прогнозируемой площади, для категории P_3 ;

по одиночным пересечениям рудных тел для категории P_1 , по единичным пробам для категории P_2 ;

с включением в расчеты продуктивности прогнозируемого объекта категорий P_3 и P_2 ранее оцененных по месторождению-аналогу ПР, превышающих запасы и накопленную добычу;

с применением геологически необоснованных интерполяции и экстраполяции рудных тел; длины рудных интервалов вместо истинной мощности рудных тел; бракования скважин по углу встречи с рудными телами; непредставительных выборок данных опробования; выборочных данных опробования, исключая пробы с низкими содержаниями; подвесок (прирезок) к блокам ПР категории P_1 геометризованных контуров категории P_2 ;

с использованием данных полуколичественных методов анализа при наличии более достоверных количественных методов; аналитических методов, не прошедших метрологическую аттестацию; не подтвержденных внутренним и внешним аналитическим контролем данных опробования, а также соответствующими исследованиями повышающих (понижающих) коэффициентов на содержание полезных компонентов;

с исключением (или необоснованным включением при отсутствии технологии извлечения) для категорий P_1 и P_2 основных попутных компонентов комплексных руд (медно-никелевых, свинцово-цинковых, золото-серебряных, тантало-ниобиевых и др.);

с ограничением оценочных геолого-экономических параметров только бортовым и минимальным средним содержанием; игнорированием дополнительных показателей (мощность, пустые прослои и т.д.), характеризующих полноту оценки объекта; завышением ожидаемой эффективности освоения прогнозируемого месторождения путем применения неадекватных цен на предполагаемую товарную продукцию;

с включением кондиционных ПР на площадях со статусом охраняемых территорий и объектов, недоступных для проведения геологоразведочных и эксплуатационных работ, вместо отнесения их к некондиционным.

Со второй половины 2012 г. ФГУП ЦНИГРИ с участием отраслевых институтов проводит системный мониторинг ПР ТПИ по государственному заказу Роснедра. Формируются базы данных ПР с использованием ГИС-технологии и ежегодно пополняемый кадастр ПР.



ЭВОЛЮЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Л.В.Эйриш (Институт геологии и природопользования АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск)

Становление золоторудной системы — процесс многостадийный: генерация рудного вещества, перенос, локализация оруденения, эндогенная и экзогенная его деструкция. Оруденение формируется над очагами глубинного разуплотнения. На раннеорогенном этапе возникает собственно золотое (и золото-серебряное) оруденение, на позднеорогенном — золото-редкометальное. Последнее, судя по зарубежной практике, может быть высокопродуктивным (Мурунтау, Узбекистан).

Ключевые слова: золоторудная система, золоторудное месторождение, структура разуплотнения, редкометальное оруденение.

Эйриш Леонид Владимирович, lavrik@igd.khv.ru

EVOLUTION GOLD SYSTEMS FAR EAST RUSSIAN

L.V.Eirish

Education Gold system — process great frequent: generation ore body, transfer, local ore destruction ore. Gold ore instruction over hearths granitisation. By first stage orogenesis instruction gold (and gold-silver) ores, by late — deposits gold-rare ores, wich perhaps large.

Key words: gold system, gold deposit, gold-rare ore.

Золоторудные месторождения Дальнего Востока описаны ранее в работах [7, 12, 13]. Там же предложена их систематика, районирование, выделены золоторудные системы и рассмотрены закономерности локализации оруденения. В данной статье прослежена эволюция золоторудных систем Дальнего Востока с акцентами на продуктивных этапах.

Золоторудные системы (ЗС) — это ансамбли взаимодействия во времени и пространстве факторов генерации, переноса, локализации, а также деструкции золотого оруденения. Они возникают и функционируют в подвижных геотектонических структурах — складчатых и жестких активизированных. Зарождаются в прогибах разного происхождения, заложенных на глубинных разломах на коре фемического и переходного типов. В этих прогибах формировались будущие рудогенерирующие (в складчатых толщах), а также флюидопроводящие, экранирующие и рудолокализирующие формации — осадочные, вулканогенные, карбонатные и др. Золоторудные системы развиваются, достигают зрелости и максимальной продуктивности в раннеорогенные этапы становления геотектонических структур, т.е. в период образования первичной складчатости, куполовидных структур с зональным метаморфизмом пород, комплексов добатолитовых даек и штоков, массивов гранитоидов повышенной основности ранних фаз внедрения, диоритоидов,

сиенитоидов, характеризующихся повышенной магнитной восприимчивостью и натровым типом щелочности [5, 6].

Рассматриваемые системы группируются по принадлежности к складчатым комплексам и жестким структурам тектономагматической активизации (рис. 1), возрасту, зрелости, продуктивности, степени реювенации, эродированности и другим признакам (таблица).

Золоторудные системы складчатых областей сформировались в Южноверхоаянской, Джагдинской и Сихотэ-Алинской золотоносных провинциях и отличаются возрастом, степенью зрелости и интенсивностью процессов реювенации, сопровождающих позднеорогенный этап развития этих структур (см. рис. 1).

Южноверхоаянская ЗС, включающая месторождения Дуэт, Юр, Булар, Восход, Нежданинское и др. [7], возникла в связи с формированием крупного глубинного разлома и внутриконтинентального прогиба, который в течение длительного геологического времени (С–J₂) эволюционировал в геосинклинальном, инверсионном и раннеорогенном режимах. Нижняя часть разреза (С–P₁) мощностью 4–5 км из углеродистых алевролито-сланцевых толщ, вероятно, явилась в значительной мере рудогенерирующим рудоносные флюиды субстратом и одновремен-

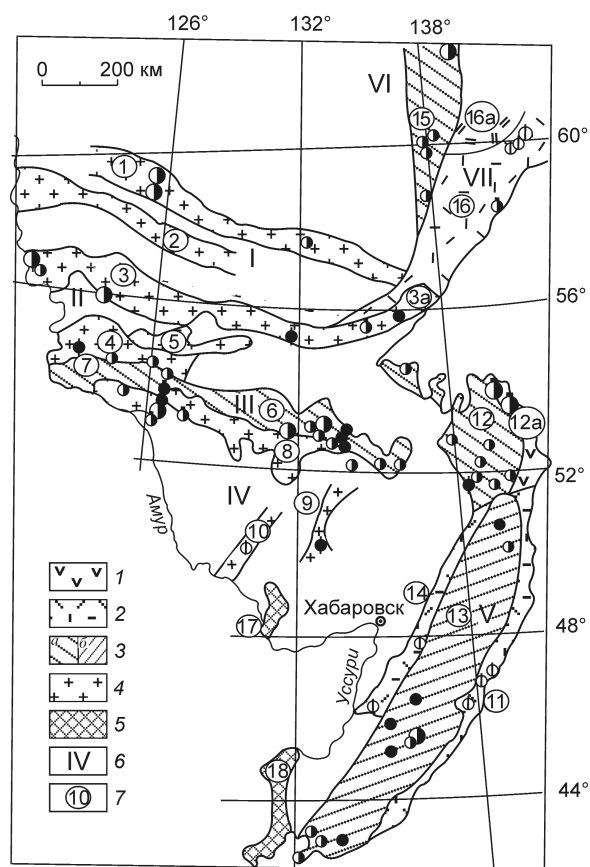


Рис. 1. Схема районирования золоторудных систем Дальнего Востока — складчатых областей и структур тектономагматической активизации:

1 — палеогеновая золоторудная система в вулканитах среднего состава; 2 — меловые и палеогеновые золоторудные и золото-серебряные системы в вулканических комплексах среднего и кислого состава; 3 — мезозойские золоторудные системы складчатых областей (а — со вскрытым палеозойским фундаментом, б — с проявлениями позднеорогенного золото-редкометалльного оруденения); 4 — золоторудные системы областей тектономагматической активизации; 5 — палеозойские золоторудные системы; 6 — золоторудные провинции (I — Алданская, II — Становая, III — Джагдинская, IV — Буреинская, V — Сихотэ-Алинская, VI — Яно-Колымская, VII — Охотско-Чукотская); 7 — золоторудные системы (1 — Алдано-Учурская, 2 — Эвадино-Ломамская, 3 — Северостановая, 3а — то же, восточная часть, 4 — Тукурингская, 5 — Сугдjarская, 6 — Селемджино-Кербинская, 7 — Верхне-амурская, 8 — Северобуреинская, 9 — Восточнобуреинская, 10 — Туранская, 11 — Прибрежная, 12 — Нижне-амурская, 12а — Береговая, 13 — Центрально-Сихотэ-Алинская, 14 — Дурминская, 15 — Южноверхоаянская, 16 — Джуджурская, 16а — Куйдусунская, 17 — Мало-хинганская, 18 — Западноприморская); остальные усл. обозн. см. рис. 2.

но геологическим экраном, а верхняя песчаниковая ($P-J_2$) не оказывала положительного действия на процесс золотого рудообразования. Основные флюидопотоки осуществлялись в осевой зоне максимальных мощностей отложений и повышенного

метаморфизма пород (зона глубинного разлома) от Куйдусунской глубинной структуры разуплотнения (рис. 2, см. рис. 1), с севера на юг и юго-запад, снизу вверх по вертикальным секущим и пластовым тектоническим разрывам в направлении к куполовидным и приразломным антиклиналям. В пределах ЗС проявился интрузивный магматизм лишь ранне-орогенного этапа, который также мог генерировать рудоносные флюиды. В современном срезе этот магматизм представлен порфирировыми дайками и диоритоидными штоками. Поздний орогенез с интрузиями калиевых гранитоидов и проявлениями редких металлов известен лишь на восточной окраине прогиба за пределами золоторудной структуры.

Такие факторы, как внутриконтинентальный характер первичного прогиба, глинистый тип рудо- и флюидогенерирующего разреза, наличие слабо проницаемых геологических экранов, систем просачивания рудоносных флюидов и куполовидных антиклиналей, сравнительно слабая нарушенность складчатых и разрывных структур, которые прослеживаются на десятки и сотни километров, а также благоприятный уровень эрозионного среза оруденения, говорят о зрелости Южноверхоаянской структуры и ее перспективности.

Джагдинская ЗС включает месторождения Токур, Маломыр, Харгинское, Ворошиловское, Унгличкан и др. Она также возникла во внутриконтинентальном прогибе, заложенном на глубинном разломе, но характеризуется более контрастным разрезом слагающих его палеозойских толщ и значительно более интенсивными их дислокациями. Нижняя часть разреза (рудо- и флюидогенерирующая) представлена сложноскладчатыми метаморфизованными в зеленосланцевой фации песчано-глинистыми черносланцевыми толщами с пачками кремней и основных эффузивов, а верхняя — это чередование толщ песчаников, терригенного флиша и более грубослоистых алевро-пелитовых пород, слабо метаморфизованных (цеолитовая фация). Возраст отложений точно не установлен и, по-видимому, близок к таковому Южноверхоаянского синклиория. Метаморфогенный генезис золотого оруденения наиболее вероятен, хотя возможна связь и с магматизмом [2, 8].

Джагдинская ЗС образовалась в результате пермотриасового раннего орогенеза, складчатости и плагиигранитного магматизма, а также повторной верхнеюрской — раннемеловой тектономагматической активизации, сопровождающейся в приповерхностных зонах внедрением порфирировых даек и диоритоидных штоков. Калиевый магматизм и редкометальное оруденение этого возраста почти не проявлены. Лишь в позднем мелу по оси меридиональной гравитационной структуры внедрились

Характеристика золоторудных систем Дальнего Востока

Зоны*	Золоторудные системы	Возраст оруденения	Возраст ТМА	Зрелость ЗС	Эрозионный срез ЗС
<i>Золоторудные системы областей тектомагматической активизации</i>					
1, 2	Алданская	J ₃ -K ₁		Зрелая	Оптимальный
3, 3а	Северостановая	K ₁		Зрелая	Запад, восток — оптимальный, центр — глубокий
4	Тукурингская	K ₁		Зрелая	Юг — оптимальный, север — глубокий
8, 9, 10	Буреинская	K ₁		Зрелая	Оптимальный
16	Джугджурская	K ₂		Зрелая	То же
16а	Куйдусунская	K ₂		Зрелая Au-Ag-редкометалльная	«
<i>Золоторудные системы складчатых областей</i>					
5	Южноверхоянская	K ₁		Зрелая (?)	Оптимальный
6, 7	Джагдинская, восточная и западная части	PZ ₃	J-K ₁	Зрелая	Восточная — оптимальный, запад — малый
13	Центрально-Сихотэ-Алинская	K ₁		Перезрелая, местами зрелая	Глубокий, местами оптимальный
11, 14	Дурминская, Прибрежная	P		Зрелая Au-Ag	Оптимальный
12, 12а	Нижнеамурская, Береговая	K ₁ P		Зрелая	Оптимальный
17	Малохинганская	PZ ₁		Перезрелая	Глубокий
18	Западно-Сихотэ-Алинская	PZ		Зрелая	Оптимальный

* См. рис. 1.

калиевые гранитоиды, с которыми связываются редкометалльные (Sb, Be, W) и полиметаллические рудопроявления и метаморфизм ранее созданного золоторудного оруденения, особенно в Бурейско-Ямалинском районе (рис. 3). В этом узле максимальных мел-кайнозойских поднятий Джагдинская ЗС оказалась наиболее глубоко эродированной. К западу и востоку от него степень эродированности (и проба золота в рудах) уменьшается, а перспективы рудоносных структур увеличиваются. Но и здесь отмечаются признаки реювенации. На многих месторождениях в рудах присутствует шеелит, отмечается касситерит. Следует отметить, что процесс рудообразования не одноактный. Например, на Токурском месторождении известно три разновозрастных генерации кварца, золота. Раннее золото более низкопробное (600–650), позднее пробы ~700–740, метаморфизованное — до 800‰ [10]. На участках с более интенсивным развитием позднеорогенных процессов содержание шеелита в оруденелых породах резко увеличивается, появляется вольфрамит (Кербинский район и др.). В рудах месторождений Токур и Маломир отмечаются повышенные содержания W и Mo (0,00n%) [2, 10], а в рудах Харгинского присутствует Sn до 7 г/т [1]. Эти данные, а также некоторые геолого-структурные особенности роднят упомянутые месторождения с гигантом Мурунтау [3].

В Джагдинской ЗС складчатые и разрывные дислокации и метаморфизм рудогенерирующих и

рудовмещающих толщ интенсивнее, чем в Южноверхоянской ЗС, поэтому рудные объекты, хотя и многочисленны, но не столь масштабные.

В процессе реювенации выделения золота в рудах укрупнились и облагораживались, т.е. повышалась их россыпеобразующая потенция. Это, а также глубокая эрозия оруденения вследствие интенсивных позднеорогенных поднятий районов, примыкающих к Бурейско-Ямалинским хребтам, способствовали формированию крупных и богатых россыпей (Ниманский, Кербинский, Афанасьевский, Харгинский районы и др.).

Первичный геосинклинальный прогиб *Сихотэ-Алинской ЗС* сформировался в юре – раннем мелу в зоне Осевого глубинного разлома [13], краевого бассейна осадконакопления, открытого к океану, в котором накапливались преимущественно отмученные песчаниковые формации без черносланцевых и сульфидоносных фаций. Золоторудная система оформилась в готериве в осевой части раннеорогенного Сихотэ-Алинского свода в связи с внедрением интрузий натровых гранитоидов с повышенной магнитной восприимчивостью (месторождения Глухое, Благодатное, Аскольд, Криничное и др.).

При последующем интенсивном орогенезе (поздний мел), который контрастно маркируется глубоким региональным минимумом силы тяжести (см. рис. 1, 2), внедрились многочисленные интрузии калиевых гранитов и сформировались редкоме-

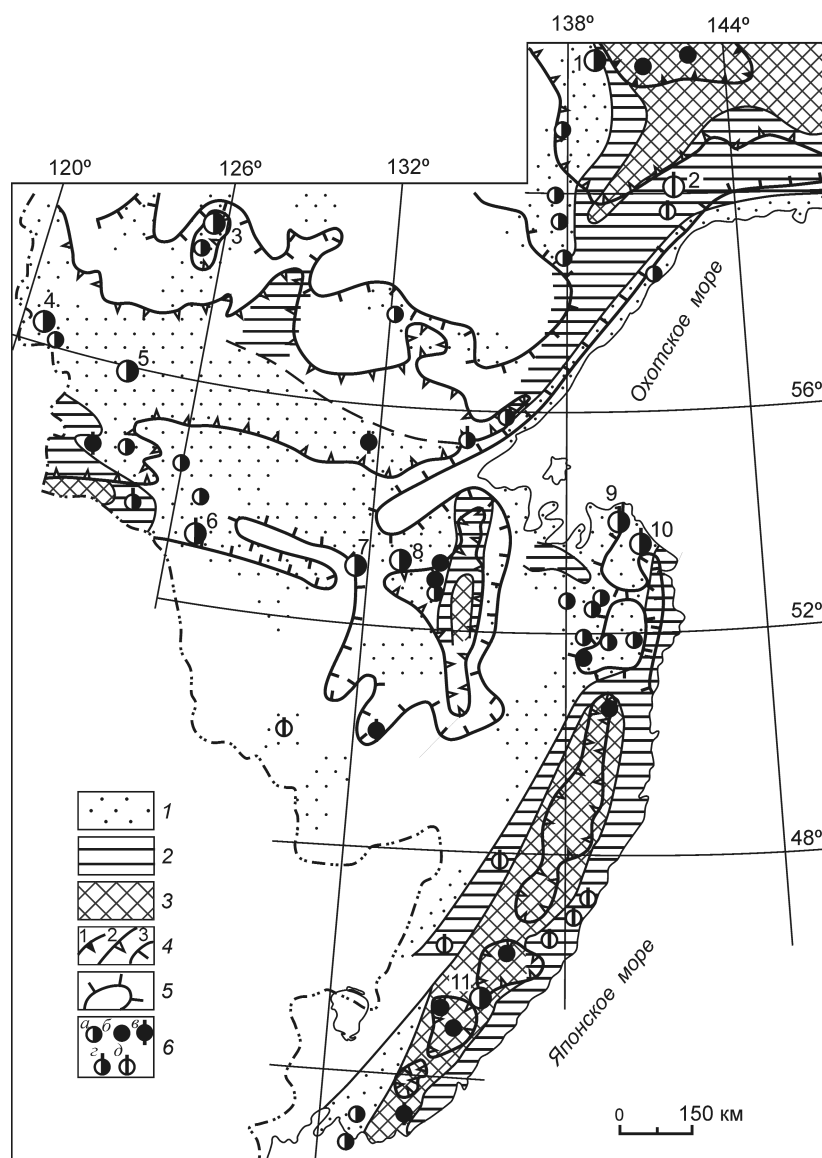


Рис. 2. Расположение золоторудных месторождений и золотоносных формаций относительно структур глубинного разуплотнения:

формации: 1 — золотая, 2 — золото-серебряная, 3 — золото-редкометаллическая и редкометаллическая; 4 — разуплотнение различной интенсивности (1 — интенсивное); 5 — региональные максимумы силы тяжести; 6 — месторождения гипабиссальные и малоглубинные (а — золоторудные, б — золото-сульфидные, в — золото-редкометаллические, г — субвулканические золоторудные, д — золото-серебряные); месторождения со средними и крупными ресурсами: 1 — Нежданкинское, 2 — Хаканджинское, 3 — Куранах, 4 — Ледяное, 5 — Бамское, 6 — Покровское, 7 — Маломыр, 8 — Токур, 9 — Многовершинное, 10 — Белая Гора, 11 — Глухое

тальные месторождения. При этом золотое оруденение было реювенировано в центрах орогенеза и в значительной мере, вероятно, уничтожено. Но появились гибридные золото-редкометаллические, преимущественно золото-вольфрамовые, месторождения (Порожистое, Малиновское, Незаметное, Восток-2, Лермонтовское, Зимовье).

С запада и востока ороген окаймлен коррелятивными ему вулканогенными прогибами (Прибрежная и Дурминская зоны), которые инверсировали на западе в позднем мелу. На востоке в палеогене образовалось преимущественно золото-серебряное субвулканическое оруденение (месторождения Дурминское, Силанское, Ягодное, Приморское, Салют).

В северной части Сихотэ-Алинской ЗС выделяется Нижнеамурская золоторудная подсистема с очень слабо проявленным позднеорогенным этапом, которая в отличие от Центрального и Южного Сихотэ-Алиния, контролируется не минимумом, а региональным максимумом силы тяжести. В западной части подсистемы известно несколько золоторудных месторождений раннеорогенного типа, локализованных в складчатых терригенных толщах (Агние-Афанасьевское, Учаминское, Октябрьское, Покровско-Троицкое, Тумнинское, Дяппе), штоках диоритов (Дяппе), дайках порфиринов и порфиринов (Албазинское), как правило, в парагенетической (и генетической) связи с диоритоидами. Перечисленные месторождения контролируются локальными минимумами силы тяжести. Реювенация золотого оруденения проявлена в виде редкометаллических минералов в рудах Агние-Афанасьевского месторождения (касситерит, вольфрамит, молибденит), олова (0,03–0,5%) в учаминских рудах. Однако, в современном эрозионном срезе массивы (и штоки) калиевых гранитоидов отсутствуют. Это, а также тот факт, что в рудном золоте Албазинского месторождения сохранилась примесь ртути, свидетельствуют о слабости позднеорогенных процессов и связанной с ними реювенации на Нижнем Амуре.

С востока Нижнеамурский блок окаймлен Прибрежной вулканической зоной (см. рис. 1, 2), в

которой, как и южнее, сформировались субвулканические месторождения, но существенно золоторудные (Многовершинное, Золотая Гора). Здесь процесс рудообразования остановился на раннеорогенном этапе, как в соседнем к западу блоке. На Многовершинном месторождении [9] при внедрении Бекчи-Ульского гранитоидного массива руды были частично перекристаллизованы, возникла полиметаллическая ассоциация, турмалин, появились зерна касситерита, а в золоте — примесь олова.

В результате последовательного гомодромного развития магматизма и связанного с ним оруденения в Сихотэ-Алинской ЗС сформировалась региональная рудно-магматическая зональность (см. рис. 2). В ее центральных сводовых частях развито оловянное оруденение, далее от свода — вольфрамовое, а по периферии — золотое. Иногда проявлены гибридные золото-вольфрамовые руды (месторождения Незаметное, Восток-2, Малиновское, Порожистое). В межкупольных структурах, т.е. на участках с низким темпом орогенных поднятий, сохранились собственно золоторудные месторождения (Глухое, Благодатное). Пространственное положение отмеченных типов оруденения зависит от степени эродированности структур. Если на поверхности обнажены калиевые немагнитные гранитоиды, то это зона олова и вольфрама, а если магнитные натриевые — зона золота.

Малохинганская ЗС сформировалась на этапе раннего орогенеза байкалид при взаимодействии продуктивных плагиогранитных плутонов рифей-раннепалеозойского возраста с черносланцевыми и карбонатными толщами хинганской серии (R-Є₁). В ходе последующих позднеорогенных процессов, сопровождавшихся мощным калиевым магматизмом (двуслюдяные и турмалиновые граниты) и метасоматизмом, золотое оруденение антиклинориев было в значительной мере уничтожено, сохранив-

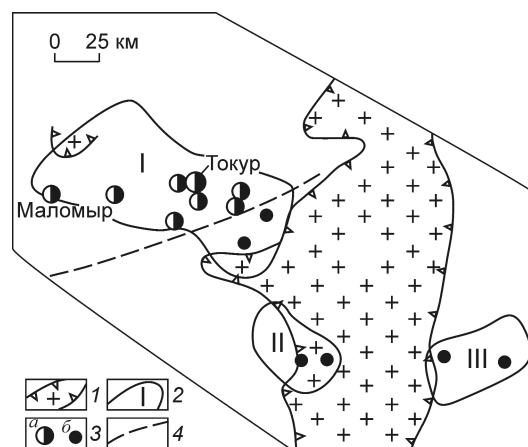


Рис. 3. Соотношение пробы золота золоторудных месторождений Джагинской провинции в районе Буреинско-Ямалинского минимума силы тяжести:

I — минимумы силы тяжести; 2 — золотоносные регионы (I — Верхнеселемджинский, II — Ниманский, III — Кербинский); 3 — месторождения с пробой рудного золота 700–800 (а), 850–930‰ (б); 4 — глубинный разлом

шись лишь в синклиниях (Сутарский, Приамурский районы) в надынтрузивных зонах крупных межформационных массивов микроклинизированных плагиогранитов в углеродистых толщах хинганской серии (союзненская свита и др.). Эти толщи играли роль геологического экрана для гранитов и рудоносных флюидов, а фундаментом плитообразных гранитоидных массивов служили раннедокембрийские гнейсы и кристаллические сланцы амурской серии [11].

Золоторудные системы структур тектономагматической активизации сформировались в Алданской, Становой, Буреинской (Северобуреинская зона) и Охотско-Чукотской (Джугджурская зона) золотоносных провинциях (см. рис. 1).

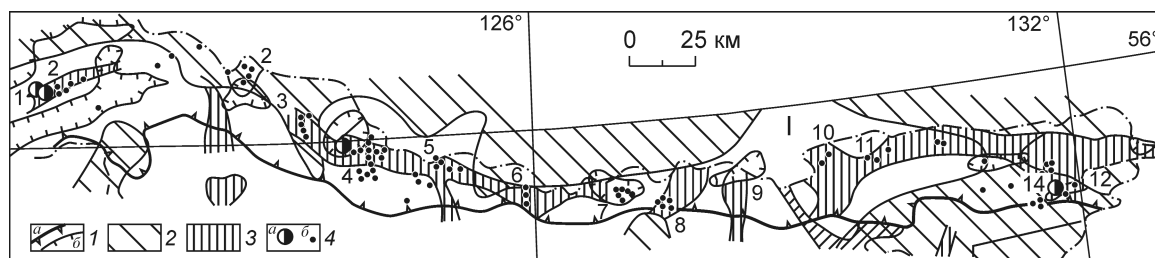


Рис. 4. Соотношение золотоносности и геофизических полей в зоне Станового разлома:

I — структуры глубинного разуплотнения (гранитизация) региональные (а) и локальные (б) (гравитационные минимумы); 2 — глубинные фемические субстраты — источники рудного вещества (магнитные аномалии); 3 — минерализованные золотоносные зоны разломов (по данным геохимической съемки); 4 — золоторудные месторождения (1 — Ледяное, 2 — Скалистое, 3 — Бамское, 4 — Колчеданный Утес) (а) и рудопроявления (б)

Алданская ЗС возникла одновременно с заложением восточно-юго-восточного глубинного разлома, трассирующегося терригенными прогибами (J–K₁), осложненного поперечными северо-северо-западными разломами, флексурами этого направления, с которыми ассоциируют юрско-меловые субвулканические и гипабиссальные интрузии щелочных пород, сиенитоидов, диоритоидов, гранодиоритов, порфириновых и полнокристаллических, продуктивных на золото [4, 7]. Она распадается на несколько подсистем, наиболее продуктивные из которых Центральная алданская с месторождениями Лебединое, Куранах и Учурская с месторождениями Улахан, участок Крутой, Клинт, Юпитер, Рябиновое и др. Каждая из этих систем сопряжена с глубинной структурой разуплотнения, продуцировавшей интрузии отмеченных выше пород с аномально высокой магнитной восприимчивостью железа. Можно говорить, что Алданская ЗС достигла раннеорогенного уровня развития с характерным для него золотым и сульфидным оруденением. Лишь в редких случаях процесс достигал редкометального уровня развития (Ломамский район), что свидетельствует о зрелости золоторудной системы в целом. Флюидопотоки осуществлялись по системе вертикальных и близгоризонтальных тектонических разрывов и в интрузирующей магме. Во всех структурах развито золотое оруденение гипабиссального и субвулканического уровней. В его локализации главную роль играли геологические (и геохимические) экраны — доломитовые толщи юдомской свиты рифея и подошвы юрских терригенных прогибов. Продуктивность месторождений зависит от зрелости ЗС, развитости магматических и трещинных структур, сохранности юрского экрана.

Становая ЗС образовалась в позднем мезозое на юге Алдано-Станового щита при инверсии и орогенезе осевых (надразломных) частей наложенных терригенных и вулканогенных прогибов юрско-мелового возраста и последующем внедрении позднеюрских малоглубинных и гипабиссальных интрузий — гранитоидов натровых серий (первый этап) и раннемеловых субвулканических массивов порфириновых пород умеренно кислого состава и порфириновых даек (второй этап). Калиевый магматизм и редкометальное оруденение почти не проявлены. Области генерации рудного вещества приурочены к глубинным структурам разуплотнения, продуцирующим магмы умеренно кислого и среднего составов. Рудоносные флюиды, судя по геохимическим картам (рис. 4), просачивались вдоль регионально проявленных трещинных систем (Становой, Тукурингский разломы и др.) и тесно связаны с очаговыми структурами, субвулка-

ническими массивами, штоками диоритоидов и монцонитоидов, которые во многих случаях являлись вмещающим гипабиссальных сульфидно-кварцевых и субвулканических убогосульфидных кварцевых золоторудных жил, залежей, штокверков. Большинство золотоносных районов Становика [12] представляют собой руины юрско-меловых пологоскладчатых терригенных и магматических (интрузивных и вулканогенных) структур центрального и грабенового типов. Локализовалось оруденение в тектонитах зон разломов и трещинных системах раннедокембрийских гранито-гнейсовых комплексов и габбро-анортозитов (месторождения Скалистое, Ледяное, Бамское, Колчеданский Утес и др.), массивах раннемеловых диоритоидов, раннемеловых субвулканических комплексах (рудопоявления Иличи, Дениска, Дальберга, группа проявлений в Брянтинском грабене и др., а на востоке — месторождения Етарское и Авляякан).

Эрозионный срез продуктивных комплексов пород и оруденения значительный на всем протяжении зоны, за исключением ее крайней восточной части. Почти полностью эродирована кровля позднеюрских гранитоидов, с которыми пространственно ассоциирует золотое оруденение. Уничтожены эрозией продуктивные раннемеловые вулканоплутонические сооружения. В западной и центральной частях зоны сохранились лишь единичные структуры, такие как Денискинская и Брянтинская [12]. На крайнем востоке провинции, где Становой минимум силы тяжести выклинивается, меловые вулканоплутонические комплексы сохранились на значительных площадях. Именно здесь обнаружены золоторудные месторождения Етарское, Авляякан.

Своеобразием отличается северо-западная часть Становой ЗС. Здесь отсутствуют позднеюрские массивы гранитоидов и диоритоидов, раннемеловые вулканы и осадочные породы. Золоторудные жилы вмещает массив раннедокембрийских габбро-анортозитов (месторождение Ледяное), который, вероятно, служил геологическим экраном для рудоносных флюидов. Для района допускается генетическая связь золотого оруденения с монцонитоидами Тасского батолита с возрастом 1,7–1,8 млрд. лет, обладающими благоприятными для золотого оруденения петрохимическими показателями [12].

Северобуреинская ЗС, как и Становая, возникла в юре – мелу при заложении крупного (одноименного) глубинного разлома по северной окраине Буреинского массива и формировании в его зоне вулканогенных прогибов. Меловая инверсия и орогенез привели к образованию в центрах поднятий цепочки очаговых вулканоплутонических структур (Гонжинская, Мамынская), которые в своем разви-

тии не достигли калиевого магматизма и редкометального оруденения (за исключением крайней западной части системы), а продуцировали преимущественно натровые магмы, золотое и золото-медное оруденение гипабиссального и субвулканического типов. Как и на Становике, области генерации совмещены со структурами глубинного разуплотнения. Структуры переноса — гипабиссальные и субвулканические магматические тела умеренно кислого и среднего составов. В них же преимущественно локализовано оруденение (месторождения Покровское, Буриндинское, Пионерское, Боргуликанское меднопорфировое, рудопроявления Ельничное, Желтунак, Ульдугичинское). Отмечается также связь золотого оруденения с карбонатными формациями (скарновые проявления). Уровень эрозионного среза наиболее продуктивных субвулканических структур меньше, чем в Становой ЗС. Это, а также общий фемический характер субстрата Буреинского массива могут свидетельствовать о большей перспективности Северо-буреинской ЗС в сравнении со Становой.

Джугджурская ЗС сформировалась в Северо-Западном Приохотье в ходе развития крупнейшей на Дальнем Востоке Куйдусунской глубинной структуры разуплотнения (с апофизами к югу и юго-западу) (см. рис. 1, 2). В поле развития складчатого терригенного палеозоя (верхоянский комплекс) и кристаллического докембрия возникла крупная очаговая структура, образованная меловыми вулканоплутоническими и субвулканическими комплексами преимущественно кислого и умеренно кислого составов многокилометровой мощности. На юге и юго-востоке выделяются золоторудные подсистемы Ульинского и Кава-Ямского вулканогенов с меньшими мощностями дацит-липаритовых извержений, но с большим количеством андезитовидов, начинающих и завершающих разрезы прогибов. Вулканыты разобщены выступами кристаллического докембрия, осадочного палеозоя, а также крупными массивами меловых гранитоидов, обычно магнитных, но преимущественно калиевых серий (Охота-Ульбейское поднятие). Такой тип магматизма определяет золото-редкометальный и серебряный профиль оруденения в центральной части Куйдусунской структуры (месторождения Атунджа, Хаардахское), золото-серебряный (Хаканджинское, Чачика) и золотой (Юрьевское, Кулюкли) — на ее периферии. Оруденение тесно связано с магматизмом позднемелового возраста, особенно с субвулканическими массивами дацитов и липаритов, сквозь которые просачивались рудоносные растворы. Рудные проявления тяготеют к куполовидным поднятиям.

Отмеченная рудная зональность обусловлена разной продолжительностью процесса рудообразо-

вания. По периферии очаговой структуры он краткосрочный и остановился на этапе золотого рудообразования, далее к центру это уже золото-серебряные руды, а в центре — серебряные и олово-серебряные. По типу рудной минерализации и характеру гравитационного поля центральная часть Куйдусунской структуры напоминает Боливийскую олово-серебряную провинцию и представляется весьма перспективной на этот и золото-серебряный типы оруденения.

В заключение отметим следующее.

Формирование золоторудной системы — процесс геологически длительный и включает четыре стадии: генерация полезных компонентов (Au, Ag, и др.); их перенос во флюидной и магматической фазах; локализация оруденения в благоприятных структурных и геохимических обстановках; переминерализация (реювенация) созданного оруденения под воздействием более поздних гидротерм и интрузивных масс или его уничтожение эрозионными процессами.

В золоторудных системах оруденение формируется над глубинными очагами разуплотнения (гранитизации) — региональными и локальными. При геологически длительных орогенных процессах возникает региональная рудно-магматическая зональность, конформная сводовым орогенным поднятиям и куполовидным структурам. Зональность пространственно-временная, в которой оруденение эволюционирует от золотого к золото-редкометальному, а парагенетические интрузивные комплексы — от натровых серий магнитных гранитоидов и порфировых малых интрузий (дайки и штоки) к калиевым немагнитным (рис. 5).

Области генерации — это очаги метаморфизма и гранитизации, в которых магмы и флюиды взаимодействуют с фемическими субстратами (изначально обогащенными золотом). Рудоносные флюиды из очагов транспортируются интрузирующей магмой, а также по регионально развитым трещинным системам (протяженность которых составляет многие сотни километров, например Становая ЗС, см. рис. 4).

Структуры локализации ЗС приурочены к пограничным зонам (и поверхностям) между разновозрастными комплексами пород, регионально проявленным геологическим экранам и трещинным системам. Они имеют широкое латеральное распространение и небольшое вертикальное (до 1 км, редко более), поэтому даже при геологически малых поднятиях могут быть уничтожены эрозией.

Зрелая ЗС завершает свое формирование на этапе раннего орогенеза, т.е. в условиях развития первичной складчатости и в связи с внедрением малых интрузий диоритоидов, сиенитоидов, гранитоидов

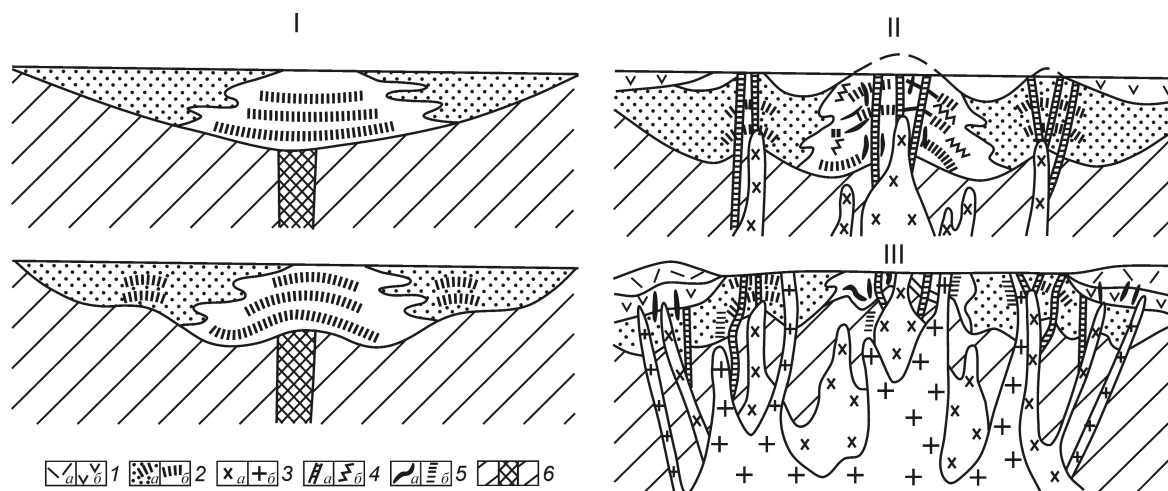


Рис. 5. Схема развития золоторудной системы складчатой области:

1 — вулканиты кислого (а) и среднего (б) состава; 2 — песчанниковые (а) и глинистые (б) породы с горизонтами углеродистых (и сульфидизированных) пород; 3 — гранитоидные интрузии ранне- (а) и позднеорогенные (б); 4 — дайки порфиритов (а), складки течения (б); 5 — золотое (а) и редкометальное (б) оруденение; 6 — комплекс основания первичного прогиба (штриховка), глубинный разлом; стадии развития золоторудной системы: I — инверсионная, II — раннеорогенная, III — позднеорогенная

повышенной основности, полнокристаллического и порфиритового сложения. Дальнейшее развитие геотектонической структуры в условиях позднего орогенеза ведет к угнетению золоторудной системы или к высокопродуктивному совмещению золотого и золото-редкометального оруденения, как, например, на месторождении Мурунтау, в рудах которого с благородными металлами тесно ассоциируют Fe, Bi, W, Mo, Se, Sb [3], и многие из них попутно извлекаются.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
2. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Маломыр — первое крупное золоторудное месторождение суходожского типа в Приамурье (геология рудного поля и месторождения, перспективы, проблемы освоения). — Благовещенск — Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, Комитет природных ресурсов Амурской обл. МПР РФ, ООО НП-Центр, 2000.
3. Геология, металлогения и поиски рудных месторождений на XXXII сессии Международного геологического конгресса (информационно-аналитический обзор) / Редколлегия — А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев, А.П.Лихачев. — М.: ЦНИГРИ, 2005.
4. Конников Э.Г., Эпельбаум М.Б., Миронов А.Г., Кананин С.В. Поведение золота в процессе смешения основного и кислого расплавов (экспериментальные данные) // Геохимия. 1986. № 12. С. 1736–1742.
5. Маракушев А.А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации // Геохимия золота. Владивосток, 1978. С. 3–13.
6. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979.
7. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
8. Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 275–278.
9. Пискунов Ю.Г., Малахов В.В., Игнатьев А.В. Физико-химические условия образования и зональность рудного поля одного из месторождений Нижнего Приамурья // Магматизм, флюиды и оруденение. Владивосток, 1990. С. 105–116.
10. Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис (Амурская область, Россия). — Хабаровск: АмурКНИИ, 1998.
11. Эйриш Л.В., Саксин Б.Г. Золотоносность Малого Хингана, закономерности локализации, проблема рудного золота // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 114–122.
12. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). — Владивосток: Дальнаука, 2002.
13. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). — Хабаровск: АмурКНИИ, 2003.

