

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ В СУЛЬФИДАХ ИЗ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД
ВЕРХНЕ-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)*****Е. Э. Тюкова, С. В. Ворошин****Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

Поступила в редакцию 10 июля 2006 г.

Приведены результаты более 200 анализов изотопного состава серы в сульфидах из различных вмещающих пород (терригенных и интрузивных), околорудных метасоматитов и жильных образований Верхне-Колымского региона. В акцессорном пирите метатерригенных пород $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от -23.1 до +5.7 ‰. Изотопный состав пирита и арсенопирита золото-кварцевой минерализации укладывается в интервал от -10.6 до -0.4 ‰ с близкими средними значениями к изотопному составу серы пирита из метатерригенных пород (-4,4‰). В интрузивных породах значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите изменяются от -3.8 до +2.6 ‰, среднее составляет +0.7 ‰, что существенно отличается от значений $\delta^{34}\text{S}$ в арсенопирите постагматической золото-редкометалльной минерализации (диапазон – от -7.9 до -2.7 ‰; среднее – -5.2 ‰). Сравнение $\delta^{34}\text{S}$ акцессорных сульфидов вмещающих пород с $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов золоторудных месторождений предполагает участие в гидротермальном процессе серы, мобилизованной из терригенных толщ. Полученные результаты согласуются с метаморфогенной моделью генезиса золото-кварцевых месторождений региона.

Ключевые слова: сульфиды, изотопы серы, месторождения золота, Верхне-Колымский регион.**ВВЕДЕНИЕ**

Изотопный анализ серы сульфидов – важная составляющая современных исследований по генезису рудных месторождений, которая дает возможность понять эволюцию сульфидного минералообразования в металлогенических провинциях. Полноценная реконструкция процессов кристаллизации и перекристаллизации сульфидов возможна только при изучении изменений изотопного состава серы как в пространстве (от вмещающих пород к рудам), так и во времени. В то же время, если сульфиды в рудах достаточно хорошо изучены на многих месторождениях Северо-Востока России [3, 4, 7, 12, 13, 15, 26, 29], то изотопному составу акцессорных сульфидов из вмещающих пород, его изменению в процессе метаморфизма в этих работах уделено меньше внимания. Авторами были начаты исследования состава и изотопных характеристик сульфидов морских терригенных отложений Верхне-Колымского региона (юго-восточная часть Яно-Колымского золотоносного пояса) в начале 90-х годов [4, 5] в связи с проблемой источника вещества золото-кварцевой минерализации, которая зарубежными геологами чаще всего интерпретируется как метаморфогенная, а

российские исследователи отдают предпочтение магматогенной модели [14, 23].

Пояс сформировался в конце поздней юры – начале раннего мела в результате коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном и локализован в структурах пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (Верхоянский складчато-надвиговый пояс), Кулар-Нерского, Полоусно-Дебинского, Вилигинского и Нагонджинского турбидитовых террейнов (рис. 1). Среди пород пояса преобладают морские пермско–триасово–юрские турбидитовые отложения верхоянского комплекса, и около 10% территории пояса занимают гранитоидные интрузивы с возрастом от поздней юры до позднего мела включительно. Широко распространены дайковые комплексы с таким же возрастным интервалом, как у гранитоидов, однако с более широкими вариациями состава. Подчиненное значение имеют вулканические породы. Как вулканы, так и субвулканические тела кислого состава локализованы главным образом вдоль границ террейнов в зонах Адыч-Тенькинского и Улаханского разломов.

В Верхне-Колымском регионе наиболее распространены золоторудные месторождения, среди кото-

