

УДК 550.42

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА И ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ (ЯКУТИЯ, РОССИЯ): ПО ДАННЫМ ВЫСОКОТОЧНОГО МС-ICP-MS МЕТОДА

© 2018 г. И. В. Чернышев<sup>1, \*</sup>, А. В. Чугаев<sup>1</sup>, Н. С. Бортников<sup>1</sup>, Г. Н. Гамянин<sup>1</sup>, А. В. Прокопьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
Россия, 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный переулок, 35

<sup>2</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Россия, 677007, Якутск, просп. Ленина, 39

\*E-mail: cher@igem.ru

Поступила в редакцию 15.02.2018 г.

Рассматриваются результаты высокоточного изотопного Pb–Pb изучения 120 проб галенита из 27 месторождений Au и Ag Южно-Верхоянского синклинали (ЮВС), включая крупное месторождение Нежданинское (628.8 т, Au). Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре NEPTUNE методом МС-ICP-MS из растворов с погрешностью не более  $\pm 0.02\%$  (2SD). Изучен изотопный состав Pb месторождений ЮВС четырех типов. 1) Au-кварцевые стратифицированные жильные месторождения. Они локализованы в метаморфизованных терригенных породах  $C_3$ – $P_1$  и образовались при аккреции Охотского массива к Северо-Азиатскому кратону, по времени совпадают с дислокационным метаморфизмом и сопряженным с ним гранитоидным магматизмом. 2) Au-кварцевые жильные (“нежданинский тип”), также залегающие в метасадочных породах ( $P_1$ ). 3) Au–Bi месторождения, локализованные в эндо- и экзоконтактных зонах массивов гранитоидов позднемелового возраста. 4) Sn–Ag-полиметаллические месторождения, связанные с гранитоидами и субвулканическими телами, локализованы в Приохотской зоне ЮВС. Месторождения 2, 3 и 4 типов являются постаккреционными. Общий диапазон вариаций по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  составляет 18.1516–18.5903 (2.4%), по  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.5175–15.6155 (0.63%) и по  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  38.3010–39.0481 (2.0%). На диаграммах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  точки изотопных составов Pb четырех типов месторождений занимают ограниченные, частично перекрывающиеся друг друга области, располагающиеся вдоль общего вытянутого тренда. В ЮВС наблюдается Pb-изотопная “специализация” месторождений Au и Ag различного типа, которая прослеживается по всем трем изотопным отношениям свинца. Кроме того, весьма отчетливы различия изотопного состава свинца в месторождениях одного и того же типа. Эти различия во много раз превышают масштаб аналитической погрешности, составляющей около  $\pm 0.02\%$ . При этом различия изотопного состава Pb внутри конкретных месторождений невелики. Они имеют подчиненное значение и не оказывают существенного влияния на вариации изотопного состава Pb в месторождениях ЮВС в целом. Значения параметра  $\mu_2$  (по модели Стейси–Крамерса), характеризующие отношения  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  в источниках рудного свинца месторождений ЮВС, варьируют весьма широко – от 9.7 до 9.38. Значения параметра  $\omega_2 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  лежат в диапазоне 39.82–36.61, а величины Th/U отношения – в интервале 4.04–3.86. Pb полевых шпатов интрузивных пород ЮВС по содержанию всех трех радиогенных изотопов и величине параметра  $\mu_2$  существенно отличается от Pb галенита Au-кварцевых стратифицированных и Au-кварцевых жильных месторождений. Однако он идентичен свинцу галенита Au–Bi и Sn–Ag-полиметаллических месторождений, что указывает на существенно магматогенное происхождение Pb этих месторождений. Детальное изотопное изучение месторождения Нежданинское показывает, что две последовательно образованные минеральные ассоциации (золото-сульфидная и серебро-полиметаллическая) имеют заметно различающийся изотопный состав свинца: на  $\sim 0.30\%$  по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , на  $\sim 0.07\%$  по  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и на  $\sim 0.22\%$  по  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Эти различия интерпретируются как результат участия, по крайней мере, двух источников металлов в процессе эволюции рудообразующей системы. Первый идентифицируется как вмещающие оруденение терригенные раннепермские породы. Вторым источником имел магматогенное происхождение и по изотопному составу свинца сходен со свинцом Sn–Ag-полиметаллических месторождений. Изотопный состав Pb и значения эволюционных параметров  $\mu_2$  и Th/U показывают, что в свинце Au-кварцевых стратифицированных месторождений совмещаются изотопные метки нижнекоровых и верхнекоровых источников, в качестве которых рассматриваются терригенные породы  $C_3$ – $P_1$ , свинец которых мобилизовывался рудоносными флюидами. Общей чертой изотопного состава Pb всех изученных Au и Ag месторождений и интрузивных пород мелового возраста ЮВС являются высокие значения отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и эволюционного параметра Th/U, которые показывают, что источники Pb были обеднены U по отношению к Th. Учитывая строение региона и представления о его эволюции, мож-

но предполагать, что источником магм послужило вещество нижней коры, представленное погруженными породами архейского (~2.6 млрд лет) Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна.

**Ключевые слова:** изотопы Рb, высокоточный метод MC-ICP-MS, источники металлов, месторождения золота и серебра, Южно-Верхоянский синклиниорий

**DOI:** 10.1134/S0016777018050039

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение изотопного состава Рb представляет особый интерес при рассмотрении проблемы источников металлов, образовавших рудные месторождения в крупных металлогенических провинциях. В настоящей статье излагаются и обсуждаются результаты выполненного на основе применения высокоточного MC-ICP-MS метода изотопного анализа свинцово-изотопного исследования разнотипных месторождений золота и серебра Южного Верхоянья (Якутия). Они позволяют проследить связь свинцово-изотопных характеристик месторождений с этапами тектогенеза и магматизма. Южно-Верхоянский синклиниорий (ЮВС) считается одним из наиболее перспективных регионов Северо-Востока России, где сосредоточены генетически разнообразные месторождения золота и серебра.

ЮВС занимает значительную часть южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, сформированного на погруженной окраине Северо-Азиатского (Сибирского) кратона. ЮВС стал одной из наиболее изученных структур Северо-Востока России благодаря проводившимся с начала 60-х годов прошлого столетия геолого-разведочным работам на золото, и особенно в связи с открытием в ЮВС крупного месторождения Нежданинское, третьего в России по запасам золота (628.6 т Au., по данным <http://www.polysgold.com>). Стратиграфии, магматизму, тектоническому районированию и геодинамическим реконструкциям ЮВС и смежных структур посвящен целый ряд работ (Гринберг и др., 1970; Parfenov *et al.*, 1995; Прокопьев, 1998; Prokoriev *et al.*, 2009; Goldfarb *et al.*, 2014; и др. работы). Различные аспекты геологического строения ЮВС, позиция месторождений, особенности рудоконтролирующих структур и рудных тел, их вещественный состав, физико-химические параметры рудоотложения и другие вопросы были освещены в обобщающих работах в связи с характеристикой Нежданинского и других расположенных в ЮВС месторождений золота (Гамянин и др., 2000; Гамянин, 2001; Бортников и др., 2007).

Основой выбора материала для свинцово-изотопного изучения месторождений золота и серебра ЮВС в настоящей работе послужила их классификация (Гамянин, 2001), учитывающая основные структурно-морфологические особенности месторождений, их связь с магматизмом и минеральный

состав. Наряду с особенностями самих месторождений, структурой и геодинамикой развития региона в целом для интерпретации изотопно-свинцовых данных важна временная корреляция процессов метаморфизма, магматизма и рудообразования. Существенный прогресс в уточнении возраста этих процессов в регионе достигнут благодаря результатам  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ , U–Pb и Rb–Sr датирования пород и рудной минерализации, полученным за прошедшее десятилетие в геохронологических лабораториях университетов США (Layer *et al.*, 2001; Prokoriev *et al.*, 2009) и институтов Российской академии наук (Чернышев и др., 2012). В настоящей статье мы опираемся только на эти новые результаты, хотя известны многочисленные K–Ar и отдельные Rb–Sr датировки пород ЮВС и Верхоянского складчато-надвигового пояса в целом (Загрузина, 1977; Ненашев, Зайцев, 1980). Причины критического отношения к этим датировкам, которые получены в лабораториях Магадана и Якутска, были отмечены в работе (Layer *et al.*, 2001), а затем более подробно рассмотрены в нашей статье (Чернышев и др., 2012).

В методическом отношении настоящее исследование базируется на применении высокоточного метода изотопного анализа свинца – многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS) (Rehkämper, Halliday, 1998; Collerson *et al.*, 2002; Kamenov *et al.*, 2005; Чернышев и др., 2007). Ключевым элементом этого метода, который применительно к изотопному анализу свинца из растворов определяет высокую точность конечных результатов, является корректирование (нормализация) результатов измерений на эффект приборной масс-дискриминации изотопов свинца по стандартному изотопному отношению  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ . Для изотопного анализа обыкновенного (рудного) свинца с помощью этого варианта метода MC-ICP-MS характерной является погрешность около  $\pm 0.02\%$ , которая на порядок меньше погрешностей, типичных для применяемых при анализе обыкновенного свинца других методов – термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) и ICP-MS с лазерной (LA) абляцией. Погрешность метода TIMS, применяемого в геохимии изотопов свинца в течение 40 лет, составляет как минимум  $\pm 0.2\%$ , т.е. является величиной, соизмеримой с вариациями значений изотопных отношений свинца, обнаруженных в ме-

сторождениях и рудных районах. Результаты анализа, получаемые с такими погрешностями, существенно искажают масштаб этих вариаций, стирая при этом заключенную в них генетическую информацию.

Как показали результаты выполненных с помощью метода MC-ICP-MS Pb-изотопных геохимических исследований, этот метод отражает достоверную картину распределения и вариаций изотопного состава обыкновенного свинца, ограниченную уровнем неопределенности всего 0.02%. При этом надежно фиксируются малые различия изотопного состава Pb, лежащие в пределах 0.1% и определенно коррелирующие с особенностями геологического положения изученных образцов (Чугаев и др., 2013). Выявляются короткие эволюционные тренды изотопных отношений свинца, несущие информацию о процессах смешения свинца различных источников (Чернышев и др., 2011<sub>2</sub>; Чугаев и др., 2013; 2017). Существенно изменяются представления о степени гомогенности-гетерогенности изотопного состава свинца внутри месторождений – параметра, который используется в качестве критерия масштаба оруденения (Gulson, 1986). Ранее к изотопно-гомогенным относили месторождения, в которых среднеквадратичный разброс величин изотопных отношений Pb не превышал 0.1% (Gulson, 1986). Однако масштаб вариаций изотопных отношений Pb в целом ряде изученных месторождений оказался на порядок меньше (Чернышев и др., 2008). Нередко он составляет 0.01–0.02%, т.е. не превышает уровень аналитической погрешности высокоточного метода MC-ICP-MS.

Среди представленных в работе месторождений – объекты разной степени геологической изученности и экономического значения. Изотопный состав свинца анализировался исключительно в галените, который в разных количествах присутствует в рудах всех исследованных месторождений. Были проанализированы 54 образца галенита из 25 месторождений ЮВС. Этой работе предшествовало детальное Pb–Pb изотопное изу-

чение минералов золоторудного месторождения Нежданниковое (62 образца галенита) и некоторых типичных магматических пород в его рудном поле (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>). Результаты этой работы используются и обсуждаются в настоящей статье совместно с вновь полученными по ЮВС данными.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНА И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