УДК [553.31.9:551.14:550.8] (571.6+510)

© Е.Г.Иволга, 2013

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Е.Г.Иволга (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

На основе анализа изменения мощности и особенностей взаимосвязи слоев литосферы (литосферной мантии и земной коры) золоторудных районов выделены группы, различающиеся величиной обратной связи мощностей изучаемых слоев, которая указывает на наличие деструкции их литосферы разной глубинности. По характеру изменения мощности литосферы и ее слоев рудные районы делятся на две группы: преобладающую с сокращенной мощностью и менее многочисленную с повышенной мощностью. Принадлежность к названным группам определяет глубину областей генерации и протяженность транзита их рудно-магматических систем, что оказывает влияние на строение последних.

Ключевые слова: литосфера, литосферная мантия, земная кора, глубинное строение, рудный район.

Иволга Екатерина Григорьевна, ivolga@itig.as.khb.ru

PECULIARITIES OF THE LITHOSPHERE OF GOLD ORE REGIONS OF SOUTHERN FAR EAST RUSSIA AND NORTHEASTERN CHINA

E.G.Ivolga

Based on the analysis of thickness variation of the lithosphere and peculiarities of interrelationship between the lithospheric layers (the lithospheric mantle and the crust) of gold ore regions, the groups have been discriminated differing by the value of reciprocal relationship between the layer thickness values which indicates the destruction of their lithosphere at different depths. According to the character of thickness variation of the lithosphere and its layers, the ore regions are subdivided into two groups: a dominating group with reduced layer thickness and a less numerous group with increased layer thickness. The attributability of ore regions to the aforementioned groups allows determining the depth of ore generation zones and the extension of transit areas of their ore-magmatic systems, which influences the structure of the latter.

Key words: lithosphere, lithospheric mantle, crust, deep structure, ore region.

Золотое оруденение для Дальнего Востока является профилирующим. Оно размещается практически во всех тектонических структурах в разнообразных геолого-структурных обстановках, формируя широкий комплекс генетических и рудно-формационных типов месторождений. Поэтому вопросы металлогенического районирования, классификаций, геолого-геофизических критериев поиска месторождений, методов их прогноза актуальны для региона. В результате многолетних исследований разработаны региональные геолого-геофизические и петрофизические критерии рудного контроля: связь эндогенного золотого оруденения с магнитными разностями гранитов и вулканитов, размещение месторождений по периметру гравитационных минимумов (гранитоидных интрузий), приуроченность к зонам градиентов гравитационного поля (межблоковым разломам) [3, 6, 10, 12, 14, 16, 20]. Указанные критерии, как правило, помогают определить область локализации и транзита рудно-магматических систем. Представляется, что большое значение для решения указанных вопросов имеет глубинное строение областей генерации и транзита рудно-магматических систем, позволяющее выявлять глубинные закономерности формирования золоторудных районов.

По результатам комплексной интерпретации геофизических материалов (МТЗ, ГСЗ, МОВЗ, магниторазведка, гравитационное и сейсмогравитационное моделирование) в лаборатории региональной геофизики и петрофизики ИТиГ для изучаемого региона создана новая глубинная основа. Она представлена серией карт мощности и плотности земной коры и литосферы и опорных сейсмогравитационных разрезов, отражающих положение основных границ раздела литосферы [2, 4, 6, 8, 17]. При этом преследовалась цель выявить глубинные особенности областей генерации и транзита рудно-магматических систем золоторудных районов на основе металлогенической интерпретации их позиции относительно основных границ раздела литосферы.

Тектоника и золотое оруденение. Регион размещается в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов (рис. 1). На тектонической карте [17] в качестве главных тектонических элементов выделяются: докембрийские Сибирская и Северо-Китайская платформы, Дягдачи, Аргуно-Мамынский, Туран-Чжангуанцайлинский, Цзямусы-Малохинганский, Ханкайский и Охотский палеозойские массивы, Монголо-Охотский (восточная ветвь), Верхояно-Колымский (южная часть), Северо-Хинганский, Гиринский, Илань-

Муданьцзянский, Силамулунь-Иньбенский Сихотэ-Алинский орогенные пояса, Становой, Сяоцзингоу, Биндунский, Дахинганский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский плутонические или вулканоплутонические пояса. Последние рассматриваются как наложенные внутриплитные структуры, или как шовные структуры областей взаимодействия плит — коллизии или субдукции.

Золоторудные районы российской территории входят в состав протерозойско-мезозойской Алдано-Становой, мезозойских Приамурской, частично Чукотской и кайнозойской Сихотэ-Алинской золоторудных провинций Главного золоторудного пояса Дальнего Востока [13]. Алдано-Становая и Приамурская мезозойские провинции образовались в результате тектономагматической активизации, вызванной коллизией Сибирского кратона и Амурского супертеррейна, а Чукотская — коллизией Сибирского кратона и Северо-Американской плиты. Формирование Сихотэ-Алинской золоторудной провинции связано с субдукционно-коллизийными процессами на Тихоокеанской окраине.

Золоторудные месторождения китайской территории представлены Турано-Муданьцзянским и Северо-Китайским золоторудными поясами. Турано-Муданьцзянский район находится на западной окраине Цзямусы-Малохинганского массива, с запада контролируется Муданьцзянским, а с востока Тунцзян-Мулинским субмеридиональными разломами Илань-Итунской системы. Золотая минерализация имеет протерозой-мезозойский возраст, главная золоторудная яньшаньская эпоха связана с мезозойской активизацией древних массивов. Северо-Китайский золоторудный пояс охватывает северную краевую часть Северо-Китайской платформы и частично Гиринский каледонский орогенный пояс. Подавляющее большинство месторождений залегает в древних метаморфических породах. Возраст золотой минерализации датируется от архея до мезозоя. На востоке преобладает минерализация мезозойского возраста, на западе — палеозойско-докембрийского [5, 18]

По связи с эндогенными процессами, согласно В.И.Смирнову, месторождения делятся на плутогенные, плутогенно-метаморфогенные, вулканогенные и телемагматические [15]. По глубине рудообразования Л.В.Эйришем выделены близповерхностные, субвулканические, гипабиссальные и мезоабиссальные объекты [11, 20]. Большинство месторождений золота в Дальневосточном регионе имеют гидротермальный генезис. Существуют многочисленные варианты районирования указанных золоторудных провинций на металлогенические зоны или пояса [5, 9, 11, 18]. Многовариантность

металлогенического районирования обусловлена тем, что разными авторами оно проводится на основе преобладания различных рудоконтролирующих факторов (тектонических, магматических, рудно-формационных). Однако доминирующими служат прямые признаки рудоносности (наличие рудных концентраций) и геолого-структурные особенности областей локализации месторождений. Факторы глубинного строения слабо учитывались, поскольку до недавнего времени информация о глубинных слоях литосферы была разрозненной, а порой и взаимоисключающей.

Методика и используемые материалы. В ходе исследований использованы вышеуказанные карты и разрезы по глубинному строению, а также карты наблюдаемых и трансформированных гравитационного и магнитного полей. Для более детального отражения внутренней структуры верхней мантии дополнительно создана карта мощности литосферной мантии, построенная как разность между картами мощности литосферы и мощности земной коры [6]. Проанализировано положение золоторудных районов и построены гистограммы их распределения относительно основных слоев литосферы для выявления наиболее типичных уровней генерации золотого оруденения. Изучены тренды золоторудных районов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий Северного Китая в координатах мощностей земная кора – литосфера, земная кора – литосферная мантия, литосфера – литосферная мантия и проанализировано их распределение в пространстве. Геолого-структурное положение золоторудных районов определялось на основе карт глубинного строения (карты мощности и плотности литосферы, литосферной мантии, земной коры, петроплотностных разрезов [2, 4], карт наблюдаемых и трансформированных полей).

Под золоторудными нами понимаются районы с промышленным оруденением, независимо от запасов. Относительно мощности литосферы они распределяются относительно симметрично в диапазоне от 40 до 160 км, локальные максимумы выделяются в диапазонах 80–100, 40–60, 120–140 км (рис. 2). Это свидетельствует о том, что зоны генерации золоторудных районов рассматриваемой территории могут размещаться на разных глубинах, но большая часть ~30% тяготеет к средним глубинам (диапазон мощности 80–100 км).

Относительно мощности литосферной мантии золоторудные районы размещаются в диапазоне 20–140 км. График распределения имеет хорошо выраженную правую асимметрию, т.е. районы тяготеют преимущественно к области пониженных мощностей 40–80 км. Слабый максимум имеется в

области повышенных (100–120 км) мощностей. Сокращенная мощность литосферной мантии указывает на возможный подъем мантийного вещества, т.е. на сокращение протяженности путей транзита рудно-магматического материала. Исходя из такого предположения, рассматриваемые районы разделены на две группы — с менее и более протяженными путями транзита. Преобладает по числу входящих в нее районов группа с менее протяженными путями транзита.

Размещение золоторудных районов относительно мощности земной коры иное. Они приурочены к диапазону 32–46 км мощности земной коры, и их распределение ближе к экспоненциальному закону. Большинство районов тяготеют к области пониженной мощности 32–36 км, хотя в области 44–46 км наблюдается некоторое повышение частоты встречаемости.

Таким образом, анализ показал, что большинство золоторудных районов локализованы в областях пониженной и нормальной мощности литосферы (80–100 км), пониженной мощности литосферной мантии (до 80 км), пониженной мощности земной коры (>32 км), т.е. области генерации руд находятся на относительно небольших глубинах и характеризуются сокращенными путями транзита. С учетом пространственного положения золоторудных районов такие области можно рассматривать как области деструкции литосферы. Меньшая часть золоторудных районов, наоборот, отличается повышенной мощностью литосферы, литосферной мантии и земной коры. Для них характерны глубинные области генерации и сложные протяженные пути транзита, т.е. литосфера при их формировании была слабее затронута деструктивными процессами. Связь между отдельными слоями литосферы и между литосферой и ее составляющими отражена на рис. 3.

В координатах мощностей земная кора – литосфера выделены две группы золоторудных районов с прямой корреляцией в общем поле координат: земная кора 25–46 км, литосфера 60–170 км. Первая группа отражает связь этих компонентов в диапазоне мощностей — кора 35–46, литосфера 60–135 км, вторая — 25–40, 80–170 км соответственно. Характер связи указанных параметров описывается разными уравнениями регрессии (см. рис. 3, *a*). Анализ пространственного размещения выделенных групп показал, что по параллели 52° они делятся на две провинции — Северную, соответствующую первому типу зависимости мощностей (повышенная кора – пониженная литосферы), и Южную, отвечающую второму типу (пониженная кора – повышенная литосферы) (рис. 4, *a*). Указанная граница в тектони-

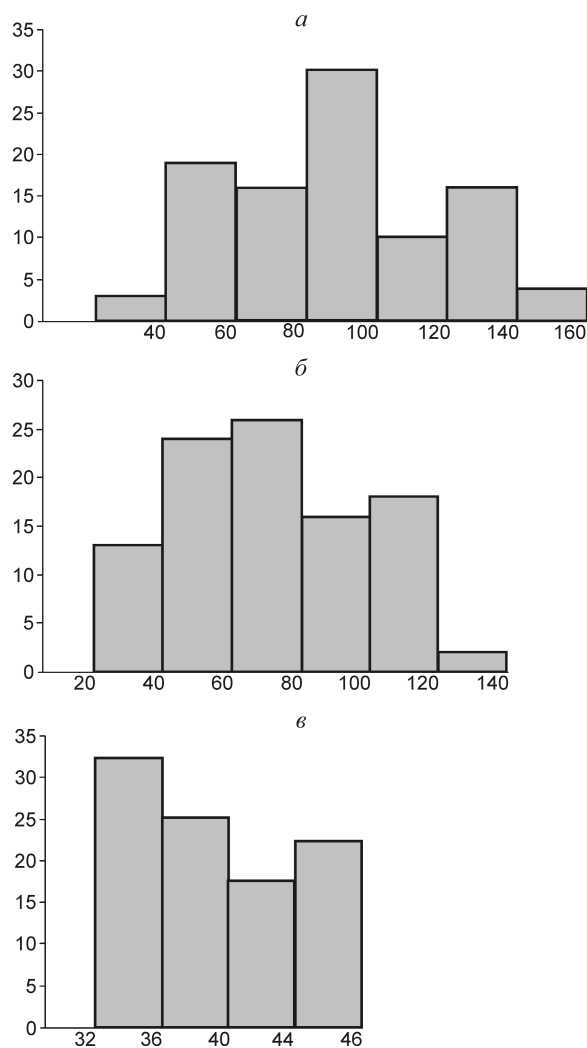


Рис. 2. Распределение рудных районов относительно мощности слоев литосферы:

a — относительно мощности литосферы в целом; *b* — относительно мощности литосферной мантии; *v* — относительно мощности земной коры; по оси *y* — накопленные частоты в %, по оси *x* — мощность, км

ческом отношении близка к южным границам Аргуно-Мамынского массива на западе, Туранского в центре, Монголо-Охотского орогенного пояса на востоке. В пределах выделенных провинций имеются локальные области противоположного типа. В Северной это Центрально-Алданский район, в Южной — юго-восточная часть Сихотэ-Алиня и область сочленения Силамулунь-Иэньбеньской орогенной области с Туран-Чжангуанцайлинским массивом.

Сокращение мощности литосферы в рудных районах Северной провинции по сравнению с Южной, вероятно, обусловлено мезозойскими деструктивными внутриплитными процессами, проявивши-

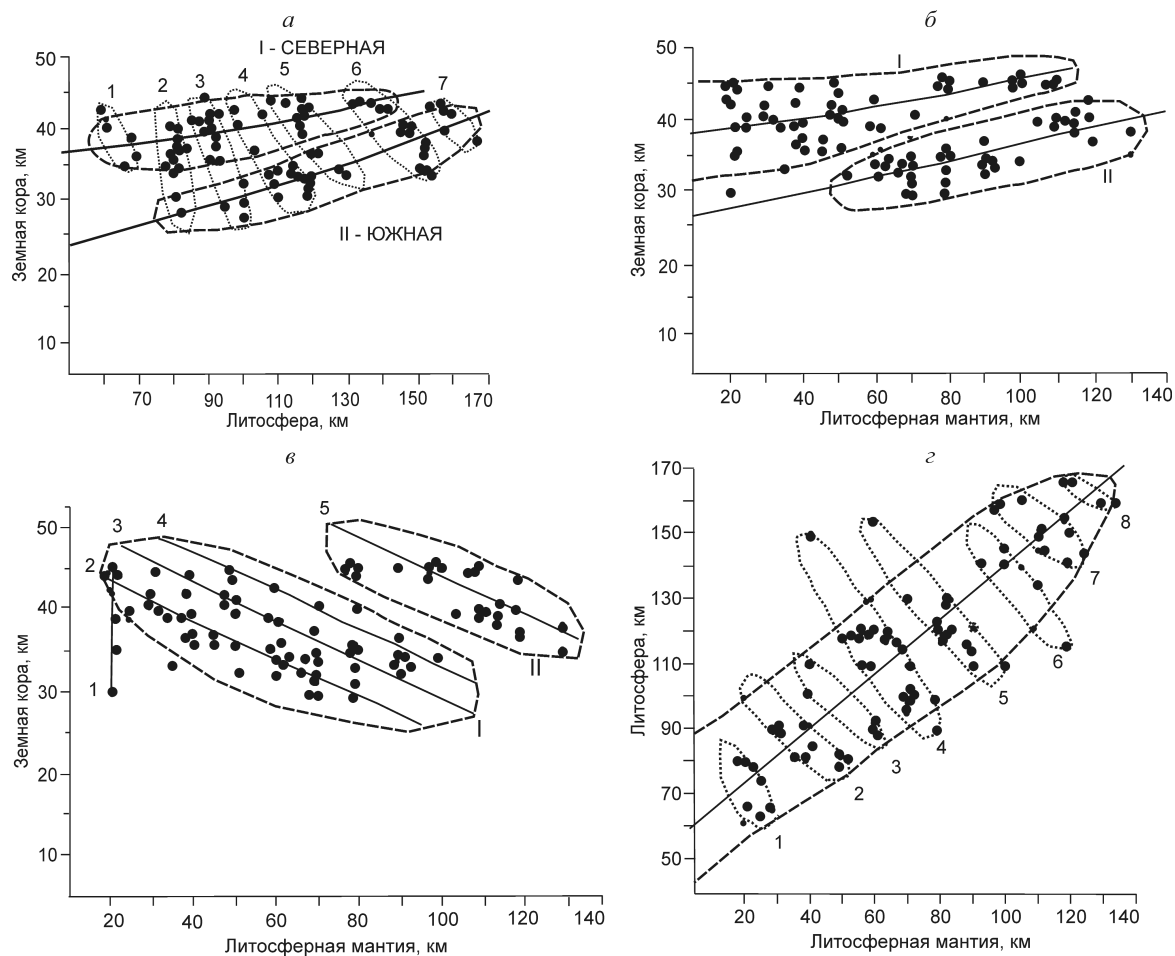


Рис. 3. Взаимосвязь мощностей основных слоев литосферы в золоторудных районах:

1–8 — локальные группы рудных районов внутри генеральных зависимостей

мися при становлении Амурской плиты. При этом деструкция литосферы произошла в основном за счет сокращения мощности литосферной мантии, а не земной коры, что указывает на ее глубинную мантийную природу. Литосфера рудных районов Южной провинции, вероятно, меньше затронута мезозойскими внутриплитными процессами (большая мощность литосферы), а сокращение ее мощности свидетельствует о меньшей их глубинности.

В координатном пространстве обеих групп прямой корреляции выделяются более локальные сквозные группы обратной корреляции (см. рис. 4, а). Всего на графике выделено семь групп с разными соотношениями указанных параметров. В первую и седьмую входят объекты только одной группы — первая в области мощной земной коры, седьмая в области мощной литосферы. Пространственное размещение групп показано на рис. 5, а. Для визуализации некоторые группы объединены: вторая с третьей

при мощности литосферы до 100 км, четвертая с пятой — 100–135 км. Для рудных районов Северной провинции характерны более сложная морфология размещения выделенных групп и более контрастное изменение мощностей литосферы. Здесь наблюдается сочетание линейных зон пониженной мощности (Охотско-Становая, Приамурская) и областей повышенной мощности литосферы (Алдано-Становой щит). Группы рудных районов со средними значениями указанных параметров размещаются на юге Верхояно-Колымской (Северная провинция) и Сихотэ-Алинской (Южная провинция) орогенных областей. В Северной провинции именно линейные зоны контролируют большинство крупных месторождений золота (Хаканджинское, Покровское, Многовершинное и др.). Группам Южной провинции свойственна меньшая дифференциация мощностей земной коры и литосферы. Для подавляющего большинства групп характерна повышенная и средняя

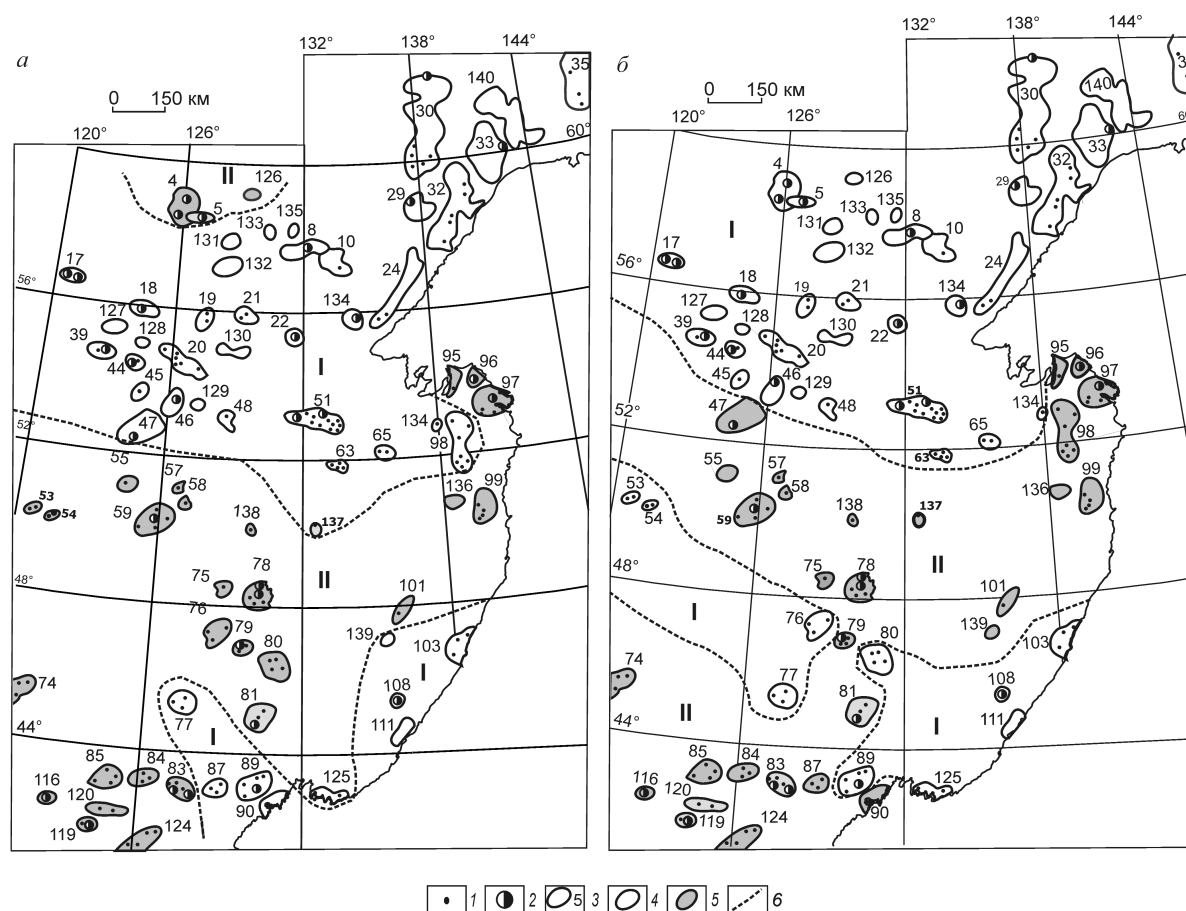


Рис. 4. Пространственное распределение групп золоторудных районов с прямым соотношением мощностей слоев литосферы:

а — земная кора – литосфера; *б* — земная кора – литосферная мантия; усл. обозн. 1–3 см. на рис. 1; 4 — группы рудных районов с соотношением мощностей земная кора – литосфера (*а*) соответственно 35–46 и 60–150 км, земная кора – литосферная мантия 35–45 и 20–120 км; 5 — группы рудных районов с соотношением мощностей земная кора – литосфера (*б*) 25–42 и 70–170 км, земная кора – литосферная мантия 28–42 и 45–140 км; 6 — границы указанных групп

мощность литосферы. Исключение составляют линейные зоны юго-восточной части Сихотэ-Алиньской и западной части Гиринской орогенных областей, близкие к линейным зонам Северной провинции. Золотоносность провинции носит рассредоточенный характер, а крупнейшие месторождения золота размещаются в областях повышенной мощности литосферы (Гулику, Пиндишань, Гуанцзегоу).

«Облако» распределения золоторудных районов отражает прямую зависимость изменения мощностей литосферы и литосферной мантии (см. рис. 3, з). Это соответствует характеру нормальной региональной связи указанных параметров. Внешнюю верхнюю сторону области занимают рудные объекты с большими мощностями литосферы, характерными для щитов и массивов, а внутреннюю — с меньшими мощностями (рудные районы

складчатых поясов). От высоких к низким значениям мощностей литосферы наблюдается омоложение возраста продуцирующего магматизма от протерозойско-палеозойского к меловому. В этом же направлении возрастает количество вулканогенных образований. Область прямой зависимости мощностей включает участки, для которых выделены восемь групп с обратной зависимостью мощностей. При визуализации они объединены по две в каждую градацию и поэтому на карте изображены четыре группы (рис. 5, в).

Характер распределения по территории групп с обратной зависимостью мощностей отличается от рассмотренного выше. Рудные районы группируются вокруг Мая-Селемджинской кольцевой структуры с географическим центром в районе Селемджинской металлогенической зоны в области взаи-

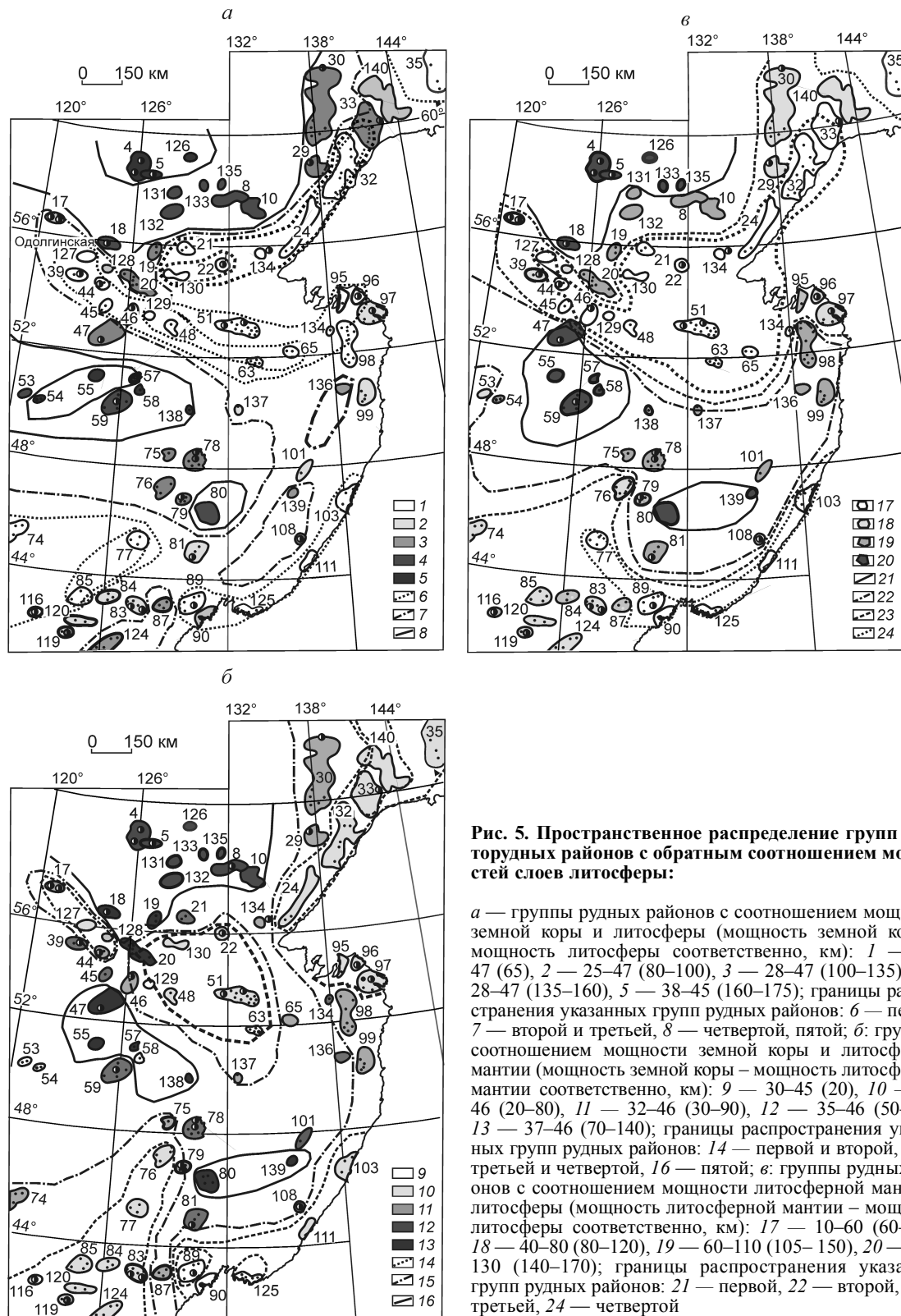


Рис. 5. Пространственное распределение групп золоторудных районов с обратным соотношением мощностей слоев литосферы:

а — группы рудных районов с соотношением мощности земной коры и литосферы (мощность земной коры — мощность литосферы соответственно, км): 1 — 35–47 (65), 2 — 25–47 (80–100), 3 — 28–47 (100–135), 4 — 28–47 (135–160), 5 — 38–45 (160–175); границы распространения указанных групп рудных районов: 6 — первой, 7 — второй и третьей, 8 — четвертой, пятой; *б*: группы с соотношением мощности земной коры и литосферной мантии (мощность земной коры — мощность литосферной мантии соответственно, км): 9 — 30–45 (20), 10 — 28–46 (20–80), 11 — 32–46 (30–90), 12 — 35–46 (50–100), 13 — 37–46 (70–140); границы распространения указанных групп рудных районов: 14 — первой и второй, 15 — третьей и четвертой, 16 — пятой; *в*: группы рудных районов с соотношением мощности литосферной мантии и литосферы (мощность литосферной мантии — мощность литосферы соответственно, км): 17 — 10–60 (60–100), 18 — 40–80 (80–120), 19 — 60–110 (105–150), 20 — 110–130 (140–170); границы распространения указанных групп рудных районов: 21 — первой, 22 — второй, 23 — третьей, 24 — четвертой

модействия Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонического поясов. Для кольцевой структуры характерны пониженные мощности литосфе-

ры и литосферной мантии; она размещается на пересечении Охотско-Чукотской и Становой линейных зон пониженной мощности. По периметру

кольцевая структура окаймляется рудными районами с повышенной мощностью указанных слоев. Они располагаются в пределах жестких структур — Алдано-Станового щита и палеозойских массивов, захватывая южную часть территории, южнее 52° северной широты. Лишь на крайнем юге, в пределах южной прибрежной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и Силамулунь-Иэньбеньского и Гиринского орогенных поясов [17], выделяется область рудных объектов с пониженной мощностью литосферы и литосферной мантии, находящихся вне зоны ее влияния. Последняя, вероятно, обусловлена внутрилитным рифтогенезом, контролируемым Илань-Итунской системой разрывных нарушений, а на окраине — кайнозойскими субдукционными процессами.

В координатах мощность земной коры — мощность литосферной мантии рудные районы сформировали достаточно бесформенное «облако». На его основе можно выделить группы как прямой (1 — 30–44 км земная кора, 50–130 км литосферная мантия, 2 — 28–47 км земная кора, 20–110 км литосферная мантия) (см. рис. 3, б), так и обратной зависимости (1 — литосферная мантия 20–110 км и земная кора 25–46 км, 2 — 80–140 км и 35–47 км соответственно) (см. рис. 3, в). Внутри первой группы обратной зависимости выделяются еще три линейных параллельных сообщества и одно со стабильной мощностью литосферной мантии 20–30 км и широким разбросом мощности земной коры от 28 км (Находкинский район) до 45 км (Верхне-Купуринский) (см. рис. 1–3, в). Распределение групп рудных районов с прямой зависимостью по территории близко к таковому для координат земная кора — литосфера (см. рис. 4, б). По параллели 52° территория также делится на две провинции. Отличительная особенность их в том, что в пределах Южной провинции выделяется Хинган-Дальнегорская широтная полоса сокращенной мощности литосферной мантии, которая пересекает все основные структуры региона, а тектоническая природа ее не понятна.

Для групп рудных районов с прямой зависимостью мощностей слоев литосферы, наблюдается субширотный характер площадного распределения. Это согласуется с простираем основных структур Центрально-Азиатского подвижного пояса в пространстве между Сибирской и Северо-Китайской платформами. Для групп рудных районов с обратной зависимостью указанных параметров характерно северо-восточное (перпендикулярное первому) распределение на территории, которое соответствует направлению структур Тихоокеанского тектонического пояса (см. рис. 5, б). Обособились три

крупных элемента распределения: краевая часть с пониженной мощностью рассматриваемых слоев, контролирующая положение окраинных вулканоплутонических поясов (Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский); северная с группированием рудных районов вокруг Мая-Селемджинской кольцевой структуры; южная (южнее 48°), основной элемент которой — область пониженной мощности литосферы в пределах Силамулунь-Иэньбеньского и Гиринского орогенных поясов и частично Северо-Китайской платформы. Область пониженных значений мощности коры и литосферной мантии на юге контролируется Илань-Итунской рифтогенной системой, где по юго-восточному борту впадины Сунляо размещается группа золоторудных и медно-свинцово-цинковых с золотом месторождений Турано-Муданьцзянского пояса.

При рассмотрении морфологии структур на полученных картах (см. рис. 5) видно, что преимущественно изометричные структуры в пределах мантии изменяются до линейных в пределах коры, т.е. структурный мантийный контроль рудных районов существенно отличается от корового. Вероятно, это объясняется механизмами переноса вещества в условиях относительно пластичной мантии и более хрупкой коры.

Графики с прямо пропорциональной связью земная кора — литосфера, литосфера — литосферная мантия (см. рис. 3, а, б, з), как правило, отражают процесс континентализации литосферы, при котором наращиваются мощности всех ее слоев от более молодых к более древним структурам. Однако группа рудных районов с наиболее высокой мощностью литосферы характерна не для древнего Алдано-Станового щита и Северо-Китайской платформы, а для структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов. Большинство рудных районов Алдано-Станового щита и палеозойских массивов составляют первое «облако» зависимости с более мощной земной корой (см. рис. 3, а). Это свидетельствует об ареальной мантийной деструкции литосферы Алдано-Станового щита. Вместе с тем, земная кора слабо затронута данными процессами, что дает основание предположить связь рудогенеза здесь с мантийными процессами. Объекты второй группы, напротив, характеризуются сокращенными мощностями земной коры и повышенной мощностью литосферы, т.е. основные процессы деструкции происходили в коре и, соответственно, рудогенез в большей степени обусловлен коровыми процессами. Индикатором возраста деструкции могут служить объекты Сихотэ-Алинского орогена. Они входят, наряду с объектами Северо-Китайской платформы, во вторую группу прямой зависимости

и в большинство групп обратной зависимости, что свидетельствует о молодом мезозойско-кайнозойском возрасте деструкции и сопровождающего ее рудогенеза. Это же подтверждает и размещение групп рудных районов с прямой и обратной зависимостью относительно тектонических структур, где каждая группа включает рудные объекты разновозрастных структур. Таким образом, современное пространственное расположение рудных районов изначально не определяется принадлежностью к определенным тектоническим структурам, а контролируется структурами посторогенной активизации.

В целом деструкция литосферы в зависимости от тектонического положения может обуславливаться различными тектоническими процессами — деструкционными плитного рифтогенеза, деламициации в коллизионных областях, плюмовыми плитными, субдукционными в окраинной области континента (кайнозойская субдукция юго-восточной части Сихотэ-Алиня).

В тектоническом отношении области сокращенной мощности литосферы и литосферной мантии можно относить к областям мантийных диапиров. В пределах изучаемой территории выделяют два их типа — линейные (мантийные валы) и ареальные.

Кольцевая структура на мантийном уровне, вокруг которой размещаются группы рудных районов с обратной зависимостью мощностей слоев литосферы, рассматривается Ю.Ф.Мальшевым как Мая-Селемджинский плюм [2, 8] (см. рис. 4, а). Он сформировался в области сочленения Сибирского кратона, Амурской и Охотской тектонических плит (Алдано-Станового щита и Монголо-Охотской орогенной области). Внутреннее кольцо структуры ограничивается изопахитой литосферной мантии 60–100 км, а внешнее — >100–130 км. Структура имеет сложное внутреннее строение [6]. Южно-Туркунгским северо-западным разломом она делится на две неравные части — юго-западную (одна треть) с повышенной мощностью литосферной мантии 80–105 км и северо-восточную с мощностью 30–60 км. Северо-восточным линеаментом последняя расчленяется еще на два блока — северо-западный с наиболее низкими мощностями и северо-восточный. В северо-восточном линеаменте расположен географический центр кольцевой структуры, но он не является абсолютным минимумом мощности литосферной мантии. К географическому центру приурочена региональная магнитная аномалия. На юго-востоке от него фиксируется региональный Ямалин-Баджалский минимум гравитационного поля с глубиной до нижней кромки до 70 км [12]. Географический центр гравитационного минимума приурочен к Ям-Алинскому олово-

вольфрам-молибденовому району. Селемджинская металлогеническая зона (центр) находится на северо-западной периферии гравитационного минимума. Таким образом, с одной стороны, подтверждается установленный ранее критерий о периферийном размещении рудных районов вокруг гранитоидных ареалов. С другой, наличие хорошо выраженных разобщенных аномалий с несовпадающим простиранием (магнитная — северо-западного простирания, гравитационная — субмеридионального) свидетельствует больше в пользу одновременности процессов их формирования, т.е. об отсутствии генетической связи золотого оруденения с Баджалским минимумом. Центральная часть кольцевой структуры с северо-запада и северо-востока оторочена локальными минимумами мощности литосферной мантии, вокруг которых концентрируются золоторудные районы (Верхнее-Купуринский, Верхнее-Токский, Андреевский, Дамбукинский, Покровский, Умлеканский, Октябрьский вокруг северо-западного минимума, Селемджинский, Ниманский, Кербинский вокруг юго-восточного). В магнитном поле подавляющее число районов размещается в положительных локальных аномалиях, за исключением Андреевского и Верхнее-Токского. В пределах внешнего кольца сосредоточены золоторудные объекты Алдано-Станового щита, Аргуно-Мамынского, Дягдачи, Туран-Чжангуанцайлинского и Ханкайского массивов. Внешнее кольцо структуры в аномалиях магнитного и гравитационного полей практически не проявлено.

На границе нижней коры и мантии происходит распад кольцевой структуры, более четко начинают проявляться линейные минимумы мощности литосферной мантии (линейные мантийные диапиры на границах тектонических структур), которые в земной коре образуют тектонические линеаменты. В гравитационном поле они выражены гравитационными ступенями (межблоковые разломы) и контролируют Олекма-Становой и Охотско-Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонические пояса. На коровом уровне Олекма-Становой объединяется с Умлекано-Огоджинско-Эвурским, а Охотско-Восточно-Сихотэ-Алинский распадается на Охотско-Становой и Восточно-Сихотэ-Алинский. Учитывая это, можно предположить, что наиболее глубокое мантийное заложение имеют Олекма-Становой, Охотско-Чукотский и южная часть Сихотэ-Алинского поясов. Вероятно, и рудно-магматические системы этих поясов зародились на этом уровне. В пределах таких поясов преобладает золотое или золото-серебряное оруденение.

Наряду с указанными, в пределах региона имеются еще достаточно многочисленная группа вулка-

ноплутонических поясов (Дунми-Мухенский, Западно-Сихотэ-Алинский, Селенга-Становой (Удоканская ВТС), Дахинганский), контролирующих золоторудные и золотосодержащие месторождения. На их территории мантийные диапиры не выделяются. Располагаясь в областях с достаточно мощной литосферой, они приурочены к крупным внутриплитным системам разломов, имеющим разную выраженность в гравитационном поле. Это гравитационные ступени (Западно-Сихотэ-Алинский), цепочки локальных аномалий (Дахинганский), морфология поля (Дунми-Мухенский). Вероятно, связь контролируемых данными разломами вулканоплутонических поясов с мантией в целом затруднена в разной степени. Относительно свободная связь характерна для первого типа разломов, затрудненная — для второго и весьма затрудненная — для третьего.