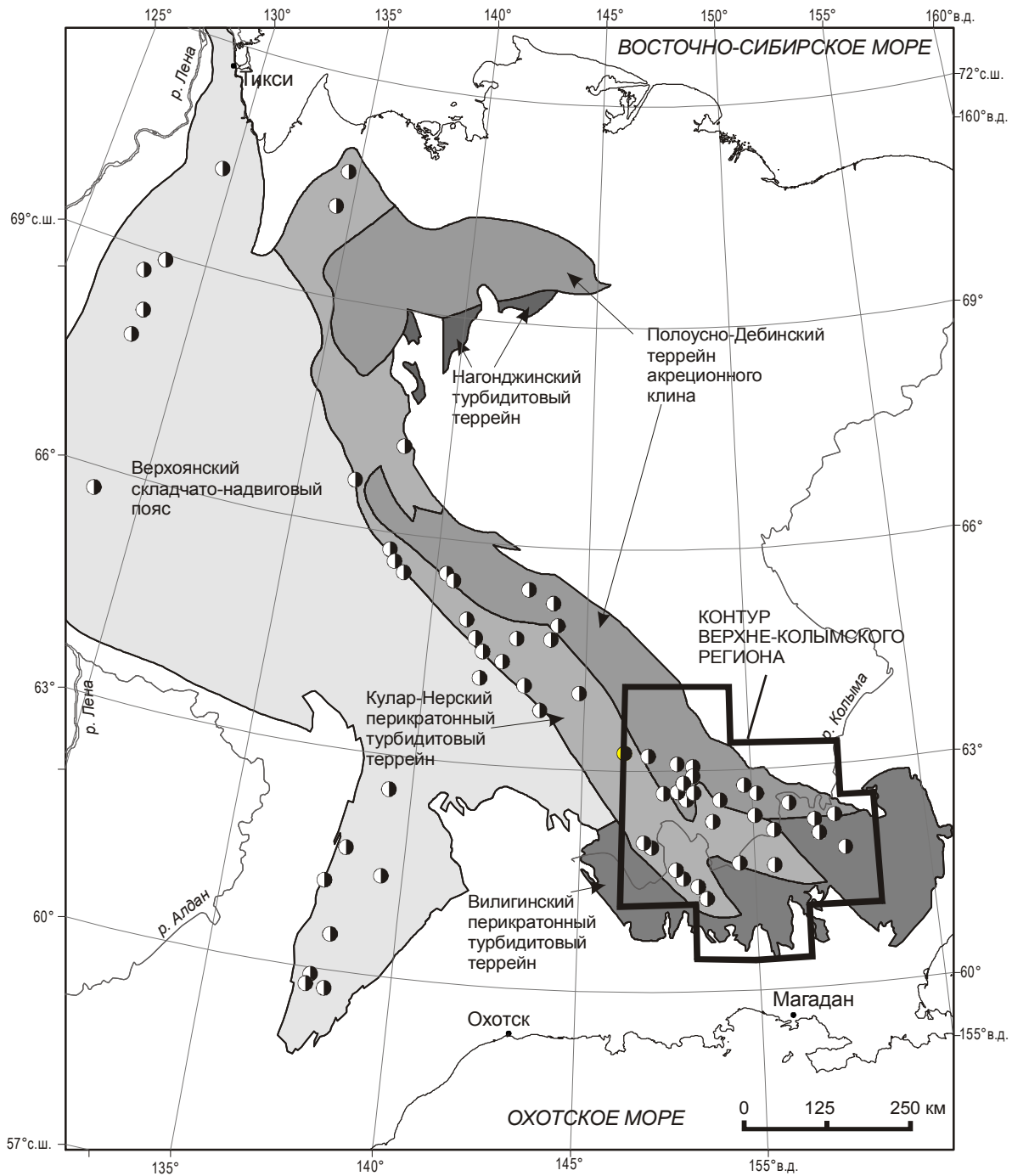


Рис. 1. Схема расположения Верхне-Колымского региона и золоторудных месторождений и проявлений.

рых по минералого-геохимическим признакам выделяются золото-кварцевый и золото-редкометалльный типы [22]. Г. Н. Гамянин [11] относит их к арсенипиритовому и висмутовому типам единой золото-кварцевой формации. В зарубежной литературе они известны как Au quartz vein related to regionally metamorphosed rocks и granitoid-related Au [30]. Большая часть золото-кварцевых месторождений, проявлений

и пунктов минерализации в регионе локализованы в породах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Статистические подсчеты показывают, что в зоне зеленосланцево измененных пород расположено 79 % всех золото-кварцевых объектов, 17 % приурочены к ороговикованным породам и только 4 % – к гранитоидам [10].