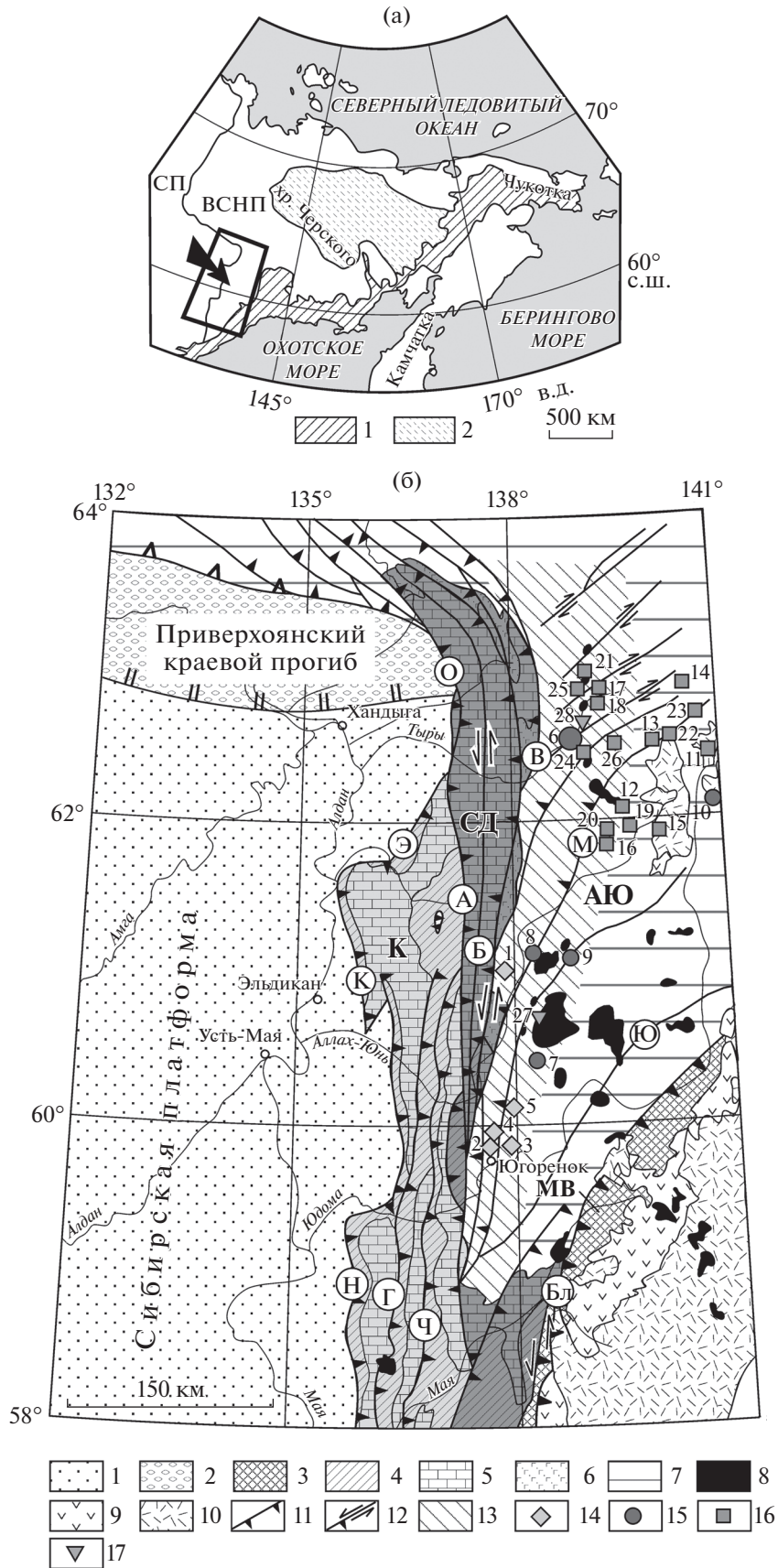
### *Тектоническое строение*

Месторождения золота и серебра ЮВС локализованы в Южно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса, выделяемом в качестве самостоятельного Южно-Верхоянского орогенного пояса (Прокопьев и др., 2006). В нем выделяются три крупные тектонические зоны субмеридионального простирания, сложенные породами различного возраста и характеризующиеся различным стилем деформаций (фиг. 1).

*Кыллахская* зона протягивается вдоль границы с Сибирской платформой. Она сложена рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями и имеет чешуйчато-надвиговое строение (Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov *et al.*, 1995). В зоне преобладают широкие плоские синклинали, разделенные узкими линейными антиклиналями.

*Сетте-Дабанская* зона расположена восточнее и занимает осевое положение в орогенном поясе. В ее составе преобладают интенсивно деформированные вендские и ранне-среднепалеозойские преимущественно карбонатные отложения. В поперечном сечении зона имеет веерообразный структурный рисунок – по разные стороны от ее осевой части наблюдаются взбросы и взбросо-сдвиги западной и восточной vergentности. Изотопный <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar возраст мусковита, отобранного с поверхности кливажа в нижнеордовикском рассланцованном мраморе, показывает, что зелено-

**Фиг. 1.** а – местоположение района исследований. 1 – Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс; 2 – Колымо-Омолонский микроконтинент; СП – Сибирская платформа; ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс. б – структурная схема Южно-Верхоянского орогенного пояса. 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Приверхоянский краевой прогиб; 3 – раннекембрийские образования Алдано-Станового щита и Верхне-Майского выступа (МВ) Охотского террейна; отложения: 4 – рифейские, 5 – венд-нижнепалеозойские, 6 – среднедевонские–нижнекаменноугольные, 7 – верхнепалеозойские–мезозойские; вулcano-плутонические пояса: 8 – мезозойские гранитоиды, 9 – Удской пояс, 10 – Охотско-Чукотский пояс; 11 – надвиги; 12 – сдвиги и взбросо-сдвиги; 13 – метаморфический пояс; месторождения и рудопроявления: 14 – Au–Q стратифицированные (1 – Булар, 2 – Дуэт, 3 – Юр, 4 – Финн, 5 – Кузмичина), 15 – Au–Q жильные (6 – Нежданниковое, 7 – Задержнинское, 8 – Тарбаганнах, 9 – Восход, 10 – Куйдусунское), 16 – Sn–Ag–полиметаллические (11 – Высокогорное, 12 – Зарница, 13 – Кутинское, 14 – Алтайское, 15 – Джатонское, 16 – Сунтарское, 17 – Имтачанское, 18 – Солнечное, 19 – Доньджинское, 20 – Ампарандья, 21 – Супское, 22 – Верхне-Хальинское, 23 – Хороньское, 24 – Сентябрь, 25 – Верхнеменкеченское, 26 – Елагчанское), 17 – Au–Vl (1 – Уэмлях, 2 – Курумское). Тектонические зоны: К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, АЮ – Аллах-Юньская. Разломы: К – Кыллахский, О – Окраинный, Б – Бурхалинский, М – Минорский, Ю – Юдомский, Бл – Билякчанский, Н – Нельканский, Э – Эбейке-Хаятинский, Г – Гувиндинский, Ч – Чагдинский, А – Акринский, В – Восточно-Сетте-Дабанский.



сланцевый метаморфизм не моложе 160 млн лет (Prokoriev *et al.*, 2009).

*Южно-Верхоянский синклинорий* (Аллах-Юньская тектоническая зона), находящийся далее к востоку, сложен мощной (до 13–15 км) толщей интенсивно деформированных обломочных пород верхоянского комплекса каменноугольно-юрского возраста. В основании его разреза располагаются турбидиты, фтаниты и олистостромы турне-визейского (С<sub>1</sub>) возраста. Залегающие выше глинистые и песчано-глинистые отложения раннекарбонного–пермского возрастов относятся к турбидитам различного типа (Худoley, Гурьев, 1998). В толщах позднепермского возраста преобладают кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, отмечаются гравелиты, алевролиты и аргиллиты. Осадочные породы триасового возраста, имеющие мощность до 4 км, приурочены к центральной и северной частям ЮВС. Они представлены лагунно-континентальными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Терригенные отложения (до 2–3 км) юрского возраста сохранились лишь на северо-востоке ЮВС в мульдах некоторых синклиналией.

#### *Деформационные структуры и метаморфизм пород*

В Южно-Верхоянском синклинории выделяются три структурные зоны субмеридионального и северо-восточного простирания: Присеттедабанская и Центральная, в которых преобладают интенсивно сжатые складки, и Приохотская с чередованием линейных складок и участков пологого залегания пород (Гусев, 1979). Эти зоны разделяются региональными разломами. Юдомский взбросо-сдвиг разделяет Приохотскую и Центральную структурные зоны. Присеттедабанскую и Центральную зоны разделяет Минорский разлом, состоящий из серии левосторонних взбросо-сдвигов. Минорский разлом контролирует Южно-Верхоянский зональный метаморфический пояс протяженностью несколько сот километров при ширине до 60–70 км (Андриянов, 1973). В центральной его части породы метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации; широко проявлен сланцевый кливаж. К востоку и западу от этой полосы, а также к южному и северному флангам пояса, метаморфизм постепенно ослабевает до уровня начального метагенеза и глубинного эпигенеза. На севере и в центральной части синклинория картируются малоамплитудные правосторонние сдвиги Сунтарской системы северо-восточного и широтного простирания. Эти разломы и сопряженные с ними левые сдвиги Сетаньинской системы северо-западного направления, наиболее проявленные на северо-западе ЮВС, накладываются на все охарактеризованные выше структуры (Прокопьев, 1989). Возраст метаморфизма, установленный по

данным <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar датирования биотита с плоскостей кливажа в метаосадочных породах, составляет  $119.4 \pm 0.5$  млн лет (Prokoriev *et al.*, 2009). Метаморфический пояс контролирует размещение золото-кварцевых месторождений, которые тяготеют к участкам низкотемпературной (серицит-хлоритовой) зоны зеленосланцевого метаморфизма.

#### *Магматизм*

Метаосадочные образования ЮВС прорваны многочисленными интрузиями, которые сосредоточены в центральной зоне ЮВС и образуют пояс, вытянутый в меридиональном направлении на 500 км при ширине 50–100 км. Наиболее древними считаются диоритовые малые интрузии и дайки (Индолев, 1965), которые, как и вмещающие их терригенные отложения каменноугольного и пермского возраста, подверглись динамотермальному метаморфизму, позже термальноконтактовому метаморфизму гранитоидными интрузивами и дайками более молодого возраста. Среди массивов гранитоидов имеются зональные по составу, крупные плутоны (Уэмляхский, 900 км<sup>2</sup>; Тарбаганнахский, 300 км<sup>2</sup>) и более мелкие интрузивы, однородные по строению и составу (Дыбинский, Супский, Курумский и другие). С этими интрузивами связаны молибденовые, вольфрамовые и золотовисмутитовые рудопроявления (Тектоника, геодинамика..., 2001; Nokleberg *et al.*, 2005).

Массивы сложены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами при подчиненной роли кварцевых диоритов и поздних лейкократовых гранитов. Содержание породообразующих оксидов в гранитоидах сильно варьирует, однако, согласно положению точек на классификационных диаграммах SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), гранитоиды ЮВС относятся к породам нормального ряда, высококальциевой известково-щелочной серии. Они являются малоглиноземистыми, высокожелезистыми и высококальциевыми (Гамянин и др., 2000).

Изотопное датирование существенно уточнило временные рубежи геологических событий в Верхоянском складчато-надвиговом поясе, показало, в частности, что в истории развития ЮВС существовали, по крайней мере, две эпохи интрузивного магматизма, соответствующие раннемеловому и позднемеловому времени. Этот вывод следует из результатов изотопного датирования пород Уэмляхского, Супского, Дыбинского (<sup>39</sup>Ar–<sup>40</sup>Ar метод, Layer *et al.*, 2001), Тарбаганнахского (U–Pb (SHRIMP-RG) датирование, Prokoriev *et al.*, 2009), Курумского (<sup>39</sup>Ar–<sup>40</sup>Ar метод, Layer *et al.*, 2001; U–Pb (ID TIMS) и Rb–Sr методы, Чернышев и др., 2012) гранитоидных массивов, а также Гельдинских штоков диоритов и даек лампрофиров Неждановского рудного поля (U–Pb ID TIMS и,

Rb–Sr методы, Чернышев и др., 2012). С учетом естественного разброса и аналитических погрешностей полученных данных можно определить два пика интрузивного магматизма в ЮВС в интервалах 125–120 и 95–90 млн лет, которые, согласно шкале геологического времени (Cohen *et al.*, 2013), отвечают соответственно раннему аптскому веку раннемеловой эпохи и границе сеноманского и туронского веков позднемеловой эпохи. Время проявления раннемелового магматизма совпадает с возрастом деформаций в метаморфическом поясе ЮВС ( $119 \pm 0.5$  млн лет, Prokoriev *et al.*, 2009). Пространственная связь различных магматических образований с определенными зонами метаморфического пояса, по-видимому, является следствием генетической связи дислокационного метаморфизма и магматизма. Раннемеловой гранитоидный магматизм (125–120 млн лет назад) в ЮВС протекал в обстановке сжатия при аккреции Охотского террейна к Северо-Азиатскому кратону в связи с аккреционно-коллизионными процессами на Охотской континентальной окраине. Последние сопровождалась образованием Удско-Мургальской магматической дуги. Более молодой (95–90 млн лет назад) магматизм в ЮВС предположительно связывается с формированием Охотско-Чукотской активной континентальной окраины (Lager *et al.*, 2001). Оба импульса магматизма в ЮВС, согласно тектонической модели (Prokoriev *et al.*, 2009), по своей геодинамической природе являются надсубдукционными, связанными с погружением палео-Пацифики вдоль Удско-Мургальской активной континентальной дуги (до ~120 млн лет) и образованием Охотско-Чукотской континентальной окраины (95–90 млн лет назад).

#### *Типы месторождений золота и серебра ЮВС*

На основании геолого-структурного и возрастного положения различных рудных месторождений в Верхоянском складчато-надвиговом поясе выделены три типа месторождений: *доаккреционные, аккреционные и постаккреционные* (Тектоника, геодинамика..., 2001; Nokleberg *et al.*, 2005). Локализованные в ЮВС благороднометалльные месторождения относятся к двум последним типам.

*Доаккреционные месторождения* залегают в доломитах венда Кыллахской тектонической зоны и представлены группой промышленных стратиформных свинцово-цинковых месторождений, предположительно типа Миссисипи. Это – месторождения Сардана, Перевальное, Уруй и др. (Nokleberg *et al.*, 2005).

*Аккреционные месторождения* золота и серебра локализованы в Аллах-Юньской металлогенической зоне, которая в ЮВС пространственно примерно охватывает Присеттедабанскую и Централь-

ную структурные зоны (Тектоника, геодинамика..., 2001). Эти месторождения представлены стратифицированными жилами и телами в терригенных породах позднего карбона–ранней перми. Месторождения группируются в серию кулисообразных полос северо-северо-восточного простирания, прослеживающихся вдоль Присеттедабанской структурной зоны (фиг. 1). Эти *золото-кварцевые стратифицированные* месторождения, локализованные в метаосадочных породах, образовались при аккреции Охотского массива к Северо-Азиатскому кратону и по времени совпадают с дислокационным метаморфизмом и с сопряженным с ним гранитоидным магматизмом.