Вторую группу рудных районов, не контролируемых мантийными диапирами, составляют районы, которые размещаются в пределах областей мощной литосферы и сопряжены с крупными внутриплитными гранитоидными ареалами. К ней относятся рудные районы Алданского щита (Центрально-Алданский, Кэт-Капский, Ломамский, Тьркиндский), Аргуно-Мамынского (Сидино), Дягдачи (Добаошань), Цзямусы-Малохинганского (Сяодиншань) массивов. Они контролируются также системами ограничивающих гранитоидные ареалы тектонических нарушений, выраженных большей частью гравитационными ступенями. Для них характерно золото-редкометальное и золотое оруденение.

Рудно-магматические системы (РМС), развивающиеся в условиях отсутствия прямой связи с мантией, имеют достаточно продолжительную и сложную историю формирования. Рудно-магматическое вещество по литосферным разломам движется к поверхности с формированием промежуточных очагов, образуя «эрозийные окна» на границе слоев литосферы и земной коры. На возможность такого механизма указывают А.П.Лихачев и В.Г.Ручкин, минерагенически интерпретируя результаты работ ГЗС в разных регионах России [7]. Ими показано, что известные минерагенические зоны контролируются подъемом нижележащих слоев земной коры (литосферы) в вышележащие. Их, вероятно, можно рассматривать как транзитные зоны рудно-магматических расплавов и растворов из мантии в разные слои земной коры.

Многообразию тектонического и магматического контроля золоторудных районов привело к различной их проявленности в физических полях, что явилось причиной разночтений в понимании геофизического контроля золоторудных районов [9, 20, 21].

Построенные в лаборатории ранее, по материалам МТЗ геоэлектрические и по результатам сейсмогравитационного моделирования петроплотностные модели показали, что рудно-магматические системы в областях мощной и сокращенной литосферы имеют разные формы глубинных моделей транзита [2, 8]. Для мощной коры (гранитоидных ареалов) характерны структуры транзита воронкообразной формы, а для ареалов сокращенной литосферы мантийные диапиры формируют структуры транзита сводово-купольной формы. Воронкообразная форма РМС мантийно-корового заложения была также доказана и А.А.Абрамовым для Центрально-Алданского района на основе комплексной интерпретации геофизических методов — МТЗ, гравиразведки, магниторазведки [1].

Подводя итог, можно сделать следующие выводы.

Большинство золоторудных районов территории имеют глубинный контроль структурами литосферной мантии — кольцевые структуры (плюмы), мантийные валы, литосферные разломы. Это дает основание предположить, что формирование золоторудных районов связано не только с коровыми, но и с мантийными процессами. При этом коровые магматические и тектонические структуры могут быть индикаторами мантийных процессов.

Золоторудные районы приурочены к областям (зонам) деструкции литосферы, обусловленной процессами посторогенной активизации. Об этом свидетельствует нарушение нормального соотношения мощностей слоев литосферы. Деструкция может затрагивать разные глубинные уровни — земную кору, литосферную мантию. Степень и глубина деструкции косвенно может указывать на глубину зарождения, масштабы и интенсивность рудных процессов.

Распределение рудных районов областей деструкции на разных глубинных уровнях различное. В мантии оно преимущественно ареальное, в коре — линейное, что, вероятно, объясняется разными типами переноса рудного вещества. В коре перенос рудного вещества сосредоточенный через разрывные нарушения, в мантии — преимущественно рассредоточенный, диффузионный.

По мощности литосферы выделены золоторудные районы двух групп, приуроченные к областям с повышенной и пониженной мощностью литосферы. Для первой группы характерна более затрудненная связь с мантией или ее отсутствие. Пути транзита более протяженные и сложные (путем формирования промежуточных очагов, палингенеза). Происходит длительное взаимодействие с породами земной коры, приводящее к обогащению

магматических расплавов литофильными элементами. Для второй группы характерны свободная транспортировка глубинного вещества с соответствующей геохимией (истощенная, неистощенная мантия) в верхнюю кору и меньшая насыщенность литофильными элементами. Взаимодействия мантийного вещества с породами коры или отсутствие такового определяют своеобразие типов магматизма и в конечном счете источников золотого оруденения и механизмов формирования золоторудных месторождений. Для первой группы определяющим может быть коровый источник золота, а дополнительным — мантийный, для второй группы последний предпочтительнее.

Изучение мощности слоев литосферы показало, что для районирования областей рудогенеза наиболее информативно соотношение мощностей земная кора – литосферная мантия. По этому соотношению можно судить об особенностях развития литосферы. В случае прямой связи при общем увеличении мощности литосфера развивается нормально (процесс континентализации), при уменьшении мощности процесс деструкции захватывает оба этих слоя. При обратной зависимости имела место деструкция литосферы за счет того слоя, где наблюдается уменьшение мощности. Это дает возможность разделить рудные объекты на группы с разными глубинами области генерации, путями транзита и процессами формирования РМС.

Формирование золоторудных РМС обусловлено посторогенными процессами деструкции литосферы в связи с процессами активизации. Главными магматогенными структурами служат вулканоплутонические пояса и ареалы гранитоидного магматизма. Если такие структуры, вмещающие рудные районы, контролируются мантийными диапирами или коромантийными разломами, то источник рудно-магматического вещества, вероятно, мантийный. Через диапировые структуры достаточно быстро осуществляется доставка в кору рудно-магматического вещества и формируются месторождения относительно простого состава (золото-серебряные в пределах вулканоплутонических поясов [19]). Когда контроль диапировыми структурами отсутствует, столь однозначно об источнике (коровый или мантийно-коровый) судить нельзя, но доля коровой составляющей бывает весьма значительна и формируются месторождения сложного состава.

Полученные результаты необходимо учитывать при металлогеническом районировании, изучении генетических особенностей РМС, разработке классификаций РМС рудных районов, региональном прогнозе. Актуальная задача будущих исследова-

ний в регионе — изучение структур транзита РМС рудных районов в земной коре в целях дальнейшей разработки и совершенствования моделей рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. – Владивосток: Дальнаука, 1995
2. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. *Глубинное* геолого-геофизическое картографирование при среднемасштабных геолого-съёмочных работах (на примере Дальневосточного региона России) / Ф.И.Манилов, Г.В.Роганов, Н.П.Романовский и др. – Владивосток: Дальнаука, 2002.
4. *Глубинное* строение и металлогения Восточной Азии / А.Н.Диденко, В.Б.Каплун, Ю.Ф.Мальшев, Н.П.Романовский и др. – Владивосток: Дальнаука, 2010.
5. *Золотоносность* юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая / Н.П.Романовский, Ю.Ф.Мальшев, Дуан Жуйянь и др. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 26. № 6. С. 1–15.
6. *Иволга Е.Г.* Позиция рудных районов в структурах литосферы юга Дальнего Востока России и сопредельных районов Китая (по геофизическим данным) // Тихоокеанская геология. 2008. № 5. С. 75–88.
7. *Лихачев А.П., Ручкин Г.В.* К геологической интерпретации глубинных геофизических данных // Руды и металлы. 2011. № 2. С. 16–23.
8. *Мальшев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П.* Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004.
9. *Металлогения* Дальнего Востока России / В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Н.П.Лошак и др. – Хабаровск: ДВИМС, 2000.
10. *Мишин Л.Ф., Романовский Н.П.* Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 31–42.
11. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996.
12. *Павлов Ю.А., Рейнцльб Э.Л.* Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. – М.: Наука, 1982.
13. *Приамурская* золоторудная провинция / В.А.Степанов, А.В.Мельников, А.С.Вах и др. – Благовещенск: Амур. ГУ, НИГТЦ ДВО РАН, 2008.
14. *Романовский Н.П., Гурович В.Г.* Петрофизическая характеристика и металлоносность магматитов Дальнего Востока // ДАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 511–512.

15. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. 4-е изд. перераб. и доп. – М.: Недра, 1982. динамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 7–30.
16. *Тектоника*, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А.Шатков, А.С.Вольский. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
17. *Тектоника*, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000 / Л.П.Карсаков, Чжао Чуньцин, Ю.Ф.Малышев и др. – Владивосток-Хабаровск, 2005.
18. *Ханчук А.И., Иванов А.И.* Геодинамика Востока России в мезокайнозой и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 7–30.
19. *Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). – Л.: Недра, 1987.
20. *Эйриш Л.В.* К перспективам выявления крупных золоторудных месторождений в складчатых комплексах и структурах активизации Приамурья и Приморья // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 5–16.
21. *Эйриш Л.В.* О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 250–260.

УДК 553.411 (571.61)

© В.А.Степанов, 2013

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПРИАМУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В.А.Степанов (НИГТЦ ДВО РАН)

Рассмотрены перспективы добычи рудного и россыпного золота в Приамурской провинции. Показано постоянное увеличение добычи рудного золота с 1983 г., опережающее извлечение россыпного с 2008 г. Для укрепления сырьевой базы рудного золота рекомендуются поиски крупных золоторудных месторождений в слабо опосредованных фланговых рудно-россыпных узлах с невысокой продуктивностью россыпей. Предполагается, что дальнейшая добыча россыпного золота зависит от внедрения новых технологий извлечения самородного золота мелких, тонких классов, наноразмерного уровня, а также находящегося в сростках с другими минералами и в минералах-концентраторах.

Ключевые слова: провинция, рудное золото, добыча, перспективы.

Степанов Виталий Алексеевич, vststepanov@yandex.ru

GOLD PROSPECTS OF THE PRIAMURSKAYA PROVINCE

V.A.Stepanov

The mining prospects of the ore and stream gold in Priamurskaya provinces are considered. It is shown constant increase the mining ore gold with 1983 and overtaking extraction in contrast with stream gold with 2008. For fortification of the resources of the ore gold are recommended prospecting large gold deposit in weakly studied flanks of ore-stream gold areas with low productivity of the stream gold deposits. It is expected that the further mining of stream gold will depend on introduction new technology extractions native gold small, fine classes and nanogold, as well as residing linked with the other mineral and in mineral-concentrator.

Key words: province, ore gold, mining, hypothetical resources.

По итогам 2011 г. Амурская область вышла на второе место в России по добыче золота (28,45 т). Добыча рудного и россыпного золота Приамурской золотоносной провинции, занимающей большую часть Амурской области, с 1867 г. до 1.01.2012 г. составила 950,66 т учтенного Au (рис. 1, таблица). За последние двадцать лет она неуклонно росла. Сохраняя такие темпы, уже в 2013 г. Амурская область может достигнуть юбилейной цифры добычи в 1000 т Au. Это немало, если учесть, что за 6000 предыдущих лет на Земле до 1987 г. было добыто около 100 тыс. т Au, а общие ресурсы золота Земли составляют от 200 до 300 тыс. т [7].

По геолого-структурной позиции, формационной принадлежности, возрасту золотого оруденения, наличию богатых россыпных и рудных месторождений Приамурскую провинцию можно сравнить с Центрально-Колымской. В пределах последней к настоящему времени добыто >3000 т Au [1], что позволяет по аналогии надеяться на дальнейший многолетний рост производства золота и в Приамурье.

Динамика добычи золота в Амурской области показывает, что начиная с 1867 и по 1910 гг. добыча золота постепенно возрастала и достигла максимума (8,3 т) в 1908 г. В предреволюционные и рево-

люционные годы она упала до 856,7 кг в 1920 г. Затем постепенно повышалась с отдельными пиками в 1941 г. — 9,1 т и 1975 г. — 9,5 т. В 1983 г. после небольшого спада до 7,5 т начался постоянный рост с пиком добычи золота в 1995 г. (12,4 т) и спадом в 1998 г. (8,6 т). Максимальные пики наблюдались в 2009 г. (21,9 т) и 2011 г. (28,45 т) (см. рис. 1, таблицу).

Основная часть золота в Амурской области добыта из россыпей (805 т). Доля рудного золота, добыча которого состоялась намного позже, — 150,9 т (рис. 2). Она началась в 1917 г. с отработки старателями богатых золотоносных жил месторождения Золотая Гора. В 1917–1922 гг. на нем добыто 1638 кг Au [2]. В 1924–1935 гг. в эксплуатацию были вовлечены месторождения Ворошиловское, Харга и Кировское. В год добывалось в среднем несколько сотен килограмм Au. Небольшой пик на уровне 2 т Au в год наблюдался в 1951–1955 гг. Он вызван эксплуатацией месторождений с добычей Au, кг: Токур (4348,5), Кировское (2679,5), Сагур (1978,2), Харга (951) и Ясное (211). С 1961 по 1995 гг. рудное золото давал только Токурский рудник, по 800–400 кг в год, снижая с каждым годом свою производительность. Новый период увеличения добычи рудного золота начался с вводом в эксплуатацию месторождений Покровское (1999 г.), Пионер (2008 г.), Березитовое (2008 г.), Маломыр (2010 г.), Албын (2011 г.). Перекрещивание на графике восходящей линии добычи рудного золота и нисходящей россыпного («Амурский золотой крест») относится к концу 2007 г. (рис. 3). Тогда было добыто 7,3 т рудного золота и 7,4 т россыпного.

Несмотря на небольшую долю в суммарной добыче, в последний пятилетний период 2005–2010 гг. добыто 54,4 т рудного золота, что значительно больше, чем россыпного за этот же период (см. рис. 2). А в 2011 г. добыча рудного золота втрое превысила добычу россыпного (см. рис. 3).

Перспективы увеличения добычи в Амурской области зависят главным образом от запасов и ресурсов рудного золота Приамурской золоторудной провинции, занимающей большую часть ее площади [9], а также от продолжения россыпной золотодобычи на новом технологическом уровне. Из известных золоторудных месторождений только Бамское до сих пор не введено в эксплуатацию, хотя по сумме утвержденных запасов и прогнозных ресурсов оно является крупным.



Рис. 1. Добыча золота в Амурской области с 1867 по 2011 гг.

Определенное время помогут продержаться на высоком уровне добычи рудного золота эксплуатирующиеся в Амурской области месторождения Пионер, Маломыр, Березитовое и Албын.

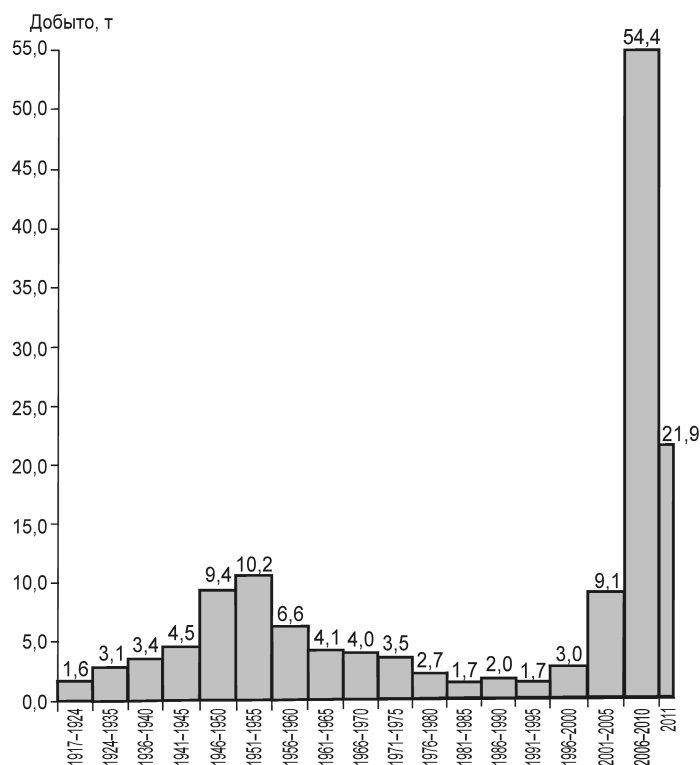


Рис. 2. Добыча рудного золота в Амурской области в 1917–2011 гг.

**Динамика добычи золота в Амурской области с 1867 по 2011 гг.,
по материалам В.Г.Моисеенко, А.В.Мельникова, а также данным
Амурского ФГУ ТФИ**

Год	Добыто, кг	Год	Добыто, кг	Год	Добыто, кг
1867	0,3	1916	4271,9	1965	6097,6
1868	823,4	1917	6671,4	1966	6388,5
1869	1669,6	1918	4544,0	1967	6513,4
1870	1653,6	1919	1041,8	1968	6914,7
1871	2502,1	1920	856,7	1969	7054,9
1872	3209,8	1921	1021,7	1970	7268,3
1873	2652,6	1922	2134,4	1971	7719,6
1874	2461,7	1923	2892,8	1972	8085,4
1875	2636,4	1924	1638,6	1973	8572,0
1876	2802,7	1925	2888,2	1974	8676,9
1877	2818,1	1926	1904,6	1975	9530,5
1878	2738,6	1927	1338,9	1976	8451,3
1879	3698,7	1928	1800,0	1977	8658,6
1880	3863,8	1929	1806,0	1978	8244,0
1881	4323,1	1930	1810,0	1979	8048,8
1882	4167,2	1931	1820,0	1980	7908,6
1883	4078,2	1932	1840,0	1981	8457,4
1884	5300,7	1933	2113,7	1982	7902,5
1885	4948,3	1934	2688,1	1983	7512,2
1886	5657,7	1935	3227,1	1984	7914,7
1887	5824,5	1936	4020,3	1985	8480,0
1888	6183,0	1937	4598,3	1986	9601,0
1889	7509,0	1938	5040,8	1987	9003,0
1890	7925,3	1939	4875,0	1988	10 401,0
1891	7003,8	1940	6955,0	1989	10 702,0
1892	7017,7	1941	9113,3	1990	11 883,0
1893	7125,5	1942	6323,4	1991	10 800,0
1894	6679,2	1943	3417,8	1992	10 222,0
1895	7113,3	1944	3234,8	1993	11 200,0
1896	6115,2	1945	2917,3	1994	11 426,0
1897	6323,4	1946	3288,6	1995	12 418,0
1898	5864,2	1947	4206,3	1996	11 805,0
1899	6644,4	1948	5020,2	1997	9712,0
1900	7928,2	1949	5979,0	1998	8667,0
1901	6994,5	1950	4075,8	1999	9274,0
1902	7451,9	1951	4208,4	2000	11 788,0
1903	7886,3	1952	4178,3	2001	12 857,0
1904	6727,8	1953	4377,6	2002	12 694,0
1905	5952,7	1954	4404,4	2003	13 112,0
1906	6307,3	1955	4633,0	2004	14 000,0
1907	6902,3	1956	4355,6	2005	14 725,8
1908	8311,5	1957	5015,2	2006	14 541,6
1909	8115,3	1958	5034,3	2007	14 710,2
1910	8077,2	1959	5234,3	2008	18 852,3
1911	6695,1	1960	5230,4	2009	21 880,0
1912	5658,2	1961	5093,2	2010	19 546,0
1913	4585,3	1962	5594,6	2011	28 428,0
1914	5026,8	1963	5645,7	Итого:	950 662,7
1915	3656,1	1964	6119,1		

Возможно, в ближайшем будущем вступят в строй Бамское и Кировское месторождения. На этом список известных месторождений, за исключением

мелких малоперспективных объектов (Снежинка, Прогнозное, Буринда и др.), кончается. Для сохранения того же уровня добычи в области необходимо открытие новых, желательны крупных месторождений рудного золота. Встают два вопроса — есть ли они на территории области и где их искать в первую очередь?

На первый вопрос отвечают многочисленные подсчеты прогнозных ресурсов рудного золота Амурской области. Отметим лишь несколько. Один из них произведен коллективом исследователей АмурКНИИ ДВО РАН в 1989 г. Общие ресурсы рудного золота оцениваются в 2787,8 т (С.Г.Желнин и др., 1989 г.). В 1995 г. В.Д.Мельниковым общая коренная золотоносность (добыча+запасы+ресурсы) Амурской области оценивалась в 6047 т [8]. В 2003 г. примерно одинаковую сумму прогнозных ресурсов рудного золота по области — 3404,5 т и 3321 т — дают две группы исследователей, соответственно из ДВИМСа (А.А.Федоренко и др., 2003 г.) и ФГУГП «Амургеология» (А.И.Лобов и др., 2003 г.). Наиболее оптимистическая оценка, близкая к прогнозу В.Д.Мельникова, произведена Д.Л.Вьюновым в результате обработки данных литохимического опробования донных осадков на территории Амурской области в м-бе 1:200 000. Сумма прогнозных ресурсов рудного золота оценена им по категории P₃ в 6200 т [4]. Учитывая известный эмпирический коэффициент отношения добытого россыпного золота к наличию в недрах рудного как 1:10, получим еще большую сумму прогнозных ресурсов рудного золота Приамурской провинции в размере 8000 т.

Второй вопрос — где искать? До сих пор целенаправленной стратегии поисков крупных месторождений рудного золота в Амурской области не было. Поисковые работы традиционно следовали за отработкой крупных и богатых россыпей. Отсюда, кстати, родилась программа «Плотик», не давшая положительных результатов. Поэтому наиболее изучены на рудное

золото районы с широко развитыми и богатыми россыпями. Но крупных месторождений рудного золота в таких районах не оказалось. Да и не могло быть. Дело в том, что для формирования богатых россыпей наиболее подходит рассеянная по площади золотая минерализация с крупным и высокопробным золотом. Как установлено нами на примере Центрально-Колымской провинции, на этих площадях развита фронтальная часть золоторудной колонны [12]. На территории ее распространения (например, Иньяли-Дебинский синклиниорий) известны богатые россыпи золота, но крупные месторождения отсутствуют.

Примерами распространения фронтальной части золоторудной колонны в Приамурской провинции могут быть Дамбукинский рудно-россыпной район и Унья-Бомский узел. Наиболее показателен последний. В его пределах широко развиты богатые россыпи золота, из которых добыты десятки тонн золота. Территория узла сложена палеозойскими и нижнемезозойскими слабо метаморфизованными терригенными и вулканогенно-осадочными толщами. Интрузивные и дайковые образования отсутствуют. Золото преимущественно крупное с массой мелких и средней крупности самородков, количество которых достигало десятков процентов от добытого золота. Недаром, В.Н.Родионов назвал Унья-Бом «краем самородков» [10]. Россыпное и рудное золото высокой пробы (880–890‰) отличается высокой примесью ртути (2–5%). Ртуть входит в состав самородного золота в виде твердого раствора [11]. На фоне богатых россыпей рудопроявлений золота немного, они представлены кварцевыми жилами или сериями жил (рудопроявления Счастливое, Алексеевское, Советское и др.). Поэтому рассчитывать на выявление сколько-нибудь значимых месторождений золота в пределах Унья-Бомского узла не приходится.

Аналогичная картина наблюдается и в Дамбукинском рудно-россыпном районе, наиболее богатом крупными россыпями. Из россыпей района добыто несколько сотен тонн золота. Золото в россыпях преимущественно крупное, высокопробное. На территории района выявлены одно небольшое

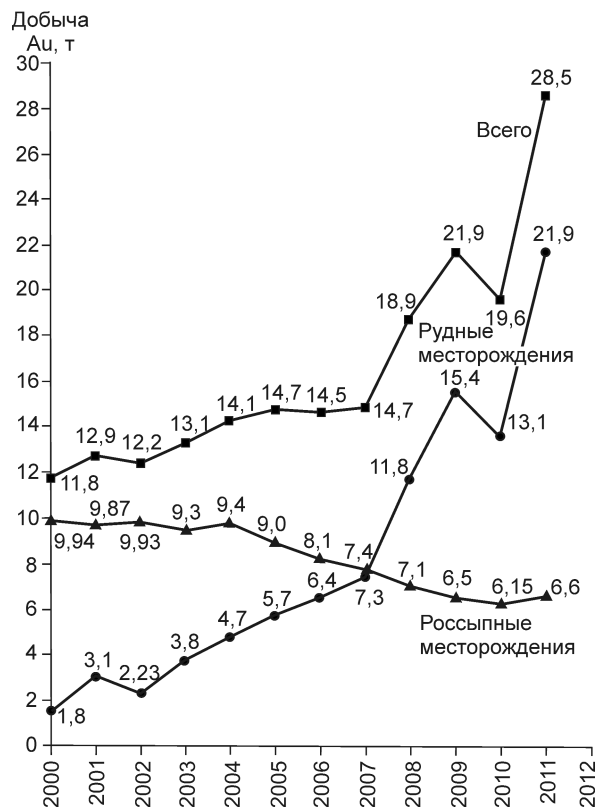


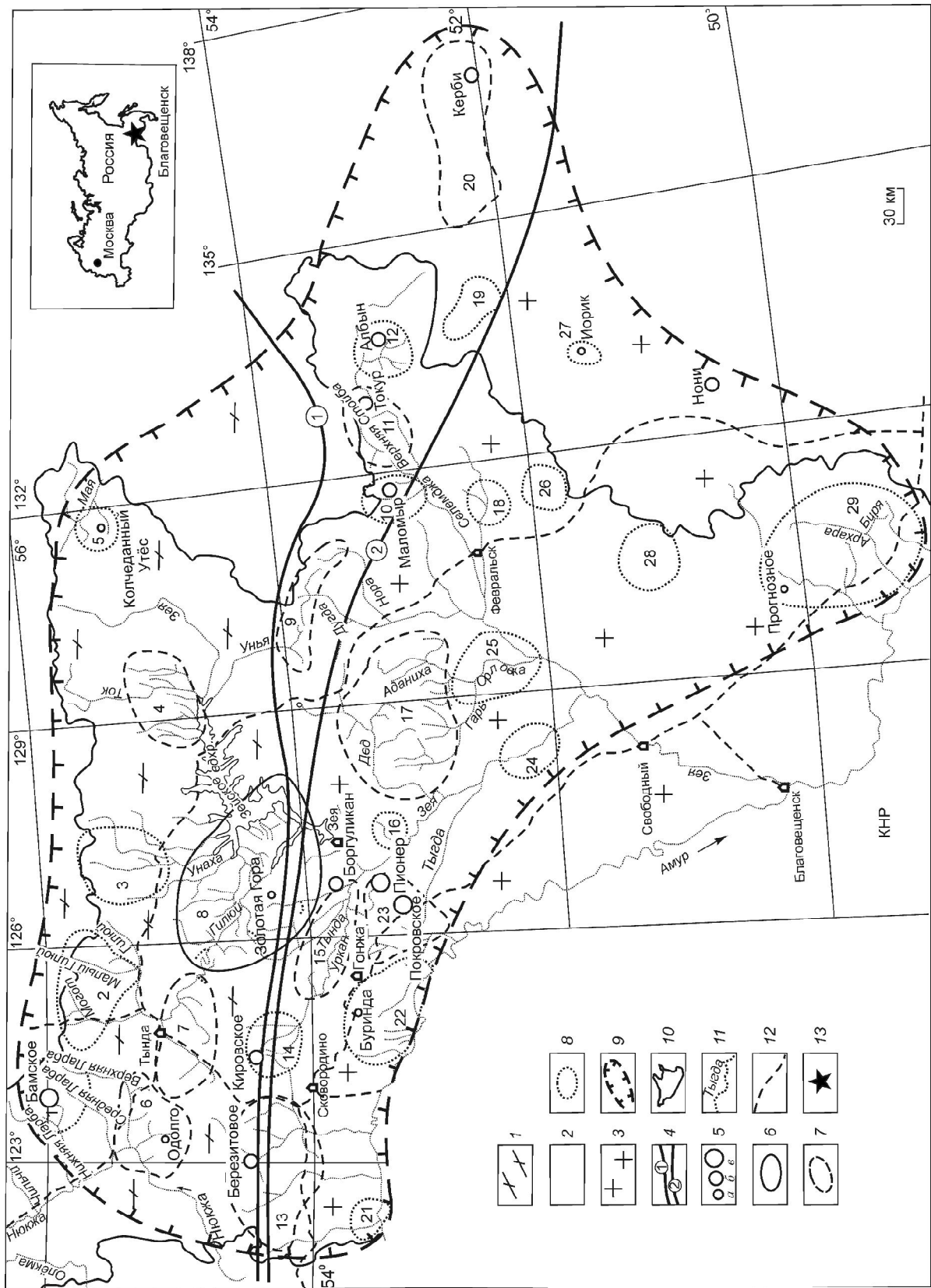
Рис. 3. «Амурский золотой крест»

месторождение рудного золота Золотая Гора и несколько мелких рудопроявлений (Горациевское, Успенское и др.).

Как показали исследования П.Ф.Иванкина, основное количество рудного золота обычно сосредоточено в средней части золоторудной колонны [3]. На Центральной Колыме к средней части рудной колонны отнесено уникальное по запасам золота Наталкинское месторождение. Следовательно, в пределах Приамурской провинции по аналогии с Центрально-Колымской следует искать крупные месторождения там, где на поверхности обнажается средняя часть рудной колонны. Ее признаки — малочисленные небогатые россыпи золота с

Рис. 4. Россыпные узлы и золоторудные месторождения Приамурской провинции:

геоблоки: 1 — Алдано-Становой, 2 — Монголо-Охотский, 3 — Амурский; 4 — региональные разломы (1 — Северо-Тукурингрский, 2 — Южно-Тукурингрский); 5 — золоторудные месторождения (а — мелкие, б — средние, в — крупные); россыпные узлы, ранжированные по продуктивности (сумма запасов и добыча золота, т): 6 — >50, 7 — 10–50, 8 — 1–10 (1 — Апсаканский, 2 — Лапринский, 3 — Брянтинский, 4 — Коханийский, 5 — Майский, 6 — Уркминский, 7 — Желтулакский, 8 — Дамбукинский, 9 — Унья-Бомский, 10 — Маломырский, 11 — Токурский, 12 — Харгинский, 13 — Уруша-Ольдойский, 14 — Соловьевский, 15 — Игакский, 16 — Умлеканский, 17 — Октябрьский, 18 — Быссинский, 19 — Софийский, 20 — Кербинский, 21 — Игнашинский, 22 — Осежинский, 23 — Тыгда-Улунгинский, 24 — Чагоянский, 25 — Нижнеселемджинский, 26 — Ульмийский, 27 — Иороханский, 28 — Алеунский, 29 — Архаринский); границы: 9 — Приамурской золотоносной провинции, 10 — Амурской области, 11 — гидросеть; 12 — линии железных дорог; 13 — место рассматриваемой территории на врезке



относительно мелким золотом средней и низкой пробы, часто ассоциирующим в россыпях и рудах с галенитом, иногда с шеелитом, широко развитое метасоматическое окварцевание рудовмещающих пород.

Для аргументации этого положения необходимо рассмотреть основные геолого-структурные и металлогенические закономерности размещения россыпей и золотого оруденения в пределах Приамурской провинции [9]. В ней отчетливо выделяются приядерная и периферическая части, в каждой из них — ряд металлогенических зон, а в их пределах — серия рудно-россыпных районов и узлов. Металлогенические зоны отличаются геологическим строением, формационной принадлежностью золоторудных месторождений, степенью россыпной золотоносности и типоморфными свойствами самородного золота. В их размещении наблюдается определенная зональность. В центральной, приядерной, части провинции располагаются металлогенические зоны (Янкано-Тукурингская, Желтулакская, Джагды-Селемджинская), обладающие высоким потенциалом россыпной золотоносности [9]. Сумма запасов россыпей, в том числе отработанных, нередко достигает 10, 50 и 100 т на узел (рис. 4). Россыпи широко развиты на значительных площадях и содержат крупное высокопробное золото, образованное за счет разрушения многочисленных мелких месторождений и рудопроявлений. Пользуясь разработками П.Ф.Иванкина, дополненными нами при изучении золотоносности Центрально-Колымской провинции [12], можно предположить, что здесь обнажаются главным образом верхние части рудной колонны месторождений золота. Следовательно, выявление крупных месторождений золота в этой части провинции маловероятно.

Другая картина наблюдается на периферии провинции. Металлогенические зоны (Северо-Становая, Северо-Буреинская, Чагоян-Быссинская) содержат рудно-россыпные узлы с ограниченным числом небольших россыпей, содержащих мелкое преимущественно низкопробное золото. Суммарная продуктивность россыпей редко достигает 10 т. Известные месторождения и рудопроявления по ряду признаков (метасоматическое окварцевание, мелкое и низкопробное золото, примесь шеелита и галенита) вскрыты на уровне средней части рудной колонны.

Теоретические предположения подтверждаются следующими эмпирическими данными. Крупные и средние по запасам рудного золота месторождения на окраинах Приамурской провинции выявлены на площади россыпных узлов с небольшими по запасам россыпями мелкого низкопробно-

го золота. Так, крупное по сумме запасов и прогнозных ресурсов Бамское месторождение расположено на северо-западном фланге провинции в пределах Апсаканского россыпного узла (Северо-Становая металлогеническая зона) с запасами россыпного золота <10 т. Березитовое месторождение с запасами 31 т Au приурочено к среднему по продуктивности россыпного золота Уруша-Ольдойскому узлу на юго-западной окраине провинции. Два крупных по запасам месторождения Покровское и Пионер локализованы на южном фланге провинции в пределах среднего по продуктивности россыпного золота Тыгда-Улунгинского узла. На крайнем юго-восточном фланге провинции известно среднее по запасам золота месторождение Нони, а на восточном фланге — несколько средних (Маломыр, Токур, Албын). В то же время, в центральной, приядерной, части провинции ни крупных, ни средних по запасам месторождений золота не найдено. Наиболее перспективны, по нашему мнению, окраинные металлогенические зоны и рудно-россыпные узлы Приамурской провинции, ранее не привлекавшие серьезного внимания исследователей из-за отсутствия в них богатых россыпей золота. Например, в пределах Быссинского рудно-россыпного узла Чагоян-Быссинской металлогенической зоны была проведена лишь геологическая съемка м-ба 1:200 000. При этом обнаружено небольшое Буяновское рудопроявление золото-содержащих свинцово-цинковых руд.

Для определения рудно-россыпных узлов, первоочередных для поисков крупных месторождений рудного золота, кроме общетеоретических предпосылок, следует учесть результаты литогеохимической съемки по потокам рассеяния м-ба 1:200 000, проведенной на всей территории области. Она оказалась достаточно эффективной. В результате заверки одной из литогеохимических аномалий партией под руководством В.В.Домчака выявлено крупное Бамское золоторудное месторождение [6]. Два других крупных месторождения рудного золота Покровское и Пионер открыты в 70-х годах прошлого века. Первое — при рекогносцировочных работах сотрудника ДВО РАН В.Д.Мельникова, второе — при плановой групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 Умлеканским отрядом Зейской геолого-съемочной экспедиции [9].

В результате интерпретации Д.Л.Вьюновым данных литогеохимической съемки выделен ряд аномальных геохимических полей в рангах рудного района и рудного узла [4]. По 82 геохимическим аномалиям в ранге рудного узла произведен подсчет прогнозных ресурсов Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Sn, Bi. Высокоперспективных аномальных геохимических полей в ранге рудных узлов в приядерной

же минералов-концентраторов золота. Судя по устойчивой добыче в последние три года по 6–6,5 т, россыпи еще долго будут пополнять общую копилку золота в Амурской области.

В 2011 г. Амурская область вышла на второе место в России главным образом за счет резкого увеличения добычи рудного золота начиная с 2007 г., когда впервые с 1867 г. добыча рудного и россыпного золота сравнялись. Но потенциал известных золоторудных месторождений ограничен. Для поддержания тенденции роста золотодобычи нужны новые крупные золоторудные объекты. Исследование закономерностей размещения в пределах Приамурской провинции золотого оруденения и россыпей показало, что выявление их возможно в слабо опосредованных периферических сравнительно бедных рудно-россыпных узлах. Об этом же свидетельствуют результаты интерпретации данных литогеохимической съемки по потокам рассеяния м-ба 1:200 000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альшевский А.В.* Золотой «вексель» великого русского ученого: к 110-летию со дня рождения Ю.А.Билибина // Золото северного обрамления Пацифики. Магадан, 2011. С. 20–21.
2. *Анерт Э.Э.* Богатство недр Дальнего Востока. – Хабаровск–Владивосток: Книжное дело, 1928.
3. *Атлас* морфоструктур рудных полей / В.Н.Акчурина, В.А.Булыников, Ю.Д.Зубков и др. – Л.: Недра, 1973.
4. *Вьюнов Д.Л.* Прогнозно-геохимическая оценка металлоносности Верхнего Приамурья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Благовещенск, 2005.
5. *Кузнецова И.В.* Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Красноярск, 2011.
6. *Курник Л.П.* Некоторые геологические особенности нового золоторудного месторождения Бамское // Тр. Дальнегеол. Хабаровск. 1992. Вып. 2. С. 93–99.
7. *Марфуни А.С.* История золота. – М.: Наука, 1987.
8. *Мельников В.Д.* Аномалии золотоносности Верхнего Приамурья: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – Владивосток, 1995.
9. *Приамурская золоторудная провинция* / В.А.Степанов, А.В.Мельников, А.С.Вах и др. – Благовещенск: АмГУ, НИГТЦ ДВО РАН, 2008.
10. *Родионов В.Н.* Амурские самородки золота. – Благовещенск: Зея, 2008.
11. *Степанов В.А.* Геология золота, серебра и ртути. Ч. 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. – Владивосток: Дальнаука, 2000.
12. *Степанов В.А.* Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы. – Владивосток: Дальнаука, 2001.

УДК 553.042

© В.И.Сначев, А.В.Сначев, 2013

РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛТАУСКОЙ МЕГАЗОНЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

В.И.Сначев, А.В.Сначев (Институт геологии УНЦ РАН)

Рассмотрено положение углеродистых сланцев в разрезе суванякского и максютовского комплексов Уралтауской мегазоны, дана оценка их перспектив на благородные и редкие металлы, выделены участки для проведения дальнейших поисковых работ.

Ключевые слова: углеродистые сланцы, рудоносность, благородные металлы, редкие металлы.

Сначев Владимир Иванович, Сначев Александр Владимирович, SAVant@inbox.ru

THE ORE POTENTIAL OF CARBONACEOUS DEPOSITS OF THE URALTAU MEGAZONE, SOUTHERN URALS

V.I.Snachev, A.V.Snachev

A position of carbonaceous slates and schists in the sections of the Suvanyak and Maksyutovo complexes of the Uraltau megazone is discussed, their prospects for precious and rare metals are evaluated and places are indicated for detailed prospecting works.

Key words: carbonaceous schists, ore potential, precious metals, rare metals.

Зона Уралтау, расположенная между Главным Уральским разломом на востоке, Зилаирским мегасинклином и Башкирским мегантиклинорием на западе, прослеживается в меридиональном направлении от широты с. Кириябинское до Мугоджар (рис. 1). До недавнего времени она выделялась на всех геологических картах как допалеозойская (рифей-вендская) антиклинорная структура асимметричного строения с пологим западным и крутым восточным крыльями [5]. В последнее время в связи с новыми находками фауны [4] наметилась тенденция к пересмотру стратиграфии и структуры этого региона. Зона Уралтау трактуется как ранне-среднепалеозойская (возможно, с реликтами более древнего субстрата неясного объема).

Слагающие Уралтаускую зону максютовский и суванякский метаморфические комплексы имеют тектонические соотношения и на всем своем протяжении разделены пологим Янтышевско-Юлукским надвигом западного падения. Восточное крыло антиклинорной структуры, по-видимому, перекрыто надвинутыми по Главному Уральскому разлому толщами палеоокеанического сектора, представленными на поверхности в зоне динамического влияния разлома мощной полосой развития тектонических брекчий, милонитов и бластомилонитов [7]. Вдоль восточной краевой части Уралтау породы максютовского комплекса затронуты метаморфизмом высоких давлений.