При интерпретации генезиса золоторудных месторождений региона разными авторами предложено несколько моделей, в которых источники серы, механизмы ее мобилизации и отложения различны. Цель настоящей работы – исследование изотопного состава серы в сульфидах из различных вмещающих пород (терригенных и интрузивных), околорудных метасоматитов и жильных образований и приложение полученных результатов к обоснованию авторской модели формирования золотого оруденения региона.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Образцы с сульфидами отбирались из различных литологических типов разновозрастных регионально метаморфизованных терригенных отложений верхоянского комплекса, из ороговикованных терригенных пород, из гранитоидных интрузивов и даек за пределами месторождений. Предпочтение отдавалось пробам из пород в коренном залегании. Присутствие неразрушенных и неокисленных сульфидов контролировалось визуально в полевых условиях. На месторождениях и рудопроявлениях (рис. 2) отбирались пробы, относящиеся к различным этапам (стадиям) и минеральным ассоциациям. Образцы измельчались до 0.25 мм, в бромформе выделялась тяжелая фракция, которая дополнительно разделялась с помощью магнита, после чего под бинокуляром отбирались мономинеральные пробы. Анализировалось максимально возможное количество сульфидов из каждой ассоциации. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) Л.В. Боровиком и ЦНИГРИ (г. Москва) Е.Д. Сынгаевским по стандартной методике с CuO при температуре 800°C на серийных масс-спектрометрах МИ-1201В с точностью не хуже $\pm 0.2\%$ на 95 %-ном доверительном уровне. В качестве стандарта использован троилит метеорита Каньон Дьябло (CDT). Всего проанализированы образцы из 10 месторождений и рудопроявлений, охвачены все крупные стратиграфические подразделения терригенных пород и их метаморфические разновидности, а также различные типы интрузивных пород. Общее количество определений изотопного состава серы в сульфидах – более 200. При обсуждении результатов привлечены свыше 100 опубликованных изотопных анализов сульфидов из терригенных вмещающих пород соседних регионов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Терригенные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации метаморфизма

Пирит – преобладающий сульфид во всех типах морских терригенных пород Верхне-Колымского ре-

гиона с диапазоном возраста от пермского до юрского включительно [6]. Форма локализации этого минерала – рассеянная вкрапленность кубических кристаллов с преобладающим размером до 2–3 мм, а также стяжения неправильной или линзовидной формы либо пирит-карбонатные конкреции. Зачастую вкрапленность пирита приурочена к прослоям относительно более грубозернистого материала и сопряжена с карбонатизацией. Иногда отчетливо проявлено перераспределение пирита под действием эпигенетических метаморфогенных и метаморфогенно-гидротермальных факторов (рис. 3А, В, Г). Кристаллы и агрегаты пирита имеют зернистое или однородное внутреннее строение с реликтами осадочного материала и редко – с фрагментами фрамбоидального строения (рис. 3Б). Наибольшим количеством анализов охарактеризован пирит из терригенных отложений пермского возраста, изотопный состав серы в котором изменяется от -14.4 до $+4.9\%$, среднее значение -4.0% ($D = 16.9$; $N = 43$) (табл. 1). Из отложений триасового возраста имеются только три анализа пирита. Их значения $\delta^{34}\text{S}$ характеризуются большим разбросом в отрицательной области: -23.1 ; -7 ; -2.8% . В терригенных отложениях юрского возраста содержание $\delta^{34}\text{S}$ в пирите изменяется от -10.1 до $+5.7\%$, среднее значение -4.3% ($D = 25.6$; $N = 11$). Изотопный состав серы в пирите из всей выборки осадочных пород изменяется от -23.1 до $+5.7\%$, среднее значение -4.4% ($D = 23.4$; $N = 61$) (рис. 4А).

Ороговикованные терригенные породы

При контактовом метаморфизме пирит замещается пирротинном, часто с сохранением первоначальной формы кристаллов и их скоплений. В связи с этим в роговиках распространены линзовидные агрегаты пирротина и агрегаты кубической формы, представляющие собой частичные или полные псевдоморфозы пирротина по пириту (рис. 5). Размер псевдоморфоз иногда достигает 1.5 см. Изотопный состав серы в пирротине, замещающем пирит в ороговикованных терригенных породах, характеризуется преобладающими отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 4Б) и изменяется от -14 до $+0.2\%$ ($N = 35$, среднее значение -6.0% ; в одной пробе получено значение $+8.1\%$). В целом, на гистограммах видно, что изотопный состав серы в пирротине во всей выборке сдвигается по сравнению с пиритом в область отрицательных значений.