*Постааккреционные месторождения* расположены как в Аллах-Юньской, так и в Верхне-Юдомской металлогенических зонах, пространственно совпадающих с Приохотской структурной зоной ЮВС. Эти месторождения связаны с рудно-магматическими системами и представлены несколькими типами (Тектоника, геодинамика..., 2001). К постааккреционным относятся месторождения следующих типов.

*Золото-кварцевые жильные месторождения* сосредоточены в узкой полосе вдоль Минорского (Кидерикинского) разлома. Месторождения этого типа пространственно ассоциируют с дайками диасхистовых лампрофиров. Руды имеют сложный минеральный состав, типичным является широкое распространение свинцово-сурьмяных сульфосолей.

*Золото-висмутовые месторождения* связаны с поздними фазами гранодиорит-гранитных массивов. В этих месторождениях рудные жилы и штокверки залегают как в самих интрузивах, так и в их экзоконтактных зонах. Рудные тела отличаются широким разнообразием минералов, в том числе минералов висмута, ассоциирующих с самородным золотом. С этими же интрузивами пространственно связаны также мелкие касситерит-кварцевые и молибденит-кварцевые жильные рудопроявления. Отмеченные особенности этих месторождений ЮВС позволяют полагать, что они являются аналогами месторождений, связанных с восстановленными гранитоидами или “intrusion related gold deposits” (Tompson, Newberry, 2000; Baker *et al.*, 2005).

*Грейзеново-олово-полиметаллические и серебро-полиметаллические жильные месторождения* связаны с позднемеловыми интрузивами гранит-лейкогранитов и граносиенитов и субвулканическими телами кислого состава внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Они являются наиболее молодыми в ЮВС, так как приурочены к субширотным зонам трещиноватости, которые накладываются на аккреционные и постааккреционные золоторудные месторождения.

*Краткая характеристика месторождений  
золота и серебра ЮВС*

В настоящей работе изучен изотопный состав Рb в минералах из месторождений ЮВС четырех типов: 1) золото-кварцевых стратифицированных жильных; 2) золото-кварцевых жильных; 3) золото-висмутовых; 4) олово-серебро-полиметаллических. Приводимая ниже их краткая характеристика основывается в первую очередь на данных работ (Силичев, Белозерцева, 1985; Гамянин и др., 1985; Гамянин и др., 2000; Гамянин, 2001; Горячев, 2003; Nokleberg *et al.*, 2005).

1) *Золото-кварцевые стратифицированные жильные месторождения.* К этому типу отнесены месторождения Булар, Кузминична, Дуэт, Юр и Финн.

Месторождения локализованы в полосе шириной около 50 км и длиной более 300 км в Присеттедабанской структурной зоне, которая простирается почти параллельно западной окраине пояса синаккреционных гранитных интрузивов. Она совпадает с ареалами догранитных дайковых свит и с зоной максимального проявления регионально-дислокационного метаморфизма, а на севере обрывается зоной поперечных разломов (Брюнгадинский и др.), которые маркируют крупный региональный сдвиг. Месторождения локализованы главным образом в среднекарбонных-пермских песчано-сланцевых толщах. В ритмичных песчаниково-сланцевых толщах раннепермского возраста мощностью около 1000 м выявлено несколько ярусов золото-кварцевых стратифицированных жил. Рудные тела представляют собой типичные пластовые и субпластовые залежи, протяженные (до 2 км) и мощные (до 1–2 м) жилы, которые локализируются в пластах песчаников или вдоль контакта их со сланцами и алевролитами. Эти жилы выполняют полости отслоения в замках и крыльях линейных складок, нередко тяготея к местам их периклиналиного замыкания. Реже отмечается сочетание согласных жил с радиально сопряженными секущими жилами (Силичев, Белозерцева, 1985; Горячев, 2003). Вмещающие породы испытали дорудный регионально-дислокационный метаморфизм серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Стратифицированные жилы сложены кварцем (95%) и редкими альбитом и карбонатами. Среди рудных минералов преобладает арсенопирит, а пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды и самородное золото встречаются спорадически. Количество сульфидов не превышает 0.5% (Гринберг и др., 1970; Силичев, Белозерцева, 1985). Выделены две минеральные ассоциации: пирит-арсенопирит-кварцевая с альбитом и галенит-сфалеритовая с карбонатом и тетраэдритом. Кварцевые жилы сопровождаются ореолами метасоматических изменений пород шириной 5–15 см с содержанием до

5–10% вкрапленного крупнокристаллического уплощенно-ромбовидного арсенопирита. Этот тип месторождений ЮВС по своим основным признакам, таким как связь с синаккреционными процессами и региональным метаморфизмом, приуроченность жил к метаморфизованным терригенным породам, можно рассматривать как орогенные месторождения (Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005; Goldfarb, Groves, 2015).

2) *Золото-кварцевые жильные месторождения.* К этому типу отнесены месторождения Нежданинское, Тарбаганнах, Задержнинское, Восход, Куйдусунское. На месторождениях этого типа проявлены кварц-золоторудные жилы (Восход, Тарбаганнах) и протяженные минерализованные зоны дробления (Нежданинское, Задержнинское), которые залегают в метаморфизованных в зеленосланцевой фации терригенных песчаниково-сланцевых породах. Наиболее крупным месторождением этого типа является Нежданинское, в котором рудные зоны представлены милонитизированными, часто окварцованными осадочными породами, насыщенными кварцево-жильными телами, различающимися по размеру и морфологии: от жил и прожилков до мощных плитообразных тел метасоматического кварца протяженностью до 700 м по падению. Среди жильных минералов помимо кварца встречаются карбонаты доломит-анкеритового ряда. Месторождение Нежданинское сформировалось в несколько этапов (Бортников и др., 1998; 2007). В нем совмещены руды разных типов, что позволяет рассматривать его как полиформационное месторождение (Гамянин и др., 1985; 2000). На раннем этапе сформировались не имеющие экономического значения золотоносные кварцевые жилы с кальцитом и с редкой вкрапленностью пирита (Силичев, Андриянов, 1974). В составе образований главного продуктивного этапа выделяются ассоциации минералов: пирит-арсенопирит-кварцевая с шеелитом и доломитом, галенит-сфалерит-халькопирит-тетраэдритовая, сульфоантимонитовая и антимонитовая. На позднем серебро-полиметаллическом этапе произошло переотложение ранних минеральных ассоциаций и новообразование минералов серебра (пираргирит, диафорит, овихиит, фрейбергит, акантит), сидерита и диккита (Гамянин и др., 2000). Последовательное отложение минеральных ассоциаций обусловило прямую минералогическую вертикальную зональность. Золото-кварцевые руды месторождения Нежданинское отнесены к орогенному классу (Goldfarb *et al.*, 2014). К этому же классу относятся и другие золото-кварцевые месторождения ЮВС, залегающие в метаморфизованных терригенных породах. Серебро-полиметаллическая минерализация месторождения Нежданинское по условиям ее залегания в терригенных породах, по хорошо выраженной вертикальной зональности и широкому

развитию серебро-сульфосольной минерализации вполне допускает аналогию с Ag–Pb–Zn месторождениями в терригенных породах (Beaudoin, Sangster, 1992).

3) *Золото-висмутовые месторождения.* К этому типу относятся месторождения Курумское и Уэмлях, которые локализируются в массивах гранитоидов или в их экзоконтактных зонах среди роговиков. Рудные тела представлены штокверковыми зонами и линзовидными кварцевыми жилами мощностью до 0.5 м и протяженностью первые сотни метров. Наблюдается переход жил аплитов в аплит-пегматиты, а последних – в кварц-сульфидные золотоносные жилы. Кварц, мусковит и калиевый полевошпат – главные минералы жил. Широко распространены вольфрамит и шеелит. Второстепенными минералами являются молибденит, пирротин, арсениды и сульфоарсениды кобальта и никеля, арсенопирит и тесно ассоциирующие с золотом минералы висмута (висмутин, сульфотеллуриды, самородный висмут). Галенит встречается редко. Пространственная связь этих месторождений с гранитоидами, совмещение золото-висмутовой и золотоносной молибденит-вольфрамит-полевошпатово-мусковитовой ассоциаций позволяет отнести их к типу месторождений, выделенных как “intrusion related reduced gold deposits” (Baker *et al.*, 2005).

4) *Олово-серебро-полиметаллические месторождения* представлены многочисленной группой, включающей месторождения Алтайское, Сунтарское, Имтанчанское, Солнечное, Зарница, Кутинское, Донджинское, Высокогорное, Элагчанское, Джатонское, Ампарандья, Супское, Верхнее-Халыинское, Хоронь, Верхнеменкеченское, Сентябрь. Общей чертой, объединяющей эти месторождения, является их связь с позднемеловыми гранитоидами и субвулканическими телами кислого состава внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Тектоника, геодинамика..., 2001, Nokleberg *et al.*, 2005). Среди них выделяются касситерит-силикатно-сульфидные и серебро-полиметаллические месторождения.

Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения (например, Алтайское, Кутинское, Джатонское и Высокогорное) пространственно и генетически связаны с гранитами и проявляют следующую вертикальную зональность состава: 1) грейзенизированные граниты; 2) оловоносные грейзены; 3) касситерит-силикатно-кварцевые жилы и зоны с касситерит-силикатно-сульфидными рудами, содержащими серебро; 4) касситерит-сульфидно-серебряные жилы. Считалось, что эта зональность возникла в результате пульсационного отделения флюидов от кристаллизующегося оловоносного гранитоидного плутона (Некрасов, 1959).

Серебро-полиметаллические месторождения располагаются обычно в рудных полях вместе с касситерит-силикатно-сульфидными месторождениями – на флангах, в центральных частях, либо совмещены в одних и тех же рудолокализирующих структурах. Они залегают в терригенных толщах пермского и триасового возраста, реже в дайках гранит-порфиров. По своим масштабам касситерит-силикатно-сульфидные месторождения – это мелкие и средние месторождения, но с высокими содержаниями олова (до 3%), свинца (до 8%), цинка (до 10%) и серебра (до 2 кг/т). Рудные тела представлены, главным образом, минерализованными зонами дробления мощностью до 12 м, карбонат-сульфидными жилами, системами линзовидных жил небольшой мощности (до 1 м) и протяженности (до 150 м), а также штокверкоподобными зонами маломощных сульфидных прожилков. По простиранию рудные зоны прослежены до 1.5 км (Высокогорное); а по вертикали на некоторых месторождениях на глубину до 500 м. Вокруг рудных тел отчетливо выражены метасоматические изменения вмещающих пород, представленные зонами турмалинизации и хлоритизации мощностью до 10 м. В метасоматитах выявлена вертикальная зональность: зона турмалинизации сменяется зоной хлоритизации, а выше – зоной карбонатизации с сульфидами. Ранняя оловорудная касситерит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация распространена повсеместно. Следующая по времени образования сидерит-сульфидная ассоциация, содержащая халькопирит, сфалерит, марказит и галенит, является одной из наиболее распространенных в месторождениях этого типа. Наиболее поздняя галенит-сульфосольно-анкеритовая ассоциация содержит разнообразные минералы серебра.

На серебро-полиметаллических месторождениях (например, Солнечное, Верхнеменкеченское) рудные тела представлены минерализованными зонами и жилами, имеющими протяженность до 500 м при средней мощности около 1 м. Они залегают в алеволитах с редкими пластами песчаников позднепермского возраста (Тектоника и геодинамика..., 2001). Метасоматические преобразования вмещающих пород вокруг рудных зон выражены в их карбонатизации, хлоритизации и серицитизации (Nokleberg *et al.*, 2005). Сидерит-сульфидные жилы сложены ранней сидерит-сфалерит-галенитовой минеральной ассоциацией ритмично-зонального строения, приуроченной к приальбандовым зонам. Более поздняя по времени образования кварц-сульфидно-сульфосольная ассоциация, слагающая центральные зоны рудных тел, содержит бурнонит, минералы группы блеклых руд (как правило, тетраэдрит с повышенными содержаниями серебра), галенит, сульфоантимониты свинца и многочисленные сульфосоли серебра. На завершающей стадии

гидротермального процесса образовались пирит-сфалерит-анкерит-доломитовая и кварц-кальциевая ассоциации.

Олово-серебро-полиметаллические месторождения ЮВС (конкретно, Хоронь, Джатонское, Кутинское, Зарница) предположительно отнесены (Nokleberg *et al.*, 2005) к южно-болливийскому типу. Основанием для этого, вероятно, послужила их связь с поздне меловыми лейкократовыми гранитами, ассоциация месторождений с мелкими грейзеновыми Sn–W непромышленными рудопроявлениями и минеральный состав многостадийных жил. К этому (южно-болливийскому) типу в Западном Верхоянье отнесено и крупное Ag–Pb–Zn месторождение Мангазейское (Аникина и др., 2016). Месторождения южно-болливийского типа по условиям своего образования являются близкоповерхностными, а флюиды и металлы имеют магматогенное происхождение. В то же время по некоторым своим чертам олово-серебро-полиметаллические месторождения ЮВС сходны с Ag–Pb–Zn жильными месторождениями в кластических метаморфизованных осадочных породах (clastic metasedimentary terrains), к которым отнесены крупнейшие месторождения Пршибрам (Чехия), Фрейберг (Германия), Кокани Рэндже и Кено Хилл (Канада), Кер-д'Ален (США) (Beaudoin, Sangster, 1992). Их образование связывается с деятельностью метаморфогенных флюидов, отложивших руды на глубинах свыше 3 км. Различия этих двух типов жильных Ag–Pb–Zn месторождений заключаются в глубине их образования, в источниках флюидов и металлов (Sugaki *et al.*, 1988; Beaudoin, Sangster, 1992; Kamenov *et al.*, 2002; Аникина и др., 2016).