В разрезе метаморфических комплексов Уралтау углеродистые сланцы занимают различные возрастные уровни. Менее представительны они в осадочно-метаморфических образованиях суванякского комплекса, где встречаются в виде маломощных прослоев и отдельных пачек небольшой мощности

в основании седиментационных циклов (уткальский, арвякский, белекейский и бетринский уровни). Наиболее полное их развитие отмечается среди парапород максютовского комплекса, в составе которого углеродистые сланцы имеют площадное распространение и образуют самостоятельные пачки и горизонты выдержанной мощности (кайраклинский, юмагузинский, карамалинский уровни).

В пределах *суванякского комплекса* углеродистые отложения довольно хорошо обнажены и изучены нами на Новоусмановской площади, расположенной в центральной части Уралтауской мегазоны в бассейне рек Бетеря и Тупаргасс (рис. 2, см. рис. 1). Сложена она преимущественно вендскими филлитовидными сланцами, кварцито-песчаниками (белекейская и акбиикская свиты) и ордовик-силурийскими кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами и кварцито-песчаниками [9]. Породы интенсивно проработаны гидротермально-метасоматическими процессами и пронизаны многочисленными кварцевыми жилами и прожилками, в которых установлена рассеянная сульфидная минерализация. На некоторых участках сульфиды, представленные преимущественно пиритом, халькопиритом, халькозином, сфалеритом и пирротинном, образуют довольно мощные (до 10–15 м) минерализованные зоны.

На благородные металлы нами опробованы метасоматически измененные черные сланцы, кварцевые и полевошпат-кварцевые прожилки и жилы, образующие в терригенных породах меридионально ориентированные зоны шириной сотни метров и протяженностью первые километры. Анализы выполнены в ИГЕМ (г. Москва) химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на

органическом сорбенте «Полиоргс-4». Нижние пределы количественных определений всех элементов — 0,0005 г/т. Примечательно, что почти во всех типах прожилков в том или ином количестве присутствуют окристые гидроксиды железа, выполняющие многочисленные пустоты выщелачивания. Именно в образцах с гидроксидами железа содержится до 2 г/т платиноидов, среди которых основное место занимает Pd (до 1,8 г/т) (табл. 1). Из 18 анализов на ЭПГ в шести пробах >1 г/т Pd при среднем содержании 0,65 г/т. Наиболее высокое содержание Pt составляет 0,23 г/т, среднее — 0,08 г/т. Остальные элементы платиновой группы (Rh, Ru, Os, Ir) содержатся в пределах первых единиц сотых долей грамма на 1 т.

Шлиховое опробование по рекам Бетеря, Малая и Большая Турыелга, Саптарульган, Бзяубаш, Тупаргасс показало наличие в русловом аллювии знаков золота. Наибольшее количество последнего установлено на р. Большая Турыелга. В устьевой части реки на протяжении нескольких сотен метров фиксируются промышленные концентрации Au от 0,6 до 2,3 г/м³. В штучных пробах, отобранных в бортах р. Турыелга, по результатам пробирного анализа содержания Au составляют 40–100 мг/т, Ag — 1,0–3,5 г/т. На противоположном, относительно устья р. Турыелга, берегу р. Бетеря по периферии горы Артлыш с коренным выходом гранитоидов отмечены стабильные аномально высокие содержания Au 80–210 мг/т и Ag 1,5–9,0 г/т. В этих же пределах содержания золота и серебра в бортах и на водоразделах рек Каркабар и Бзяубаш. Учитывая вышеизложенное, можно констатировать, что Новоусмановская площадь обладает высокими перспективами на элементы группы платины и золота.

Вольфрам-молибденовое оруденение является нетрадиционным не только для зоны Уралтау, но и для западного склона Южного Урала в целом. Вместе с тем, в результате геолого-съёмочных и тематических работ в районе дер. Новоусманово получены находки, поисковые признаки и геологические предпосылки, свидетельствующие о возможности обнаружения здесь проявлений вольфрама и молибдена.

Интерес к данной территории возник после проведения здесь в конце 60-х годов XX в. геолого-съёмочных работ под руководством Д.Д.Криницкого [6]. Было установлено, что в шлихах ряда притоков р. Бетеря (реки Каркабар, Саптарульган, Бзяубаш, Турыелга, Уна, Язимбет, Тупаргасс) содержатся многочисленные знаки молибденита (см. рис. 2), а в штучных пробах из кварцевых прожилков по данным спектрального анализа присутствует Mo в довольно значительном количестве — до

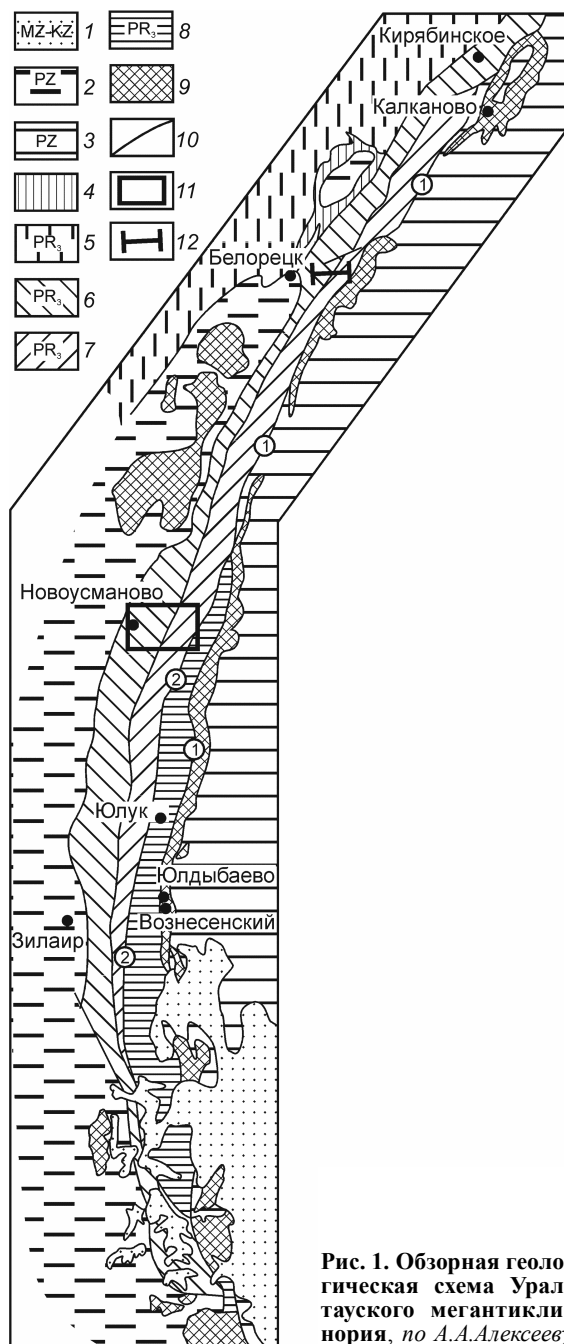


Рис. 1. Обзорная геологическая схема Уралтауского мегантиклинория, по А.А.Алексееву [1], с изменениями авторов:

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — палеозойские отложения Зилаирского мегасинклинория и Тирлянкой синклинали; 3 — палеозойские отложения Магнитогорского мегасинклинория; 4 — аршинская свита Тирлянкой синклинали; 5 — рифейские отложения Башкирского мегантиклинория; 6 — белекская, акбийская, укшук-арвякская и мазаринская свиты суваньянского комплекса; 7 — миндякская, курташская и уткальская свиты суваньянского комплекса; 8 — максютовский комплекс; 9 — палеозойские ультрабазиты; 10 — геологические границы; 11 — контур Новоусмановской площади; 12 — разрез углеродистых отложений по трассе Белорецк–Магнитогорск (вне масштаба); цифры в кружках — разломы: 1 — Главный Уральский, 2 — Янтышевско-Юлукский

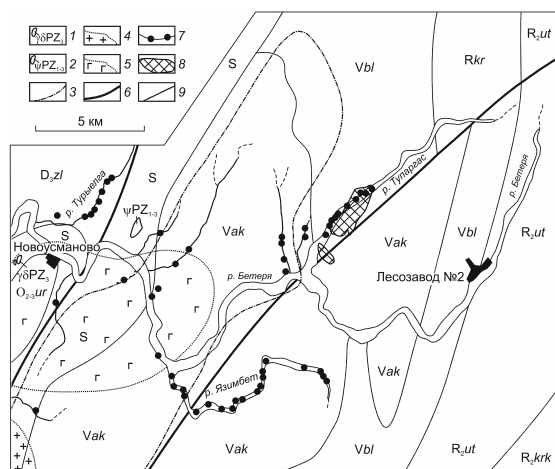


Рис. 2. Геологическое строение Новоусмановской площади, с использованием материалов В.В.Радченко и В.И.Козлова [2]:

1 — гранодиориты (гранит-порфиры) Артлышского массива; 2 — ультрабазиты; 3 — зона локального повышения метаморфизма пород зеленосланцевой фации; 4 — контур предполагаемого на глубине гранитоидного интрузива; 5 — контур предполагаемой на глубине магматической интрузии основного состава; 6 — разломы; 7 — шлихи с молибденитом и молибденсодержащими зёрнами; 8 — металлометрические аномалии с содержанием Мо (3–7)·10⁻⁴%; 9 — геологические границы; свиты: R₂krk — кайраклинская, сланцы графит-кварцевые, графитистые кварциты, R₂ut — уткальская, сланцы слюдяно-хлорит-плаггиоклаз-кварцевые, Rkr — куртинская, сланцы графит-слюдяно-кварцевые, графитовые и слюдяные кварциты, амфиболиты, Vbl — белекейская, сланцы филлитовидные, редкие прослои кварцито-песчаников, Vak — акбийская, кварцито-песчаники, кварциты, филлитизированные алевролиты, O₂₋₃ur — ураинская, кварцевые песчаники, глинистые алевролиты, конгломераты; S — нерасчлененные отложения, сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, песчаники, базальты, туфы; D₃zl — зилаирская, полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты

0,04–0,07% (рядовые пробы в пределах 0,001%, фоновые значения 0,0001%). В этих же пробах отмечен и W — до 0,1–0,5% (рядовые пробы — 0,01–0,001%, фоновые значения 0,0001%). Кроме того, в гидрохимических пробах из левых притоков р. Тупаргасс содержание Мо достигает 0,1 мг/л при фоне 0,0004 мг/л. Последующими работами в правых бортах рек Бетеря и Салажи в кварцевых прожилках В.В.Радченко [9] был обнаружен молибденит в виде налетов, примазок, нитевидных прожилков и чешуек.

Нами проанализировано 95 проб на W и Мо, из них 77 спектрографическим методом в ВИМС и 18 методом JCP-MS в ИГЕМ (табл. 2). В гематитизированном жильном кварце, кварцевых алевролитах с гидроксидами железа, гематитизированных черных сланцах при фоновых значениях для обоих

рассматриваемых элементов 0,0001% в восьми пробах W >0,01% и в трех Мо >0,005%. Максимальное содержание W составило 0,019%, Мо — 0,010%, что соответственно в 190 и 100 раз выше фоновых.

Учитывая, что конечные продукты окисления молибденита в большинстве случаев легко вымываются и формируют на уровне грунтовых вод зоны вторичного обогащения, а также наличие многочисленных индикаторных розетковидных и листовато-ящичных пустот выщелачивания в лимонитизированных терригенных породах рассматриваемой площади, следует ожидать резкое повышение количества молибдена и вольфрама с глубиной.

Предварительно данная W-Мо рудная минерализация может быть отнесена к жильному типу и генетически связана с залегающей на глубине интрузией кислого состава, апофизы которой отмечены в непосредственной близости от вершины горы Артлыш и южнее (см. рис. 2).

Таким образом, Новоусмановская площадь обладает высокими перспективами на поиски редкометальной и благороднометальной минерализации и в ее пределах должны быть проведены дальнейшие поисково-разведочные работы.

Определенными перспективами на благородные металлы обладают и черносланцевые отложения арвякской свиты, хорошо обнаженные вдоль шоссе Белорецк–Магнитогорск (рис. 3, см. рис. 1). Арвякская свита сложена здесь алевролитами и алевропесчаниками с прослоями и пачками углеро-

1. Содержания элементов группы платины в породах Новоусмановской площади по данным метода JCP-MS (ИГЕМ), г/т

Номера образцов	Pt	Pd	Rh	Ru	Os	Ir
Hy-98-112	0,23	0,08	0,01	0,02	-	0,02
Hy-98-114	0,05	1,40	-	0,04	-	0,01
Hy-98-115	0,01	0,71	0,01	0,04	0,03	0,01
Hy-98-117	0,01	0,12	0,01	0,05	-	-
Hy-98-118	0,10	1,80	-	0,06	0,03	-
Hy-98-126	-	0,11	0,02	0,08	-	0,01
Hy-98-132	0,36	-	-	-	-	-
Hy-98-135/1	0,15	0,47	-	0,01	0,06	0,01
Hy-98-353	-	0,31	-	0,01	-	-
Hy-98-355	0,08	0,63	0,01	0,01	-	-
Hy-98-356	0,02	0,25	-	0,01	-	-
Hy-98-357/1	0,07	1,30	0,01	-	-	-
Hy-98-357/2	-	-	-	-	0,04	-
Hy-98-359/1	-	1,80	0,03	0,02	-	-
Hy-98-360	-	0,95	0,01	-	0,04	-
Hy-98-362	-	0,57	-	0,02	-	-
Hy-98-363	-	0,07	0,08	0,05	0,04	-
Hy-98-364	-	0,68	0,01	-	-	0,02

Примечание. Места отбора образцов Hy-98-112 — р. Бетеря, Hy-98-114–Hy-98-135/1, Hy-98-359/1–Hy-98-364 — р. Тупаргасс, Hy-98-353–Hy-98-357/2 — р. Карасьелга. Каждая проба анализировалась дважды.

дистых сланцев мощностью 3–10 м. В последних отмечаются интенсивные окварцевание и сульфидизация, приуроченные к участкам расланцевания и смятия пород. В сланцах пирит частично окислен, а в кварцевых жилах полностью гидротирован и представлен бурыми лимонитовыми охрами. Проанализировано десять проб пиритизированных углеродистых сланцев и лимонитизированного жильного кварца атомно-абсорбционным методом. Наиболее интересные результаты получены по Au — 60–270 мг/т (в среднем 160 мг/т). Все значения содержания Au заметно выше рудогенной аномалии (50 мг/т) и представляют интерес для проведения в этой зоне дальнейших опробовательских работ. Тем более, что полоса углеродистых отложений прослеживается в северо-восточном направлении в сторону станции Уралтау. Кроме Au, в пробах отмечены Pt 20–100 мг/т (в среднем 42 мг/т) и Pd 5–50 мг/т (11 мг/т), остальные элементы присутствуют в количествах ниже предела обнаружения (Rh <0,02, Ir <0,05, Ru <0,05 г/т) [10].

Близкие к указанным выше содержаниям благородных элементов установлены нами и в сульфидизированных углеродистых сланцах уткальской свиты, обнажающихся в 8 км к юго-западу от пос. Абдулкасимово, расположенного в 8 км к северо-западу от пос. Калканово. Здесь также, кроме Au 100–660 мг/т (в среднем 320 мг/т), отмечены Pt 8–15, Pd 6–8 мг/т.

Рудоносность черносланцевых отложений **максютовского комплекса** Уралтауской мегазоны ранее не изучалась. По данным Я.Э.Юдовича, М.П.Кетрис [11] существуют два предварительных признака возможной платиноносности черных сланцев — аномалии Ni и Mo. Проведенное нами изучение углеродистых отложений на W и Mo (8 проб) в АСИЦ ВИМС (рентгеноспектральный флуоресцентный метод) показало наличие в них вольфрама и молибдена в

2. Содержания W и Mo в породах Новоусмановской площади по данным спектрографического анализа, мас. %

Номера образцов	W	Mo	Номера образцов	W	Mo
T-97-01	0,007	<0,002	НУ-97-139	0,007	<0,002
T-97-1	0,004	0,0048	НУ-97-140		0,004
T-97-2	0,005		НУ-97-142	<0,004	<0,002
T-97-6			НУ-97-170		0,002
T-97-7	<0,004		НУ-97-173	0,004	
T-97-8			НУ-97-174	0,005	
T-97-9	0,005	<0,002	НУ-97-175	0,012	
НУ-97-1/1	<0,004		НУ-97-177	<0,004	
НУ-97-2	0,004		НУ-97-179	0,007	<0,002
НУ-97-4	0,016		НУ-97-180		
НУ-97-5	0,013	0,002	НУ-97-184		
НУ-97-6/1			НУ-97-185		
НУ-97-8	0,007		НУ-97-186		<0,004
НУ-97-10	0,019		НУ-97-211	<0,004	<0,002
НУ-97-11	<0,004	<0,002	НУ-97-212		
НУ-97-12			НУ-97-213		0,0032
НУ-97-13	0,007		НУ-97-214		
НУ-97-20	0,004		НУ-97-215		<0,002
НУ-97-21	<0,004		НУ-97-216/6	0,005	
НУ-97-25	0,009		НУ-97-217/3		
НУ-97-26	<0,004	0,002	НУ-97-218		0,002
НУ-97-27	0,004	0,0056	НУ-97-219/2		<0,002
НУ-97-28			НУ-99-2/1		0,0015
НУ-97-29	<0,004		НУ-99-2/2		0,0005
НУ-97-31	0,004	<0,002	НУ-99-2/3		0,0028
НУ-97-35	0,019		НУ-99-2/4		0,0005
НУ-97-36	0,007		НУ-99-2/5		0,0006
НУ-97-112	<0,004		НУ-99-2/6		0,0010
НУ-97-113	0,004	0,010	НУ-99-2/7		0,0003
НУ-97-113/1	<0,004	<0,002	НУ-99-2/8	<0,004	0,0010
НУ-97-119	0,013	0,004	НУ-99-3		
НУ-97-120/1		0,002	НУ-99-9		
НУ-97-121/1	<0,004		НУ-99-11		
НУ-97-125/2	0,012	<0,002	НУ-99-12		<0,0002
НУ-97-126			НУ-99-14		
НУ-97-129			НУ-99-28		
НУ-97-131	<0,004	0,004	НУ-99-31		
НУ-97-133		<0,002	НУ-99-36		
НУ-97-135					

Примечание. Места отбора образцов: НУ-99-2/1–НУ-99-3 — р. Тупаргасс, НУ-99-9–НУ-99-14 — р. Бетеря (у дер. Новоусманово), НУ-99-28–НУ-99-36 — р. Уна, Т-97-01–Т-97-9, НУ-97-35, НУ-97-36, НУ-97-170–НУ-97-174 — р. Турьелга, НУ-97-1/1–НУ-97-13 — карьер, устье р. Турьелга, НУ-97-20, НУ-97-21, НУ-97-119–НУ-97-135, НУ-97-175–НУ-97-177, НУ-97-184, НУ-97-186 — р. Саптарульган, НУ-97-25–НУ-97-31 — р. Бзяубаш, НУ-97-112–НУ-97-113/1, НУ-97-179, НУ-97-180, НУ-97-185 — р. Каркабар, НУ-97-139–НУ-97-142 — р. Салажи, НУ-97-211–НУ-97-219/2 — р. Бетеря.

пределах кларка, соответственно 1,0–1,7 и 1,1–1,4 г/т, что не позволяет надеяться на выявление в них платиноидов.

Результаты количественных определений благородных металлов в углеродистых сланцах кармалинской, юмагузинской и кайраклинской свит

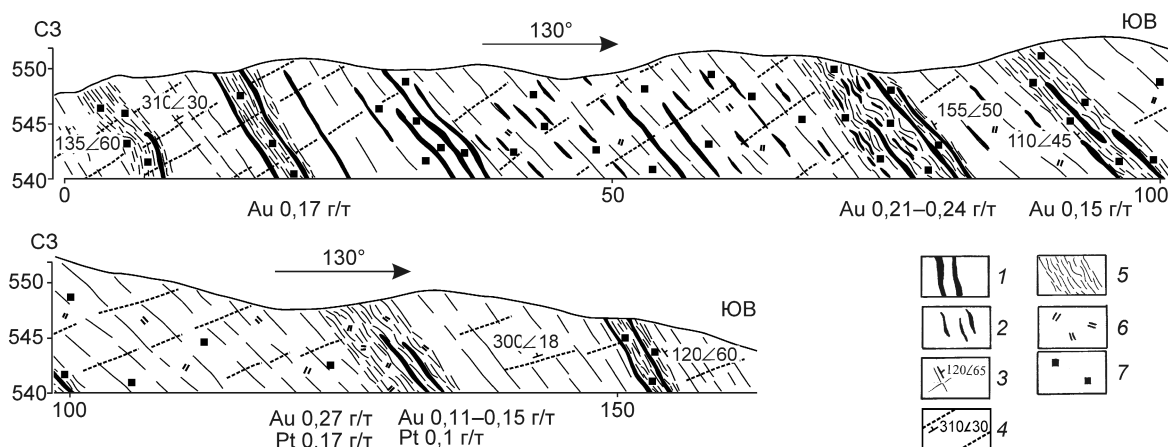


Рис. 3. Разрез черносланцевой толщи бетринской свиты по автодороге Белорецк-Магнитогорск, по [8]:

1 — кварцевые жилы; 2 — кварцевые прожилки; 3 — слоистость и элементы ее залегания; 4 — трещины и элементы их залегания; 5 — зоны повышенной трещиноватости; 6 — окварцевание; 7 — вкрапленность пирита; положение разреза см. рис. 1

довольно скромные. Все значения элементов группы платины находятся ниже предела чувствительности метода и не представляют интерес для дальнейшей интерпретации. Определенные перспективы на поисковые работы можно связывать лишь с золотом, содержания которого в проанализированных пробах находятся в основном в пределах 10–44 мг/т, т.е. аномальные. Лишь в одной пробе (№ 2502/1) из средней (аралбаевской) подсвиты кайраклинской свиты в верховьях р. Карамалы близ пос. Вознесенский содержание Au 240 мг/т, что соответствует рудогенной аномалии и говорит об определенных перспективах золотоносности изучаемых отложений.

Для обсуждения рудоносности углеродистых отложений Уралтауской мегазоны рассмотрим геологическую позицию и состав оруденения небольших месторождений сульфидных руд, объединяемых в Юлукскую группу (Юлук, Гумерово). Объекты расположены соответственно в 5 км к югу от дер. Юлук и в 1 км к востоку от дер. Юлдыбаево (см. рис. 1). Они подробно изучены при геологическом исследовании последних лет. Анализ полученных материалов позволяет нам, вслед за другими исследователями [3], относить Юлукскую группу месторождений к единой полиметалло-пирротиновой формации. Вмещающими породами для рудных тел служат графитистые кварциты и габброиды, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Парапороды содержат вкрапленность пирита и рассеянное органическое вещество, что создавало восстановительную среду, способствующую сульфидоотложению. В

частности, с буферирующими свойствами черных сланцев можно связывать образование пирротина в сульфидных рудах. Рудные тела полиметалло-пирротиновой формации имеют жиллообразную и линзовидную формы, окружены штокверковым и вкрапленным ореолом. Они сложены преимущественно массивными, полосчатыми и вкрапленными рудами. Для рудных тел характерен отчетливый контроль разрывными нарушениями на региональном и локальном уровнях. На региональном уровне контроль сульфидной минерализации осуществляется крупными продольными разломами-надвигами (Янтышевско-Юлукским, ГУР и др.) (см. рис. 1), которые, вероятно, служат отражением расколов фундамента в допалеозойском складчатом этапе. На локальном уровне рудные тела контролируются зонами рассланцевания, полостями отслоения, син- и постскладчатыми сколовыми зонами и секущими разрывами.

В сульфидизированных углеродистых сланцах на рудных объектах Юлук и Гумерово установлены стабильные содержания Au в пределах 0,56–0,85 г/т, что свидетельствует об их перспективности для дальнейшей оценки на золото.

Таким образом, высокая продуктивность черносланцевых толщ Уралтауской мегазоны прогнозируется на участках их пересечения крупными долгоживущими разрывными нарушениями, контролировавшими пути миграции, перераспределение и мобилизацию рудного вещества с возможным образованием гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического оруденения. Поэтому поисковые работы на таких участках следует

ориентировать одновременно на обнаружение как стратиформных, так и секущих рудных тел золото(платино)-сульфидного и золото-кварцевого генетических типов. Там же, где углеродисто-сульфидные толщи пространственно ассоциируют с магматическими породами (габброидами, гранитоидами), приуроченными к зонам глубинных разломов, с ними связана сульфидно-кварцево-жильная минерализация с повышенными содержаниями палладия, вольфрама и молибдена. Новоусмановская площадь в этом отношении представляет собой наиболее перспективный объект для дальнейших поисковых и оценочных работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 12-05-97003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.А.* Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. – М.: Наука, 1976.
2. *Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа / Отв. ред. В.И.Козлов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.*
3. *Захарова А.А., Захаров О.А.* Условия формирования сульфидного оруденения в метаморфитах зоны Уралтау на Южном Урале. – Уфа: Препринт, 1994.
4. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютковского комплекса зоны Уралтау – Уфа: Препринт, 1994.
5. *Козлов В.И., Пацков А.А.* О тектонической природе максютковского комплекса зоны Уралтау // *Тектоника и магматизм Южного Урала.* М., 1974. С. 121–129.
6. *Криницкий Д.Д., Криницкая В.М.* Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Уралтау // *Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала.* М., 1965. Вып. 4. С. 37–39.
7. *Нечехин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.
8. *Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части Уралтау / М.В.Рыкус, В.И.Сначев, Р.А.Насибуллин и др. – Уфа: Изд-во БГУ, 2002.*
9. *Радченко В.В.* Перспективы молибденового оруденения в бассейне рек Бетеря и Тупаргас // *Тез. докл. «Проблемы региональной геологии, нефтегазоносности Республики Башкортостан».* Уфа, 1997. С. 183–185.
10. *Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Грицук А.Н.* Благороднометальное оруденение дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формации западного склона Южного Урала // *Геологический сборник ИГ УНЦ РАН.* Уфа, 2001. № 2. С. 152–162.
11. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994.

УДК 553.063+553.064.3:553.495 (571.53+571.54/.55+571.56)

© Н.А.Гребенкин, 2013

ОСОБЕННОСТИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ УРАНОВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЧАРСКОГО РАЙОНА

Н.А.Гребенкин (ВИМС Роснедра Минприроды России)

Формирование ураноносных и урановородных гидротермально-метасоматических формаций Чарского района происходило длительно и многоэтапно. В раннем протерозое возникли ураноносные кремнещелочные метасоматиты, в рифее проявились процессы диафтореза (R_{1-2}) и метасоматоз кислотного типа (R_{2-3}), сопровождавшийся U-P и U-сульфидным оруденением. Мезозойское время характеризовалось формированием пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов с золотом (J_2), немного позже — фенитов, жильных и брекчиевых образований с ториевой и урановой минерализацией (J_3-K_1).

Ключевые слова: уран, гидротермально-метасоматические формации, Чарский район.

Гребенкин Николай Анатольевич, grebenkin2@mail.ru

FEATURES AND SEQUENCE OF FORMING OF HYDROTHERMAL-METASOMATIC URANIUM CONCENTRATIONS OF THE CHARSKY AREA

N.A.Grebenkin

The forming of uranium-bearing hydrothermal-metasomatic formations of the Charsky area occurred lasting time and held multi-stage way. Uranium-bearing silica alkaline metasomatites were formed in the early Proterozoic. Processes of diaphoresis (R_{1-2}) and metasomatism of acid type (R_{2-3}) were existed in the Riphean era. These processes were accompanied with uranium-phosphoric and uranium-sulfide mineralization. Mesozoic time was characterized by formation of pyrite-carbonate-feldspar hydrothermal gold-contained alterations of the rocks (J_2). Fenites, vein-type and breccias with thorium and uranium mineralization were formed later rather than pyrite-carbonate-feldspar hydrothermal rock alterations (J_3-K_1).

Key words: uranium, hydrothermal-metasomatic formations, the Charsky area.

Геолого-поисковые работы на уран 2007–2011 гг. в пределах Ничатской площади Чарского ураноносного района показали, что рассматриваемая территория обладает значительными перспективами на обнаружение промышленных объектов. Совместными усилиями сотрудников ОАО «Сосновгео», ВСЕГЕИ, ВИМС, ФГУНПП «Геологоразведка» и ОООНПП «Сосновгеос» выявлены и оценены многие проявления урана в этом районе — Бухаровское, Мигматитовое, Фланговое, Узловое, Новое I, II и др.

Каменный материал, отобранный на названных объектах, изучался традиционными, в том числе современными высокоточными методами в лабораториях ВИМС. Исследования включали изучение шлифов и аншлифов (Н.А.Гребенкин, С.И.Мельников, Н.В.Леденева), микрорентгеноспектральный анализ на микроанализаторе УХА-8100 с использованием энерго-дисперсионной приставки «INCA» (Н.И.Чистякова, И.Г.Быстров), электронную микроскопию на приборах Tesla BS-301 (РЭМ) и Tesla BS-540 (ПЭМ), оснащенных рентгеновским микроанализатором (В.Т.Дубинчук, В.В.Ружицкий), кинетический термоизохронный Pb-Pb метод на твердосплавном масс-спектрометре типа TSN-206 SA фирмы САМЕСА (Л.В.Сумин), рентгеноспектральный полуколичественный анализ на 52 элемента (Е.П.Шевченко, Н.С.Вахонин), метод автордиографии (Л.А.Березина, О.Б.Назарова).

Результаты минералого-петрографического изучения, анализ и обобщение данных последнего десятилетия других исследователей [1–9] свидетельствуют о том, что формирование и преобразование урановых концентраций в районе происходили длительно и многоэтапно (с раннего протерозоя по мезозой включительно) в связи с разнотипными гидротермально-метасоматическими процессами.

Геологическая позиция и строение Чарского района. Рассматриваемая территория охватывает область сочленения трех крупных геотектонических структур — Алданского щита, Березовского прогиба Восточно-Сибирской платформы и Нечерского поднятия Байкальской горно-складчатой области (рис. 1). В геологическом строении района участвуют архейские образования (магматические, ультраметаморфические и высокометаморфизованные) Алданского кристаллического щита, нижнепротерозойские породы (ультраметаморфические, магматические и метаморфические от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций) Байкальской складчатой области, слагающие кристаллический фундамент территории. На нем со структурно-стратиграфическим несогласием залегают стратифицированные рифей-нижнекембрийские осадочно-метаморфические отложения Березовского прогиба Восточно-Сибирской платформы.

Рис. 1. Геолого-структурная схема Чарского района с проявлениями разновозрастных ураноносных гидротермально-метасоматических формаций, составлена Н.А.Гребенкиным с использованием материалов БФ «Соснов-геология» и ВСЕГЕИ:

1 — ультраметаморфические, магматические и высокометаморфизованные породы Алданского щита, AR₁₋₂; 2 — метаморфические образования амфиболитовой – зеленосланцевой фаций удоканской серии Байкальской горной области, PR₁; 3 — ультраметаморфические (гранито-гнейсы) и магматические (граниты, граносиениты и др.) породы кода-ро-удоканского комплекса Байкальской горной области, PR₁; 4 — верхнепротерозойские – нижнекембрийские стратифицированные осадочно-метаморфические отложения Березовского прогибы, R_{1-C}; 5 — область проявления даек основного состава (чайского, доросского, патомского комплексов), R₁₋₃; 6 — область проявления даек щелочного состава, MZ; 7 — различные по морфологии тела щелочных пород, MZ; 8 — раннепротерозойские кремнещелочные метасоматиты (фельдшпатолиты) с уран-ториевой минерализацией; позднепротерозойские ураноносные метасоматиты: 9 — с U-P оруденением, 10 — с U-сульфидным оруденением; мезозойские гидротермально-метасоматические образования: 11 — золотоносные пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты (гумбеиты), 12 — эгирин-калишпатовые метасоматиты (фениты) с ториевой минерализацией, 13 — брекчиевые урановорудные гидротермалиты гидрослюда-пирит-кварц-барит-флюорит-карбонатного состава, часто совмещенные с ураноносными кварцевыми грейзенами; 14 — региональные зоны разломов и крупные тектонические синклинали (I — Чарский, II — Жуинский, III — Ничатский, IV — Правоченчинский, V — Левоченчинский, VI — Ствотах-Юсюрхский, VII — Кеме-Кебектинский, VIII — Атбастах-Торгойский, IX — Гольцовый, X — Чаро-Токкинская, XI — Урага-Холболокская, XII — Ималыкская); 15 — предполагаемые зоны региональных разломов; 16 — надвиги; 17 — урановые объекты (а — месторождения, б — эндогенные рудопроявления)

Геолого-структурное положение территории определено сочленением региональных долгоживущих зон разломов и крупных тектонических структур различного времени заложения. К архей-раннепротерозойским тектоническим элементам принадлежат меридиональные Чаро-Токкинская и Урага-Холболокская синклинали, региональные разломы субмеридионального и северо-западного простираний — Чарский, Жуинский, Ничатский, Право- и Левоченчинские, Ствотах-Юсюрхский и Кеме-Кебектинский. К позднепротерозойским структурам относятся Ималыкский грабен и региональные линейные зоны северо-восточного простирания — Атбастах-Торгойская и Гольцовая. В это же время в рассматриваемом районе активно проявились складчато-надвиговые дислокации. Ранне-среднепалеозойские тектонические элементы представлены шарьяжами и надвигами.

Региональные линейные зоны разломов, как правило, являются долгоживущими, о чем говорит наличие в их осевых частях позднепротерозойских даек основного и кислого составов, различных по морфологии тел щелочных и умереннощелочных пород мезозойского возраста, разновозрастных ураноносных гидротермально-метасоматических формаций.

Гидротермально-метасоматические формации Чарского района. Пневмогидротермальные формации раннего протерозоя представлены скарноидами, кремнещелочными метасоматитами (фельдшпатолитами) и грейзенами. Последовательность раннепротерозойского пневмогидротермального минералообразования отражена на рис. 2.

Фельдшпатолиты (биотит-кварц-полевошпатовые изменения) локализованы в региональных зонах разломов архей-раннепротерозойского зало-

жения (Ствотах-Юсюрхской, Ченчинской, Жуинской, Ничатской и др.), где часто развиваются по бластомилонитам, образуя крутопадающие тела [2]. Лейкократовые крупно-среднезернистые, иногда пегматоидные разности сложены альбит-олигоклазом, микроклином, кварцем и биотитом. Основной объем занимают кварц и полевые шпаты с небольшим (до 5%) количеством биотита. Внутри кварц-полевошпатовой матрицы локализуются маломощные (до 1 м) линзы кварц-биотитового состава. В зонах метасоматитов установлены маломощные (первые метры) гнезда с вкрапленной радиоактивной минерализацией, которая представлена ураноносными монацитом, ксенотимом, торийсодержащим уранинитом в ассоциации с молибденитом и пиритом. Содержание урана в породах (штучное опробование) достигает сотен граммов на 1 т. Изотопный возраст вкрапленной радиоактивной минерализации соответствует 1800–1600 млн. лет [2, 5, 7, 8], что отвечает раннему протерозою.

Ураноносные фельдшпатолиты по сравнению с раннепротерозойскими лейкократовыми гранитоидами характеризуются повышенными содержаниями (здесь и далее в скобках — коэффициент накопления) U (122), P₂O₅ (56), Mo (25), S (24), Ce (14), La (8,5), Pb (7,7), Th (6,6), Nd (4,7), Pr (3,2), Y (3,1), Zr (2,8), Hf (2,1), что связано с присутствием уранинита, монацита, ксенотима, молибденита, пирита и циркона.

Ураноносные гидротермально-метасоматические формации и диафториты позднего протерозоя характеризуются на примере западной (проявления Джелинда, Новый I, II, Контактное и др.) и южной (Фланговое, Узловое, Бухаровское) частей Чарского района. Схема последовательности минералообразования в связи с проявившимися здесь

позднепротерозойскими процессами диафтореза и гидротермально-метасоматической деятельности, преимущественно кислотного типа (рис. 3).

Диафториты (альбит-кварц-серицит-хлоритовые изменения с эпидотом, ортитом, апатитом, оксидом титана, сфеном, циртолитом, торитом и прожилками оксида урана) развиты в зонах региональных разломов, где локализованы ураноносные кремнещелочные метасоматиты. Они выполняют круто- и пологопадающие зоны микрокатаклаза и расланцевания различной пространственной ориентировки. В таких участках фельдшпатолиты интенсивно деформированы и расланцованы, биотит сдавлен и изогнут, таблитчатые зерна полевых шпатов и зерна кварца подроблены. Диафторез приводил к замещению слюды хлоритом и серицитом с образованием оксида титана и сфена, а также раскислению плагиоклаза, формированию внутри кварц-полевошпатовой матрицы кварц-альбитовых микропрожилков. При этом урансодержащая вкрапленная минерализация разрушалась с образованием ортита, апатита, циртолита, торита и настурана. Абсолютный возраст новообразованной радиоактивной минерализации из диафторированных пород составляет 1300–1100 млн. лет, что соответствует раннему рифею.

В позднем рифее проявились предрудные гидротермально-метасоматические процессы кислот-

ного характера. Образовались пирит-серицит-кварцевые метасоматиты, с которыми связано U-P и U-сульфидное оруденение.

Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты отнесены к предрудным изменениям на основании наблюдений растрескивания жил, сложенных различными по морфологии выделениями кварца, и залечивания трещин более поздней минерализацией с U-P и U-сульфидным оруденением. Пирит-серицит-кварцевые изменения приурочены к линейным региональным тектоническим структурам, где слагают крутопадающие разноориентированные тела брекчий и катаклазитов. Их мощность варьирует от первых десятков сантиметров до 5–7 м. Вмещающими породами служат диафторированные граниты, кристаллические сланцы и фельдшпатолиты.