Интрузивные породы

Изученные интрузивные породы, содержащие акцессорную вкрапленность сульфидов, представлены штоками и дайками гранит-порфиоров, адамелли-

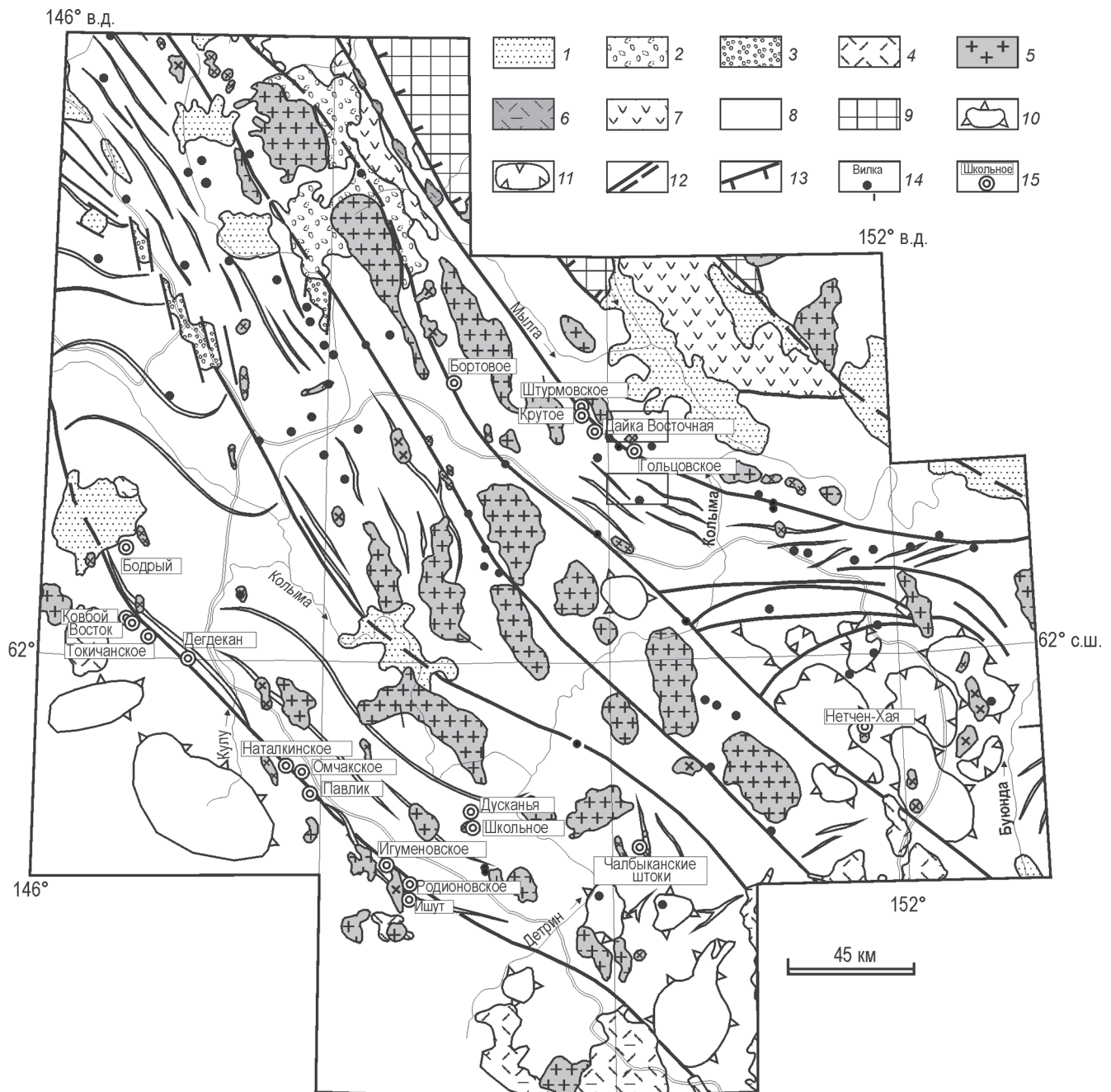


Рис. 2. Схема локализации изученных золоторудных месторождений и рудопроявлений в Верхне-Колымском регионе (структурная основа – по неопубликованным материалам В.Г. Шахтырова).