#### ВЫСОКОТОЧНЫЙ МЕТОД ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СВИНЦА MC-ICP-MS

Примененный в настоящей работе метод высокоточного изотопного анализа свинца базируется на использовании многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS). Ключевым элементом метода является корректирование эффекта приборной масс-дискриминации изотопов свинца по опорному изотопному отношению  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  (Rehkamper, Halliday, 1998). При реализации этого метода авторами настоящей статьи (Чернышев и др., 2007) масс-спектрометрические измерения проводились в трассированных таллием растворах образцов на 9-коллекторном приборе типа MC-ICP-MS NEPTUNE. Изотопный анализ свинца проводился в режиме “мокрой” плазмы и помимо измерения интенсивностей ионных токов изотопов  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$  включал измерение интенсивностей ионных токов изотопов  $^{205}\text{Tl}$  и  $^{203}\text{Tl}$  и изотопа  $^{202}\text{Hg}$ ,

по которому осуществлялась коррекция интенсивностей пика  $^{204}\text{Pb}^+$  на изобарное наложение пика  $^{204}\text{Hg}^+$ . Интенсивность ионного тока  $^{208}\text{Pb}^+$  находилась в диапазоне  $2.5\text{--}8 \times 10^{-11}\text{А}$ , а ионного тока  $^{205}\text{Tl}^+$  — на уровне  $0.6 \times 10^{-11}\text{А}$ . В ходе анализа результаты текущих измерений изотопных отношений свинца корректировались на эффект масс-дискриминации с использованием опорного значения в трассере  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889 \pm 1$ . Погрешность ( $\pm 2\text{SD}$ ) измерения изотопных отношений свинца в галените, оцененная по долговременной воспроизводимости результатов анализа стандартного образца свинца SRM 981, не превышала  $\pm 0.02\%$  (Чернышев и др., 2007). Химическая подготовка галенита сводилась к растворению отобранного микрозерна (0.3–0.5 мг) этого минерала в 70%  $\text{HNO}_3$  и приготовлению рабочего раствора (3%  $\text{HNO}_3$ ) с необходимой концентрацией свинца. Более подробно примененный метод изотопного анализа свинца описан нами в работе (Чернышев и др., 2007).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 1 представлены результаты изучения изотопного состава свинца 54 образцов галенита из 25 месторождений ЮВС. Таблица включает ранее опубликованные (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>) данные по четырем образцам из серебро-полиметаллических месторождений Верхнеменкечское (Менкече) и Сентябрь, пространственно сближенных с крупным орогенным месторождением золота Нежданинское. Результаты по месторождению Нежданинское (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>) ввиду большого объема данных (62 образца) в цифровой форме здесь не приводятся, а представлены только на Pb–Pb диаграммах и обсуждаются совместно с данными по вновь изученным объектам. Результаты анализов в табл. 1 и на фиг. 2 представлены в соответствии с выше изложенной типизацией месторождений.

В настоящем региональном свинцово-изотопном исследовании, в отличие от вышеупомянутой работы по месторождению Нежданинское, не ставилась цель детально изучить вариации изотопного состава Pb в галените внутри месторождений. Тем не менее, для большей части месторождений проанализированы два-три или четыре образца галенита.

Общий диапазон вариаций изотопного состава свинца в галените в месторождениях ЮВС по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  составляет 18.1516–18.5903 (2.4%), по  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.5175–15.6155 (0.63%) и по  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  38.3010–39.0481 (2.0%). При сравнении с представительными Pb–Pb изотопными данными, которые имеются по другим регионам распространения фанерозойских орогенных месторождений золота (Юго-Восточная Австралия

Таблица 1. Результаты анализа изотопного состава Pb в галените месторождений Южного Верхоянья

| № п. п.   | Месторождение | Номер образца          | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|---|---------------|------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Золото-кварцевые стратифицированные месторождения |               |                        |                                   |                                   |                                   |
| 1   | Булар         | 1 Б-г-64               | 18.5492                           | 15.6098                           | 38.8510                           |
| 2   |               | 11-Г-64                | 18.4811                           | 15.6027                           | 38.7064                           |
| 3   |               | юБ-5-1                 | 18.5903                           | 15.6015                           | 38.7926                           |
|   |               | <i>x</i>               | <i>18.5402</i>                    | <i>15.6047</i>                    | <i>38.7833</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.055</b>                      | <b>0.004</b>                      | <b>0.073</b>                      |
| 4   | Кузминична    | куз-2-10               | 18.5135                           | 15.5974                           | 38.6870                           |
| 5   |               | куз-2-1                | 18.4903                           | 15.5954                           | 38.6658                           |
|   |               | <i>x</i>               | <i>18.5019</i>                    | <i>15.5964</i>                    | <i>38.6764</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.0164</b>                     | <b>0.0014</b>                     | <b>0.0150</b>                     |
| 6   | Юр            | Ю-8-1                  | 18.5218                           | 15.607                            | 38.9982                           |
| 7   |               | Ю-24-11                | 18.5574                           | 15.6091                           | 39.0251                           |
|   |               | <i>x</i>               | <i>18.5396</i>                    | <i>15.6081</i>                    | <i>39.0117</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.025</b>                      | <b>0.0015</b>                     | <b>0.019</b>                      |
| 8   | Дуэт          | ЮД-37-4                | 18.5312                           | 15.6064                           | 38.9437                           |
| 9   |               | ЮД-38-10               | 18.5197                           | 15.6024                           | 38.9375                           |
|   |               | <i>x</i>               | <i>18.5255</i>                    | <i>15.6044</i>                    | <i>38.9406</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.0081</b>                     | <b>0.0028</b>                     | <b>0.0044</b>                     |
| 10  | Финн          | финн-25                | 18.5332                           | 15.6114                           | 39.0481                           |
|   |               | <b>X</b>               | <b>18.529</b>                     | <b>15.604</b>                     | <b>38.866</b>                     |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.032</b>                      | <b>0.005</b>                      | <b>0.145</b>                      |
|   |               | <b>SD<sub>xm</sub></b> | <b>0.026</b>                      | <b>0.002</b>                      | <b>0.028</b>                      |
| Золото-кварцевые жильные месторождения            |               |                        |                                   |                                   |                                   |
| 11  | Тарбаганнах   | 19-Г-64                | 18.4458                           | 15.5647                           | 38.5083                           |
| 12  | Задержнинское | зад-2-3                | 18.5751                           | 15.6155                           | 38.8042                           |
| 13  |               | зад-1-1                | 18.5727                           | 15.6099                           | 38.8235                           |
|   |               | <i>x</i>               | <i>18.5739</i>                    | <i>15.6127</i>                    | <i>38.8139</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.00170</b>                    | <b>0.00396</b>                    | <b>0.01365</b>                    |
| 14  | Восход        | 207-г-63               | 18.4716                           | 15.6012                           | 38.7380                           |
| 15  |               | 221-г-63               | 18.4776                           | 15.6028                           | 38.7250                           |
|   |               | <i>x</i>               | <i>18.4746</i>                    | <i>15.602</i>                     | <i>38.7315</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.00424</b>                    | <b>0.00113</b>                    | <b>0.00919</b>                    |
| 16  | Куйдусунское  | 77-4-С-68              | 18.3396                           | 15.5383                           | 38.5396                           |
|   |               | <b>X</b>               | <b>18.480</b>                     | <b>15.589</b>                     | <b>38.690</b>                     |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b>  | <b>0.088</b>                      | <b>0.030</b>                      | <b>0.134</b>                      |
|   |               | <b>SD<sub>xm</sub></b> | <b>0.003</b>                      | <b>0.003</b>                      | <b>0.011</b>                      |
| Золото-висмутовые месторождения                   |               |                        |                                   |                                   |                                   |
| 17  | Уэмлях        | 65/4-Б-64              | 18.2932                           | 15.5308                           | 38.4037                           |