Гидротермально-метасоматические образования, сопровождающие U-P оруденение, представлены бурыми, буро-оранжевыми и ярко-красными брекчиями. Они сложены апатитом, гетит-гематитом, хлоритом, серицитом с криптоварцем, иногда с оксидом титана и пиритом, а также тонкодисперсными выделениями уранинита, настурана, коффинита и нингионита, которые локализованы преимущественно внутри гематитизированного апатита. Брекчии приурочены к Ствотам-Юсюряхской и

Этап, формация	PR, пневматогидротермальная		
	Скарноиды	Фельдшпатолиты	Грейзены
Фации			
Минералы			
Роговая обманка	—		
Диопсид	—		
Гроссуляр	—		
Минерал группы эпидота	—		
Скаполит	—		
Альбит-олигоклаз		—	
Кварц		—	—
Монацит		—	
Ксенотим		—	
Циркон		—	
Микроклин		—	
Апатит		—	
Биотит		—	
Уранинит		—	
Молибденит		—	
Пирит		—	
Альмандин			—
Мусковит			—
Дравит			—
Флюорит			—

Рис. 2. Схема последовательности пневматогидротермального минералообразования в Чарском районе в раннем протерозое:

1 — широко распространенные; 2 — мало распространенные; 3 — редко встречающиеся

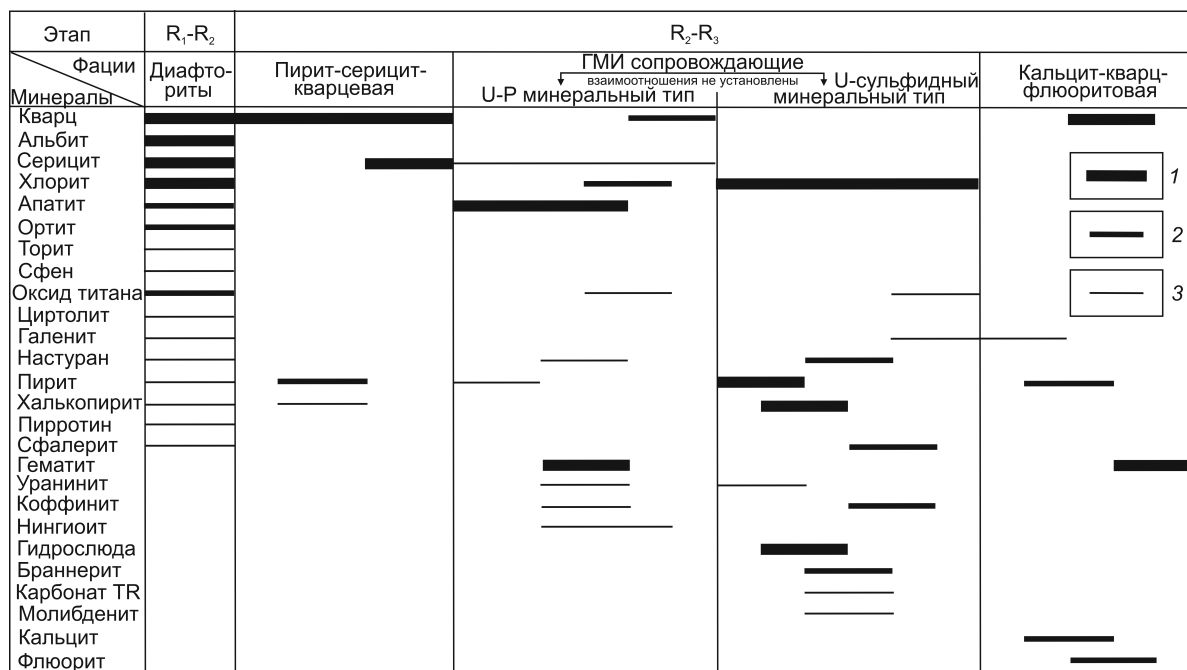


Рис. 3. Схема последовательности минералообразования (диафорез и гидротермально-метасоматические образования кислотного типа) в южной и западной частях Чарского района в позднем протерозое:

усл. обозн. см. рис. 2

Ченчинской региональным зонам. Располагаются вблизи предрифейского структурно-стратиграфического несогласия или непосредственно под рифейским осадочно-метаморфическим чехлом в пределах абсолютных отметок 1500–1600 м. В большинстве случаев они наложены на тела предрудных пирит-серицит-кварцевых метасоматитов и сосредоточены в наиболее тектонически проработанных центральных участках. Образуют крутопадающие линзы и маломощные (до 1–2 м) жилы, содержащие U до 0,01%.

Совмещенные предрудные пирит-серицит-кварцевые образования и метасоматиты с U-P минерализацией по отношению к раннепротерозойским лейкогранитам характеризуются повышенными концентрациями P₂O₅ (133), U (54), F (10), CaO (8,9), S (6,6), Cu (3,7), Se (2,1), что обусловлено новообразованиями фторапатита, сульфидов и урановой минерализации, содержащей TR. Такие элементы, как U, Pb, Ca, F, P, Sg входят в группу с положительным коэффициентом корреляции 0,7–0,96.

Абсолютный возраст урановой минерализации не определен из-за дисперсности выделений урановых минералов. Однако установлено, что U-P оруденение наложено на раннепротерозойскую кору выветривания и связано с метасоматитами, сопровождающими U-сульфидную минерализацию,

время формирования которой датируется поздним рифеем.

U-сульфидное оруденение ассоциирует с обильным развитием сульфидов (пирита, халькопирита, галенита и сфалерита), различных по химическому составу хлоритов (от магнезиально-железистых до железистых) и гидрослюды. Урановая минерализация проявлена в виде вкрапленности браннерита, безториевого уранинита, прожилков настурана и коффинита. В западной части района она приурочена к региональным структурам северо-западного простирания (месторождение Чепок и ряд рудопроявлений), на юге — к Ничатской и Жуинской многошовным зонам разломов (рудопроявления Бухаровское и Мигматитовое), где сосредоточена в серии субширотных и субмеридиональных швов более высокого порядка. Протяженность минерализованных зон от первых сотен метров до 2 км. Суммарные стволовые мощности интервалов дробления с учетом целиком слабо нарушенных вмещающих пород варьируют от первых метров до 65 м в стержневой части. Зоны гидротермально-метасоматической проработки с урановым оруденением локализованы в пределах абсолютных отметок 200–600 м. Они располагаются непосредственно под рифейским осадочно-метаморфическим чехлом в породах фундамента среди углеродсодержащих кристаллических

Этапы	J ₂		J ₃ -K ₁	
Формации	Метасоматическая	Гидротермальная	Пневмато-гидротермальная	Гидротермальная
Фации	Гумбеиты	Пирит-карбонат-коффинитовая	Грейзены	Гидрослюда-барит-пирит-криптокварц-флюорит-карбонатная
Минералы				
Калиевый полевой шпат	■			
Пирит	■	■		■
Золото	—	—		
Брейнерит	■			
Адуляр	■			
Флюорит				■
Анкерит	■			
Коффинит		■		
Кварц крупно-среднезернистый		—	■	
Хэттонит			—	
Уранинит				—
Гидрослюда				—
Кварц мелко-криптозернистый				■
Кальцит				■
Барит				—

Рис. 4. Схема последовательности гидротермально-метасоматического минералообразования в южной части Чарского района в мезозое:

усл. обозн. см. рис. 2

сланцев и blastsмилонитов, где часто отмечаются прерудные пирит-серицит-кварцевые изменения.

Зоны с урановым оруденением представлены системой сближенных маломощных швов катаклазитов, брекчий и участков ступенчатости разнонаправленной трещиноватости. В периферических частях зон урановая минерализация бедная, вкрапленная и прожилково-вкрапленная, представлена преимущественно браннеритом и безториевым уранинитом. К центральному интенсивно брекчированному и гидротермально-проработанному участку зон приурочено наиболее богатое прожилковое настуран-коффинитовое оруденение. Содержание U варьирует от 0,01% в краевых частях оруденелых зон до 1,8% в местах максимальной тектонометасоматической проработки.

Сравнение метасоматитов с U-сульфидной минерализацией и безрудных нижнепротерозойских сланцев района показало, что первые характеризуются высокими содержаниями U (304), Pb (21), Mo (12,6), S (10,4), Se (5,9), Cd (5,7), As (4,6), Zn (4,2), Yb (2,5), Nb (2,3), Y (2,2). Обогащение U и TR обусловлено урановой минерализацией с Y и Se. В ассоциации с настураном и коффинитом присутствуют галенит с Se, сфалерит с примесью Cd, пирит, в том числе As-содержащий. В наиболее оруденелых участках встречаются включения молибденита. Наличие Nb обусловлено присутствием нио-

бийсодержащего оксида титана. Между U, Pb, Y и Mo установлена положительная связь, характеризующаяся коэффициентом корреляции 0,6–0,9. Намечается положительная корреляционная зависимость ($K_{кор}$ 0,3–0,6) между вышеперечисленной группой элементов а также As, Zn, Ce, Se, Yb. Л.В.Суминым на твердофазном масс-спектрометре Pb–Pb методом определен возраст прожилковой настуран-коффинитовой минерализации 600–800 млн. лет, что отвечает позднему рифею. Сходные гидротермально-метасоматические образования установлены в северо-западной части территории на урановом месторождении Чепок и ряде рудопроявлений урана.

Завершение процессов эндогенного уранового рудообразования в Чарском районе связано с мезозойской гидротермально-метасоматической деятельностью, которая масштабно проявилась в пределах Мурунского массива и в южной части района. Преобразованные породы детально геолого-минералогически изучены автором на рудопроявлениях Фланговое и Узловое (рис. 4).

Гумбеиты (пирит-карбонат-калишпатовые изменения) откартированы автором и предшествующими исследователями на рудопроявлениях Фланговое, Узловое, Широк и др., где они приурочены к Жуинской многошовной зоне разломов. Их тела тяготеют к экзоконтактам даек роговообманковых

порфи́ров, имеют север–северо-восточное простирание (азимут 10–30°), выполняют серии швов мощностью 1–5 м, протяженностью первые километры.

Метасоматиты бурого и ярко-оранжевого цвета, с брекчиевой, струйчатой и сетчатой текстурой. Они развиты по кристаллическим сланцам и гранитам, значительно реже по роговообманковым порфирам. Состоят из бурого калиевого полевого шпата, адуляра, карбонатов, флюорита и пирита, содержат тонкодисперсное золото. Ресурсы золота в пределах рудопроявлений Фланговое и Узловое оцениваются в 2300 кг при содержании Au 1 г/т. В зонах гумбеитизации отмечаются маломощные (первые миллиметры) прожилки пирит-карбонат-коффинитового состава. В пределах Эльконского горста возраст пирит-карбонат-калишпатовых изменений датируется средней юрой.

В позднеюрское – раннемеловое время возобновилась тектономагматическая деятельность, в заключительную стадию которой формировались фениты и грейзены с ториевой и уран-ториевой минерализацией, а затем брекчиевые гидротермалиты, сложенные кварцем, флюоритом, баритом, гидрослюда, оксидами титана, карбонатами, фосфатами и сульфидами с урановым и уран-ториевым обогащением. В Мурунском массиве подобные изменения ранее детально изучены Т.В.Билибиной, В.П.Роговой, И.С.Минеевой, Г.В.Дитмаром и другими исследователями.

Фениты или эгирин-полевошпатовые метасоматиты с редкоземельно-ториевой минерализацией наиболее интенсивно проявлены в восточной части района, где они приурочены к периферии Маломурунского массива. Мощность фенитовых ореолов варьирует от первых метров до первых сотен метров. К числу рудных, аксессуарных и второстепенных минералов относятся галенит, халькопирит, борнит, анатаз, циркон, апатит, бенстонит, тинаксит и чароит. Фенитизация произошла до завершения становления главных пород Мурунского массива, абсолютный возраст которых оценивается в 150–130 млн. лет, что соответствует поздней юре – раннему мелу.

Грейзены (преимущественно кварцевые изменения с ториевой или урановой минерализацией) тяготеют к внутренней части Мурунского массива. Они локализованы в зонах субмеридионального и северо-восточного направлений. Протяженность зон грейзенизации 200–400 м, мощность от 0,5 до первых метров. Основной минерал — разнотельный кварц белого и серого цвета, слагает жилы замещения и выполнения свободного пространства, внутри которых отмечаются выделения торие-

та или браннерита. В жильном кварце часто присутствуют гнезда и вкрапления хэттонита, анатаза, магнетита, пирита, циркона, апатита, барита, лепидолита и тонкодисперсного золота.

Урановорудные брекчиевые гидротермалиты Торгойского месторождения локализованы в многочисленных крутопадающих зонах дробления, брекчирования и катаклаза. Минерализованные зоны сосредоточены в оперяющих структурах Атбастах-Торгойского и Гольцового разломов, сгруппированы в системы субмеридионального и северо-восточного направлений. Их протяженность варьирует от первых сотен метров до первых километров, мощность — от первых десятков сантиметров до первых сотен метров. Гидротермалиты слагают цемент в неоднократно брекчированных породах, состоящий из флюорита (от бесцветного до темно-синего), криптокварца, барита, фосфатов, гидрослюда, карбонатов (доломит, кальцит, стронцианит), тонко рассеянной вкрапленности сульфидов (пирит, халькопирит, галенит, блеклая руда и др.) и оксидов титана (анатаз, рутил). Урановая минерализация представлена оксидом урана, в меньшей степени коффинитом.

Сходные грейзены и брекчиевые гидротермалиты наблюдались нами в зонах золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов на юге района. В результате взламывания тел гумбеитов здесь вначале формировались кварцевые жилы (грейзены) с вкрапленным хэттонитом, а после очередных тектонических подвижек — брекчии с гидрослюда-пирит-кварц-барит-флюорит-карбонатным цементом, содержащие тонкодисперсный уранинит.

Нормирование пространственно совмещенных гумбеитов, пирит-карбонат-коффинитовых новообразований, кварцевых метасоматитов и жильных гидротермалитов относительно кристаллических сланцев показало, что метасоматиты характеризуются повышенными концентрациями As (91), U (11,1), Sb (6,1), F (4,6), Pb (3), Th (2,7), Mo (2,7), S (2,5), K₂O (2,2), Se (2,2), W (2,2), Nb (2,1) и Au.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в Чарском районе формирование и преобразование урановых концентраций было связано с масштабной раннепротерозойской пневматогидротермальной деятельностью, проявившейся в зонах региональных долгоживущих разломов северо-западного и субмеридионального простираний в виде ураноносных кремнещелочных метасоматитов с вкрапленностью уранинита, урансодержащих монацита и ксенотима, а также с более поздними позднепротерозойскими и мезозойскими локальными гидротермаль-

но-метасоматическими процессами. Основное значение для уранового рудообразования имели позднепротерозойские процессы. В раннерифейское время в условиях активной тектонической деятельности они выразились в диафторезе вмещающих пород и ураноносных фельдшпатолитов. В позднерифейское время в зонах региональных разломов произошли гидротермально-метасоматические изменения кислотного типа. Их продукты — пирит-серицит-кварцевые метасоматиты, а также более поздние образования с уран-фосфорным и уран-сульфидным оруденением (месторождение Чепок, рудопоявления Бухаровское, Мигматитовое и др.). Наиболее молодые процессы эндогенного уранового рудообразования обусловлены мезозойской тектономагматической активизацией, сопровождавшейся очередным подновлением региональных тектонических структур и возникновением разломов более высокого порядка. Связанные с ними гидротермально-метасоматические процессы привели к образованию золотосодержащих пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, а позднее фенитов, грейзенов и брекчиевых гидротермалитов с ториевой, уран-ториевой и урановой минерализацией (месторождение Торгойское, рудопоявления Фланговое, Узловое и др.).

Полученные данные об особенностях и эволюции уранового рудогенеза в Чарском районе свидетельствуют о перспективности рассматриваемой территории на обнаружение промышленных объектов эндогенного класса, в первую очередь связанных с позднепротерозойской эпохой тектономагматической активизации. В это же время были сформированы уникальные месторождения типа «несогласия» в Канаде и Австралии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макарьев Л.Б., Шувалов Ю.М. Перспективы выявления комплексного уранового оруденения в позднепротерозойских несогласиях юга Восточной Сибири // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2000. Вып. 141. С. 26–28.
2. Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Павлов М.В. Урановое и благороднометальное оруденение северной части Нечерского поднятия (Бульбухтинская площадь): вещественные особенности и стадийность формирования // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2005. Вып. 147. С. 69–83.
3. Нечеро-Ничатский урановорудный район (ведущие типы оруденения, обстановки локализации и перспективы) / Л.Б.Макарьев, Л.В.Былинская, М.В.Павлов и др. // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2006. Вып. 150. С. 5–17.
4. Пушкаренко А.И., Корнаков В.В., Вылков С.П., Царук И.И. Геологическое строение и рудоносность Бульбухтинской площади // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2004. Вып. 145. С. 130–144.
5. Радиоактивная минерализация Ничатской площади (рудно-формационные типы, их размещение, перспективы на обнаружение промышленных скоплений урана) / С.И.Мельников, Н.А.Гребенкин, В.Т.Дубинчук и др. // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2011. Вып. 156. С. 105–115.
6. Толкачев А.Е., Тюленева В.М., Шашорин Б.Н. Тектонические и минералого-геохимические особенности формирования урановых и золоторудных концентраций в обрамлении Нечерского поднятия (Северное Забайкалье) // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2004. Вып. 145. С. 145–158.
7. Тюленева В.М. Особенности ураново-рудной минерализации на Бульбухтинской площади Чарского района // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2002. Вып. 144. С. 153–163.
8. Тюленева В.М., Чистякова Н.И., Дубинчук В.Т., Ружецкий В.В. Минеральные ассоциации, эпохи и эволюция уранового рудогенеза в Северном Прибайкалье // Разведка и охрана недр. 2009. № 3. С. 25–32.
9. Шашорин Б.Н., Толкачев А.Е., Афанасьева Р.Н. Структурные и палеотектонические обстановки формирования золотого и уранового оруденения в покровно-складчатых сооружениях бассейна рек Ходокан и Бульбухта (Северное Забайкалье, Бодайбинский район) // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 2002. Вып. 144. С. 142–152.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.81

© В.С.Шкодзинский, 2013

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РОССЫПЕЙ С ОКРУГЛЫМИ АЛМАЗАМИ

В.С.Шкодзинский (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН)

Получены доказательства образования округлых алмазов в остаточных расплавах с повышенным содержанием кремнекислоты. Возрастающая вязкость расплавов приводила к понижению скорости диффузии углерода, образованию небольшого количества зародышей кристаллов алмаза и постепенному замедлению скорости роста новых слоев на их гранях. В результате возникали округлые крупные кристаллы. Меньшее, чем в других кимберлитах, содержание H_2O и CO_2 в таких расплавах — причина взрыва их в менее глубоких условиях и формирования ими в основном покровов туфов и россыпей.

Ключевые слова: россыпи, округлые алмазы, магматический океан.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

GENESIS OF PLACERS WITH ROUNDED DIAMONDS

V.S.Shkodzinskiy

It was shown that rounded diamonds were crystallized in residual melts with increased SiO_2 content. Increased viscosity these melts led to decreasing of carbon velocity diffusion, to origin small number of diamond germs and to decreasing of area new layers on crystal faces. As result large rounded diamonds were formed. These melts contained less H_2O and CO_2 than another kimberlite magmas. Therefore they were exploded on less deep and formed mainly tuff sheets and placers.

Key words: placers, rounded diamonds, magma ocean.

В Бразилии, на северо-востоке Сибирской платформы и в некоторых других регионах широко распространены россыпи, для которых характерен ряд специфических особенностей — преобладание округлых алмазов повышенной крупности, распространение на больших площадях и обычно отсутствие в районах их развития кимберлитовых трубок с типичными для этих россыпей алмазами. В таких россыпях находятся большие запасы алмазов, поэтому выяснение их происхождения представляет значительный интерес.

Природа округлых алмазов обсуждается более века. Некоторые исследователи (В.П.Гольдшмидт, А.Е.Ферсман) предполагали, что они образовались путем частичного растворения плоскогранных кристаллов. Сторонники ростового генезиса (О.М.Аншлесс, М.А.Гневушев) считали, что сохранение на кристаллах острых вершин и граней свидетельствует о возникновении округлых алмазов при уменьшении скорости процессов алмазообразования. В этом случае образующиеся на гранях кристаллов слои роста все больше не дорастали до ребер и вершин, поэтому формировались выпуклые грани.

Выполненные автором исследования полностью подтвердили ростовое происхождение

округлых алмазов. Они показали, что алмазы и остаточные кимберлитовые расплавы формировались при фракционировании глубинного перидотитового слоя постагрегационного магматического океана, образовавшего литосферную мантию древних платформ [20]. Доля округлых кристаллов (рис. 1) возрастает с увеличением содержания в кимберлитах кремнекислоты, чаще всего накапливавшейся при фракционировании, и с уменьшением величины структурного параметра расплава $K=200(O-2H)/H^{-1}$, в котором O — число грамм-ионов кислорода в 10^3 , H — число грамм-ионов сеткообразователей в 10^3 [14]. Это обусловлено тем, что при таком изменении данных величин сильно возрастала вязкость остаточного расплава. Поэтому уменьшалась скорость диффузии углерода и увеличивалась степень пересыщения им расплава. В подобных условиях новые слои роста возникали раньше, чем уже существующие успевали дорости до ребер и вершин, и формировались выпуклые грани.

Округлые додекаэдрониды содержат в среднем в несколько раз больше азота и других примесей, чем октаэдры [20, 21]. В них преобладают включения эклогитового парагенезиса и углерод более легкий, чем в плоскогранных октаэдрах. То есть их алмаз-

ное вещество сформировалось в других условиях, чем таковое октаэдров. Это подтверждает их ростовое происхождение.

В случае образования путем растворения округлые кристаллы были бы в среднем мельче, чем плоскогранные, так как при растворении часть их вещества удалялась бы. При ростовом происхождении они, наоборот, в среднем должны быть крупнее плоскогранных, поскольку в округлые, в первую очередь, преобразовывались крупные кристаллы. Намного больший средний вес алмазов в россыпях с высоким содержанием округлых кристаллов полностью подтверждает последний вариант. Так, при содержании округлых кристаллов в россыпях Красновишерского района Урала 80–90% средний вес алмазов обычно составляет 60–180 мг (рис. 2). В удаленных от трубок россыпях севера Якутии с содержанием округлых кристаллов 10–70% средний вес алмазов 10–50 мг. В промышленных трубках Якутии, в которых почти нет округлых алмазов, он равен 1–6 мг.

В россыпях на северо-востоке Сибирской платформы, кроме светлых округлых алмазов уральского (бразильского) типа, выделяются черные округлые кристаллы эбеляхского типа, названные так по месту их большего содержания (до 57%) в россыпях р. Эбелях. Черный цвет кристаллов обусловлен присутствием в них внешней оболочки, переполненной флюидными включениями, стенки которых покрыты графитом. В россыпи р. Беэнчеме округлые кристаллы эбеляхского типа имеют средний вес 56,0 мг, уральского — 21,8 мг, а плоскогранные — только 17,2 мг [16], что подтверждает большую крупность округлых кристаллов по сравнению с плоскогранными.

Часто высказывалось мнение [8, 16] о том, что в россыпях этой части платформы плоскогранные кристаллы алмаза имеют традиционный кимберлитовый источник, а округлые — нетрадиционный. Однако во всех кимберлитовых и лампроитовых трубках присутствуют различные по форме алмазы, что связано с изменением их морфологии в процессе образования кимберлитовых остаточных расплавов при магматическом фракционировании. Поэтому в большинстве случаев различные алмазы россыпей должны были формироваться в одном и том же коренном источнике.

Приведенные данные свидетельствуют о формировании округлых алмазов при фракционировании, когда сокращались площади образующихся слоев роста на гранях кристаллов под влиянием возрастающей вязкости остаточных расплавов с увеличением в них содержания кремнекислоты и других ионов сеткообразователей (Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{5+} , Li^{4+}). В

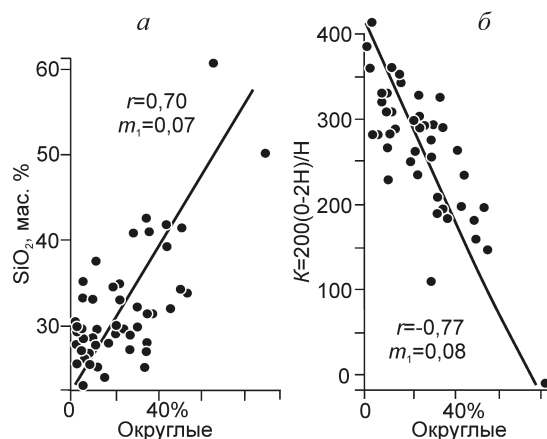


Рис. 1. Соотношение доли округлых кристаллов среди алмазов с содержанием кремнекислоты в кимберлитах (а) и величиной K — структурного параметра их расплавов (б), с использованием данных [3, 5–13, 16–19, 23]:

r — коэффициент корреляции, m_1 — ошибка коэффициента

больших количествах они возникали в богатых кремнекислотой кимберлитах с повышенным средним размером алмазных зерен, что связано с формированием небольшого числа зародышей алмаза в вязких кимберлитовых расплавах. По экспериментальным данным А.Шатского с соавторами [22],

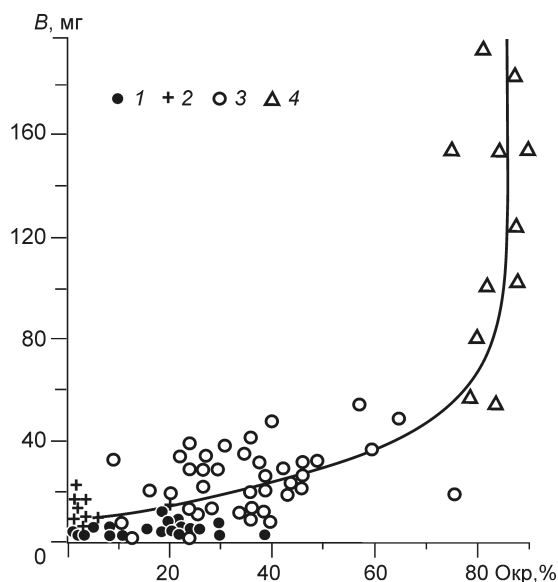


Рис. 2. Соотношение доли округлых кристаллов среди алмазов с их средним весом (B), с использованием данных [1, 2, 8, 16]:

1 — в кимберлитовых трубках, 2 — в россыпях в районе кимберлитовых полей, 3 — в россыпях Северной Якутии, удаленных от кимберлитовых трубок, 4 — в россыпях Вишерского Урала

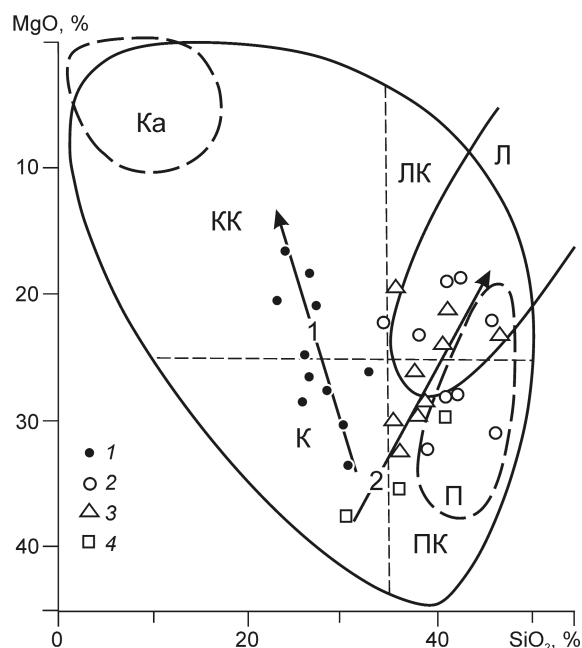


Рис. 3. Соотношения MgO – CaO в кимберлитах, с использованием данных [3, 5–13, 16–19, 23]:

точки среднего состава алмазоносных трубок: 1 — Якутии, 2 — Архангельской провинции, 3 — Африки, 4 — Канады; тренды фракционирования: 1 — карбонатитовый, 2 — лампроитовый; поля состава: Ka — карбонатитов, K — кимберлитов, KK — карбокимберлитов, Л — лампроитов, ЛК — лампрокимберлитов, ПК — пикрокимберлитов, П — пикритов

скорость образования зародышей алмаза в расплавах, содержащих кремнекислоту, в несколько десятков раз ниже, чем в расплаве K_2CO_3 . Это обусловлено тем, что содержание кремнекислоты сильно повышает вязкость расплавов и уменьшает скорость диффузии химических компонентов в них. Последнее снижает скорость образования зародышей кристаллов. Поэтому высокая вязкость расплавов способствовала формированию небольшого числа зародышей алмаза и кристаллизации на них всего алмазного вещества с возникновением алмазов повышенной крупности.

Ранее [20] было показано, что по количеству кремнекислоты в кимберлитах выделяются две магматических серии (рис. 3). В большинстве алмазоносных кимберлитов Якутии среднее содержание кремнекислоты снижается по мере уменьшения количества MgO. По составу они все больше приближаются к карбонатитам и образуют карбонатитовую магматическую серию. В архангельских трубках и в большинстве зарубежных содержание кремнекислоты увеличивается с уменьшением количества MgO. Они по составу приближаются к

лампроитам и формируют лампроитовую магматическую серию кимберлитов. Границей между этими сериями является содержание кремнекислоты около 35%. Породы с более высоким ее содержанием относятся к лампроитовой серии, с более низким — к карбонатитовой.

Если размер алмазов увеличивался с ростом кремнекислотности остаточных расплавов, то крупные алмазы должны присутствовать в наиболее богатых кремнекислотой кимберлитах лампроитовой серии. Это подтверждают данные о том, что показателем принадлежности кимберлитов к карбонатитовой или лампроитовой магматическим сериям служит содержание CaO (рис. 4). Поля кимберлитов карбонатитовой и лампроитовой серий на рисунке четко разобщены. Средний вес алмазов кимберлитов лампроитовой серии достигает 150 мг, а в кимберлитах карбонатитовой серии он составляет чаще всего несколько миллиграммов и в среднем уменьшается по мере возрастания степени фракционированности расплавов. Таким образом, повышенный размер алмазов в рассматриваемых россыпях, как и их округлая форма, обусловлены большим содержанием кремнекислоты в расплаве, сформировавшем их коренной источник.

Важнейшей особенностью состава лампроитов и кимберлитов лампроитовой магматической серии является значительно меньшее содержание в них летучих компонентов, особенно углекислоты, по сравнению с кимберлитами карбонатитовой серии. Так, в случае широко распространенного 20%-ного содержания SiO_2 в последних количество углекислоты в них составляет в среднем 17%, а воды — примерно 4%. В лампроитах с 55% кремнекислоты это содержание в среднем равно соответственно 0,5 и 2% [20]. Ранее было показано, что кимберлитовые и лампроитовые магмы на малоглубинной стадии подъема декомпрессионно затвердевали вследствие снижения давления летучих компонентов после вскипания расплава. При дальнейшем подъеме они взрывались под влиянием высокого внутреннего давления флюидной фазы, законсервированной декомпрессионным затвердеванием [20]. При таком происхождении взрывов протяженность кимберлитовых и лампроитовых диатрем должна сокращаться с падением содержания летучих компонентов в магмах. Это подтверждается уменьшением средней конусности диатрем с уменьшением количества воды и углекислоты в их породах (рис. 5). Так, при суммарном содержании этих компонентов 26% угол падения стенок составляет в среднем 77°, а при величине этой суммы 2% он уменьшается до 43°. В случае содержания углекислоты 12% он равен в среднем 68°, а при ее отсутствии — 46°.

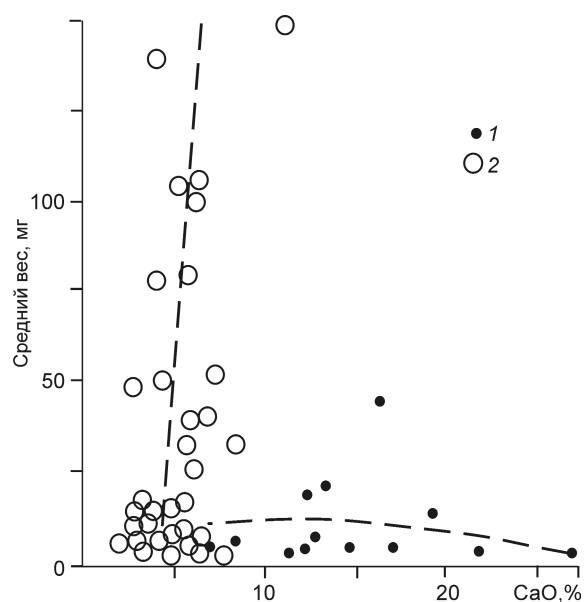


Рис. 4. Зависимости среднего веса кристаллов алмаза от содержания СаО в кимберлитах, с использованием данных [3, 5–13, 16–19, 23]:

1 — карбонатитовой, 2 — лампроитовой магматических серий

Протяженность диатрем кимберлитов карбонатитовой серии в среднем составляет около 1,5–2 км. Очевидно, что вследствие меньшего среднего содержания летучих компонентов примерно в 8,4 раза в магмах лампроитов и наиболее богатых кремнекислотой кимберлитов лампроитовой серии вертикальная протяженность сформированных ими диатрем будет примерно во столько же раз меньше и составит около 150–240 м. В таких блюдцеобразных широких маарах размещалась относительно небольшая часть туфового материала. Большая же его часть была выброшена в атмосферу и сформировала обширные покровы, которые первоначально располагались как на поднятиях, так и во впадинах. Это объясняет размещение россыпей с неизвестными коренными источниками на огромных площадях.

При взрыве в 1883 г. вулкана Кракатау (Индонезия) выброшенный в атмосферу туфовый материал рассеялся на площади 700 тыс. км² [4]. Поэтому взрыв даже одного мощного алмазоносного вулкана мог сформировать источники алмазоносных россыпей Северной Якутии на всей площади их распространения (400 тыс. км²), хотя, скорее всего, этих вулканов было значительное количество. Площадь распространения россыпей с округлыми алмазами в Бразилии составляет нескольких миллионов квадратных километров [15]. Поэтому их формирование должно быть связано с извержением многих вулканов, близких по составу к лампроитам.

Если впадины, в которые падал туфовый материал, были заполнены водой, то он мог перемываться, смешиваться с другими осадками и формировать разнообразные туффизиты. В случае захоронения под более молодыми осадками туффизиты не подвергались эрозии и располагались в осадочных толщах в виде прослоев и линз. Туфовый материал, располагавшийся на возвышенностях, быстро эродировался. Большая часть его силикатного вещества, особенно в условиях жаркого влажного климата, выветривалась и в виде водных растворов и глинистой фракции уносилась, а устойчивые к выветриванию алмазы частично перемещались во впадины рельефа, формировали промежуточные коллекторы различного возраста или накапливались в водотоках. Часть алмазов из-за высокого удельного веса могла частично погружаться в кору выветривания подстилающих пород. Это объясняет присутствие алмазов в породах, которые не могли быть их источниками, и промышленную алмазоносность четвертичного аллювия многих рек. Например, на Северо-Востоке России в бассейне р. Эбелях с уникальными по запасам россыпями единичные алмазы присутствуют на склонах долины в коре выветривания кембрийских доломитов, которые гораздо древнее, чем триасовые коренные источники, судя по изотопному возрасту ассоциирующего с алмазами циркона [6, 16].

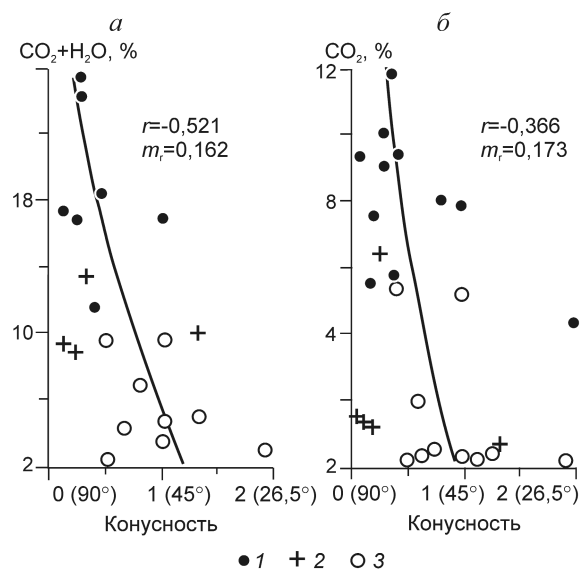


Рис. 5. Соотношение конусности диатрем (угла падения их стенок и котангенса этого угла) с суммарным содержанием воды и углекислоты (а) и углекислоты (б), с использованием данных [3, 5–13, 16–19, 23]:

1 — в кимберлитах Якутской и 2 — Архангельской провинций; 3 — в лампроитах Австралии; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Алмазоносные диатремы богатых кремнекислотой магм глубиной в первые сотни метров даже достаточно молодые были почти полностью уничтожены эрозией, поскольку эрозионный срез якутских кимберлитовых трубок составляет 400–600 м, а африканских — достигает 1,5 км. Это объясняет бесплодность попыток найти высокоалмазоносные трубки в районах распространения рассматриваемых россыпей. Однако могли сохраняться подводящие каналы диатрем. Алмазоносные интрузивные флюидизиты Красновишерского района Урала [19], возможно, служили такими подводящими каналами или недоразвитыми диатремами. Продукты взрыва их магм проникали через перекрывающие породы по трещинам с образованием штокверков и жил.

Таким образом, главным коренным источником алмазов рассматриваемых россыпей должны быть не кимберлитовые и лампроитовые трубки, как обычно предполагается, а туфы и туффизиты, которые сохранялись лишь в областях накопления осадков. Как уже отмечалось, присутствие туффизитов в настоящее время установлено в Красновишерском районе Урала, где они некоторыми исследователями [17] считаются источником алмазов для пространственных здесь россыпей.

В последние годы компанией *Diagem* в Интернете опубликована информация (<http://www.mine-ral.ru/News/26883/html>) о том, что на площади Жуина в Бразилии обнаружен слой пепловых туфов и туффизитов мощностью 0,52 м, содержащий в среднем 0,66 кар/м³ алмазов. Самый крупный камень весит 4,67 кар, средний вес по найденным 849 кристаллам составляет 36 мг.

На севере Якутии на левом берегу р. Булкур и в некоторых соседних районах в основании отложенный карнийского яруса триаса найден прослой с очень высоким содержанием пиропов и алмазов (до 11,58 кар/м³). При этом в алмазах содержится большое количество черных разновидностей эбеляхского типа и они полностью аналогичны специфическим алмазам россыпей Северной Якутии. Сначала эти породы относили к гравелитам базального слоя карния [16]. Но после публикаций автора [20] о туфовой природе коренного источника алмазов россыпей рассматриваемого региона и вероятном присутствии туфов и туффизитов лампроитоидного состава в триасовых отложениях севера Якутии данные породы стали рассматриваться как туффизиты [6].

На северо-востоке Сибирской платформы находится 68,8% запасов россыпных алмазов России, из них 52,3% приурочены к относительно небольшому по площади (около 2000 км²) бассейну р. Эбелях. Здесь доля кристаллов эбеляхского типа среди алма-

зов наиболее велика — до 57% [16]. Это свидетельствует о том, что этот район был главным центром алмазоносного эксплозивного вулканизма, с которым связано формирование изучаемых россыпей. Другой центр, возможно, располагался в верховьях р. Оленек, где содержание этих разновидностей достигает 31%. В рассматриваемых россыпях содержатся большие запасы алмазов повышенной крупности. Однако они распределены на большой площади, что затрудняет отработку россыпей с применением современной мощной техники. В Бразилии подобные россыпи успешно разрабатываются старателями уже более 200 лет [15].

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что все особенности рассмотренных россыпей определяются одним и тем же фактором — повышенным содержанием кремнекислоты в расплавах, сформировавших коренной источник алмазов россыпей. Им обусловлены округлая форма и повышенный размер алмазов, распространение на больших площадях и отсутствие четко выраженных протяженных диатрем, содержащих алмазы, идентичные таковым в россыпях. В районе распространения данных россыпей целесообразно искать остатки покровов туфов, а не трубок, как предполагалось раньше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аргунов К.П.* Алмазы Якутии. – Новосибирск: СО РАН, 2005.
2. *Аргунов К.П.* Результаты изучения алмазоносности территории главных алмазодобывающих стран мира. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2006.
3. *Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубев Ю.Ю.* Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // *Геохимия*. 2004. № 9. С. 915–939.
4. *Ботвинкина Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. – М.: Наука, 1974.
5. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира. – М.: Геоинформмарк, 2000.
6. *Граханов С.А., Смелов А.П.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // *Отечественная геология*. 2011. № 5. С. 56–63.
7. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир, 1989.
8. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
9. *Илутин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.Н.* Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978.
10. *Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз) / Ф.А.Фролов, А.В.Лапин, А.В.Толстов и др.* – М.: НИИ-Природа, 2005.