1 – позднекайнозойские депрессии, 2 – кайнозойские ледниковые отложения, 3 – меловые депрессии, 4 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 5 – позднеюрско-меловые гранитоиды нерасчлененные, 6 – субвулканические интрузии, 7 – позднеюрские грабены с вулканогенными и терригенными отложениями, 8 – терригенные отложения верхоянского комплекса (P-J), 9 – Омuleвский террейн, 10 – брахиантиклинали, 11 – брахисинклинали, 12 – разломы, 13 – надвиги, 14 – месторождения и рудопроявления золота, 15 – месторождения и рудопроявления, на которых был выполнен изотопный анализ серы сульфидов.

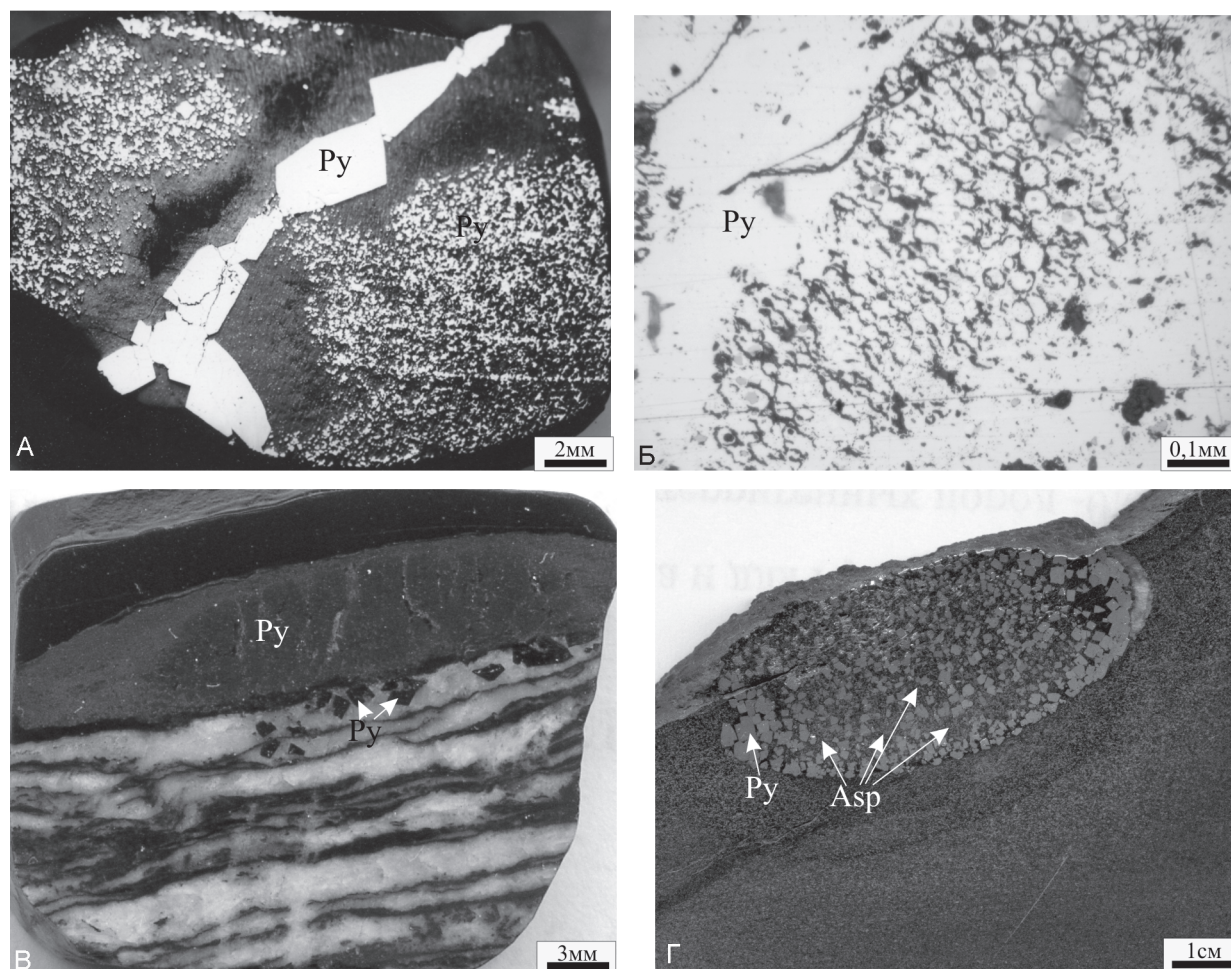


Рис. 3. Морфология и преобразование осадочно-диагенетического пирита (Штурмовской рудный узел).

А – перераспределение первично рассеянной вкрапленности в микродефекты. Б – реликты фрамбоидального строения пирита. В – образование кристаллов пирита в метаморфогенном кварцевом прожилке в контакте с линзовидным стяжением пирита. Г – кристаллизация арсенопирита в линзовидном стяжении пирита в пределах золото-кварцевого проявления.