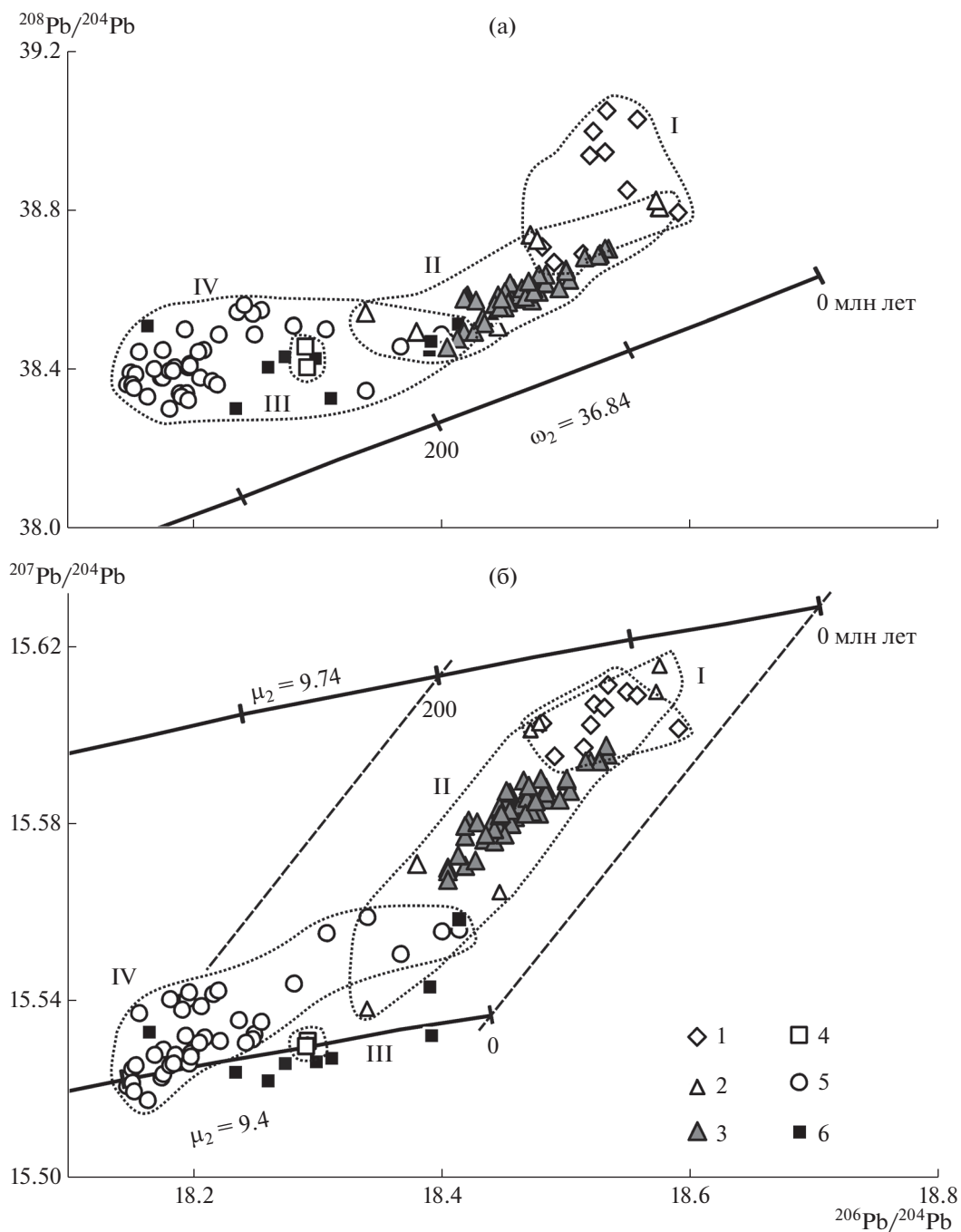
Таблица 1. Продолжение

| № п. п.                                       | Месторождение | Номер образца         | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|---|---------------|-----------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| 18  | Курумское     | 42-г-63               | 18.2917                           | 15.5298                           | 38.4528                           |
| Олово-серебро-полиметаллические месторождения |               |                       |                                   |                                   |                                   |
| 19  | Алтайское     | к-85-алт              | 18.1580                           | 15.5374                           | 38.4435                           |
| 20  | Сунтарское    | р-5-1сун              | 18.1990                           | 15.5284                           | 38.4106                           |
| 21  |               | 2245-сун              | 18.1516                           | 15.5249                           | 38.3879                           |
| 22  |               | к-190-сун             | 18.2502                           | 15.5326                           | 38.4866                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.2003</i>                    | <i>15.5286</i>                    | <i>38.4284</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.0493</i>                     | <i>0.0039</i>                     | <i>0.0517</i>                     |
| 23  | Имтачанское   | к-70-2имт             | 18.1907                           | 15.5396                           | 38.3392                           |
| 24  |               | 04-имт                | 18.3081                           | 15.5552                           | 38.4976                           |
| 25  |               | к-96-имт              | 18.2822                           | 15.5438                           | 38.5083                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.2603</i>                    | <i>15.5462</i>                    | <i>38.4484</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.0617</i>                     | <i>0.0081</i>                     | <i>0.0947</i>                     |
| 26  | Солнечное     | р-3/1-слн             | 18.2071                           | 15.5388                           | 38.3766                           |
| 27  |               | 154-слн               | 18.1959                           | 15.5404                           | 38.3399                           |
| 28  |               | 116-слн               | 18.1916                           | 15.5382                           | 38.3286                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.1982</i>                    | <i>15.5391</i>                    | <i>38.3484</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.0080</i>                     | <i>0.0011</i>                     | <i>0.0251</i>                     |
| 29  | Зарница       | 5-зар                 | 18.1549                           | 15.5254                           | 38.3875                           |
| 30  |               | 8-зар                 | 18.1973                           | 15.5257                           | 38.4028                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.1761</i>                    | <i>15.5256</i>                    | <i>38.3952</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.02998</i>                    | <i>0.00021</i>                    | <i>0.01082</i>                    |
| 31  | Кутинское     | 11-кут                | 18.2094                           | 15.5317                           | 38.4458                           |
| 32  | Доньджинское  | 14-дон                | 18.1955                           | 15.5321                           | 38.4979                           |
| 33  |               | 3-дон                 | 18.1756                           | 15.5229                           | 38.3759                           |
| 34  |               | 30-дон                | 18.1766                           | 15.5237                           | 38.3751                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.1826</i>                    | <i>15.5262</i>                    | <i>38.4163</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.0112</i>                     | <i>0.0051</i>                     | <i>0.0707</i>                     |
| 35  | Высокогорное  | 5-11-3-вг             | 18.2561                           | 15.5353                           | 38.5450                           |
| 36  |               | 3222-10-вг            | 18.2228                           | 15.5309                           | 38.4844                           |
| 37  |               | 29-44-вг              | 18.2488                           | 15.5313                           | 38.5374                           |
| 38  |               | 409-3-вг              | 18.2376                           | 15.5358                           | 38.5431                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.2413</i>                    | <i>15.5333</i>                    | <i>38.5275</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.0145</i>                     | <i>0.0026</i>                     | <i>0.0289</i>                     |
| 39  | Елагчанское   | 148-эл                | 18.1480                           | 15.5207                           | 38.3585                           |
| 40  |               | 1245-эл               | 18.1526                           | 15.5215                           | 38.3610                           |
| 41  |               | 1514-эл               | 18.1769                           | 15.5291                           | 38.4446                           |
|   |               | <i>x</i>              | <i>18.1592</i>                    | <i>15.5238</i>                    | <i>38.3880</i>                    |
|   |               | <b>SD<sub>x</sub></b> | <i>0.0155</i>                     | <i>0.0046</i>                     | <i>0.0490</i>                     |

Таблица 1. Окончание

| № п. п. | Месторождение      | Номер образца          | <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb | <sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb | <sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb |
|---------|--------------------|------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| 42      | Джатонское         | 489-дж                 | 18.1703                              | 15.5278                              | 38.3969                              |
| 43      |                    | 753-дж                 | 18.1827                              | 15.5255                              | 38.3924                              |
| 44      |                    | 439-дж                 | 18.1869                              | 15.5279                              | 38.4018                              |
| 45      |                    | 839-дж                 | 18.1847                              | 15.5257                              | 38.3950                              |
|         |                    | <i>x</i>               | 18.1812                              | 15.5267                              | 38.3965                              |
|         |                    | <b>SD<sub>x</sub></b>  | 0.0074                               | 0.0013                               | 0.0040                               |
| 46      | Ампарандья         | 369-2амп               | 18.1644                              | 15.5175                              | 38.3277                              |
| 47      |                    | 620-2амп               | 18.1538                              | 15.5195                              | 38.3494                              |
|         |                    | <i>x</i>               | 18.1591                              | 15.5185                              | 38.3386                              |
|         |                    | <b>SD<sub>x</sub></b>  | 0.0075                               | 0.0014                               | 0.0153                               |
| 48      | Супское            | суп-1                  | 18.3677                              | 15.5506                              | 38.4534                              |
| 49      |                    | суп-2                  | 18.4145                              | 15.5561                              | 38.4942                              |
| 50      |                    | суп-4                  | 18.4009                              | 15.5556                              | 38.4850                              |
|         |                    | <i>x</i>               | 18.3944                              | 15.5541                              | 38.4775                              |
|         |                    | <b>SD<sub>x</sub></b>  | 0.0241                               | 0.0030                               | 0.0214                               |
| 51      | Верхне-Халыинское  | 303-в-х                | 18.1994                              | 15.5276                              | 38.4062                              |
| 52      |                    | 618-в-х                | 18.2062                              | 15.5306                              | 38.4407                              |
|         |                    | <i>x</i>               | 18.2028                              | 15.5291                              | 38.42345                             |
|         |                    | <b>SD<sub>x</sub></b>  | 0.0048                               | 0.0021                               | 0.0244                               |
| 53      | Хоронь             | 5(р-2)-хор             | 18.2432                              | 15.5304                              | 38.5568                              |
| 54      |                    | 1110-хор               | 18.2167                              | 15.5417                              | 38.3685                              |
|         |                    | <i>x</i>               | 18.2300                              | 15.5361                              | 38.4627                              |
|         |                    | <b>SD<sub>x</sub></b>  | 0.0187                               | 0.0080                               | 0.1331                               |
| 55      | Верхнеменкеченское | мен-1                  | 18.1827                              | 15.5402                              | 38.3010                              |
| 56      |                    | мен-17                 | 18.2214                              | 15.5422                              | 38.3587                              |
| 57      |                    | мен-30                 | 18.1971                              | 15.5421                              | 38.3205                              |
|         |                    | <i>x</i>               | 18.2004                              | 15.5415                              | 38.3267                              |
|         |                    | <b>SD<sub>x</sub></b>  | 0.0196                               | 0.0011                               | 0.0294                               |
| 58      | Сентябрь           |                        | 18.3398                              | 15.5597                              | 38.3498                              |
|         |                    | <b>X</b>               | <b>18.218</b>                        | <b>15.534</b>                        | <b>38.417</b>                        |
|         |                    | <b>SD<sub>X</sub></b>  | <b>0.066</b>                         | <b>0.011</b>                         | <b>0.070</b>                         |
|         |                    | <b>SD<sub>xm</sub></b> | <b>0.021</b>                         | <b>0.003</b>                         | <b>0.043</b>                         |

Примечание. 1) Обозначения величин, использованных в таблице:  $x_i$  – значения изотопных отношений свинца в отдельных образцах;  $n$  – количество образцов, проанализированных для данного месторождения;  $\bar{x}$  – средние значения изотопных отношений свинца для данного месторождения;  $m$  – количество месторождений данного типа; стандартное (среднеквадратичное) отклонение  $SD_x = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$ ; среднее значение  $SD_{xm} = \frac{\sum SD_x}{m}$ ;  $N$  – общее количество образцов, проанализированных для данного типа месторождений;  $\bar{X}$  – средние значения изотопных отношений свинца для данного типа месторождений; стандартное (среднеквадратичное) отклонение  $SD_X = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{X})^2}{N - 1}}$ . 2) Данные по месторождениям, представленным в таблице одним образцом, использовались только при расчете значений  $\bar{X}$  и  $SD_X$ .



**Фиг. 2.** Pb–Pb изотопные диаграммы (а, б) изотопного состава свинца для Au–Ag месторождений и массивов гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория. Условные обозначения: 1–5 – типы месторождений: 1 – золото-кварцевые стратифицированные; 2 – золото-кварцевые жильные “нежданинского” типа; 3 – месторождение Нежданинское (по данным Чернышев и др., 2011); 4 – Au–Bi; 5 – Sn–Ag-полиметаллические; 6 – массивы гранитоидов (по данным Чернышев и др., 2011). На диаграммы нанесены: эволюционные кривые модели Стейси–Крамерса (сплошные линии), изохроны (пунктирные линии), контуры областей изотопного состава свинца Au–Ag месторождений Южно-Верхоянского синклиория (пунктирные линии).

(Ho *et al.*, 1995; Bierlein, McNaughton, 1998), Ленская металлогеническая провинция России (Чернышев и др., 2009; Чугаев и др., 2014; Чугаев, Чернышев, 2017)) вариации изотопного состава свинца в ЮВС оказываются заметно более узкими. Диапазон величин изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в месторождениях ЮВС в 2 раза меньше, чем, например, в золоторудных месторождениях Бодайбинского района (Ленская провинция) Сухой Лог, Вернинское, Чертово Корыто и других (Чернышев и др., 2009; Чугаев и др., 2010; 2014). Что касается отношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — наименее вариативного изотопного отношения в обыкновенном свинце, то диапазон его величины в месторождениях ЮВС, составляющий 0.63% в относительном выражении, мало отличается от такового (до 0.80%) в месторождениях в вышеупомянутых регионах.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Свинцово-изотопная специализация месторождений*

Месторождения изученных типов ЮВС обладают определенными различиями и некоторыми индивидуальными особенностями изотопного состава свинца. Они отчетливо видны при рассмотрении совокупности значений изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  на соответствующих диаграммах.

В координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (фиг. 2а, б) точки изотопных составов свинца месторождений различного типа занимают ограниченные, иногда частично перекрывающиеся друг друга, области диаграммы. В верхнем правом углу обеих диаграмм располагается область I значений изотопного состава свинца золото-кварцевых стратифицированных месторождений (Булар, Кузминична, Юр, Дуэт, Финн). Месторождения этого типа по всем трем отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  имеют наиболее радиогенный изотопный состав свинца с максимальными значениями около 18.59, 15.61 и 39.02 соответственно. На обеих диаграммах (фиг. 2а, б) область I перекрывается более обширной областью II, объединяющей точки изотопного состава свинца золото-кварцевых жильных месторождений. Область II имеет вытянутую форму; ее протяженность определяется как точками изотопных составов свинца месторождения Нежданинское, так и распределенными в области II точками других месторождений этого же типа (Тарбаганнах, Задержнинское, Восход, Куйдусунское). Размах вариаций изотопного состава свинца золото-кварцевых жильных месторождений простирается от состава, характерного для золото-кварцевых стратифицированных месторождений, до состава, существенно менее радио-

генного, который наблюдается уже в Au—Bi и Sn—Ag-полиметаллических месторождениях. На нижнем продолжении области изотопных составов свинца золото-кварцевых жильных месторождений находится область IV, объединяющая точки Sn—Ag-полиметаллических месторождений, к которой примыкает область III, представленная точками изотопных составов свинца Au—Bi месторождений (Уэмлях и Курумское). Галенит месторождений двух последних типов характеризуется наиболее низкими содержаниями ураногенных изотопов свинца с минимальными значениями отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  около 18.15 и 15.52 соответственно. Содержание торогенного изотопа  $^{208}\text{Pb}$  в Au—Bi и Sn—Ag-полиметаллических месторождениях по сравнению с изученными в ЮВС месторождениями двух других типов в целом также является наиболее низким. Лишь в отдельных Sn—Ag-полиметаллических месторождениях отношение  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  достигает уровня значений около 38.5, характерных для золото-кварцевых жильных месторождений.

Таким образом, в ЮВС существует вполне определенная свинцово-изотопная специализация месторождений золота и серебра различного типа, которая прослеживается по всем трем изотопным отношениям свинца, как по положению полей точек на Pb—Pb диаграммах (фиг. 2), так и по средним значениям изотопных отношений (табл. 1). Кроме того, хорошо видны и различия изотопного состава свинца в месторождениях одного и того же типа. Эти различия во много раз превышают масштаб аналитической погрешности, составляющей около  $\pm 0.02\%$ , т.е. являются значимыми.

### *Неоднородность изотопного состава свинца и его эволюционные параметры*

При отчетливо проявленном систематическом различии изотопного состава свинца месторождений золота и серебра ЮВС интересен вопрос о характере неоднородности значений изотопных отношений в месторождениях одного типа. За исключением Au—Bi месторождений<sup>1</sup>, можно количественно сравнить среднеквадратичный разброс значений изотопных отношений свинца в целом по каждому типу месторождений ( $SD_x$ ) с аналогичным параметром, характеризующим разброс в пределах отдельных месторождений данного типа ( $SD_{xm}$ ) (см. Примечание к табл. 1).

Для всех трех типов месторождений и каждого из трех измерявшихся изотопных отношений имеет место один и тот же характер соотношения вели-

<sup>1</sup> Au—Bi месторождения в настоящем исследовании представлены двумя месторождениями всего по одному образцу для каждого из них.

чин среднеквадратичного разброса  $SD_x$  и  $SD_{xm}$ , а именно,  $SD_x \gg SD_{xm}$ . При этом отношение  $SD_x/SD_{xm}$  составляет величину от 1.5 до 30. Соотношение  $SD_x \gg SD_{xm}$  свидетельствует о том, что в месторождениях ЮВС масштаб вариаций изотопного состава Pb в основном определяется изотопной неоднородностью региональных источников свинца. При этом неоднородность изотопного состава Pb в рудогенерирующих системах конкретных месторождений невелика и как фактор вариаций изотопного состава Pb имеет подчиненное значение. Подобная относительная гомогенность изотопного состава Pb в отдельно взятом месторождении, проявленная на фоне значительных региональных вариаций величин свинцово-изотопных отношений, была ранее нами отмечена при изучении колчеданных месторождений Урала (Чернышев и др., 2008) и гидротермальных сульфидных полей Срединно-Атлантического хребта (Чернышев и др., 2011<sub>2</sub>).