11. *Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В.* Кимберлиты и конвергентные породы. – Мирный, 2004.
12. *Магматические горные породы. Ультраосновные породы / О.А.Богатиков, Ю.Р.Васильев, Ю.И.Дмитриев и др.* – М.: Наука, 1988.
13. *Минин В.А., Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Лампроиты Австралии: опыт петрологической интерпретации петрохимических данных // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 241–558.
14. *Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. – М.: Наука, 1984.
15. *Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Минорин В.Е., Черников В.Г.* Россыпи алмазов мира. – М.: Геоинформмарк, 2005.
16. *Россыпи алмазов России / С.А.Граханов, В.И.Шаталов, В.А.Штыров и др.* – Новосибирск: ГЕО, 2007.
17. *Субвулканические взрывные породы Урала — возможные источники алмазных россыпей / Л.И.Лукьянова, В.В.Жуков, В.А.Кириллов и др.* // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134–157.
18. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.Н.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
19. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластов Вишерского Урала. – Пермь: ПГУ, 2001.
20. *Шкодзинский В.С.* Генезис кимберлитов и алмаза. – Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия». 2009.
21. *Шкодзинский В.С.* Природа различного содержания азота в алмазах // Записки Российского минералогического общества. 2011. Ч. CXL. № 6. С. 113–118.
22. *Diamond crystallization in carbonate-silicate systems: Implications for natural diamond genesis / A.Shatskiy, Yu.M.Borzdov, A.G.Sokol et al.* // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract. 2008. No 91RC-A-00408.
23. *The geology of kimberlite pipes of the Ekaty property, Northwest Territories, Canada / T.Nowicki, B.Crawford, D.Dyck et al.* // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. 2004. Vol. 1. P. 1–21.

УДК 552.323.6 (571.56)

© К.Н.Егоров, А.И.Мельников, 2013

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

К.Н.Егоров, А.И.Мельников (Институт земной коры СО РАН)

На основе обобщения многолетних результатов комплексного картирования структуры около-трубчатого пространства и внутреннего строения кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки Удачная рассмотрены три этапа формирования разрывных нарушений в его пределах и для рудного узла в целом. Проявления кимберлитового магматизма первого этапа, контролируемые северо-восточной системой разрывных нарушений, представлены преимущественно дотрубчатыми жилами и штокообразными «слепыми» телами массивных порфировых кимберлитов с отличительными изотопно-геохимическими признаками. На втором этапе произошла смена полей напряжений, связанная с формированием северо-западных дизъюнктивных нарушений и одновременной активизацией северо-восточной системы разломов. Широкое развитие сколовых нарушений северо-восточного направления привело к пульсационному раскрытию зияющих пустот (раструбов) и периодическому внедрению в них основного объема кимберлитовых фаз трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная. На третьем этапе активизировались северо-западные системы разломов, внедрились позднепалеозойские – раннемезозойские дайки долеритов и в дальнейшем меловые жилы калиевого трахита.

Ключевые слова: Якутия, трубка Удачная, структура месторождения, типы кимберлитов.

Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru, Мельников Александр Иванович, mel@crust.irk.ru

STRUCTURAL AND COMPOSITIONAL EVOLUTION OF THE KIMBERLITE BODIES SYSTEM IN THE UDACHNAYA PIPE

K.N.Egorov, A.I.Melnikov

Three formation stages of the rupture dislocations and the whole of ore node are discussed for the first time on the basis of generalization of the long-standing results of complex mapping of the structural near-pipe space and inner structure of the kimberlite complex of the Udachnaya pipe diamond deposit. Occurrences of the kimberlite magmatism of the first stage controlling by north-eastern system of disjunctive dislocations are mainly presented by pre-pipe veins and «blind» stock-like bodies of massive porphyry kimberlites with characteristic isotopic and geochemical features. The second stage is characterized by change of stress fields related to the formation of north-western disjunctive dislocations and simultaneous activation of the north-eastern fault system. Wide development of splittings of north-eastern direction led to pulsed opening of gaping emptiness (sockets) and repeated emplacement of general volume of kimberlite phases of the Udachnaya-Western and Udachnaya-Eastern pipes into them. Activation of the north-western fault system and emplacement of Post-Paleozoic - Early-Mesozoic dolerites dikes and later Cretaceous veins of K-trachyte are related to the third stage.

Key words: Yakutia, Udachnaya pipe, structure of the deposit, kimberlite types.

Кимберлитовый комплекс месторождения алмазов трубки Удачная — уникальный объект по числу публикаций, посвященных геолого-петрографическим, петрофизическим, минералогическим, петрохимическим, изотопно-геохимическим особенностям кимберлитов и содержащихся в них алмазов, коровых, мантийных ультраосновных и эклогитовых включений. Однако до сих пор отсутствуют работы, в которых бы рассматривалась этапность формирования структуры около-трубчатого пространства месторождения в совокупности с последовательностью становления многофазной сдвоенной трубки Удачная. Этому вопросу авторы посвятили свою работу.

В рудной структуре одного из крупнейших в мире по запасам и размеру коренного месторождения алмазов Якутии трубки Удачная расположены две сдвоенные многофазные трубки — Удачная-

Восточная, Удачная-Западная, четыре структурно сопряженных сателлитных «слепых» кимберлитовых тела и шесть кимберлитовых жил. Погоризонтное изучение структурно-тектонического плана карьерного поля с параллельным картированием кимберлитового комплекса месторождения в 1976–2008 гг. позволило выделить три основных этапа формирования разрывных нарушений данного объекта и рудного узла в целом.

Первый этап проявления кимберлитового магматизма в районе трубки Удачная связан с формированием мощной северо-восточной системы разрывных нарушений, пространственно контролирующей большинство дотрубчатых кимберлитовых жил и сателлитные «слепые» кимберлитовые тела (рис. 1). Система прослеживается в бортах карьера на всех горизонтах и выражена зонами дробления, сетью мелких параллельных разрывов или крупных тре-

щин, на плоскостях которых развита глина трения с крутыми, достаточно протяженными зеркалами скольжения. В осевых частях крупных разломов северо-восточного направления часто наблюдаются зоны сплошного дробления и катаклаза пород. Основные плоскости трещин и зон повышенной трещиноватости практически всегда крутые (угол падения 70–85°). Судя по ориентировке штрихов скольжения на плоскостях разрывных нарушений и скульптурам роста самих трещин, северо-восточную зону разломов по кинематическому типу можно отнести к правому сдвигу с небольшой сбросовой компонентой смещения. Сдвиговые перемещения происходили импульсно в несколько стадий, о чем свидетельствуют, в частности, структуры роста кристаллов гипса в гидротермальных жилах.

Кимберлитовые жилы, приуроченные к северо-восточной зоне разломов, выполнены карбонатизированными крупнопорфировыми кимберлитами с переменным (5–7%) количеством флогопита. Основная масса жильных кимберлитов характеризуется кальцитовыми псевдоморфозами по оливину, лейстами флогопита, микролитами кальцита, зернами перовскита и апатита. Маломощная и прерывистая по простиранию кимберлитовая жила Ж-1, сложенная интенсивно преобразованной гипергенными процессами серпентин-карбонатной породой, прослеживается только на верхних горизонтах трубки (см. рис. 1, а). Кимберлитовые жилы прорываются «слепыми» сателлитными кимберлитовыми телами, структурно

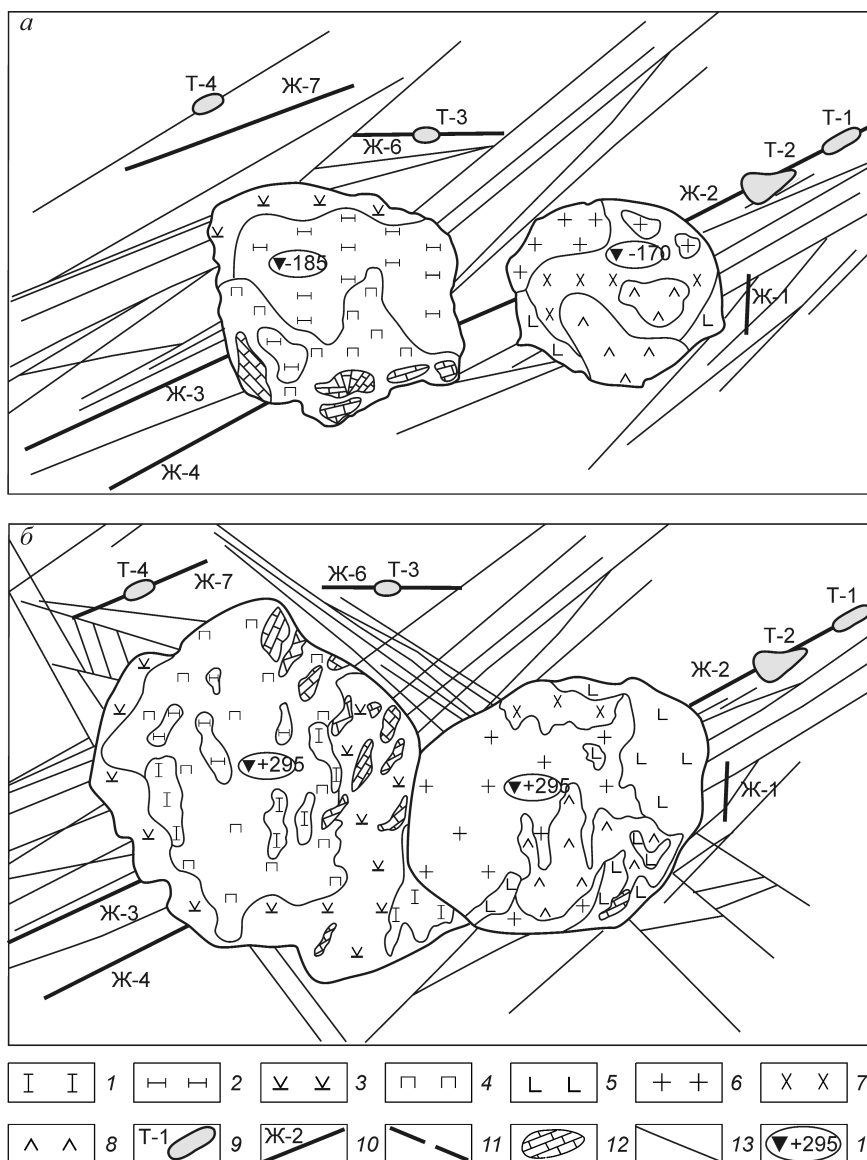


Рис. 1. Первый (а) и второй (б) этапы формирования структуры околотрубного пространства месторождения алмазов трубки Удачная:

типы кимберлитов трубки Удачная-Западная: 1 — массивный крупнопорфировый, 2 — слюдястый мелкопорфировый, 3 — брекчиевидный овоидоформовый кимберлит, 4 — брекчия расщепления; типы кимберлитов трубки Удачная-Восточная: 5 — массивный крупнопорфировый, 6 — протокластический, 7 — дейтеропорфировый кимберлит, 8 — брекчия расщепления; 9 — «слепые» сателлитные кимберлитовые тела; 10 — кимберлитовые жилы; 11 — дайки долеритов и трахитов; 12 — рифы осадочных пород; 13 — разрывные нарушения; 14 — абсолютные отметки эксплуатационных горизонтов

связанными с северо-восточной, реже субширотной системой разрывных нарушений. Они вскрыты на глубинах 5–20 м от современной поверхности. Тела сложены карбонатизированной кимберлитовой брекчией, содержащей автолитовые обособления, обломки жильного кимберлита и ксеногенного материала.

К наиболее ранним фазам внедрения первого этапа относятся штокообразные и жильные тела, сложенные слюдистыми и слюдяными кимберлитами [6, 11, 13]. Слюдяные кимберлиты с пироксеновой основной массой (трубка Удачная-Восточная) и с повышенным содержанием сфена (трубка Удачная-Западная) отмечаются в виде обломков в кимберлитовых брекчиях расщепления. На этом же этапе сформировались массивные порфиновые кимберлиты, слагающие преимущественно периферийные зоны трубки Удачная-Восточная и крупные блоки в центральной части трубки Удачная-Западная [13]. На глубоких горизонтах трубки Удачная-Восточная неизменные порфиновые кимберлиты представлены монтичеллит-оливиновыми разновидностями с содержанием монтичеллита от 10 до 45–50%.

Особенности механизма формирования интрузивных тел кимберлитов и внутреннее строение трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная свидетельствуют о том, что многие кимберлитовые жилы, штоки были «слепыми» и образовались на значительных глубинах от дневной поверхности [4, 10, 13]. Широкое проявление интрузивных тел кимберлитов на нижних горизонтах месторождения обусловлено пассивным заполнением кимберлитовым расплавом свободных полостей в дизъюнктивных зонах вмещающих пород. Так, вторая фаза внедрения в трубке Удачная-Западная, представленная слюдистым мелкопорфировым кимберлитом с флогопит-карбонатной основной массой, на верхних горизонтах (+295...+190 абс. м) встречается только в виде обломков и небольших блоков в кимберлитовой брекчии расщепления в северной и северо-западных частях трубки (см. рис. 1, б). Начиная с горизонта +115 абс. м и глубже, слюдистый кимберлит уже образует коренные выходы с меняющейся мощностью (см. рис. 1, а).

На момент образования преимущественно интрузивных тел кимберлитов верхняя часть геологического разреза осадочных толщ в районе рудного узла трубки Удачная была сложена отложениями каларгонской свиты позднедевонского (фаменского) возраста [2]. После формирования комплекса ранних фаз кимберлитов верхние части трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная представляли собой одну околотрубочную мульду оседания, заполненную озерными осадочными отложениями с кимберлитовым материалом мощностью 150–300 м. Данное предположение основывается на обнаружении крупных (>6–8 м³) блоков вулканогенно-осадочных пород в юго-западной части трубки Удачная-Западная на глубине 165 м от современной поверхности [4]. Ксеногенные блоки вулканогенно-осадочных пород сложены ритмично чередующимися пелитоморфны-

ми, мелкозернистыми и гравелитоподобными прослоями, содержащими разрушенный и неоднократно перемытый кимберлитовый материал, частично со следами выветривания. Для пород характерны разнообразные текстуры коробления и оползания, а также постседиментационные атектонические подвижки, проявленные в виде смещений ступенчатой формы. Высокая концентрация опала в породах свидетельствует об интенсивном размыве существовавших в то время кор выветривания на кимберлитах, служащих наиболее благоприятным субстратом для образования опалосодержащих гипергенных профилей [4]. Надтрубочный бассейн осадконакопления имел периодически изменяющуюся конфигурацию акватории водоема, о чем можно судить по сантиметровому плохо отсортированному гравийно-песчаным прослоям в ксеногенных блоках вулканогенно-осадочных пород.

На *втором этапе* внедрялся основной объем кимберлитовых фаз трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная в условиях растяжения на фоне пульсационного развития сдвиговых смещений по северо-восточной системе разломов (см. рис. 1, б). Учитывая данные по ориентировке и взаимоотношению штрихов скольжения, можно предположить, что по северо-восточной зоне смещения стали сбросовыми и сбросо-сдвиговыми. Смена полей напряжений, связанная с формированием дизъюнктивных нарушений северо-западного направления, способствовала активизации северо-восточной системы разрывных нарушений. Совместное развитие разломов северо-восточной и северо-западной систем привело к образованию глубоких трубочных пространств, в которые с верхних горизонтов месторождения на глубину от 160 до 500 м проваливались крупные блоки вулканогенно-осадочных пород и рифоподобные ксенолиты осадочных пород, насыщенных нижнесилурийской фауной [4]. Примечательно, что на горизонте -155 абс. м осадочные породы перемычки между трубками Удачная-Западная и Удачная-Восточная залегают не горизонтально, а имеют грабенообразное строение со ступенчатым опусканием блоков и максимальной амплитудой смещения в центральной части до 140 м.

Временной промежуток между возрастом кратерных вулканогенно-осадочных отложений и временем внедрения кимберлитов может составлять более десятков миллионов лет [12]. Так, в кратере трубки Касама (Мали) вулканогенно-осадочные породы по данным определения флоры и фауны имеют третичный возраст, а кимберлиты внедрялись в меловой период [12]. При этом наиболее поздние фазы кимберлитов могут прорывать кратерные вулканогенно-осадочные осадки, которые успевали

сформироваться в надтрубочных мааровых озерах в промежутках между предыдущим и последующим внедрением кимберлитов (трубка Мвадуи, Танзания).

Учитывая длительное время формирования вулканогенно-осадочных пород сдвоенной трубки Удачная, а также возможную скорость денудации в Далдынском кимберлитовом поле [2], есть основание считать, что к моменту второго этапа формирования трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная палеоповерхность района была сложена нижнесилурийскими, преимущественно лландоверийскими осадками. А это значит, что за промежуток между первым и вторым этапом проявления кимберлитового магматизма в результате эрозии были денудированы девонские и значительная часть силурийских отложений общей мощностью 300–400 м.

Во второй этап внедрился основной объем кимберлитового материала в виде (согласно последовательности внедрения фаз) брекчиевидного овоидового кимберлита, брекчии расщепления в трубке Удачная-Западная, протокластического и дейтеропорфирового кимберлитов, брекчии расщепления в трубке Удачная-Восточная (см. рис. 1, б). Заключительные фазы внедрения кимберлитов отличались огромной проникающей способностью и чаще достигали верхних уровней трубок. Во время подъема они дезинтегрировали и частично ассимилировали встречающиеся на пути небольшие по объему ранние фазы массивных порфировых кимберлитов. Среди наиболее поздних фаз внедрения кимберлитов в трубке Удачная-Восточная отмечаются также маломощные посттрубочные дайковые и жильные образования, сложенные массивными оливин-монтчеллитовыми кимберлитами [3, 6].

Между кимберлитами первого и заключительного, в том числе связанного с образованием внут-

1. Петрогенные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в кимберлитах ранних (1–3) и поздних (4, 5) фаз внедрения кимберлитового комплекса трубки Удачная

Компоненты	Ж-2	78-186УЗ	218/470-1УВ	222/407УВ	222/403УВ
SiO ₂	10,58	33,52	31,37	31,50	32,71
TiO ₂	3,19	3,70	1,51	1,52	1,49
Al ₂ O ₃	2,85	7,65	1,59	2,03	2,39
Fe ₂ O ₃	1,08	1,74	3,38	2,28	3,08
FeO	1,5	7,08	8,11	7,44	7,02
MnO	0,07	0,14	0,21	0,18	0,19
MgO	3,73	28,02	36,29	37,30	35,68
CaO	39,76	2,24	8,96	8,96	9,80
Na ₂ O	0,09	0,24	0,25	2,24	0,29
K ₂ O	1,47	3,15	0,23	0,56	0,50
P ₂ O ₅	1,07	0,11	0,55	0,38	0,45
H ₂ O ⁺	0,75	0,63	0,33	-	0,17
ППП	6,1	10,86	2,72	0,12	1,60
CO ₂	27,72	0,55	4,68	5,61	4,68
Сумма	99,96	99,63	100,31	100,12	100,15
Cs	2,61	1,27	0,63	0,34	0,45
Rb	118,97	136,14	18,65	27,14	32,58
Ba	1842,02	1172,28	808,93	521,46	550,01
Th	46,32	12,12	23,62	10,02	10,85
U	8,09	2,25	5,29	2,29	2,61
Nb	559,68	375,84	320,29	158,61	167,76
Ta	24,69	40,37	15,49	9,44	9,17
La	291,07	104,25	183,07	83,99	92,85
Ce	617,48	196,75	335,98	152,28	174,03
Pr	56,40	20,88	32,37	14,62	16,95
Nd	185,98	81,26	120,30	53,93	62,88
Sr	1537,08	850,24	1010,12	488,75	524,74
Sm	25,13	11,78	15,05	7,12	8,55
Hf	8,99	11,51	4,72	2,81	3,07
Zr	346,51	394,38	194,00	109,99	122,93
Eu	6,08	3,96	3,83	1,95	2,20
Gd	15,49	7,49	9,79	5,15	5,81
Tb	2,05	0,97	1,22	0,62	0,76
Dy	7,56	3,80	4,45	2,39	2,89
Ho	1,23	0,60	0,70	0,39	0,47
Y	35,16	13,57	16,89	9,92	11,81
Er	3,36	1,28	1,56	0,82	1,05
Tm	0,40	0,15	0,19	0,10	0,13
Yb	2,68	0,77	0,94	0,59	0,72
Lu	0,33	0,09	0,12	0,09	0,09

Примечание. Силикатный анализ выполнен М.И.Смагуновой в Институте земной коры СО РАН. Редкоэлементный состав проб анализировался на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad 3 производства фирмы «VG Elemental» В.И.Ложкиным в Институте геохимии СО РАН.

ритрубочных инъекционных тел, этапов формирования месторождения алмазов сдвоенной трубки Удачная существуют достаточно значимые изотопно-геохимические различия. Так, слюдяной кимберлит ранней фазы внедрения трубки Удачная-Западная (табл. 1) характеризуется резкими положительными аномалиями Nb, Ta и отрицательными аномалиями Th, U (рис. 2). Согласно полученным изотопным данным ($\epsilon_{Nd} = -4,8$, $^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0,7078$), мантийный источник слюдяного кимберлита соот-

2. Изотопный состав Nd и Sr обломка слюдяного кимберлита из брекчии расщеления трубки Удачная-Западная (обр. 78-186УЗ) и жильного кимберлита (обр. Ж-2)

Номера образцов	Возраст, млн. лет	[Sm]	[Nd]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд. лет	[Rb]	[Sr]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$
		г/г	г/г					г/г	г/г			
78-186УЗ	360	11,78	81,26	0,08806	0,512390	-4,8	924	132,1	858,3	0,44557	$0,71012 \pm 10$	0,707836
Ж-2	360	22,50	173,70	0,0781	0,512573	4,2	651	200,7	1581,1	0,37791	$0,70696 \pm 14$	0,705076

Г р и м е ч а н и е. Sm-Nd и Rb-Sr-изотопные исследования обр. 78-186УЗ выполнены в ИЗК СО РАН (г. Иркутск) по методике [6]; Sm-Nd-изотопные исследования обр. Ж-2 — в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург) по методике [7], а Rb-Sr-изотопные исследования — в ИГ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике [1]. Первичные изотопные отношения Sr и Nd для кимберлитов рассчитаны на $T=360$ млн. лет. Модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитаны с учетом современного изотопного состава деплетированной мантии (DM) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513151$ по [14].

ветствует обогащенной мантии EM11-типа кимберлитов II группы Южной Африки и оливиновых лампроитов Западной Австралии (табл. 2). Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ обогащения мантийного источника

слюдяного кимберлита равен 924 млн. лет. Необходимо отметить, что подобные отрицательные значения ϵ_{Nd} для слюдяного кимберлита трубки Удачная-Западная получены впервые в отличие от всех известных изотопных отношений ϵ_{Nd} кимберлитов Якутской алмазоносной провинции [8 и др.]. По химическому составу (3,70 TiO₂, 3,15 K₂O, 2,24 CaO, 0,55 CO₂, мас. %), а также концентрациям некоторых LILE, HFSE и редкоземельных элементов слюдяной кимберлит резко отличается от остальных типов кимберлитов сдвоенной трубки Удачная и проявляет сходство с породами лампроитовой ветви.

Для карбонатизированных кимберлитов дотрубочных жил характерны самые высокие концентрации всех элементов (LILE, HFSE и REE) в сравнении с кимберлитами других фаз внедрения (см. табл. 1). Кимберлит жилы 2 характеризуется отрицательными аномалиями U, Zr, Hf и слабодифференцированным пологим наклоном спектра распределения средних и тяжелых REE (см. рис. 2). Судя по изотопному составу кимберлита ($\epsilon_{\text{Nd}}=4,2$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)=0,7050$), его мантийный источник соответствует умеренно деплетированной мантии (см. табл. 2). Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ обогащения мантийного источника кимберлита равен 651 млн. лет.

Геохимический состав монтичеллит-оливиново-го кимберлита ранних фаз внедрения в отличие от карбонатизированных кимберлитов дотрубочных жил и слюдяных кимберлитов выделяется пониженными концентрациями LILE, HFSE, тяжелых REE (см. табл. 1). При этом они значительно отличаются от близких по минералого-петрографическому составу монтичеллитовых кимберлитов поздних фаз внедрения с наиболее низкими содержаниями LILE, HFSE и REE (см. табл. 1, рис. 2). Общий геохимический признак всех кимберлитов ранних фаз — повышенная концентрация «мобильных» низкозарядных элементов, что может указывать на обогащенность летучими компонентами H₂O и CO₂ в разной степени исходных кимберлитовых расплавов.

Таким образом, в пределах сдвоенной трубки Удачная кимберлиты разных фаз внедрения формировались при участии двух мантийных источников: деплетированной мантии (DM) и обогащенной мантии EM11-типа. Подобная ситуация в какой-то мере уникальна и не описана в литературе для других многофазных трубок Якутии.

На *третьем этапе* становления структурно-тектонического поля месторождения алмазов трубки Удачная активизировалась северо-западная система разломов и внедрились позднепалеозойские – ранне-мезозойские дайки долеритов и в последующем жила (Ж-5) калиевого трахита мелового возраста

(рис. 3) [5]. Эти породы образуют петрохимический ряд долериты-трахи-долериты-трахиты, в котором постепенно изменяются минералого-петрографические и петрохимические особенности от начальных к более поздним членам. Трахи-долериты и трахиты характеризуются резко выраженной калиевой специализацией [5].

Система разрывных нарушений северо-западного направления, связанная с мезозойской активизацией базитового магматизма, выражена преимущественно зонами повышенной или интенсивной трещиноватости, дробления и катаклаза пород. Трещины в зонах северо-западной системы, как правило, крупные, прямолинейные с крутыми углами падения. На их плоскостях часто наблюдаются зеркала и штрихи скольжения, особенно в зонах контакта вмещающих пород с кимберлитами. Судя по штрихам скольжения, смещения по северо-западным системам были сдвиговыми, в контактовых зонах трубки Удачная-Восточная в основном сбросовые или взбросовые. Мощные дизъюнктивные нарушения северо-западного направления, секущие кимберлиты сдвоенной трубки Удачная, отчетливо прослеживались в течение последовательной отработки месторождения с верхних (+295 абс. м) до нижних (-175 абс. м) горизонтов.

Продоланное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Структурно-тектоническое строение рудного узла трубки Удачная представляет собой четкую регматическую сеть разломов: диагональную (северо-западные и северо-восточные системы) и ортогональную (субширотные и субмеридиональные системы). Северо-восточная система, контролирующая локализа-

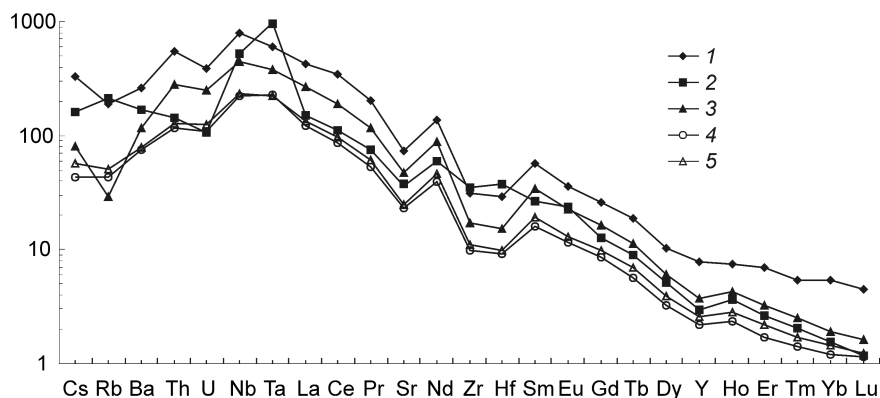


Рис. 2. Спектры распределения в кимберлите редких несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии, по [15]:

1 — жила кимберлита (обр. Ж-2); 2 — обломок слюдяного кимберлита (обр. 78-186УЗ); 3 — обломок монтичеллитового кимберлита ранней фазы внедрения (обр. 218/470-1УВ); посттрубочные жилы монтичеллитовых кимберлитов: 4 — обр. 222/407УВ, 5 — 222/403УВ

цию мелких кимберлитовых тел и жил, является более мощной и ранней. Она четко прослеживается в уступах карьера и выражена преимущественно зонами дробления, системами мелких параллельных разрывов или крупных трещин. По кинематическому типу северо-восточную зону дизъюнктивов следует отнести к правому сдвигу с небольшой сбросовой компонентой смещения. Более молодые северо-западные системы разрывных нарушений,

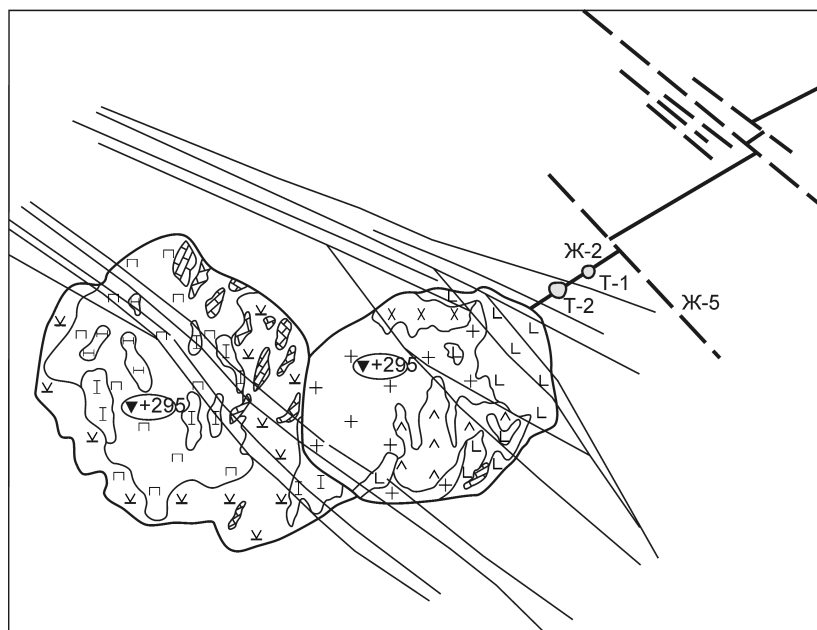


Рис. 3. Третий этап формирования разрывных нарушений северо-западной системы и внедрения позднепалеозойских – раннемезозойских даек долеритов и жилы (Ж-5) калиевого трахита мелового возраста:

усл. обозн. см. рис. 1

выраженные зонами повышенной или интенсивной трещиноватости, дробления и катаклаза пород, связаны с формированием основного объема кимберлитового материала сдвоенной трубки Удачная и внедрением интрузий долеритов и трахитов. Совместное развитие разломов северо-восточной и северо-западной систем привело к образованию глубоких трубчатых пространств, в которые проваливались крупные блоки вулканогенно-осадочных пород и рифоподобные ксенолиты осадочных пород на глубину до 500 м.

2. Кимберлитовый комплекс месторождения алмазов трубки Удачная формировался в несколько этапов. С ранним этапом связано образование интрузивных тел, выполненных слюдяными, интенсивно карбонатизированными и массивными крупнопорфировыми (монтичеллит-оливиновыми) кимберлитами. После затухания магматической активности первого этапа эрозионно-денудационные процессы уничтожили мощные толщи среднепалеозойских осадочных пород и привели к образованию расчлененной поверхности, представленной нижнесилурийскими породами. Это способствовало тому, что процессами эрозии были уничтожены главным образом незначительные объемы малопродуктивных разновидностей кимберлитов, которые не могли сформировать промышленно-алмазоносные россыпи в данном районе. Основным объемом кимберлитовых фаз трубок Удачная-Западная и Удачная-Восточная образовался во второй этап кимберлитового магматизма. Временной интервал между двумя этапами становления кимберлитового комплекса мог составлять десятки миллионов лет.

3. Между кимберлитами первого и заключительного, в том числе связанного с образованием внутритрубчатых инъекционных тел, этапов формирования месторождения алмазов трубки Удачная существуют достаточно значимые изотопно-геохимические различия. Впервые определены отрицательные значения ϵ_{Nd} для слюдяного кимберлита трубки Удачная-Западная, которые отличаются от всех известных изотопных отношений ϵ_{Nd} кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. Уникальность полученных данных заключается также в том, что в пределах одной трубки пространственно совмещены кимберлиты с резко отличными характеристиками мантийных источников: деплетированной мантии (DM) и обогащенной мантии EM11-типа. По изотопному и петрогеохимическому составам слюдяной кимберлит трубки Удачная-Западная выделяется среди остальных типов кимберлитов и проявляет сходство с породами лампроитовой ветви.

4. Третий этап формирования структурно-тектонического поля месторождения алмазов сдвоенной

трубки Удачная связан с активизацией северо-западной системы разломов и внедрением даек долеритов, калиевых трахидолеритов и жилы калиевого трахита. Система разрывных нарушений северо-западного направления определяет основные водопритоки и газопроявления в районе месторождения, что необходимо учитывать при строительстве и безопасной эксплуатации подземного рудника Удачный.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. – СПб.: Наука, 2004.
2. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО РАН, 1984.
3. *Егоров К.Н., Богданов Г.В.* Монтичеллит из кимберлитов Якутии // Зап. ВМО. 1991. Вып. 2. С. 78–87.
4. *Егоров К.Н., Мазилев В.Н., Безбородов С.М.* Находка ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в кимберлитовой трубке «Удачная» // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 376–378.
5. *Мезозойская щелочно-базальтовая субинтрузивная серия бассейна р. Далдын (Якутия) / К.Н.Егоров, Б.М.Владимиров, В.В.Заборовский и др. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1989. № 7. С. 32–42.*
6. *Монтичеллитовый кимберлит из трубки «Удачная» и некоторые аспекты эволюции кимберлитовых расплавов / В.П.Корнилова, К.Н.Егоров, А.Ф.Сафронов и др. // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 48–51.*
7. *Петрологические особенности оливин-флогопитовых лампроитов Присаянья по данным Sr-Nd изотопии и ICP-MS геохимии // Геохимия. 2006. № 7. С. 538–544.*
8. *Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины / О.А.Богатиков, В.А.Кононова, Ю.Ю.Голубева и др. // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.*
9. *Радиоизотопная геология в задачах и примерах / С.В.Расказов, С.С.Брандт, И.С.Брандт и др. – Новосибирск: Наука, Академическое издание «Гео», 2005.*
10. *Система сопряженных кимберлитовых тел района трубки Удачная / В.В.Готовцев, Б.М.Владимиров, А.И.Боткунов и др. // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 6. С. 1482–1486.*
11. *Слюдяной кимберлит из трубки Удачная-Восточная / К.Н.Егоров, В.П.Корнилова, А.Ф.Сафронов и др. // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 1. С. 199–202.*
12. *Харькин А.Д.* Особенности строения и состава слабэродированных кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 78–90.
13. *Egorov K.N., Bogdanov G.V.* Geology, Petrology and mineral composition of the Udachnaya kimberlite ore complex (Yakutia) // In: 5th Int. Kimberlite Conf.: Ext. Abst., Brazil. 1991. P. 498–500.
14. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
15. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

553.411.071 (571.62)

© А.А.Гребенникова, 2013

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ПРАВО-СООЛИЙСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СВЯЗИ В СИСТЕМЕ РОССЫПЬ – КОРЕННОЙ ИСТОЧНИК

А.А.Гребенникова (ДВГИ ДВО РАН)

Исследованы типоморфные особенности россыпного золота месторождения Болотистое, входящего в состав Право-Соолийского рудно-россыпного узла. Выявлены и изучены основные характеристики (гранулометрический состав, морфология, пробность, элементы-примеси, сростание золота с другими минералами) самородного золота от коренного источника до попадания в россыпь и его перемещение на протяжении нескольких километров в россыпях дальнего сноса. Основным источником питания россыпей послужил кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый минеральный комплекс. На основе близких типоморфных и геологоструктурных признаков сделан прогноз о крупных запасах золота и теллуридов висмута на рудопроявлении Джулия (юго-восток Хабаровского края).

Ключевые слова: типоморфизм, золото, висмут-теллуровая минерализация, химический состав, элементы-примеси, коренной источник.

Гребенникова Анна Александровна, anvlotina@mail.ru

NATIVE GOLD FROM PRAVO-SOOLIIY ORE PLACER AREA (KHABAROVSK TERRITORY): TYPO-MORPHIC FEATURES AS A BOND INDICATOR IN THE SOURCE – PLACER DEPOSIT SYSTEM

A.A.Grebennikova

Typomorphic features of native gold from the Bolotistoe deposit within the Pravo-Sooliy ore placer area have been studied. The gold was traced from the ore source till its occurring as a placer and over several kilometers of its drifting further. During the study main characteristics of the native gold were investigated, such as granulometric composition, morphology, fineness, trace elements, intergrowth with other minerals. It has been determined that the placer basic mineral source was quartz-tourmaline-gold-tetradymite-tellurobismuthite mineral type. Close typomorphic and geological structure features made it possible to predict the probable existence of large gold and bismuth telluride reserves at the Julia ore manifestation in the southeast of Khabarovsk Territory.

Key words: typomorphism, gold, bismuth-tellurian mineralization, chemical composition, trace elements, root source.

Типоморфные особенности самородного золота учитывают при определении рудно-формационного типа месторождения, особенностей рудообразования, выяснении физико-химических условий отложения золота, состава рудоносных растворов, генетической связи золотоносных россыпей и коренных источников металла. Изучению данной проблемы посвящены многочисленные работы отечественных и зарубежных исследователей [9–12, 14, 15, 21, 24 и др.]. К типоморфным признакам самородного золота относятся гранулометрический состав (размерность зерен), степень окатанности (для россыпей), морфология выделений, микрорельеф поверхности, состав (пробность, элементы-примеси) и минеральные ассоциации, с которыми самородное золото находится в сростании.

Один из перспективных районов Дальневосточного региона России на россыпные и коренные золоторудные месторождения — Право-Соолийский рудно-россыпной узел Лазовского района на юго-востоке Хабаровского края. Судя по вещественному составу россыпей, он характеризуется формационной однотипностью коренных источни-

ков. Установлены также сходство их геоморфологического положения и уровня среза, общность морфоструктурной позиции и режима неотектонического развития, обуславливающих распространение одного или ограниченного числа морфогенетических типов россыпей [16].

Право-Соолийский рудно-россыпной узел площадью ~600 км² расположен на юге Сооли-Тормасинского рудного района. Центральным Сихотэ-Алинским разломом его территория разделена на две части: западную, сложенную осадочными и вулканогенно-осадочными породами Журавлево-Амурского террейна, и восточную — осадочными и вулканическими породами Самаркинского. Журавлево-Амурский террейн является фрагментом турбидитовой формации, сформировавшейся в условиях окраинного синсдвигового бассейна, Самаркинский — фрагментом юрской аккреционной призм [3].

В структурном плане рудно-россыпной узел приурочен к центральной части Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны (В.А.Дымович, 1987 г.). Он расположен в пределах крупной, зо-

нально построенной положительной морфоструктуры центрального типа (вулканоплутонического поднятия), отчетливо выраженной в рельефе, строении гидросети, а также геофизических и геохимических полях [18]. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов — крупнейший глубинный разлом — в пределах площади представлен двумя субпараллельными разломами, прослеживающимися по обоим бортам рек Тормасу и Сооли (В.А.Дымович, 1987 г.). Вместе с сопровождающей их серией ветвящихся разрывов различной протяженности разломы образуют единую зону левостороннего сдвига с амплитудой смещения от 120 до 200 км.