Таблица 1. Изотопный состав серы в пирите из метатерригенных пород.

Локализация и возраст терригенных отложений	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ среднее	Дисперсия D	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ морской воды (SW)	$\Delta = (\text{SW-max}) - (\text{SW-min})$
Междуречье Колыма – Мылга (бассейн р.р. Хатыннах, Чек-Чек, Ат-Юрях). Юра	-3.2, +1.4, +4.3, +5.7, -8.9, -10.1, -3.6, -5.3, -8.5, -4.5, -5, -10.9, -6.7, -5.4	-4.3	25.6	+18	12.3–28.1
Междуречье Колыма – Буюнда (бассейн р. Гражданка). Ранний триас	-23.1, -7, -2.8			+25	27.8–48.1
Среднее течение р. Кулу (бассейны р.р. Арга-Юрях и Нерючи). Пермь	-10.6, -9.6, -9.4, -8.5, -7.5, -6.5, -6.1, -5.5, -5.3, -5, -5, -4.5, -4.5, -3.8, -3.5, -3.3, -3, -3, -2.7, -1.2, -1.1, -0.9, -0.6	-4.0	16.9	+10	5.1–24.4
Бассейн р. Омчак. Пермь	+0.3, +4.9, -6.2, -4.5, -5.7, -4.1, +1.1, -4.9, -3.9, -4.5, +2.6, -4.5, +0.9, +0.5, -14.4, -16, +0.9, -0.8, -1.9, -2.4				

Примечание. Состав морской воды взят из работы [20].