Значения параметра  $\mu_2$ , характеризующие отношения  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  в источниках рудного свинца месторождений ЮВС, варьируют весьма широко – от 9.7 до 9.38. Соответственно на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  все точки изотопных составов лежат ниже средней эволюционной кривой модели Стейси-Краммера, отвечающей значению  $\mu_2 = 9.74$  (фиг. 2а). Другой параметр – модельный Pb–Pb возраст источника свинца ( $T_m$ ) для золото-кварцевых, Au–Bi и части Sn–Ag-полиметаллических месторождений имеет значения в диапазоне 129–57 млн лет, которые с учетом оценочного характера величины модельного возраста  $T_m$  удовлетворительно согласуются с меловым возрастом месторождений. Последний подтверждается конкретными изотопными данными по месторождению Нежданинское. Для другой части Sn–Ag-полиметаллических месторождений значения модельного возраста  $T_m$  достигают 223–140 млн лет и оказываются древнее принимаемого мелового возраста месторождений. Значения параметра  $\omega_2 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  лежат в диапазоне 39.82–36.61, а величины Th/U отношения – в интервале 4.04–3.86. Изотопный состав свинца и его эволюционные параметры в изученных месторождениях ЮВС подробнее обсуждаются ниже.

#### Соотношение изотопного состава свинца гранитоидов и месторождений

Высокоточные данные об изотопном составе свинца интрузивных пород ЮВС, которыми мы располагаем (фиг. 2), относятся к массивам, расположенным в Тыры-Дыбинском рудном узле в северной части Аллах-Юньской зоны, в которой сосредоточена большая часть изучавшихся месторождений. Это – породы различных фаз Курумского массива, Гельдинского и Яманского штоков,

Веткинского, Супского и Дыбинского массивов. Их изотопный возраст за исключением Дыбинского массива лежит в интервале 96–90 млн лет (Чернышев и др., 2012), отвечающем верхнемеловому (турон-сеноманскому), по шкале (Cohen *et al.*, 2013) времени. Возраст Дыбинского массива – нижнемеловой –  $122.5 \pm 0.6$  млн лет (Layer *et al.*, 2001), аналогичный возрасту лампрофиров дайкового комплекса Нежданинского рудного поля ( $121 \pm 1$  млн лет) (Чернышев и др., 2012) и возрасту крупных гранитных плутонов южной части Аллах-Юньской зоны – Тарбаганнахского и Умляхского – 126–119 млн лет (Layer *et al.*, 2001; Prokoviev *et al.*, 2009).

Начальный изотопный состав свинца интрузивных пород ЮВС определен по минеральным фракциям калиевых полевых шпатов с достаточно высокими (13–75 мкг/г) содержаниями свинца (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>). Это позволило избежать неопределенностей, связанных с коррекцией результатов на накопление радиогенного свинца *in situ*, которые почти всегда возникают, если анализируются валовые пробы гранитоидов.

Как видно на диаграммах (фиг. 2а, б), свинец изученных интрузивных пород по содержанию всех трех радиогенных изотопов существенно отличается от свинца золото-кварцевых стратифицированных (область I) и золото-кварцевых жильных (область II) месторождений. В то же время, изотопный состав свинца пород значительно ближе к свинцу Au–Bi (область III) и Sn–Ag-полиметаллических (область IV) месторождений. Сходство изотопных характеристик свинца этих двух типов месторождений и свинца пород касается величин изотопных отношений  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и значений параметра  $\mu_2$ , лежащих в диапазоне 9.38–9.52. Особо нужно отметить исключительную близость значений свинца гранитоидов Курумского массива и свинца одноименного Au–Bi месторождения, которое, согласно наблюдениям (Гамянин и др., 2003), локализовано непосредственно в зонах грейзенизации в эндоконтакте Курумского массива, где отмечается переход жил аплитов в кварцевые жилы с Au–Bi минерализацией.

Средняя величина изотопного отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в свинце гранитоидов практически совпадает со свинцом Au–Bi месторождений. Она на 0.5% выше, чем в свинце Sn–Ag-полиметаллических месторождений. При этом естественный разброс значений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в месторождениях этого типа, как и в самих гранитоидах, составляет величину того же порядка (табл. 1). Сопоставляя изотопные характеристики свинца, нужно иметь в виду, что за редким исключением (месторождение Курумское) месторождения сравниваются по изотопному составу свинца не с конкретными ассоциирующими с ними массивами гранитоидов,

**Таблица 2.** Измеренные величины изотопного отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в изучавшихся интрузивных породах и Au–Ag месторождениях ЮВС и расчетные (модельные) значения отношения Th/U в потенциальных источниках свинца

| Геологический объект                                   | Средние значения                  |      |
|--|-----------------------------------|------|
|  | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | Th/U |
| Гранитоиды Дыбинского массива                          | 2.120                             | 4.04 |
| Гранитоиды Курумского массива                          | 2.101                             | 3.90 |
| Другие интрузивные породы Тыры-Дыбинского рудного узла | 2.092                             | 3.86 |
| Золото-кварцевые стратифицированные месторождения      | 2.097                             | 4.01 |
| Золото-кварцевые жильные месторождения                 | 2.113                             | 3.94 |
| Au–Vt месторождения                                    | 2.101                             | 3.91 |
| Sn–Ag-полиметаллические месторождения                  | 2.109                             | 3.96 |
| Месторождение Нежданинское                             | 2.090                             | 3.90 |

Примечание. Согласно эволюционной модели (Stacey, Kramers, 1975), среднекоровое значение Th/U принимается равным 3.78, а изотопное отношение  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для отрезка времени 90–125 млн лет назад составляет 2.072–2.074.

а с массивами, представляющими для ЮВС некоторую выборку.

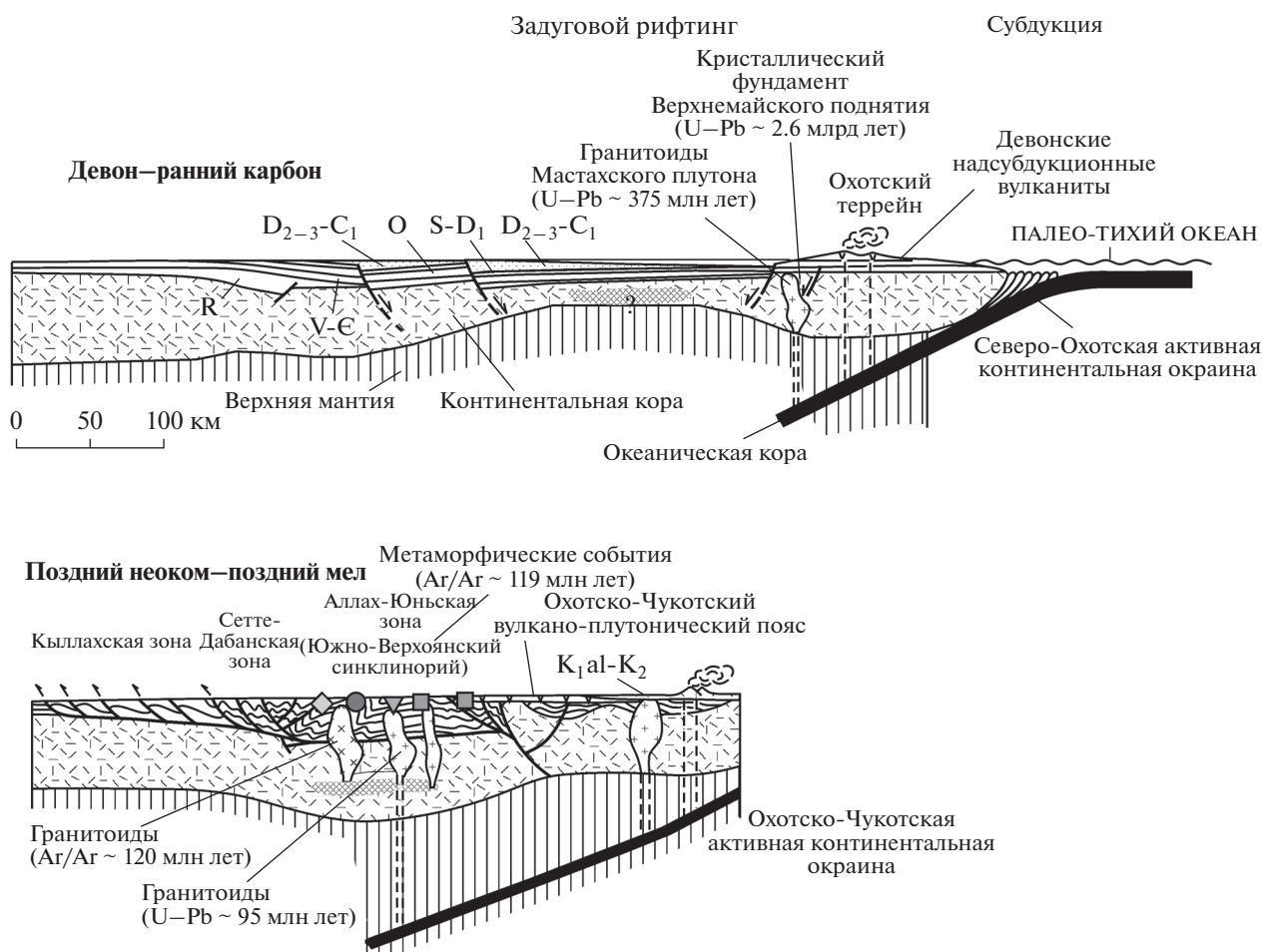
Выше была отмечена постоянная пространственная связь Au–Vt и Sn–Ag-полиметаллических месторождений ЮВС с массивами гранитоидов, приуроченность минерализации к экзонтактовым частям массивов в грейзенизированных гранитах и грейзенах, переход жил аплитов в аплит-пегматиты, а последних – в кварц-сульфидные золотоносные жилы. Новые Pb–Pb данные, показывающие идентичность изотопного состава свинца гранитоидных пород мелового возраста и свинца Au–Vt и Sn–Ag-полиметаллических месторождений, указывают также на их генетическую связь: Pb–Pb изотопные отношения свидетельствуют о магматогенном происхождении свинца (и, вероятно, других металлов), который в составе рудно-магматических систем участвовал в образовании Au–Vt и Sn–Ag-полиметаллических месторождений ЮВС.

#### *Источники вещества гранитоидных магм и Au–Vt и Sn–Ag-полиметаллических месторождений*

Сначала остановимся на геологической идентификации протолитов – источников магм гранитоидов ЮВС. Точки изотопного состава свинца изученных месторождений ЮВС на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  формируют протяженный тренд (фиг. 2а), вмещающий в себя обозначенные на диаграмме области I, II и III. В пределах этого тренда лежит точка, отвечающая раннемеловым гранитоидам Дыбинского массива. Вне области тренда находятся точки изотопного состава свинца

Au–Vt месторождений Курумское и Уэмлях, а также точки всех позднемеловых интрузивных пород. На диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (фиг. 2б) относительный разброс точек по вертикальной оси примерно в 3 раза больше, чем на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 2а), а отмеченная выше дифференциация областей менее отчетлива. Причина этого состоит в том, что взаимное расположение точек изотопного состава свинца на этой диаграмме (по сравнению с диаграммой  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) определяется дополнительным, варьирующим по своей величине параметром – отношением Th/U в источнике свинца. Как видно на диаграмме в системе координат  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  все без исключения точки изотопных составов свинца сильно смещены относительно средней эволюционной кривой в область более высоких содержаний изотопа  $^{208}\text{Pb}$  и повышенных значений  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Используя полученные Pb–Pb данные (табл. 1), в рамках модели (Stacey, Kramers, 1975) мы рассчитали значения Th/U отношения, характеризующие потенциальные источники свинца интрузивных пород и месторождений ЮВС (табл. 2). Эти величины отношения Th/U в потенциальных источниках свинца оказываются существенно более высокими по сравнению со среднекоровым значением 3.78. Значения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в свинце интрузивных пород и месторождений находятся в интервале от 2.090 до 2.113. При этом среднекоровое значение  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  по эволюционной модели (Stacey, Kramers, 1975) для отрезка времени 125–90 млн лет назад составляет 2.072–2.074.



Фиг. 3. Тектоническая модель эволюции Южно-Верхоянского складчато-надвигового пояса и Охотского террейна в периоды времени  $D-C_1$  и  $K_1-K_2$  (по Prokoriev *et al.*, 2009). Условные обозначения месторождений показаны на фиг. 1.

Эту особенность изотопного состава свинца, отмеченную ранее для интрузивных пород и отдельных месторождений ЮВС (Чернышев и др., 2011), в свете приведенных данных можно считать типичной чертой всех изученных месторождений данного региона. Высокие значения отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и эволюционного параметра  $\text{Th}/\text{U}$  показывают, что свинец поступал из источников, обедненных ураном по отношению к торью.

При геологической идентификации такого обедненного ураном регионального резервуара (или резервуаров) определенные ограничения накладывает геологическое строение ЮВС и модели его тектонического развития (Парфенов, 1984; Prokoriev *et al.*, 2009; Khudoley, 2013). На фиг. 3 представлены заимствованные из работы (Prokoriev *et al.*, 2009) два фрагмента схемы тектонической модели эволюции Южно-Верхоянского складчато-надвигового пояса, отвечающие по времени раннему ( $D_{2-3}-C_1$ ) и позднему ( $K_1-K_2$ ) отрезку эндогенной геологической эволюции региона.