Право-Соолийский узел включает несколько золоторудных объектов — рудопоявления Джулия и Кварцевое, месторождение Болотистое (В.А.Дымович, 1987 г.). Рудопоявление Джулия локализовано на левобережье нижнего течения р. Тормасу (левый приток р. Анюй), где развиты верхнемеловые андезиты, прорванные эоценовыми интрузиями габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов и гранитов. Порода пиритизированы и эпидотизированы, отмечаются кварц-андалузит-альбитовые метасоматиты с густой вкрапленностью сульфидов. В метасоматитах установлены убогие содержания Au (0,01–0,05 г/т), Mo (до 30 г/т), Cu, Pb (до 100 г/т), Zn (до 300 г/т), Ag (до 10 г/т). К полям метасоматически измененных пород и выходам эоценовых интрузий кварцевых диоритов тяготеют малокоонтрастные металлотрические аномалии с содержанием Au до нескольких граммов на 1 т. По данным В.А.Дымовича (1987 г.), золотая минерализация здесь связана с телами кварцевых диоритов. Тематические работы по обнаружению россыпей на рудопоявлении Джулия не проводились.

Рудопоявление Кварцевое расположено на левобережье среднего течения р. Тормасу. Золото (до 1 г/т) содержится в кварцевых прожилках мощностью до 20 см, распространенных среди валанжинских песчаников в тектонических ослабленных зонах преимущественно субширотного направления. В делювии бортов долины ручья, размывающего меловые андезиты самаргинской свиты, установлено до 21 мг Au на 0,02 м³ промытой породы. Размер золотинок 0,1–0,5 мм, иногда до 1 мм. Коренные источники золота не определены (В.А.Дымович, 1987 г.). В повышенных концентрациях отмечаются (%) Pb до 0,4, Zn до 0,06, Mo до 0,01, иногда до 0,1, Sb и Sn до 0,01.

В 1977–1978 гг. при геологическом доизучении территории рудопоявления в верховье руч. Болотистый был установлен шлиховой ореол рассеяния золота, а затем и рудопоявление золота. Предпосылки и результаты изучения В.А.Дымовича

(1987 г.) о перспективах россыпной золотоносности тогда не оценили по достоинству. Только в 1997 г. старательской артелью «РОС-ДВ» на данной площади были найдены промышленные россыпи золота. Выявление крупной россыпи золота в бассейне руч. Болотистый стало весьма значимым геологическим открытием на юге Дальнего Востока за последние десятилетия.

Учитывая благоприятное географо-экономическое положение, степень изученности, наличие коренного оруденения и богатых промышленных россыпей золота, месторождение Болотистое — наиболее перспективный объект Право-Соолийского рудно-россыпного узла. На месторождении установлен источник питания россыпей и оно может служить эталоном для изучения генетической связи россыпь – коренной источник, а полученные данные могут быть применены при поисках новых объектов с рудным и россыпным золотом. Немаловажен также факт принадлежности золоторудных месторождений, содержащих висмут-теллуровую минерализацию, нередко к крупным и сверхкрупным объектам [2, 22, 23, 25]. Поэтому выявление типоморфных особенностей самородного золота и его минералов-спутников из россыпей позволит обобщить уже имеющиеся результаты научных исследований с вновь полученными данными и установить закономерности генетической связи золотоносных коренных и богатых россыпных объектов.

Сведения по геологии характеризуемой площади, минералогии руд и россыпей приведены по работам В.М.Степаненко и др. [17], В.В.Иванова и др. [1, 4, 13, 20], Л.Б.Сушкина [18], А.А.Лотиной [5–8].

Методика исследования. В основу статьи положен материал, собранный в процессе тематических работ (руководитель В.В.Иванов), проводившихся в данном районе в 2002–2011 гг. лабораторией анализа благородных металлов ДВГИ ДВО РАН, при содействии ООО «РОС-ДВ» (А.И.Замбрицкий, С.В.Леснов, В.М.Степаненко). Типоморфизм самородного золота изучался в зернах, отобранных из шлиховых проб.

Гранулометрический состав исследован путем разделения совокупности зерен на классы крупности и установления массы крупности каждого класса при помощи ситового анализа. Набор сит подбирался с размером ячеек, близких к классам гранулометрической шкалы для видимого золота. Поверхность зерен минералов изучалась с применением аналитической растровой электронной микроскопии. Использовался электронный микроскоп EVO 50XVP (Carl Zeiss) с приставкой INCA Energy 350 (Oxford Instruments). Морфология самородного золота и золотоносные минеральные ассо-

циации при первичной обработке образцов диагностировались с помощью бинокля Nikon EZ4D (Nikon, Япония).

Для определения состава самородного золота применялась атомно-абсорбционная спектроскопия с использованием спектрофотометра Hitachi 180-50. Набор элементов-примесей самородного золота изучался эмиссионным спектральным анализом на приборах PGS II или ДФС-8 и ДФС-13 с испарением пробы в дуге переменного тока. При подготовке монофракций для анализа учитывались однородность окраски зерен, наличие или отсутствие пленок и примазок других минералов.

Краткая геологическая характеристика месторождения Болотистое. Месторождение локализовано в «эрозионном окне» среди частично перекрытых андезитами кузнецовской свиты покровов миоценовых базальтов кизинской свиты, где обнажаются берриас-валанжинские терригенные отложения, прорванные эоценовым интрузивным телом сложного состава (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты). Дайковый комплекс состоит из тел эоценовых габбро-диоритовых порфиринов, гранодиоритов.

Золоторудный штокверк расположен в габбро-диоритовом интрузиве и лишь на отдельных участках — во вмещающих нижнемеловых терригенно-осадочных породах. Он представлен сложной системой разноориентированных маломощных кварцевых или кварц-турмалиновых прожилков мощностью от нитевидных до 20 см, протяженностью 10–15 м. Прожилки неравномерно распределены во вмещающих породах, имеют северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное или субширотное простирание (В.А.Дымович, 1979 г.). Выделены два продуктивных минеральных комплекса, различающихся по минеральному составу и пробности самородного золота, — кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый и кварц-арсенидно-сульфидный. В составе обоих комплексов содержатся теллуриды и сульфотеллуриды висмута [7, 8]. Минералами первого комплекса сложены турмалин-кварцевые прожилки, секущие дайки среднего и кислого составов и вмещающие меловые осадочные породы. Второй комплекс характерен для золотоносных кварцевых, карбонат-кварцевых и карбонатных прожилков штокверка, секущих эоценовые габбро-диориты, диабазы и кварцевые диориты в пределах многофазного интрузива габбро-диоритов.

Содержания золота в руде обычно не превышают первых граммов на 1 т, но в отдельных штучных пробах достигают нескольких десятков граммов на 1 т (В.А.Дымович, 1979 г.). Промышленные кон-

центрации золота установлены в коренном залегании в кварц-турмалиновых метасоматитах (1,4 г/т), в алевролитах, окварцованных кварцевых диоритах (от 1 г/т и более).

Разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального направления выражены зонами интенсивной трещиноватости, гидротермально измененными породами и контролируют размещение даек (В.А.Дымович, 1979 г.). Наиболее широко во вмещающих породах проявлены процессы низкотемпературной аргиллизации. Другие изменения, такие как пропицитизация, серицитизация, альбитизация, окварцевание и турмалинизация, распространены локально.

Для площади данного объекта характерны раздробленность пород и широкое развитие кор выветривания. Геоморфологические условия Право-Солийского рудно-россыпного района и месторождения Болотистое благоприятны для образования россыпей. Гидросеть территории формировалась на фоне умеренных тектонических поднятий, вследствие чего долины водотоков имеют хорошо выработанный продольный и поперечный профили, а аллювиальные отложения отличаются значительной мощностью.

На месторождении выявлены крупные и средние по масштабу аллювиальные золотоносные россыпи в ручьях Средний и Ключевой — притоках руч. Болотистый. Это россыпи ближнего сноса, образовавшиеся в результате переработки золотоносного склонового материала и поступления металла из вскрытых в плотике рудных тел. Россыпь дальнего сноса расположена ниже по течению руч. Болотистый. Она не имеет непосредственной связи с коренным источником и сформировалась за счет транзитного металла. Общая протяженность россыпного узла по ручьям Средний и Болотистый >10 км. Наиболее богатая часть россыпи приурочена к долине руч. Средний, который размывает центральную часть месторождения. Менее значительны параметры россыпи по руч. Ключевой. Она образована за счет дренирования ручьем краевых частей рудного поля. Плотик россыпей сложен терригенными образованиями, которые прорываются дайками диабазов и габбро-диоритов. Рыхлые отложения представлены слабо окатанными галечно-гравийными отложениями с незначительной долей валунов в их верхних частях [17, 18].

Типоморфные особенности самородного золота изучались по выборкам проб из россыпей руч. Средний (верх — I, низ — II), руч. Ключевой (III), руч. Болотистый (верх — IV, низ — V).

Гранулометрический состав россыпного золота. В россыпях выявлено преобладание зерен золо-

1. Гранулометрический состав россыпного золота, мас. %

№№ п/п	Выборка	Фракция, мм			
		+2,0	-2,0+0,5	-0,5+0,25	-0,25
<i>Руч. Средний, верх.</i>					
1	I	56	20	17	7
<i>Руч. Средний, низ.</i>					
2	II	13	46	31	10
<i>Руч. Ключевой</i>					
3	III	4	47	14	35
<i>Руч. Болотистый, верх.</i>					
4	IV	1	8	55	36
<i>Руч. Болотистый, низ.</i>					
5	V	2	15	70	13

та крупной и средней размерности. От головки россыпи к ее хвосту размерность зерен уменьшается. Наибольшее количество самородков отмечено в верховьях россыпи руч. Средний (А.И.Замбрицкий, 2006 г.), в низовьях они встречаются гораздо реже. В верховьях руч. Средний преобладают зерна размерностью +2,0 (56%) и -2,0+0,5 мм (20%) (рис. 1). Менее распространены фракции -0,5+0,25 (17%) и -0,25 мм (7%). В нижнем течении руч. Средний установлены фракции -2,0+0,5 (46%) и -0,5+0,25 мм (31%). Реже встречаются зерна самородного золота, относящиеся к фракциям +2,0 (13%) и -0,25 мм

(10%) (табл. 1, см. рис. 1). Таким образом, для россыпи руч. Средний характерно золото средней (-2,0 +0,5 мм) и крупной (+2,0 мм) размерности. Менее распространено мелкое и весьма мелкое золото. Вниз по течению в россыпи закономерно уменьшается относительное количество средней и крупной фракций самородного золота и увеличивается доля мелкой и весьма мелкой. Золото россыпи руч. Ключевой представлено в основном зернами средней (-2,0+0,5 мм) и очень мелкой (-0,25 мм) размерности. Меньшую долю составляют фракции -0,5 +0,25 и +2,0 мм (см. табл. 1, рис. 1). В верхнем течении руч. Болотистый в россыпи преобладает золото размерностью -0,5+0,25 (55%) и -0,25 мм (36%). Реже отмечаются фракции от -2,0+0,5 (8%) и +2,0 (1%). В нижнем течении ручья установлены зерна самородного золота размерностью -0,5+0,25 мм, которые составляют 70%, -2,0+0,5 мм — 15%, -0,25 мм — 13%, +2,0 мм — 2%.

Морфология зерен самородного золота. В коренных рудах выделены два морфологических типа зерен — правильные и неправильные. Для мелких зерен (-0,25 мм) в виде кристаллов различного облика характерны идиоморфные формы. Кроме того, встречаются пластинки, таблички и чешуйки. Крупные золотины обычно имеют комковидную и сложнокомковидную формы.

Идиоморфные зерна представлены изометрическими и удлинненными кристаллами, их сростками, дендритами и дендритоидами. Изометрические кристаллы имеют октаэдрический и додекаэдрический габитусы (рис. 2, а, б).

В россыпях они присутствуют в основном во фракциях -0,5+0,25 и -0,25 мм [5]. Кристаллы практически не окатаны и обладают хорошей сохранностью граней. Иногда наблюдались сростки изометрических кристаллов как сложного, так и простого строения. В уплощенных кристаллах октаэдрического габитуса сохранились отчетливые грани, несмотря на закругленность их ребер и вершинок. Для граней характерны шероховатая поверхность и наличие отпечатков кристаллов других минералов, вероятно, кварца.

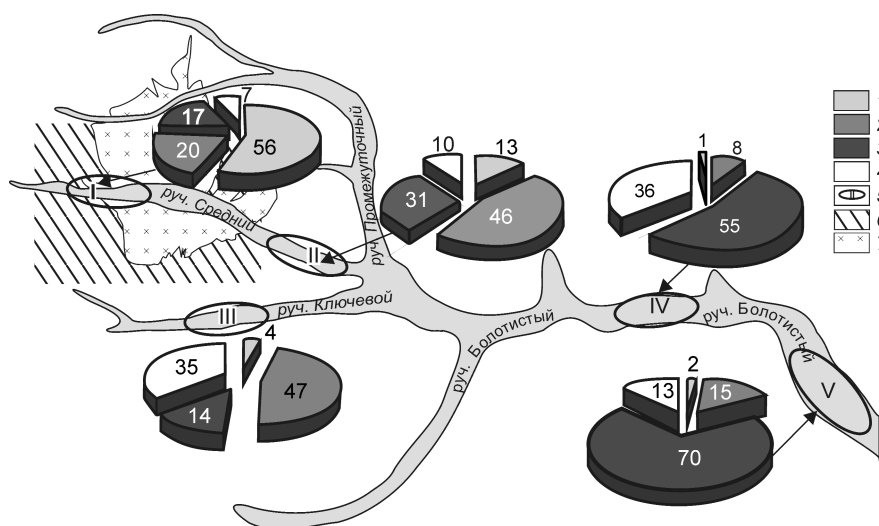


Рис. 1. Гранулометрический состав самородного золота из россыпей месторождения Болотистое:

размер золотинок, мм: 1 — +2,0, 2 — -2,0+0,5, 3 — -0,5+0,25, 4 — -0,25; 5 — место отбора проб и номер выборки; 6 — периферическая часть штокверка (площадь развития жильно-прожилковой Au-Vi-Te минерализации в терригенных породах); 7 — центральная часть штокверка (интрузия сложного состава)

Удлиненные разновидности самородного золота подразделяются на лентовидные и проволокоподобные индивиды длиной 4–5 см при толщине 1–2 мм. Некоторые из них имеют сгибы и перегибы (результат скручивания или механических деформаций), а также следы скольжения или волочения. В углублениях бугорчато-ямчатого рельефа на поверхности таких кристаллов обычно присутствуют гидроксиды железа и кварц. Дендриты и дендритоиды в основном уплощенной, листовидной, стержневидной и булавовидной форм.

Зерна самородного золота неправильных форм — удлиненные, комковидные или сложнокмковидные, предположительно выполняли интерстиции между кварцевыми зернами в коренных рудах (см. рис. 2, в, з). Удлиненные зерна имеют проволокоподобную форму, характеризуются шероховатой поверхностью и присутствием углублений, частично заполненных кварцем. Зерна комковидной формы иногда окружены «рубашкой» из теллуридов висмута (теллуrowисмутит, тетрадимит) или гидроксидов железа. Среди зерен неправильных форм встречаются занозистые и уплощенные разновидности.

В россыпях месторождения Болотистое золото представлено комковидными, удлиненными и уплощенными индивидами. Очень редко встречаются кристаллы. Чем дальше от коренного источника, тем больше в россыпи дальнего сноса руч. Болотистый появляется уплощенных и окатанных зерен золота. Процентное соотношение морфологических разновидностей золота в россыпях приведено в табл. 2.

В верхнем течении руч. Средний в россыпи преобладают комковидные (96%) зерна. В меньшем количестве встречаются зерна удлиненной (3%) и уплощенной (1%) форм. В нижнем течении ручья уменьшается доля комковидного золота (до 83%) и возрастает относительное количество уплощенных (9%) и удлиненных (8%) зерен (рис. 3; см. табл. 2). В россыпи руч. Ключевой количественное соотношение различных форм зерен самородного золота следующее, %: комковидное 90, удлиненное 8, уплощенное 2. В россыпи руч. Болотистый, в верховьях ключа, преобладают комковидные (79%), удлиненные (10%) и уплощенные (11%) зерна. В нижнем течении ручья уменьшается доля комковидных (61%) и удлиненных (8%) зерен золота, значительно возрастает относительное количество уплощенных (до 31%) (см. табл. 2, рис. 3).

Степень окатанности зерен самородного золота в россыпях. Различаются неокатанные (угловатые), полуокатанные (полуугловатые) и окатанные зерна золота. Наиболее распространены неокатанные и полуокатанные зерна, характерные для верхних участков россыпей месторождения Болотистое.

2. Количественное соотношение морфологических разновидностей самородного золота в россыпях месторождения Болотистое, в % от общего числа зерен

№№ п/п	Номер выборки	Комковидные	Удлиненные	Уплощенные
<i>Руч. Средний, верхнее течение</i>				
1	I	96	3	1
<i>Руч. Средний, нижнее течение</i>				
2	II	83	8	9
<i>Руч. Ключевой</i>				
4	III	90	8	2
<i>Руч. Болотистый, верхнее течение</i>				
5	IV	79	10	11
<i>Руч. Болотистый, нижнее течение</i>				
6	V	61	8	31

Примечание. Выборки: I (n=30), II (n=18), III (n=11), IV (n=10), V (n=9); n — число проб.

Окатанные зерна встречаются относительно редко, главным образом в нижней части россыпи руч. Болотистый. Неокатанные золотины или зерна «рудного облика» имеют отпечатковый рельеф поверхности с остроугольными формами, поверхность полуокатанных — бугорчато-ямчатая и шероховатая [8]. Золотины желтые до буровато-желтых (за счет пленок гидроксидов железа) с блеском средней интенсивности.

Скульптура поверхности зерен самородного золота в россыпях. Скульптура поверхности золотинов обусловлена различными механизмами их роста. К ним относятся сокристаллизация самородного золота с другими минералами в полостях, образование одиночных зерен в свободном пространстве и частичное растворение уже сформировавшихся. В соответствии с этим выделены три генетических типа поверхности зерен самородного золота из россыпей месторождения Болотистое.

Поверхность совместного роста характеризуется сложным сочетанием различных типов микро-рельефа, основным из которых является отпечатковый (см. рис. 2, д), имеющий ребристо-ямчатый характер. Такие поверхности встречаются относительно редко и представляют собой одиночные углубления правильной формы, оставшиеся от кристаллов других минералов. По частоте встречаемости наиболее распространены отпечатки одной или двух граней кварцевых кристаллов, зачастую более крупных, чем золотины [8].

Поверхность свободного роста проявлена в виде ступеней роста (см. рис. 2, е), образовавшихся

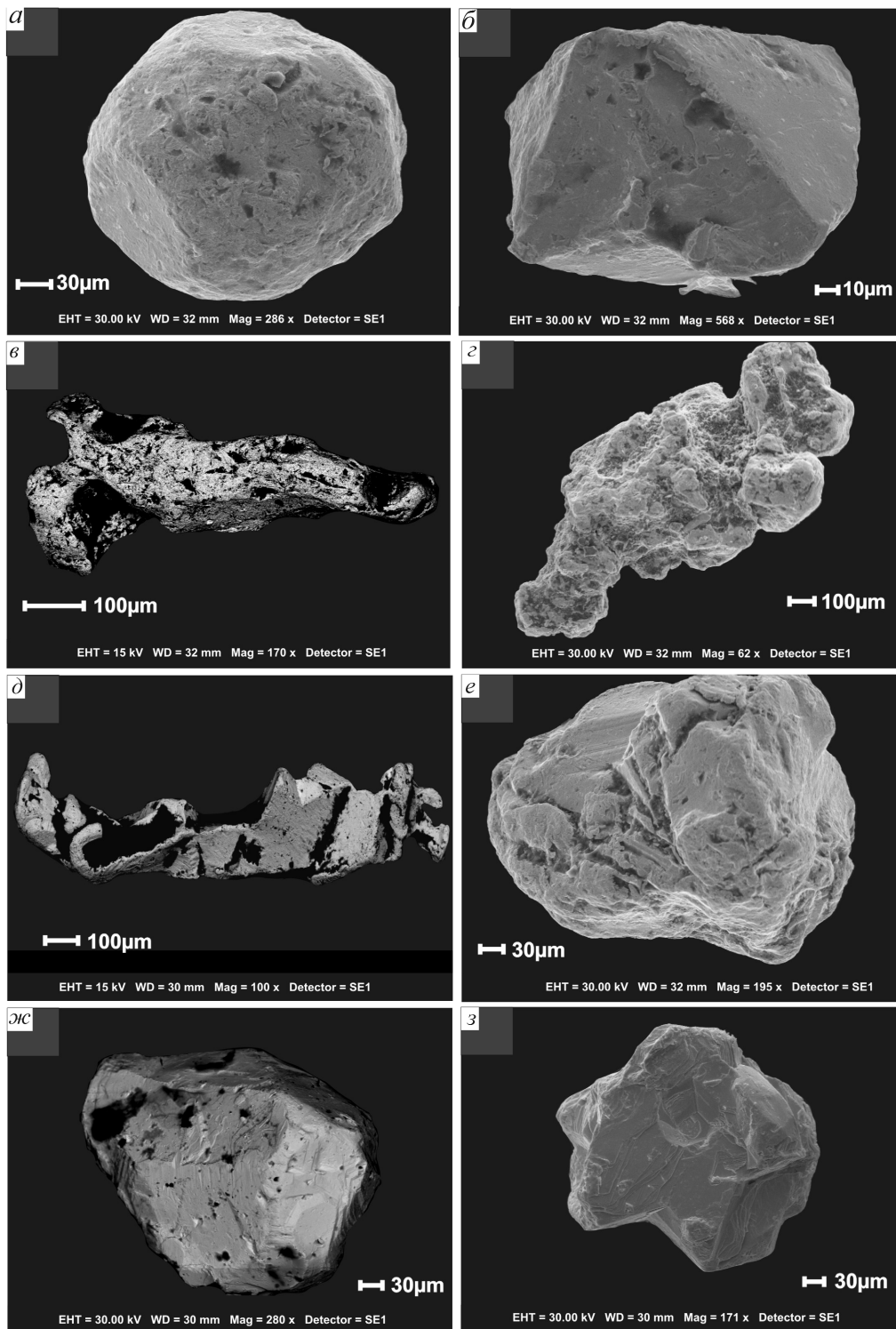


Рис. 2. Морфология индивидов самородного золота, ручьи Средний и Ключевой:

фото на сканирующем электронном микроскопе (А-3), пробы И-28470/96, И-28471, И-28472, И-28480/102; *a* — октаэдрический кристалл самородного золота с шероховатой поверхностью; *б* — додекаэдр самородного золота; *в* — удлиненный индивид самородного золота с примазками гидроксидов железа; *г* — сложнокомковидное удлиненное зерно золота; *д* — удлиненное зерно самородного золота с отпечатками фрагментов поверхности зерен минералов-соседей, в углублениях с примазками гидроксидов железа; *е* — ступенчатая скульптура роста; *ж* — призматический кристалл со штриховкой и отпечатками фрагментов поверхности минералов-соседей; *з* — сросток золота с теллурувисмутитом, имеющим четкую спайность

ся в результате послонного отложения вещества на растущих гранях. Не исключено, что в некоторых случаях ступенчатая поверхность зерен может быть связана с отпечатками штриховки граней вмещающих минералов, например пирита или кварца. Для таких зерен самородного золота характерна грубая ступенчатость. Обычно она проявляется в зернах высокопробного золота на месторождениях средних и больших глубин. Реже встречаются золотины со штриховкой на поверхности зерен (см. рис. 2, ж), обусловленной процессами роста. Обычно это штрихи-впадины и штрихи-выступы.

На поверхности зерен неправильных форм иногда можно видеть штриховку, обусловленную, по-видимому, не процессами последовательного роста, а волочением зерна по дну ручья. Такие зерна бывают как удлиненные, так и комковидные. Они обладают шероховатой бугристо-ямчатой поверхностью, в углублениях которой присутствуют глинистые минералы, кварц и гидроксиды железа [5, 8].

Кроме линейной ступенчатости, на гранях кристаллов самородного золота иногда отмечаются аксессуары роста преимущественно в виде кристаллов гексагональной формы.

Поверхность растворения обусловлена экзогенными процессами. В основе ее формирования лежат явления растворения самородного золота как на участках дислокаций и других дефектов кристаллической решетки, так и вокруг включений различного состава и происхождения.

Проба россыпного золота. В россыпи верховьев руч. Средний проба самородного золота составляет (‰) 920–995, в нижнем его течении — 920–985, руч. Ключевой — 920–978. В верхней части россыпи руч. Болотистый она составляет 940–980, в низовье ключа — 920–990‰ (табл. 3, рис. 4). Таким образом, в пределах различных частей россыпей и в целом проба россыпного золота на месторождении Болотистое изменяется незначительно.

Элементы-примеси. По степени распространенности и содержанию все элементы-примеси,

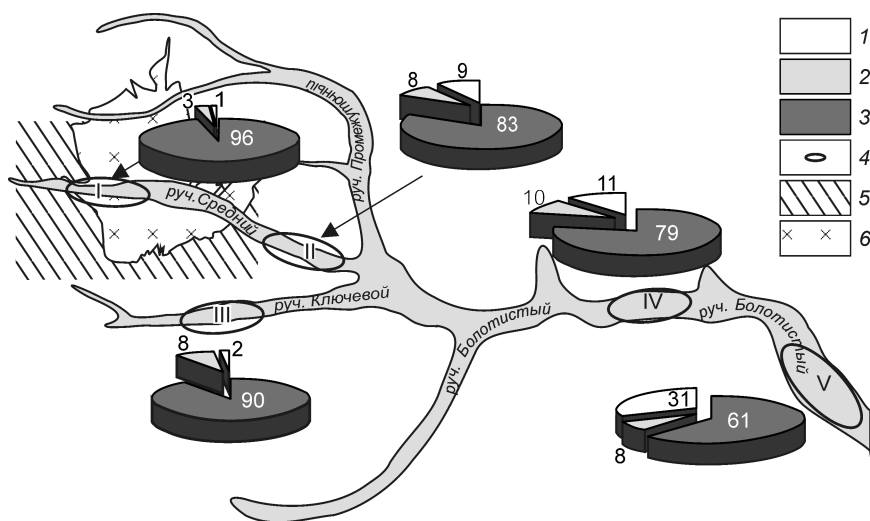


Рис. 3. Морфологический состав россыпного самородного золота:

форма золотины: 1 — уплощенная, 2 — удлиненная, 3 — комковидная; 4 — место отбора проб и номер выборки; 5 — площадь развития рудной жильно-прожилковой Au-Bi-Te минерализации; 6 — интрузия сложного состава с Au-Bi-Te-минерализацией

согласно Н.В.Петровской [15], можно разделить на группы: 1 — главные; 2 — второстепенные постоянные; 3 — третьестепенные, зависящие от состава руд; 4 — локально распространенные; 5 — редкие, малоизученные и др.

По результатам эмиссионного спектрального анализа среди элементов-примесей в россыпном золоте месторождения Болотистое отмечается постоянное присутствие Bi и Te. Им обычно сопутствуют Cu, Pb, As, Sb, Hg, Fe, Si, Al, Ti, Mg или Zr.

В россыпи руч. Средний, верховья ключа (выборка I), самородное золото содержит примеси, г/т: Bi от 1 до 213, Te 17–576, Cu 65–900, Pb 3–930, As 9–386, Sb 25–168, Hg 49–450. В небольшом количестве (табл. 4) присутствуют, г/т: Ni 1–11, Co 1–19, Sb 4–25, Pd 1–15. В низовье руч. Средний (выборка II) в самородном золоте отмечены примеси, г/т:

3. Проба россыпного золота месторождения Болотистое, ‰

№№ п/п	Число проб	Проба
<i>Руч. Средний, верх. Выборка I</i>		
1	61	920–995
<i>Руч. Средний, низ. Выборка II</i>		
2	15	920–985
<i>Руч. Ключевой. Выборка III</i>		
3	32	920–978
<i>Руч. Болотистый, верх. Выборка IV</i>		
4	45	940–985
<i>Руч. Болотистый, низ. Выборка V</i>		
5	16	920–990

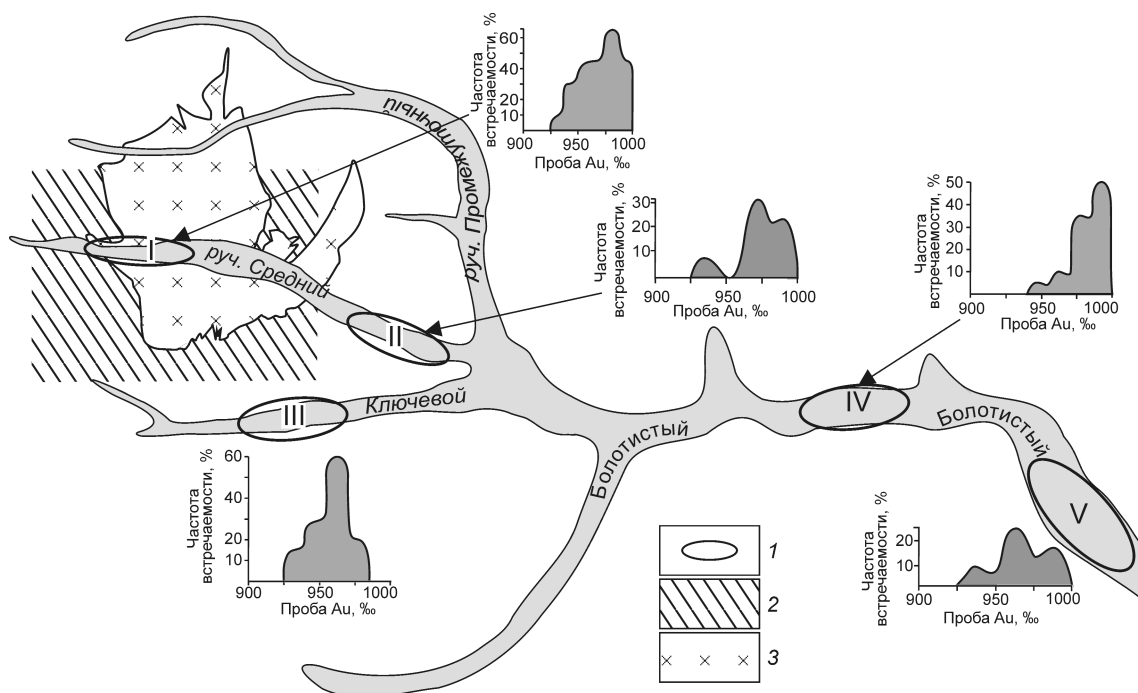


Рис. 4. Проба самородного золота в россыпях месторождения Болотистое:

усл. обозн. см. рис. 3

Bi 8–140, Te 12–131, Cu 160–300, Pb 9–28, As 8–21, Sb 6–14, Hg 68–370, Sb до 11, Ni до 3, Pt до 12, Pd 4–70 (см. табл. 4).

В россыпи руч. Ключевой (выборка III) самородное золото содержит примеси, г/т: Bi 34–73, Te 30–92, Cu 97–200, Pb 3–12, As 8–18, Hg 99–571. В верховьях руч. Болотистый (выборка IV) в самородном золоте россыпи среди элементов-примесей преобладают, г/т: Cu 162–710, Hg 50–231, Bi 7–130,

а также постоянно присутствуют Te 6–43, Pb 11–38, As 17–44, Pd 5–25, иногда отмечается примесь Ni до 6 г/т (см. табл. 4). В низовье ручья (выборка V) в самородном золоте [8] имеются примеси, г/т: Bi 7–60, Te 40–80, Cu 310–810, Pb 7–17, As 10–50, Hg 50–70, Pd 3–10.

Срастания самородного золота. В россыпях месторождения Болотистое встречаются срастания самородного золота с тетрадимитом, теллуравис-

4. Содержание элементов-примесей в россыпном золоте месторождения Болотистое, г/т

№№ п/п	Te	As	Sb	Hg	Cu	Pb	Bi	Sn	Co	Ni	Pt	Pd
<i>Руч. Средний, верх. Выборка I</i>												
1	17–576	9–386	25–168	49–450	65–900	3–930	1–213	4–25	1–19	1–11	н.о.	1–15
<i>Руч. Средний, низ. Выборка II</i>												
2	12–131	8–21	6–14	68–370	160–300	9–28	8–140	11	н.о.	3	12	4–70
<i>Руч. Ключевой. Выборка III</i>												
3	30–92	8–18	н.о.	99–571	97–200	3–12	34–73			н.о.		
<i>Руч. Болотистый, верх. Выборка IV</i>												
4	6–43	17–44	н.о.	50–231	162–710	11–38	7–130	н.о.		6	н.о.	5–25
<i>Руч. Болотистый, низ. Выборка V</i>												
5	40–80	10–50	н.о.	50–70	310–810	7–17	7–60			н.о.		3–10

Примечание. Выборки: I (n=54), II (n=10), III (n=5), IV (n=11), V (n=9). n — число проб; н.о. — элемент не обнаружен. Анализы выполнены на приборах PGS II или ДФС-8 и ДФС-13 Л.И.Азаровой, Т.К.Бабовой и В.И.Сеченской (ДВГИ ДВО РАН).

5. Сравнительный анализ минеральных комплексов коренного источника и россыпей месторождения Болотистое

Характеристики	Штокверковое тело		Россыпь
Минеральный комплекс	Кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуру-висмутитовый	Кварц-арсенидно-сульфидный	-
Основные жильные минералы	Кварц, турмалин	Кварц, кальцит	Кварц, турмалин
Рудные минералы	Золото, тетрадимит, теллурувисмутит, цумоит, в незначительном количестве пирит	Золото, тетрадимит, висмут самородный, протозоцит, цумоит, сульфосоли PbBiS ₂ (?), буланжерит, ульманнит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит	Золото, тетрадимит, теллурувисмутит, цумоит, висмут самородный, антимонит, кинноварь, шеелит, молибденит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, минералы ЭПГ*
Второстепенные минералы	Сфен, циркон	Кальцит	Гранат, оливин, циркон, корунд, сфен, хромшпинелиды, оксиды железа и титана (магнетит, титаномагнетит, ильменит, пикроильменит, гематит)*
Проба золота, ‰	925–985	740–800	925–995
Размеры самородного золота, мм	Преобладают 0,25, реже встречаются +0,25–0,5 и +0,5–1,0, редкие +1,0–2,0	Преобладают <0,16, реже встречаются +0,25	Преобладают +0,5–2,0 и +2,0, реже встречаются -0,25
Сростки золота с другими минералами	Тетрадимит, теллурувисмутит, цумоит, кварц, турмалин	Тетрадимит, цумоит, сульфиды, кобальт-никелевые минералы, кварц	Тетрадимит, теллурувисмутит, цумоит, кварц, турмалин

*Минералы открыты и изучены В.В.Ивановым с соавторами [1, 4, 20].

мутитом (см. рис. 2), цумоитом, кварцем и турмалином. В россыпи дальнего сноса руч. Болотистый сростки золота с другими минералами встречаются в единичных случаях.

Итак, проведенными исследованиями установлены следующие типоморфные особенности россыпного золота на месторождении Болотистое.

В россыпях ближнего сноса (ручьи Средний и Ключевой) преобладают фракции среднего и крупного золота, вниз по течению ручьев — мелкие и очень мелкие. Наблюдается частичное пространственное совмещение коренного источника и россыпей, обусловленное большой площадью золотоносного штокверка и относительно небольшим уклоном долин дренирующих его ручьев. В связи с этим крупные зерна золота сосредоточены в верхних частях ручьев, дренирующих штокверк (руч. Средний), и не отмечены в россыпях дальнего сноса.

Размерность самородного золота в верхах россыпей превосходит таковую в коренном источнике, что по данным ряда исследователей [10–12, 15], является результатом выноса зерен мелких фракций за пределы россыпей. На месторождении размерность зерен золота, по-видимому, обусловлена

уровнем эрозионного среза. Источником крупного золота россыпей служили эродированные к настоящему времени рудные столбы верхней части штокверкового тела, располагавшейся в надынтрузивных породах.

Морфология зерен самородного золота россыпей свидетельствует о транспортировке металла водным потоком. В россыпях ближнего сноса преобладают комковидные, удлиненные золотины, в россыпи дальнего сноса — уплощенные [11, 15]. Наблюдаемая смена форм золота по простиранию россыпи, отсутствие сростков золота с кварцем, турмалином, висмут-теллурувыми минералами в нижних частях россыпей, столь характерных для коренных руд и истоков россыпей, подчеркивают этот вывод.

Наличие в россыпном золоте примесей Bi, Te, Pb, Cu, As, Pt и Pd. В верховьях руч. Средний в самородном золоте установлена примесь Co и Ni [8, 13].

Коренное месторождение Болотистое представлено двумя продуктивными минеральными комплексами, соответствующими золото-кварцевой формации [8]. В кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллурувисмутитовом комплексе проба зо-

лота 925–985%. Она близка к пробе самородного золота из россыпей (от 925 до 995%). Самородное золото ассоциирует с кварцем, тетрадимитом, теллуrowисмутитом, турмалином и образует сростания с этими минералами. Их присутствие в большинстве случаев характерно и для россыпей месторождения. Проба самородного золота в кварц-арсенидно-сульфидном минеральном комплексе колеблется в пределах 740–800%. Самородное золото ассоциирует и образует сростания с тетрадимитом, цумоитом, кварцем, сульфидами и кобальт-никелевыми минералами. Из сростаний, характерных только для этого комплекса, в россыпях изредка встречается лишь цумоит.

На основании приведенных типоморфных особенностей (гранулометрия, морфология, пробы, элементы-примеси, ассоциация золота с другими минералами) можно сделать вывод о том, что основным источником питания россыпей данного месторождения послужил кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуrowисмутитовый комплекс (табл. 5), широко распространенный среди терригенных пород в верхней надынтрузивной части золотоносного штокверка.

На уровне современного эрозионного среза периферические части золотоносного штокверка, сложенные этим минеральным комплексом, только на небольшой площади дренируются россыпеобразующими ручьями Средний, Ключевой и Болотистый. Напротив, остальная часть штокверка, сложенная кварц-арсенидно-сульфидным минеральным комплексом, дренируется этими ручьями на большой площади. Однако, несмотря на это, указанный минеральный комплекс практически не участвовал в россыпеобразовании.

Как видно из приведенного выше сравнения, наиболее важные типоморфные особенности коренного самородного золота, к которым относятся размерность зерен, морфология, набор и содержание элементов-примесей, минеральный состав сростаний, сохраняются и в россыпях, что указывает на генетическую связь россыпей с коренными источниками.

Наиболее высоким россыпеобразующим потенциалом обладают коренные месторождения золота, относящиеся к золото-кварцевой формации. Россыпеобразующий потенциал золоторудных месторождений во многом определяется преобладающей размерностью зерен самородного золота, оказывающей влияние на миграционные свойства этого минерала. В россыпях не накапливаются зерна субмикроскопической и микроскопической размерностей [19]. В случае месторождения Болотистое преобладающая размерность самород-

ного золота в эродированной части штокверкового тела являлась благоприятным фактором для образования россыпей.