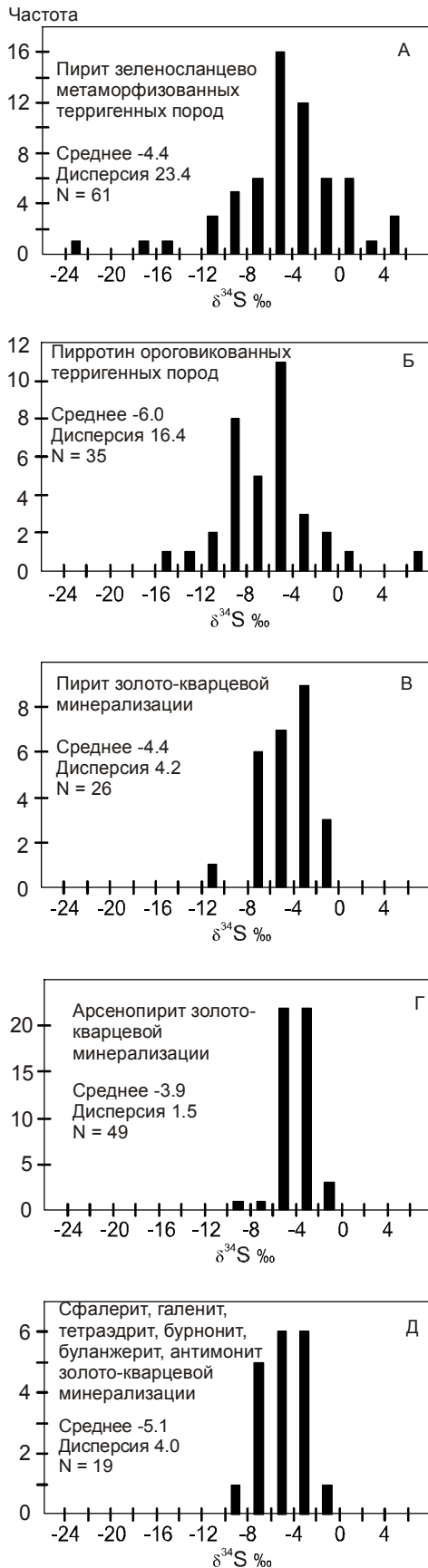


Рис. 4. Распределения изотопного состава серы.

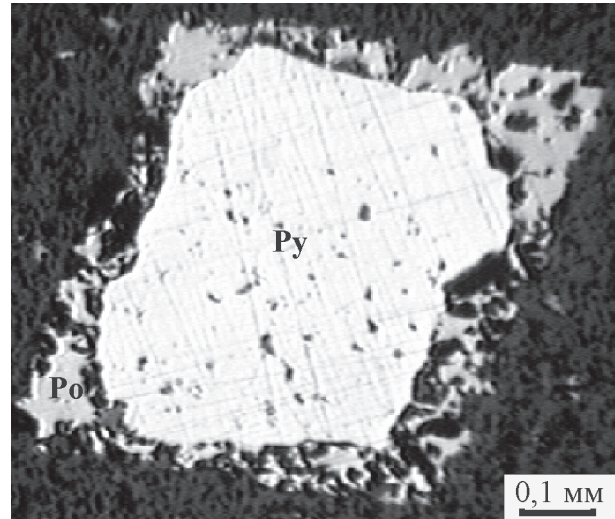


Рис. 5. Псевдоморфоза пирротина (Po) по пириту (Py).

Штурмовской рудный узел. Обр. 3229/В-88.

тов, микроаббро, спессартитов, диоритов и вулканическими брекчиями, прорывающими терригенные отложения пермского возраста. В породах преобладают кубические и пентагондодекаэдрические метакристаллы пирита размером до 2–3 мм, реже встречаются ксеноморфные выделения пирротина, приуроченные к темноцветным минералам. Пирротин часто замещается марказитом. Для исследования удалось отобрать только пирит. Значения изотопного отношения серы в пирите изменяются от -3.8 до +2.6 ‰ (N = 8, D = 4), среднее составляет +0.7 ‰ (рис. 6А).

Золото-кварцевая минерализация

Для золото-кварцевой минерализации Верхне-Колымского региона главной и наиболее ранней ассоциацией является пирит-арсенопиритовая. Минералы встречаются в виде отдельных идиоморфных кристаллов размером до 2–3 мм и их сростаний, которые локализуются в гидротермально измененных вмещающих породах и кварцево-жильных образованиях. Микроскопическими исследованиями установлено, что в окорудно-измененных вмещающих породах более ранний пирит замещается арсенопиритом [6]. В кварцевых жилах и прожилках пирит и арсенопирит характеризуются признаками близкоодновременной кристаллизации. К числу менее распространенных сульфидов относятся сфалерит, галенит, халькопирит, Pb-Sb-сульфосоли, антимонит. Судя по текстурно-структурным признакам, все они кристаллизовались позднее ассоциации пирита с арсенопиритом.

Изотопный состав серы пирита из кварцевых жил изменяется от -10,6 до -0,4‰ (табл. 2, рис. 4В). Средний изотопный состав серы всей выборки пирита из золото-кварцевых руд (-4.4 ‰; D = 4.2; N = 26) идентичен среднему изотопному составу серы пирита вмещающих осадочных пород (-4.4 ‰).