На территории погруженной окраины Северо-Азиатского кратона, начиная с рифейского и вплоть до среднеюрского времени, имел место континентальный рифтогенез, определявший пассивный режим Верхоянской части окраины. Период времени от среднедевонского-раннекаменноугольного до среднеюрского характеризуется накоплением в рифтогенных бассейнах терригенных пород, включая породы верхоянского комплекса. В поздней юре при субдукции вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины происходили аккреция и коллизия террейнов, присутствие которых предполагается в акватории Охотского моря. В результате Охотский террейн начал смещаться в западном и в северо-западном направлении. Дислокационный зеленосланцевый метаморфизм терригенных толщ в Южном Верхоянье начался в позднеюрское время в Sette-Dabanской тектонической зоне (~160 млн лет назад) и завершился в раннемеловое время в ЮВС (ранний апт, ~119 млн лет назад) (Prokoriev *et al.*, 2009). Затухание пластических деформаций

сопровождалось внедрением крупных надсубдукционных плутонов уэмяхского комплекса, показавших изотопные датировки в интервале 126–119 млн лет (Layer *et al.*, 2001; Prokoriev *et al.*, 2009; Чернышев и др., 2012). В позднемеловое время в результате поворота Охотского террейна против часовой стрелки в ЮВС образовались поздние правые сдвиги Сунтарской системы северо-восточного простирания. Синхронно с продолжавшимися процессами субдукции и развития Охотско-Чукотского вулканогенно-плутонического пояса внедрились позднемеловые (сеноман–турон) гранитоидные плутоны (Прокопьев и др., 2013). Для некоторых из них, изотопные датировки лежат в интервале 96–90 млн лет (Layer *et al.*, 2001; Чернышев и др., 2012).

Учитывая строение региона и сложившиеся представления о его эволюции, можно предполагать, что источником магм, обедненных ураном по отношению к торию, послужило вещество нижней коры, представленное погруженными породами архейского (~2.6 млрд лет) Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна. Одним из следствий происходящего при кратонизации коры элементного фракционирования является возрастание в нижней коре отношения Th/U за счет преимущественного удаления урана (Zartman, Doe, 1981; Wedepohl, 1995; Kramers, Tolstikhin, 1997). Замедленное накопление ураногенных изотопов свинца в “низкоурановой” обстановке обуславливает характерную черту изотопного состава свинца нижнекоровых пород, заключающуюся в повышенных значениях  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Такого рода свинцово-изотопные метки, как мы видим на примере ЮВС, являются общими для гранитоидов поздне- и раннемелового возраста и ассоциирующих с ними Au–Bi и S–Ag-полиметаллических месторождений. Изучение Sm–Nd систематики интрузивных пород Неждановского рудного поля, а именно гранитоидов Курумского массива, кварцевых диоритов Гельдинских штоков и лампрофиров дайкового комплекса (Чернышев и др., 2012) показало, что значения параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}^0$  и модельного возраста  $T_{\text{DM}}$  находятся в диапазонах –1.4...–9.9 и 880–1340 млн лет соответственно. Параллельно для этих же пород Неждановского рудного поля на основании Rb–Sr изохронных данных были рассчитаны начальные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения, которые дали диапазон значений 0.7061–0.7071. Эти результаты вместе с Pb–Pb изотопными данными показывают, что главную роль в качестве источника магм в ЮВС играла порода древней континентальной коры.

Различия индивидуальных Sn–Ag-полиметаллических месторождений ЮВС по изотопному составу Pb, которые хорошо видны на Pb–Pb диаграммах (фиг. 2а, б), по-видимому, отражают исходную региональную неоднородность рудогене-

рирующих магматических расплавов. В то же время точки изотопных составов свинца некоторых Sn–Ag-полиметаллических месторождений смещены в область, отвечающую орогенным месторождениям золота ЮВС. Этот факт может свидетельствовать о том, что в генезисе этих месторождений наряду с магматическим источником (источниками) принимал участие также и другой источник вещества, идентифицируемый как вмещающие метаосадочные породы ЮВС. Количественно оценить их вклад в данном случае затруднительно. Однако роль вмещающих пород при формировании Ag-полиметаллической минерализации, как это показано в работе (Raement *et al.*, 2012) на примере изотопного изучения месторождений мезопротерозойского Парселского бассейна (Британская Колумбия, Канада), может оказаться и ключевой.

#### *Источники металлов золото-кварцевых стратифицированных и золото-кварцевых жильных месторождений*

Теперь обратимся к данным по двум другим типам месторождений ЮВС – золото-кварцевым стратифицированным и золото-кварцевым жильным. Изотопный состав свинца этих типов месторождений, как уже отмечалось выше, обладают чертой, общей для свинца всех изученных объектов ЮВС. Он характеризуется повышенным содержанием торогенного изотопа  $^{208}\text{Pb}$ , происхождение которого обусловлено высоким значением эволюционного параметра Th/U в источнике. Одновременно с этим свинец золото-кварцевых стратифицированных месторождений обладает наиболее высокими содержаниями ураногенных изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  и самым высоким значением (около 9.7) параметра  $\mu$  (или  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ). По своим характеристикам ( $\mu$ ,  $T_{\text{M}}$ ) он соответствует свинцу островных дуг (Zartman, Doe, 1981) и приближается к среднекоровому (9.74) по (Stacey, Kramers, 1975). Как видим, в свинце золото-кварцевых стратифицированных месторождений совмещаются изотопные метки нижнекоровых и верхнекоровых источников. Метаморфизованные в зеленосланцевой фации породы  $\text{C}_3$ – $\text{P}_1$ , как выше отмечалось, представляли собой тонкозернистые осадки (песчаники, алевролиты аргиллиты), образовавшиеся в морских бассейнах в условиях континентальной окраины (фиг. 3). Особенности состава и происхождения этих пород вполне совместимы с их возможной ролью как источника рудного свинца, обладающего усредненными верхнекоровыми изотопными характеристиками. Мобилизация металлов из вмещающих метаморфизованных пород различного состава и возраста (от протерозойского до нижнепалеозойского) при образовании орогенных месторождений золота установлена на основании Pb–Pb изотопных данных в ряде районов, на-

пример, рудного поля Блэк Хиллс (Южная Дакота, США, Frei *et al.*, 2009), Ирландии (Standish *et al.*, 2014) и Бодайбинского рудного района (Северное Забайкалье, Россия, Чугаев, Чернышев, 2017).

Для объяснения нижнекоровой изотопной метки, присутствующей в свинце в золото-кварцевых стратифицированных месторождений, нужно предположить, что вещество нижней коры участвовало в формировании не только гранитоидов мелового возраста, но и более ранних домеловых пород, послуживших источником терригенного материала для формирования осадков верхоянского комплекса. Рассмотренная модель тектонической эволюции Верхоянского складчато-надвигового пояса и Охотского террейна (фиг. 3) и изотопно-геохронологические данные (Prokoriev *et al.*, 2009) дают основание считать, что такими породами являлись, например, гранитоиды Мастахского плутона и вулканиты девонского возраста, а также вулканиты триасового и юрского возраста, хотя прямые изотопные «метки», аналогичные полученным для меловых интрузивных пород, пока отсутствуют.

Значения изотопных отношений и эволюционных параметров ( $\mu$ ,  $T_m$  и  $Th/U$ ) свинца золото-кварцевых жильных месторождений являются промежуточными между значениями в золото-кварцевых стратифицированных месторождениях, с одной стороны, и Au–Bi и Sn–Ag-полиметаллических месторождений – с другой. Промежуточным является и положение точек изотопного состава свинца золото-кварцевых жильных месторождений на обсуждавшемся тренде (фиг. 2а). Для интерпретации Pb–Pb данных по месторождениям этого типа и всей совокупности данных по месторождениям ЮВС в целом важное значение имеют результаты изотопно-геохимического и изотопно-геохронологического изучения собственно месторождения Нежданинское (Чугаев и др., 2010<sub>1</sub>; Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>; 2012). 62 точки, представляющие на Pb–Pb диаграммах (фиг. 2а, б) изотопный состав свинца образцов галенита из этого месторождения, занимают около одной трети протяженности общего линейного тренда. Причина столь значительного размаха изотопных отношений свинца, наблюдаемого в пределах одного месторождения, состоит исключительно в том, что это месторождение образовалось за счет вещества двух (или более) источников, существенно отличавшихся по изотопному составу свинца.

Как уже отмечалось выше, месторождение Нежданинское является полиформационным и его руды сложены несколькими последовательно образованными минеральными ассоциациями. Галенит ранней золото-сульфидной ассоциации, преобладавший в анализировавшейся нами коллекции образцов из этого месторождения, характеризуется средними значениями изотопных от-

ношений  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.472$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.586$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.605$ . Галенит, который вместе с серебросодержащими минералами (фрейбергитом, миаргеритом, пирроаргеритом, стефанитом) входит в состав поздней серебро-полиметаллической ассоциации, оказывается менее радиогенным по изотопному составу: в среднем  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.420$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.575$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.518$  (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>). Таким образом, наличие двух минеральных ассоциаций, образованных последовательно в результате пульсационного действия гидротермальной рудообразующей системы, на месторождении Нежданинское привело к существенному различию изотопного состава Pb, что, очевидно, связано со сменой источника металлов во флюиде. Подобной закономерности в изменении изотопного состава Pb не наблюдается в случае Sn–Ag-полиметаллических месторождений, для которых, как было отмечено выше, также предполагается пульсационный характер рудообразующего процесса со сменой минеральных ассоциаций (см. табл. 1, месторождения Джатонское и Высокогорное).

Совокупность минералогических наблюдений и изотопных данных дает основание принять, что изотопный состав свинца изученного галенита из месторождения Нежданинское является двухкомпонентной смесью. Понятно, что приведенные выше средние значения изотопных отношений указывают лишь на тенденцию, отражающую различие компонентов смешения по изотопному составу Pb. Их изотопный состав (end members) можно оценить из положения точек изотопного состава Pb линейного тренда, который интерпретируется как тренд смешения (фиг. 2а). Еще раз отметим, что точки других (помимо месторождения Нежданинское) золото-кварцевых жильных месторождений (Тарбаганнах, Задержнинское, Восход, Куйдусунское) вписываются в тренд, образуемый 62 точками месторождения Нежданинское.

Верхняя часть общего поля точек изотопного состава Pb месторождений «нежданинского» типа совпадает с областью I золото-кварцевых стратифицированных месторождений, которые в ЮВС имеют наиболее радиогенный изотопный состав свинца. Отсюда следует, что первый компонент свинца, зафиксированный в ранних минеральных ассоциациях месторождения Нежданинское, по изотопному составу в среднем отвечает свинцу, мобилизованному из пермских терригенно-осадочных пород в процессе дислокационного метаморфизма, а именно:  $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18.53$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15.60$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb \sim 38.87$ . Здесь важно отметить, что прямые доказательства присутствия в рудах месторождения Нежданинское вещества этих пород получены в результате сравнительного изучения вариаций изотопного

состава отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в минералах пород и руд Нежданнинского рудного поля (Чугаев и др., 2010).

На продолжении нижней части вышеупомянутого общего поля точек находится область IV изотопных составов свинца Sn–Ag-полиметаллических месторождений, точка нижнемелового Дыбинского гранитоидного массива, а также часть точек, соответствующих позднемеловым гранитоидным массивам. Следовательно, второй компонент свинца месторождений “нежданнинского” типа, поступивший в гидротермальную рудообразующую систему на поздней стадии ее эволюции, имел магматогенное происхождение и по изотопному составу в среднем отвечает свинцу магматогенно-гидротермальных Sn–Ag-полиметаллических месторождений, а именно:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.22$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.53$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.42$ .

Двухкомпонентным изотопным составом характеризуется свинец орогенных месторождений золота и в других известных золоторудных районах мира. В Юго-Восточной Австралии на территории штатов Новый Южный Уэльс и Виктория (Ho *et al.*, 1995; Bierlein, McNaughton, 1998) оруденение тесно ассоциирует с гранитоидами, и преобладающим изотопным компонентом свинца в рудах является свинец, который поступал в зону рудоотложения с магматогенными флюидами. Вклад магматогенного свинца в месторождения Юго-Восточной Австралии оказывается более значительным, чем в золото-кварцевых жильных месторождениях ЮВС, как мы это видим на примере месторождения Нежданнинское. В месторождениях Юго-Восточной Австралии источником метаморфогенного компонента свинца служили рудовмещающие терригенно-осадочные породы ордовикского возраста. Еще одним примером участия двух разных источников (изотопных компонентов) свинца при формировании золото-сульфидно-кварцевой минерализации является известное крупное месторождение Хомстейк в районе Блэк Хиллс (Южная Дакота, США) (Frei *et al.*, 2009). Более древний (раннепротерозойский) возраст вмещающих метаосадочных пород является причиной того, что сульфиды в рудных телах этого месторождения имеют аномально высокие значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  изотопных отношений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При значительных (около 75 тыс. км<sup>2</sup> по площади) размерах Южно-Верхоянского синклинирида как геологической структуры и металлогенической провинции, а также при разнообразии типов сосредоточенных в нем месторождений золота и серебра общий региональный размах вариаций изотопного состава свинца в этих месторождениях

невелик: даже по наиболее вариативному изотопному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  он не превышает 2.4%. Высокоточный ( $\pm 0.02\%$ ) MC-ICP-MS метод изотопного анализа свинца позволил на фоне этих вариаций выявить реальную картину распределения значений изотопных отношений свинца, которые в индивидуальных месторождениях ЮВС часто отличаются на величину порядка 0.1% и менее. В результате выявлены некоторые особенности изотопного состава свинца месторождений Южного Верхоянья, которые являются специфическими (при сопоставлении с другими металлогеническими провинциями) либо вписываются в уже известные закономерности распределения изотопного состава свинца.