На основании проведенных исследований предполагается, что рудопроявление Джулия, входящее в состав Право-Соолийского рудно-россыпного узла и характеризующееся сходными геологическим строением и типоморфными особенностями рудных тел с месторождением Болотистое, содержит крупные запасы золота и может быть рекомендовано для дальнейшего изучения в целях выявления рудных или россыпных проявлений золота.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-31308 мол_а и проекта ДВО РАН № 12-3-В-08-158. Автор выражает благодарность В.В.Иванову и С.В.Леснову за предоставленный первичный материал, методическую помощь и консультацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барофильные* минералы из золотой россыпи Болотистой (западные отроги Сихотэ-Алиня) как индикаторы геодинамической обстановки / В.В.Иванов, Л.Г.Колесова, С.О.Максимов и др. // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Мат-лы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2011. С. 353–356.
2. *Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А.* Золото-редкометалльные месторождения Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 94–103.
3. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
4. *Иванов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А.* Минералы платиноидов в золотых россыпях западных отрогов Сихотэ-Алиня // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 16-й научной конференции молодых ученых. Сыктывкар, 2007. С. 110–112.
5. *Лотина А.А.* Характеристика самородного золота из россыпей уч. Болотистого (Северный Сихотэ-Алинь) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 13-й научной конференции молодых ученых. Сыктывкар, 2004. С. 56–58.
6. *Лотина А.А.* Висмут-теллуrowая минерализация золоторудного проявления Болотистый (Западный Сихотэ-Алинь, ДВ России) // Электронный журнал «Исследовано в России». 2009. Т. 12. С. 968–977, <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2009/074.pdf>.
7. *Лотина А.А.* Золото-висмут-теллуrowая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 1. С. 97–107.
8. *Лотина А.А.* Золото-висмут-теллуrowая минерализация в коренных источниках и россыпях месторожде-

- ния Болотистого (Хабаровский край): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Владивосток: Дальнаука, 2011.
9. *Моисеенко В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977.
 10. *Неронский Г.И.* Золото Унья-Бомы. – Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 2005.
 11. *Николаева Л.А.* Генетические особенности самородного золота как поисково-оценочный критерий руд и россыпей. – М.: Недра, 1978.
 12. *Николаева Л.А., Яблокова С.В.* Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.
 13. *Особенности минералогии золото-висмут-теллуристого оруденения Сихотэ-Алиня* / В.В.Иванов, А.И.Замбрицкий, Г.Б.Молчанова и др. // Современные проблемы металлогении: Мат-лы научной конференции, посвященной 90-летию академика Х.М.Абдуллаева. Ташкент, 2002. С. 176–178.
 14. *Особенности самородного золота коренных месторождений Верхояно-Колымской складчатой системы* / Г.Н.Гамянин, Ю.Я.Жданов, В.М.Суплецов и др. // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения Якутии. Якутск, 1980. С. 69–80.
 15. *Петровская Н.В.* Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
 16. *Словарь по геологии россыпей* / Под ред. Б.В.Рыжова, В.Д.Белоусова, В.С.Трофимова и др. – М.: Недра, 1985.
 17. *Степаненко В.М., Замбрицкий А.И., Буряк В.А.* Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе — показатель развития молодого (эоценового) плутогенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Мат-лы международной научной конференции, Благовещенск, 2001. С. 145–147.
 18. *Сушкин Л.Б.* Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: Мат-лы международной научной конференции. Екатеринбург, 2007. С. 176–180.
 19. *Шило Н.А.* Учение о россыпях. – М.: Академия горных наук, 2000.
 20. *Шпинелиды из ассоциации барофильных минералов россыпного месторождения Болотистое (Центральный Сихотэ-Алинь)* / В.В.Иванов, Л.Г.Колесова, А.А.Лотина и др. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 18-й научной конференции молодых ученых. Сыктывкар, 2009. С. 79–81.
 21. *Diladio R.N.W.* Classification and interpretation of the shapes and surface textures of gold grains from till on the Canadian Shield // Geological Survey of Canada, Current Research. 1990. Part C. Paper 90-1C. P. 323–329.
 22. *Maloof T.L., Baker T., Thompson J.F.H.* The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada // Miner. Deposit. 2001. Vol. 36. P. 583–593.
 23. *Mustard R.* Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia // Miner. Deposit. 2001. Vol. 36. P. 542–562.
 24. *Porto C.G., Hale M.* Mineralogy, Morphology and Chemistry of Gold in the Stone Line Lateritic Profile of the Posse Deposit, Central Brazil // J. Geoch. Explor. 1996. Vol. 57. P. 115–125.
 25. *Rombach C.S. and Neberry R.J.* Genesis and mineralization of the Shotgun deposit, southwestern Alaska // Miner. Deposit. 2001. Vol. 36. P. 607–621.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.7

© Коллектив авторов, 2013

ОБОГАЩЕНИЕ БУРОЖЕЛЕЗНЯКОВЫХ РУД АЯТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А.Мухтар, Г.Л.Каткеева, А.С.Макашев (Химико-металлургический институт им. Абишева, г. Караганда, Республика Казахстан), Н.С.Бектурганов (АО ННТХ «Парасат»), Р.Т.Шерембаева (Карагандинский государственный технический университет)

Проведены исследования на обогатимость и возможность получения товарного концентрата из бурожелезняковых руд Аятского месторождения с учетом практики эксплуатации бурожелезняковых руд Лисаковского месторождения. Изучены минеральный, рентгенофазовый, химический составы руды. Проведена прокалка гравитационно-магнитного концентрата при температурах 600, 700, 800 и 900°C в течение двух часов с последующей магнитной сепарацией. Получен концентрат с содержанием Fe 49–50%.

Ключевые слова: Аятское месторождение, бурожелезняковые руды, прокалка, гравитационно-магнитный концентрат, магнитная сепарация, магнитная фракция, железо, фосфор.

Мухтар Айдархан Ахуанұлы, Бектурганов Нуралы Султанович, Каткеева Гульнара Летаевна, Макашев Ардак Сулушаиович, Шерембаева Рымкеш Тюлюхановна, katkeeva@mail.ru

CONCENTRATION OF BROWN IRON ORES OF THE AYATSKOYE DEPOSIT

A.A.Mukhtar, G.L.Katkeeva, A.S.Makashev, N.S.Bekturganov, R.T.Sherembaeva

The investigations on dressability and possibility to obtain a commercial concentrate from brown iron ores of the Ayatskoye deposit have been carried out taking into consideration the experience gained while working with ores of the Lisakovsk deposit. A mineralogical, X-ray phase, chemical composition of the ore has been studied. Calcination of a gravitational magnetic concentrate at temperatures 600, 700, 800 and 900°C has been carried out for two hours, followed by magnetic separation. A concentrate with an iron content of 49–50% has been obtained.

Key words: Ayatskoye deposit, brown iron ores, calcination, gravitation-magnetic concentrate, magnetic separation, magnetic fraction, iron, phosphorus.

Аятский железорудный бассейн находится в Кустанайской области Казахстана. Площадь месторождения 2500 км², руды — оолитовые и бурые железняки. Мощность рудного горизонта 2–9 м. Разведанные запасы 1,7 млрд. т с содержанием Fe 37%. Руды труднообогатимые, фосфористые. По содержанию Fe они богаче руд зарубежных месторождений, в них отсутствуют такие примеси, как As, Pb. По содержанию V и Al аятские руды богаче лисаковских, а содержание P в них меньше.

Проведены исследования на обогатимость и возможность получения конкурентоспособного товарного концентрата из бурожелезняковых руд Аятского месторождения с учетом практики эксплуатации бурожелезняковых руд Лисаковского месторождения. Объектом исследования была усредненная технологическая проба кусковой бурожелезняковой руды Аятского месторождения.

Для изучения вещественного и химического составов руды отобиралась усредненная проба и направлялась на петрографический и рентгенофазовый анализы. По шести изготовленным полированным шлифам проведен петрографический анализ. Образ-

цы изучались визуально и с помощью микроскопа Neophot-21.

Установлено, что образцы неоднородны как по текстуре, так и по минеральному составу. Кусковая руда имеет ячеисто-брекчиевую текстуру. Стенки ячеек, как правило, сложены гетитом коричневого и шоколадно-коричневого цвета, а ячейки выполнены «икряным камнем» с глинисто-охристым цементом, а также глинисто-глиноземисто-карбонатным материалом. Цвет кусковой руды буровато-желтый, коричневатого-желтый, в отдельных участках серовато-зеленоватый. Оолиты в «икряном камне» имеют в основном круглую, реже овальную форму, блестящую поверхность и цвет, как у «просяных» зерен. Оолиты хрупкие, при легком надавливании распадаются на скорлуповатые корочки и порошок. Размеры оолитов колеблются в пределах 0,25–0,80 мм, единичные оолиты достигают 1 мм.

Рыхлая охристая разность руды представлена легко рассыпающимися комочками, сложенными оолитами, сцементированными скрытокристаллической смесью гидрогетита и гетита, а также глинисто-кремнистым материалом. Оолиты концентрируются

в руде неравномерно. Рыхлая пылеватая лимонитовая часть руды состоит главным образом из гидрогетита и охристо-кремнисто-карбонатного материала с обломками оолитов и микрозерен кварца.

В полированных шлифах оолиты светло-серые с концентрической зональностью. Некоторые из них имеют поры и пустоты, что можно объяснить различной твердостью слагающего их материала. Центральные части оолитов сложены скрытокристаллической смесью гетита и гидрогетита. Внутри некоторых оолитов заключены микрозерна кварца, а иногда единичные зерна пирита. Количество пирита не превышает 2%.

В цементирующей массе наблюдаются трещинки усыхания, по которым распадаются комочки руды. Рыхлая руда типа «икряного камня» сложена равномерно размещенными оолитами того же состава, что и в кусковой ячеисто-брекчиевой руде, иногда встречаются полые оолиты.

Гидрогетит — темно-бурый, скрытокристаллический, плотный и рыхлый, желтого цвета со светло-бурой чертой. Гетит — темно-коричневый, имеет пластинчатую, иногда скрытокристаллическую форму кристалла. Пирит — желтый, блестящий, зерна неправильной формы. Сидерит — скрытокристаллический, светло-серый, определен микрохимической реакцией. В горячей соляной кислоте постепенно окрашивается в зеленовато-желтый цвет вследствие образования хлорида железа (III). Кварц зернистый с неправильной формой зерен и скрытокристаллический, серого цвета.

Рентгенофазовый анализ показал, что представительная проба бурожелезняковых руд Аятского месторождения содержит гетит и кварц. По данным химического анализа аятская руда содержит, %: 36,65 Fe, 18,65 SiO₂, 8,65 Al₂O₃, 0,33 P.

Методом спектрометрии с индуктивно связанной плазмой обнаружено содержание следующих микропримесей, %: 0,0015 Ge, 0,005 Sc, 0,002 Zr, 0,008 V, 0,0005 Nb, 0,01 Pb, 0,02 Ti, 0,01 As, 0,003 Cr, 0,05 Ni, 0,01 Ba, 0,03 Cu, 0,015 Zn, 0,0025 Co, 0,003 Li, 0,0006 Y.

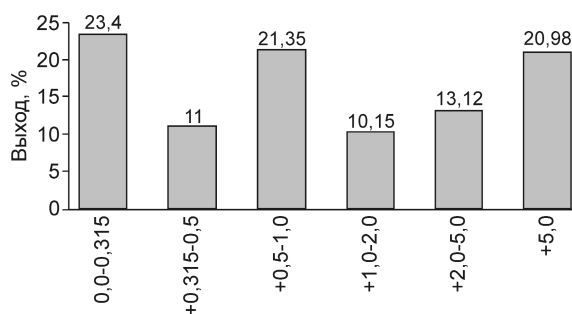


Рис. 1. Распределение исходной руды по фракциям

Максимальная крупность исследуемой руды составила 10,0 мм.

Выход руды в зависимости от класса крупности неравномерный (рис. 1). Наибольший выход соответствует фракциям -0,315+0,0, -1,0+0,5, +5,0.

Проанализировано содержание и извлечение основных компонентов из различных фракций (табл. 1).

Из вышеприведенной таблицы гранулометрического анализа исходной руды следует, что компоненты руды по содержанию равномерно распределены по фракциям. Поскольку селективное разделение полезного компонента, в данном случае железа, ни по одному из классов крупности практически не осуществляется, нами для дальнейших исследований выбран диапазон, охватывающий все исследуемые классы крупности, т.е. -5,0+0 мм.

Далее нами проводилась отмывка аятской руды от шламов. Масса отмывной руды составила 70,44%, масса шлама 29,56%. Продукты отмывки анализировали на содержание основных компонентов (табл. 2). После дешламации содержание Fe в песках увеличилось на 5,31%, P на 0,03%, а содержание SiO₂ и Al₂O₃ снизилось на 5,16 и 1,7% соответственно.

Для дальнейшего обогащения полученный промытый продукт подвергали сухой магнитной сепарации при напряженности магнитного поля 9600 Э. Выход магнитной фракции составил 98,51%. Состав полученного гравитационно-магнитного концентрата приведен в табл. 3.

1. Распределение основных компонентов — Fe, P, SiO₂, Al₂O₃ по классам крупности, %

Фракция, мм	Fe		P		SiO ₂		Al ₂ O ₃	
	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение
+5,0	39,98	22,89	0,28	18,18	15,55	17,97	6,99	17,23
-5,0+2,0	37,20	13,32	0,36	15,15	17,54	12,69	7,71	11,84
-2,0+1,0	33,08	9,17	0,28	9,09	20,62	11,53	9,16	10,90
-1,0+0,5	38,85	22,62	0,37	24,24	15,77	18,59	8,53	21,34
-0,5+0,315	38,32	11,51	0,37	12,12	16,72	10,15	8,92	11,49
-0,315+0,0	32,11	20,49	0,31	21,22	22,52	29,07	9,91	27,20
Итого		100,0		100,0		100,0		100,0

2. Распределение основных компонентов по продуктам

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, %				Извлечение, %			
		Fe	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Гравитационный концентрат	70,44	41,86	0,36	13,49	6,95	80,97	75,75	48,97	56,26
Шламы	29,56	23,44	0,28	33,51	12,89	19,03	24,25	51,03	43,74
Итого	100,0					100,0	100,0	100,0	100,0

3. Состав гравитационно-магнитного концентрата после магнитного обогащения, %

Наименование продуктов	Выход, %	Fe		P		SiO ₂		Al ₂ O ₃	
		Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение
Гравитационно-магнитный концентрат	98,51	43,02	99,48	0,36	99,15	12,43	94,01	6,13	98,21
Хвосты	1,49	14,90	0,52	0,20	0,85	52,05	5,99	7,03	1,79
Итого	100,0		100,0		100,0		100,0		100,0

4. Содержание основных компонентов в огарке, %

Температура обжига, °С	Fe	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃
600	49,59	0,35	15,37	7,19
700	50,16	0,35	15,82	7,01
800	50,41	0,35	15,37	6,85
900	49,97	0,36	15,99	7,27

Далее проводились эксперименты по обжигмагнитному обогащению гравитационно-магнитного концентрата. Магнетизирующий обжиг аятской руды протекал при температурах 600, 700, 800 и 900°С в течение двух часов (рис. 2). Проанализированы при разных температурах содержания основных компонентов руды в огарке (табл. 4). Повышение температуры обжига до 800°С способствует потере массы концентрата, при дальнейшем повышении температуры масса концентрата остается неизменной (см. рис. 2).

Термически обработанный продукт подвергался сухой магнитной сепарации при напряженности

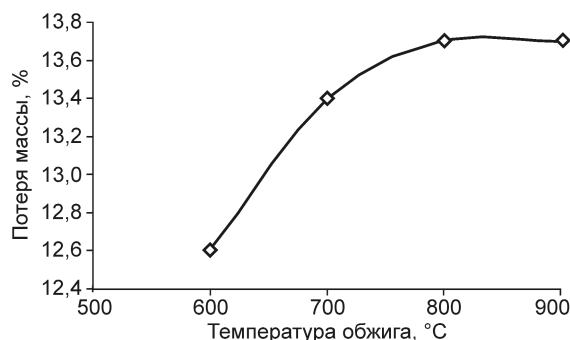


Рис. 2. Зависимость потери массы концентрата от температуры обжига

магнитного поля 5300 Э. Полученную немагнитную фракцию дочищали при напряженности 5800 Э (табл. 5).

Таким образом, исследования показали, что аятскую руду возможно обогатить в 1,38 раз и получить концентрат с содержанием Fe 50,51% при извлечении его 87,17%.

5. Содержание основных компонентов в огарке после магнитного обогащения, %

Т обжига, °С	Фракция	Выход, %	Fe		P		SiO ₂		Al ₂ O ₃	
			Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение
600	Магнитная	86,92	48,38	87,46	0,37	86,49	13,86	85,09	7,73	87,5
	Немагнитная	13,08	46,09	12,54	0,39	13,51	16,11	14,91	7,34	12,5
		100,0		100,0		100,0		100,0		100,0
700	Магнитная	88,89	49,65	89,24	0,40	89,74	13,36	44,13	7,81	89,55
	Немагнитная	11,11	47,874	10,76	0,40	10,26	13,53	55,87	7,27	10,45
		100,0		100,0		100,0		100,0		100,0
800	Магнитная	94,22	49,78	94,37	0,40	94,20	13,93	92,98	7,97	94,46
	Немагнитная	5,78	48,51	5,63	0,41	5,80	17,30	7,02	7,66	5,54
		100,0		100,0		100,0		100,0		100,0
900	Магнитная	90,89	50,51	90,96	0,40	90,0	14,81	89,38	8,08	91,98
	Немагнитная	9,11	50,13	9,04	0,42	10,0	17,58	10,62	7,07	8,02
		100,0		100,0		100,0		100,0		100,0

ДИСКУССИИ

УДК 552.323.6

© Ю.М.Фомин, 2013

РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ И КИМБЕРЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Ю.М.Фомин (Госцентр «Природа»)

Раскрывается роль нейтронного вещества как источника протонов и электронов; показан предполагаемый ход образования разнозаряженных ядер атомов и порядок их расположения вокруг нейтронного прототела, обусловивший закономерно зональное устройство планеты. Высказывается предположение, что остаток нейтронного прототела, вероятно, находящийся во «внутреннем» ядре Земли, является источником тепловой энергии, потоки которой в виде так называемых суперплюмов воздействуют на жесткую оболочку Земли, вызывая магматизм, в том числе и кимберлитовый, а также землетрясения.

Ключевые слова: прототело, нейтрон, геосфера, суперплюм, кимберлит.

Фомин Юрий Михайлович, Fomin-Yu-2011@yandex.ru

DEVELOPMENT OF THE EARTH AND KIMBERLITIC MAGMATISM

Yu.M.Fomin

Discloses the role of neutron substance as a source of protons and electrons; the presumptive course of emergence of oppositely charged atom cores and of their arrangement around the neutron proto-body governing the regular zonal structure of the planet is demonstrated. The assumption is put forward that the residue of the neutron proto-body supposedly located within the «inner» Earth core is the source of thermal energy, the fluxes of which in the form of so-called super-plumes, affects the Earth rigid shell bringing about both magmatism, including kimberlitic one, and earthquakes.

Key words: proto-body, neutron, geosphere, super-plume, kimberlite.

С позиций гипотезы Канта-Лапласа, появившейся в начале XIX в., усиленно реанимируемой в последние десятилетия, невозможно объяснить ни один из процессов, происходящих в глубинах нашей планеты. Следуя ей, нельзя обозначить научно обоснованные ориентиры для дальнейшего развития как теоретической, так и прикладной геологии. В частности, не находит объяснения закономерно зональное устройство мантии (рисунок). Это же относится и к такому природному явлению, как периодически повторяющийся кимберлитовый магматизм [6] с его своеобразным географическим и геологическим распространением [8, 11], а также к связанному с ним вопросу об источнике углерода, необходимого для образования алмазов, и о причине неравномерного его поступления в кимберлитовые трубки [21].

Указанные вопросы нами предлагается рассмотреть с позиций концепции «центробежного» развития звезд и планет, в основе которой лежит принцип развития материи, сформулированный академиком В.А.Амбарцумяном: «материя развивается от простого к сложному, от сильно сжатого состояния к менее сжатому» [2]. Данной концепцией предполагается поступление «строительного» материала при образовании звезд и планет не из «га-

зово-пылевых облаков», а в виде атомов, формирующихся из протонов и электронов. Таким образом, данная концепция требует ответа на фундаментальный вопрос естествознания: что собой представляет исходное вещество, из которого образуются элементарные частицы?

В поисках ответа на этот вопрос было обращено внимание на так называемое нейтронное вещество, открытое в 1932 г. Дж.Чадвиком [7]. Этому веществу до настоящего времени приписывается «вторичное» происхождение [3, 7]. Считается, что оно образуется при гигантском ($2 \cdot 10^{17}$ кг/м³) давлении, когда электроны якобы «вдавливаются» в протоны, в результате чего последние превращаются в нейтроны [16]. Однако вопрос о происхождении самих протонов и электронов теорией ядерной материи до сих пор не решен, что заставляет указанный механизм образования нейтронного вещества рассматривать лишь как предположение. В то же время, давно известен факт самопроизвольного распада свободных нейтронов на протон, электрон и антинейтрино, происходящий в вакууме через каждые 16 ч [7]. Данный факт является бесспорным доказательством того, что нейтронное вещество — это первоначальное состояние материи, т.е. оно первично [23].

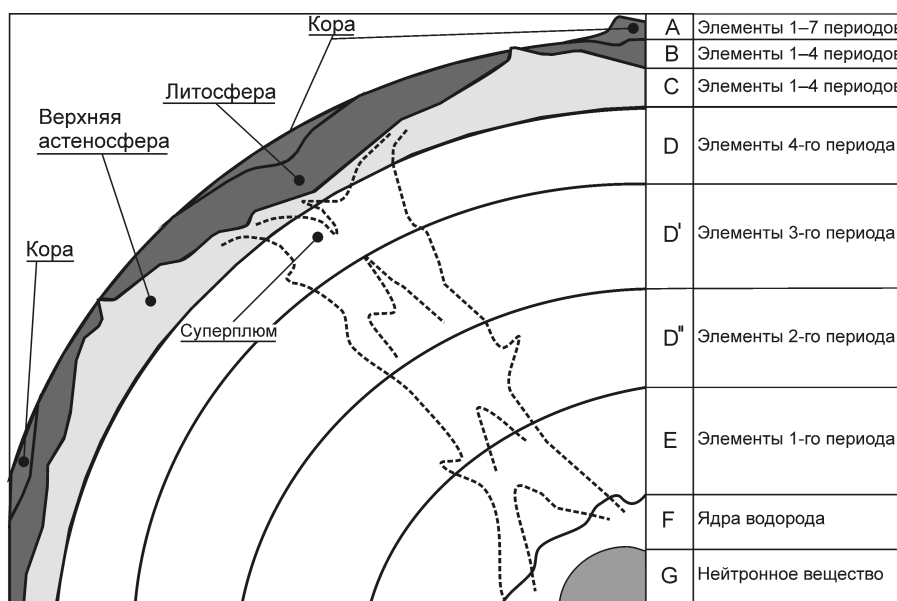
Нейтронное вещество — не только источник протонов, но также сила, удерживающая их возле себя. Компактное нахождение нескольких положительно заряженных частиц (протонов) возможно, по всей видимости, только при условии присутствия нейтронного вещества. Известно, что основные силы, действующие в ядрах атомов между нейтронным веществом и протонами, это так называемые ядерные силы неэлектромагнитной природы, значительно превосходящие силы кулоновского отталкивания протонов [7]. Хотя природа этих сил до сих пор не выяснена, но сам факт наличия нейтронного вещества во всех без исключения ядрах химических элементов говорит о том, что источником «ядерных сил» является нейтронное вещество. По-видимому, благодаря этому «загадочному» свойству нейтронного вещества и появилась первая структурированная единица материи, получившая название «ядро».

По данным экспериментальной и теоретической ядерной физики синтез «тяжелых» атомных ядер происходит из «легких» через длительную цепь сложнейших превращений в ходе так называемых ядерных реакций слияния [10]. Однако при этом факт присутствия нейтронного вещества в ядрах не объясняется. С позиции «первичности» нейтронного вещества можно дать иное объяснение происхождению разнозаряженных ядер атомов. Подсчеты показывают, что средний по каждому периоду таблицы Менделеева показатель соотношения количества нейтронного и протонного веществ в ядрах химических элементов изменяется от периода № 1 к периоду № 7 в сторону увеличения [22] (таблица). Приведенные данные свидетельствуют о том, что ядра с большим количеством протонов образуются из большего количества нейтронного вещества.

То обстоятельство, что «свободные» нейтроны в вакууме самопроизвольно распадаются на протоны, электроны и антинейтрино, говорит об отсутствии в межзвездном пространстве нейтронов [7]. В то же время, еще в середине XX в. В.А.Амбар-

цумян в процессе исследования звездных систем «нового типа» пришел к заключению, что «обычному звездному и диффузному состоянию вещества предшествует его сверхплотное состояние в виде тел, состоящих из протонного вещества — нейтронов, протонов, электронов, гиперонов» [2]. Это предвидение получило блестящее подтверждение благодаря открытию английскими астрономами Дж.Беллом и Э.Хьюишем в 1967 г. так называемых пульсаров, которые по современным представлениям отождествляются с быстровращающимися нейтронными звездами [16]. Таким образом, было установлено, что нейтронное вещество в космосе существует, но не в виде свободных частиц, а в виде «сверхплотных» тел. Для них предлагается название «прототела».

Необходимо иметь в виду, что вопрос о плотности прототел остается открытым, поскольку достоверных доказательств их происхождения нет. Имеющиеся теоретические расчеты плотности (~1,2·10¹⁴ г/см³) [7] основаны на предположении о том, что эти объекты — конечный продукт развития



Предполагаемое распределение химических элементов в геосферах Земли, с использованием материалов [15, 17]

Средний по периоду показатель соотношения количества нейтронного и протонного вещества в ядрах химических элементов

Номера периодов таблицы Д.М.Менделеева						
1	2	3	4	5	6	7
~0,5	0,94	1,03	1,15	1,28	1,48	1,53

звезд и что «нейтронизация» их вещества якобы связана с «гравитационным коллапсом» после «окончания в звезде «ядерного горючего» и возникновения в связи с этим огромного давления. Однако, наряду с указанными предположениями, существует другая точка зрения. Так, в 1958 г. В.А.Амбарцумян сделал вывод о нахождении «сверхмассивных сгустков дозвездной материи в центральной части галактик, откуда происходят мощные выбросы вещества» [1, 2]. Современная космическая техника позволила несколько дополнить вывод В.А.Амбарцумяна. Так, было установлено, что из центральной части нашей галактики постоянно выбрасываются значительные массы водорода [12]. Как известно, ядра атомов водорода образуются в результате распада нейтронного вещества. На основании этого можно считать, что в центре нашей галактики находится остаток некогда огромного нейтронного тела, которое в настоящее время является источником водорода, а в прошлом, вероятно, было источником разного размера прототел, из которых развивались звезды, составившие звездную структуру, получившую название «галактика».

Вышесказанное позволяет предположить, что нейтронные прототела в космосе — это не конечный, а начальный этап развития звезд, что подтверждается данными по изучению прототел. Так, на их поверхности выявлены «обычные ядра и электроны» [3]. Возможно, здесь происходит активное «освобождение» нейтронного вещества из «плена» сверхплотного состояния и распад его на протоны и электроны, что говорит об уменьшенной плотности на периферии прототел. Безусловно, «освобождение» должно сопровождаться выделением огромного количества тепловой энергии с зарождением новых, в данном случае «микрозвезд» (по масштабам космоса). Вполне вероятно, что из таких малоразмерных прототел (диаметр известных прототел не превышает 10–30 км [16]) несколько миллиардов лет тому назад образовались «микрозвезды», в результате остывания которых появились «малые» планеты Солнечной системы, в том числе Земля.

Предполагается такая последовательность преобразований одного из малоразмерных прототел, в результате чего появилась планета Земля:

выделение огромного количества тепловой энергии при «освобождении» нейтронного вещества из «плена» сверхплотного состояния, что привело к образованию «огненного овоида», т.е. к появлению «микрозвезды»;

прототело, оставаясь в центре «микрозвезды», продолжало выделять все новые порции нейтронного вещества, из которого после выделения протонов тут же формировались новые ядра будущих хи-

мических элементов. При этом уже сформированные ядра, вероятно, оттеснялись все дальше от прототела на периферию звезды;

когда контакт звезды с абсолютным холодом космоса постепенно привел к понижению температуры ее наружной части до нескольких тысяч градусов [20], как это, например, наблюдается на Солнце, то появилась возможность присоединения электронов к находящимся здесь ядрам в количестве, соответствующем их заряду, т.е. образования атомов. С этого момента, вероятно, и начинается процесс превращения звезды в планету [20].

Обращает на себя внимание то, что лишь в наружной оболочке Земли (геосфера А), кроме химических элементов с «легкими» ядрами, оказались сконцентрированы все химические элементы с «тяжелыми» ядрами (см. рисунок). По-видимому, такие ядра могли формироваться только из наиболее крупных фрагментов нейтронного вещества, которые находились во внешней части прототела. Со временем из более глубоких частей прототела стали отделяться нейтронные фрагменты меньших размеров. Об этом говорит состав химических элементов в геосферах Земли. По данным изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок, подкорковое вещество Земли состоит из химических элементов первых четырех периодов таблицы Менделеева, до элемента Fe [9, 10, 14]. Кроме того, известно, что предпоследняя (к центру Земли) геосфера мантии (Е) состоит из водорода и гелия [15, 17] (см. рисунок). Учитывая эти данные, можно с большой долей уверенности говорить о том, что чем ближе к центру Земли расположена геосфера, тем меньше протонов содержится в ядрах составляющих ее химических элементов. Поэтому меньшее количество электронных оболочек появлялось вокруг ядер и, соответственно, плотнее становилась геосфера (согласно принципу плотнейшей упаковки), что и было зафиксировано в ходе глубинных геофизических исследований [15, 17] (см. рисунок).

Таким образом, в строении Земли отразился закономерный процесс уменьшения заряда ядер вследствие уменьшения размера фрагментов нейтронного вещества, поступающих из внутренних частей прототела. Завершением этого процесса, по-видимому, стало появление так называемого внутреннего ядра Земли (геосфера G) (см. рисунок). Вопрос о его составе может быть решен также с позиции «первичности» нейтронного вещества. Учитывая тот факт, что около 50% всей массы Земли составляет нейтронное вещество [7], можно предположить, что его количество, составлявшее первоначальный объем прототела, сильно сократилось и, следовательно, поперечник прототела, веро-

ятно, также сильно уменьшился. Поэтому обнаружить его современными геофизическими методами практически невозможно. В то же время, некоторые косвенные признаки указывают на продолжение в центральной части Земли процессов с выделением тепловой энергии, хотя и в значительно меньших количествах, чем это было в «звездную стадию» развития нашей планеты. Во-первых, об этом говорит наличие интенсивных конвективных потоков снаружи внутреннего ядра, т.е. в пределах геосферы F [4, 17] (см. рисунок). Во-вторых, факт формирования в указанной геосфере мощных тепловых потоков с температурой $\sim 4000^\circ\text{C}$, так называемых суперплюмов [13, 21] (см. рисунок). На основании этих данных можно предположить, что в пределах геосферы G находится остаток прототела, продолжающий выделять фрагменты нейтронного вещества мельчайших размеров, при распаде которых может появиться лишь один протон и электрон. Возникающие при этом ядра водорода, возможно, и составляют геосферу F (см. рисунок).

Предполагаемое строение мантии над геосферой F представляется следующим образом. Как известно, одну электронную оболочку имеют атомы водорода и гелия, из которых, вероятно, состоит геосфера E (см. рисунок). Расположенная выше, значительно менее плотная геосфера D'' состоит из атомов с двумя электронными оболочками. Геосферы D' и D состоят соответственно из атомов с тремя и четырьмя электронными оболочками. То, что мантия (геосферы E, D'', D', D) состоит из химических элементов, относящихся только к первым четырем периодам таблицы Менделеева, подтверждается данными о составе литосферы (геосфера B), полученными в ходе изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок всего мира [9]. Таким образом, интересующий нас элемент — углерод, имеющий две электронные оболочки, должен находиться в геосфере D'', которая и служит его источником. Доставляется он к литосфере так называемыми суперплюмами и чем активнее становятся эти тепловые потоки, тем его больше. В свою очередь, усиление потоков, вероятно, вызывается периодической активизацией процессов, происходящих в земном ядре (геосфера G), приводящей к выбросу из его недр все новых порций проточастиц, что каждый раз сопровождается выделением большого количества тепловой энергии [20]. К началу образования коры (примерно 4 млрд. лет назад) процесс высвобождения проточастиц из прототела и связанного с этим выделения тепловой энергии, вероятно, стал носить затухающий характер [20]. Он локализовался лишь на нескольких участках прототела в виде изолированных друг от друга нескольких

мощных потоков тепловой энергии, получивших название суперплюмов [13]. Последние, достигая верхних горизонтов планеты, «оказывают на них влияние на протяжении сотен миллионов лет» [13]. Именно из атомов, выносимых из мантии суперплюмами, по-видимому, и формируются так называемые литосферные плиты [20].

Анализ геологических и геофизических данных по территории Сибирской платформы показывает, что с деятельностью суперплюмов связан, в том числе, и кимберлитовый магматизм. Все кимберлитовые трубки в этом регионе приурочены к так называемому литосферному вулканогену, образование которого обусловлено деятельностью восточносибирской ветви Евразийского суперплюма [21].

О затухающем характере выделения тепловой энергии ядром Земли свидетельствуют также результаты сравнения масштабов кимберлитового магматизма в докембрии и фанерозое. По данным ряда исследователей [8, 11], интервал времени от 1,6 до 0,4 млрд. лет назад характеризовался не только весьма широким распространением кимберлитового магматизма, но и исключительной алмазоносной продуктивностью. Он проявился в пределах пяти литосферных плит — Африканской, Индийской, Южно-Американской, Северо-Американской и Евразийской [11], в которых известны такие супералмазоносные трубки, как Премьер, Маджгаван, Аргайл и др. Обращает на себя внимание исключительная продолжительность эпох его проявления — от 200 до 500 млн. лет [8], что говорит о соответствующей длительности периодов активизации суперплюмов и, следовательно, земного ядра. На Сибирской платформе данные о наличии древних (дорифейских) алмазоносных кимберлитовых тел впервые получены ЦНИГРИ в 1967–1970 гг. при изучении Эбеляхской россыпи алмазов в целях установления их коренного источника. На основании детального анализа минерального состава разновозрастных отложений северо-востока Сибирской платформы Э.Г.Сочневой сделан вывод о возможном существовании в этом регионе дорифейских кимберлитовых тел [18, 19]. Позднейшие геологические исследования подтвердили данный прогноз. В бассейне р. Эбелях (правый приток р. Анабар) были обнаружены останцы рифейских конгломератов, содержащие алмазы, отличные от фанерозойских. Исследованиями ЦНИГРИ установлено, что именно такие алмазы неоднократно переотлагались, накапливаясь в промежуточных коллекторах каменноугольного и мелового возрастов. Их разрушение и привело к образованию богатейшей россыпи алмазов, названной «Эбеляхская». Полученные данные позволили включить Евразийскую литосферную плиту в число регионов,

перспективных на выявление коренных источников древних алмазов, что подтвердилось находками алмазоносных трубок в ее западной части (Карелия, Финляндия) [11], а также определить характер деятельности Евразийского суперплюма.

В фанерозое интенсивная деятельность суперплюмов продолжалась в основном в пределах Африканской и Северо-Американской литосферных плит. В последней продуктивный алмазоносный магматизм происходил вплоть до неогена. В пределах других литосферных плит (например, Евразийской) лишь в раннем и среднем палеозое зафиксирован интенсивный алмазоносный магматизм [11]. Примером постепенного затухания активности суперплюмов служит Сибирский регион, где выделено пять эпох кимберлитового магматизма продолжительностью от 9 до 17 млн. лет [5, 14] с постепенным уменьшением алмазоносности, вплоть до «убогой». Все эти данные свидетельствуют о том, что в фанерозое активность процессов, происходящих в земном ядре, постепенно ослабевала, что выразилось в слабой активности некоторых суперплюмов.

В настоящее время выделение тепловой энергии ограничено главным образом объемом геосферы F, где отмечается интенсивная конвенция [17] (см. рисунок). К верхним горизонтам Земли тепловая энергия доносится слабоактивными суперплюмами и находит выход к дневной поверхности лишь в местах соприкосновения некоторых литосферных плит, в так называемых срединно-океанических хребтах в виде проявлений вулканической деятельности, гидротерм и землетрясений.

Продланное исследование позволяет сформулировать следующие положения:

нейтронное вещество первично и, следовательно, является основой мироздания. В космосе оно находится в центральных частях галактик в виде «ультрасжатых, сверхмассивных сгустков» и служит источником прототел различных размеров, из которых развиваются так называемые «звезды»;

главнейшее преобразование нейтронного вещества — выделение из него протонов и электронов, из которых строится весь материальный мир;

появление первой структурированной единицы материи — так называемого «ядра», обязано «ядерным силам», источником которых является нейтронное вещество;

количество протонов в ядре находится в прямой зависимости от количества в нем нейтронного вещества;

размеры прототел в центре нашей галактики и звездах со временем уменьшаются; признак завершения их существования — появление значительного количества водорода;

с начала образования коры процесс развития Земли происходит на фоне постепенного ослабления продуцирования ядром тепловой энергии;

закономерно зональное устройство мантии является следствием определенной последовательности образования ядер атомов в ходе преобразования нейтронных прототел;

кимберлитовый магматизм — это следствие активизации процессов, происходящих в ядре Земли, своеобразный индикатор активности ядра; показатель степени этой активности — количество алмазов в кимберлите;

источником углерода, необходимого для образования алмазов, служит геосфера D"; транспортировка углерода к литосфере осуществляется суперплюмами;

гипотеза Канта-Лапласа, учитывающая только механическое перемещение вещества, по существу, — метафизическая, не способствующая дальнейшему прогрессу науки. Она представляет интерес лишь для истории науки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амбарцумян В.А.* Об эволюции галактик // Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат. науки, 9. 1958. №№ 5, 9.
2. *Амбарцумян В.А.* Научные труды. Т. 2. — Ереван: АН Арм. ССР, 1960.
3. *Бете Г.* Теория ядерной материи. — М.: Мир, 1974.
4. *Болт Б.А.* В глубинах Земли. — М.: Мир, 1984.
5. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы // Тр. ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1984.
6. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира. — М.: Геоинформмарк, 2000.
7. *Власов Н.А.* Нейтроны. 2-е изд. — М.: Наука, 1971.
8. *Докембрийские алмазоносные формации мира / М.П.Метелкина, Б.И.Прокопчук и др.* — М.: Недра, 1976.
9. *Илупин И.П.* Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.
10. *Имишеник В.С., Надеждин Д.К.* Ядерные реакции. www.astronet.ru/db/msq/11883118
11. *Историческая минералогия. Т. 2 / Н.Н.Зинчук, А.Д.Савко, Л.Т.Шевырев.* — Воронеж: ВГУ, 2007.
12. *Комаров В.Н.* Астрономия и мировоззрение. — М.: Просвещение, 1987.
13. *Летников Ф.А.* Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации // Мат-лы Международной конференции памяти академика П.Н.Кропоткина, 20–24 мая 2002 г. М., 2002. С. 6–7.
14. *Петрохимия кимберлитов / А.Д.Харьков, В.В.Зуенко, Н.Н.Зинчук и др.* — М.: Недра, 1991.

15. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
16. Советский энциклопедический словарь. – М.: Советская энциклопедия, 1984.
17. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: МГУ, 2002.
18. Сочнева Э.Г., Суходольская О.В. О разновозрастных источниках алмазов современных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 32–35.
19. Сочнева Э.Г., Прокопчук Б.И. Минералогический анализ тяжелой фракции терригенных отложений. – М.: Недра, 1976.
20. Фомин Ю.М. К проблеме развития материи в звездах и планетах. www.proza.ru/2009/04/13/1465/
21. Фомин Ю.М. Восточно-Сибирский литосферный плюм-вулканоген. <http://www.proza.ru/2011/02/18/1151>
22. Фомин Ю.М. К проблеме доядерной материи. <http://www.proza.ru/2011/02/24/1795>
23. Фомин Ю.М. Нейтронное вещество — основа мироздания. www.proza.ru/2012/05/16/987