К числу последних относится характер неоднородности изотопного состава свинца. Количественные оценки приводят к выводу о том, что масштаб вариаций изотопного состава свинца в месторождениях ЮВС задается свинцово-изотопными “метками” региональных источников рудного свинца и, как следствие, – различиями изотопного состава свинца месторождений региона, представляющих какой-то один и тем более разные типы минерализации. Неоднородность изотопного состава свинца внутри конкретных месторождений на фоне различий изотопных характеристик, которые определяют индивидуальность месторождений, относительно невелика и не является фактором, существенно влияющим на масштаб вариаций изотопного состава свинца в данном регионе. Подобная закономерность характерна и для гидротермальных образований других регионов (Чернышев и др., 2008; 2011<sub>2</sub>).

Функционирование гидротермальных рудообразующих систем сопровождается гомогенизацией изотопного состава свинца, а также стронция и других элементов, изотопы которых заметно не фракционируют в процессах минералообразования. Изотопная однородность нарушается, когда на определенном этапе эволюции системы в процесс рудообразования вовлекается другой источник вещества с отличным изотопным составом свинца. В конечном же итоге степень неоднородности изотопного состава свинца, по-видимому, зависит от длительности эволюции, глубины и площади распространения рудообразующей системы, в которой происходит смешение двух различных изотопных компонентов свинца. В этом отношении показателен пример наиболее крупного в ЮВС месторождения Нежданнинское, обладающего максимальным размахом вариаций изотопного состава свинца, который составляет около одной трети масштаба вариаций, зафиксированного для месторождений в ЮВС в целом. Помимо размеров месторождения Нежданнинское, начальными условиями значительной неоднородности в нем изотопного состава свинца яв-

ляются: 1) многоэтапный характер процесса минерализации; 2) участие в нем, по крайней мере, двух источников вещества — метаморфогенного и магматогенного; 3) наложение на ранее сформированные минеральные ассоциации продуктов заключительного гидротермального этапа, в котором участвовал магматогенный свинец, по изотопному составу сильно отличавшийся от свинца метаморфогенного происхождения.

Данные, полученные по месторождениям ЮВС, показывают и другую особенность — свинцово-изотопную специализацию месторождений ЮВС различного типа, которая прослеживается по величине всех трех изотопных отношений свинца. Области изотопных составов свинца золото-кварцевых стратифицированных, золото-кварцевых жильных и Sn—Ag-полиметаллических месторождений частично перекрывают друг друга. Однако их свинцово-изотопные характеристики различаются настолько четко, что при дальнейших поисково-оценочных работах в ЮВС эти характеристики могут быть использованы как критерии распознавания в регионе различных типов месторождений золота и серебра.

Выше при анализе полученных Pb—Pb данных были отмечены две особенности изотопного состава свинца месторождений и меловых гранитоидов ЮВС. 1) Диапазон величин отношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  смещен в область низких, достаточно примитивных значений вплоть до значений порядка 15.51—15.52. Это определяет низкие расчетные значения эволюционного параметра  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) в источниках свинца. 2) Величина изотопного отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , наоборот, во всех изученных образованиях ЮВС является повышенной относительно среднекоровой. Отсюда потенциальные источники свинца должны были обладать и более высокими по сравнению со среднекоровым значением (3.78) величинами отношения Th/U.

Присутствие примитивных значений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в самом рудном свинце, умеренные и низкие значения  $\mu_2$ , близость параметра  $T_m$  к действительному возрасту месторождений — признаки, которые в совокупности в общем характеризуют источники рудного свинца как образованные в зоне перехода океан-континент. При этом источником свинца являлось вещество океанической коры после короткого ее пребывания (short residence) в составе континентальной коры. Если учесть надсубдукционный характер происхождения меловых гранитоидов ЮВС (фиг. 3), и в последующем их участие в образовании месторождений, то участие вещества океанической коры в генезисе гранитоидных магм исключать нельзя. Однако существенным здесь является то, что свинец, обладающий перечисленными выше характеристиками,

должен был длительное время эволюционировать в среде с пониженным отношением U/Pb.

Основываясь на высоких (в интервале 4.04—3.86) расчетных значениях Th/U, характеризующих потенциальные источники — протолиты магм в ЮВС, учитывая также строение региона и представления об его эволюции, можно полагать, что источником магм выступало вещество нижней коры, представленное погруженными породами архейского фундамента Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна. Это нижнекоровое вещество было фракционированным, а именно обедненным ураном по отношению к торью и свинцу. Таким образом, предложенная интерпретация согласует характерные особенности изотопного состава свинца месторождений и гранитоидных пород ЮВС.

Одним из главных результатов настоящей работы является вывод об идентичности изотопного состава свинца Au—Bi месторождений и Sn—Ag-полиметаллических месторождений ЮВС, с одной стороны, и свинца гранитоидных массивов этого региона, с другой. Этот факт придает вполне определенный генетический смысл постоянно наблюдаемой пространственной связи этих месторождений с массивами гранитоидов. Он свидетельствует о магматогенном происхождении свинца (и, вероятно, других металлов), который в составе рудно-магматических систем участвовал в формировании Au—Bi и Sn—Ag-полиметаллических месторождений ЮВС. Это отличает Sn—Ag-полиметаллических месторождения от мезотермальных жильных Ag—Pb—Zn-месторождений в терригенных толщах Канады, США, Германии и Чехии, где источниками свинца послужили “смесь” пород верхней коры и пород, которые образовались или смешивались при повторяющихся циклах орогенеза (Beaudoin, Sangster, 1992).

Совокупность изложенных изотопно-геохимических данных, включая детальные данные по месторождению Нежданское, приводит к заключению о том, что в формировании месторождений ЮВС принимали участие два главных источника — метаморфогенный и магматогенный, свинец которых характеризуется соответственно следующими изотопными составами:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.53$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.60$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.87$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.22$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.53$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.42$ . Первый источник идентифицируется как терригенно-осадочные породы верхоянского комплекса, при дислокационном метаморфизме которых происходила мобилизация минералообразующих компонентов и формирование золото-кварцевых стратифицированных месторождений. Второй источник (магматогенный) параллелируется с процессами эволюции расплавов в магматических камерах, формированием в меловое время интрузий гранитоидов и рудно-магматических систем Au—Bi

и Sn–Ag-полиметаллических месторождений. В образовании золото-кварцевых жильных месторождений основную роль играло вещество метаосадочных пород верхоянского комплекса, а наложенная серебро-полиметаллическая минерализация заключительного этапа (по данным детального изучения месторождения Нежданнинское) образовалась за счет вещества магматогенного источника.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа подготовлена при поддержке программы Президиума РАН № 48 “Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения”, а также в рамках государственного задания (тема НИР № 0136-2016-0037).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрянов Н.Г.* О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинории // Доклады АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 434–436.
- Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубник Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю.* Мангазейское Ag–Pb–Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (С, О, S) и особенности образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206–238.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А., Наумов В.Б., Носик Л.П., Миронова О.Ф.* Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданнинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 137–156.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.А.* Полиформационное золоторудное месторождение // Геология руд. месторождений. 1985. Т. 27. № 5. С. 86–89.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В.* Нежданнинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
- Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золоторуднения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001.
- Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В.* Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Саха (Якутия): химизм и зональность рудных жил // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 6. С. 531–546.
- Горячев Н.А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н.* Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
- Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977.
- Индолев Л.Н.* Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклинория // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965. С. 15–85.
- Некрасов И.Я.* Генетические типы оловорудных месторождений хребта Полоусного и Селенняхского кряжа // Геология руд. месторождений. 1959. № 1. С. 12–23.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Прокофьев А.В.* Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 7. С. 23–35.
- Прокофьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
- Прокофьев А.В.* Верхояно-Черский коллизийный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 310.
- Прокофьев А.В., Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Третьяков Ф.Ф., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В.* Тектоника зон интерференции синхронных геодинамических событий (на примере взаимодействия окраины Северо-Азиатского кратона, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. II. М.: ГЕОС, 2006. С. 119–123.
- Прокофьев А.В., Кропачев А.П., Васькин А.Ф., Худoley А.К.* Тектоника // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка / Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. С. 131–158.
- Силичев М.К., Андрянов Н.Г.* Структурно-геохимические принципы прогнозирования золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинория // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 54–66.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В.* Время и условия образования согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 52–57.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

- Худoley А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье — пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // ДАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666–669.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П. Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MS-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // ДАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р., Юдовская М.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MS-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MS-ICP-MS) и стронция // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 395–418.
- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Голубев В.Н., Фуке И., Амплиева Е.Е., Ставрова О.О. Масштаб вариаций и гетерогенность изотопного состава Рb в сульфидах гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта по данным высокоточного MS-ICP-MS-метода изотопного анализа // ДАН. 2011. Т. 437. № 5. С. 680–685.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баирова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd-изотопные данные // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Баранова А.Н. Rb–Sr-изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия) // ДАН. 2010. Т. 434. № 4. С. 534–539.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р. Свинцово-изотопные характеристики сульфидов крупных месторождений золота Байкало-Патомского нагорья (Россия) по данным высокоточного изотопного MS-ICP-MS анализа свинца // ДАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 677–680.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Кисилева Г.Д., Прокофьев В.Ю. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MS-ICP-MS-изучения изотопного состава Рb) // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 282–294.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Котов А.А. Неоднородность изотопного состава Рb в сульфидах различных парагенетических ассоциаций на золоторудном месторождении Вернинское (Байкало-Патомское нагорье, Россия) // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 337–342.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В. Рb–Рb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании // Геохимия. 2017. № 11. С. 1027–1040.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Белогуб Е.В., Гольцман Ю.В., Ларионова Ю.О., Олейникова Т.И. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (Республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 281–297.
- Baker T., Pollard P.J., Mustard P., Mark G., Graham J.L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implication for explorations // SEG Newsletter. 2005. Apr. № 61. P. 10–16.
- Beaudoin G., Sangster D.F. A descriptive model for silver-lead-zinc veins in clastic metasedimentary terranes // Economic Geology. 1992. Vol. 87. № 4. P. 1005–1021.
- Bierlein F.P., McNaughton N.J. Pb isotope fingerprinting of mesothermal gold deposits from central Victoria, Australia: implications for ore genesis // Mineralium Deposita. 1998. Vol. 33. № 6. P. 633–638.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. Vol. 36. № 3. P. 199–204.
- Collerson K.D., Kamber B.S., Schoenberg R. Applications of accurate, high precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS // Chem. Geol. 2002. Vol. 188. № 1–2. P. 65–83.
- Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M. Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rochford basins (Black Hills, South Dakota, USA): Implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit // Precam. Res. 2009. Vol. 172. № 1–2. P. 1–24.
- Goldfarb R., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.G., and Richards, J.P., (eds.) Economic geology 100th Anniversary volume. 2005. P. 407–450.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. Vol. 233. P. 2–26.
- Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. № 1. P. 48–102.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. Vol. 13. № 1–5. P. 7–27.
- Gulson B. L. Lead isotopes in mineral exploration. Amsterdam: Elsevier, 1986 p.
- Ho S.E., McQueen K.G., McNaughton N.J., Groves D.I. Lead isotope systematics and pyrite trace element geochemistry of two granitoid-associated mesothermal gold deposits in

- the Southeastern Lachlan Fold Belt // *Economic Geology*. 1995. Vol. 90. № 6. P. 1818–1830.
- Kamenov G.D., Macfarlane A.W., Riciputi L.* Sources of lead in the San Cristobal, Pulacayo, and Potosi mining districts, Bolivia, and a reevaluation of regional ore lead isotope provinces // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97. № 3. P. 573–592.
- Kamenov G.D., Perfita T.M.R., Jonasson I.R., Mueller P.A.* High-precision Pb isotope measurements reveal magma recharge as a mechanism for ore deposit formation: examples from Lihir island and Conical seamount, Papua New Guinea // *Chem. Geol.* 2005. Vol. 219. № 1. P. 131–148.
- Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Chamberlain K.R. et al.* Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // *Lithos*. 2013. Vol. 174. P. 44–56.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 139. № 1–4. P. 75–110.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al.* Tectonic setting of and plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. № 2. P. 167–170.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Frolov Yu.F., Khanchuk A.I., Koch R.D., Monger J.W.H., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Scotese Ch.R., Sidorov A.A.* Metallogeny and tectonics of the Russian far east, Alaska, and the Canadian cordillera (No. 1697). US Dept. of the Interior, US Geological Survey. 2005. P. 397.
- Paiement J.-P., Beaudoin G., Paradis S., Ullrich T.* Geochemistry and Metallogeny of Ag–Pb–Zn Veins in the Purcell Basin, British Columbia // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107. № 6. P. 1303–1320.
- Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V.* Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, Eastern Siberia // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. № 2. P. 342–358.
- Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., Miller E.L.* Middle Paleozoic–Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 71–84.
- Rehkämper M., Halliday A.M.* Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by MC-ICP-MS using an external method for correction of mass discrimination // *Int. J. Mass Spec. Ion Proc.* 1998. Vol. 58. № 1–3. P. 123–133.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.
- Standish C.D., Dhuime B., Chapman R.J., Hawkesworth C.J., Pike A.W.G.* The genesis of gold mineralisation hosted by orogenic belts: A lead isotope investigation of Irish gold deposits // *Chemical Geology*. 2014. Vol. 378. P. 40–51.
- Sugaki A., Kitakaze A.* Tin-bearing minerals from Bolivian polymetallic deposits and their mineralization stages // *Mining Geology*. 1988. Vol. 38. N 5. P. 419–435.
- Thompson, J.F.H., Newberry R.J.* Gold deposits related to reduced granitic intrusions // *Reviews in Economic Geology*. 2000. Vol. 13. 377–400.
- Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1995. Vol. 59. № 7. P. 1217–1232.
- Zartman R.E., Doe B.R.* Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. P. 135–162.