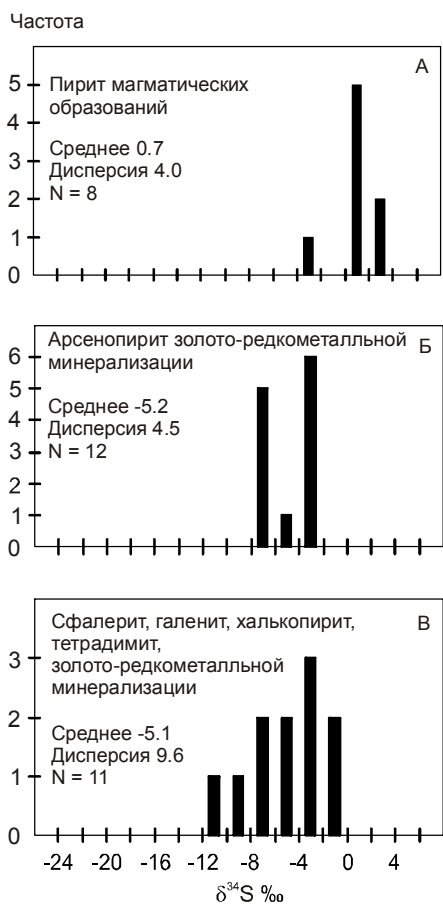


Рис. 6. Распределения изотопного состава серы.

Интервал изотопного состава серы арсенопирита золото-кварцевой минерализации варьирует от -8.8 до -1.4 ‰ (среднее -3.9; D = 1.5; N = 49) (рис. 4Г).

Изотопный состав серы минералов поздней полисульфидной ассоциации изменяется от -9.2 до -1.2 ‰, где сера сфалерита характеризуется значениями от -3.8 до -1.2; галенита – от -7.4 до -4.8 ‰ (рис. 4Д).

Золото-редкометалльная минерализация

В золото-редкометалльной минерализации преобладает ассоциация арсенопирита с леллингитом. Причем обычно леллингит замещается арсенопиритом, при полном замещении образуется мономинеральный арсенопирит с отношением As/S >1 в формуле. Арсенопирит локализуется в виде кристаллически-зернистых агрегатов размером до 3–5 см. Леллингит чаще всего остается в виде корродированных овальных включений в центральных частях кристаллов арсенопирита. Пирит для месторождений этого типа не характерен и кристаллизуется позднее арсенопирита, совместно с сульфидами цветных металлов, которые встречаются лишь спорадически. В незначительных количествах повсеместно присутствуют сульфиды, сульфотеллуриды и теллуриды висмута, которые являются более поздними по отношению к арсенопириту и леллингиту и локализируются в микродефектах этих минералов.

В арсенопирите из кварцевых жил золото-редкометалльной минерализации δ³⁴S изменяется от -7.9 до -2.7 ‰ (D = 4.5, N = 12) при среднем значении -5.2 ‰ (рис. 6Б). В арсенопирите из пегматитов в гранитоидах Чалбыканских штоков, прорывающих триасовые отложения, δ³⁴S составляет +1.8 ‰. В скарнах с

Таблица 2. Изотопный состав сульфидов золото-кварцевой и золото-редкометалльной минерализации Верхне-Колымского региона

Тип минерализации	Пирит	Арсенопирит	Сфалерит	Галенит	Халькопирит	Тетрадимит	Тетраэдрит	Бурнонит	Буланжерит	Антимонит
Золото-кварцевый	-4.6, -1.7, -3.8,	-3.8, -2.9, -3, -2.4, -2.1,	-3.8, -3.6,	-7.4,			-9.2,	-5.1	-5.7,	-5.5,
	-1.5, -2.9, -0.4,	-1.9, -1.5, -1.4, -3.7, -3.7,	-2.6, -1.2,	-6.8,			-3.9		-5.6	-6.3,
	-4.4, -4.1, -4.4,	-3.5, -4, -3.5, -3.7, -3.5,	-3.8, -2.4	-5.1,						-7.1
	-3, -10.6, -4.5,	-3.8, -3.6, -3.6, -3.6, -4.1,		-4.8,						
	-4.6, -3.4, -3.7,	-4.1, -3.4, -4.2, -4.2, -4.7,		-6						
	-6.1, -6.1, -6.3,	-3, -4.5-5.5, -4.9, -8.8,								
	-6.4, -5.4, -3.9,	-2.1, -2.8, -4.4, -4.5, -4.5,								
	-3.4, -3.2, -6.5,	-4.3, -4.3, -4.5, -4.5, -4.5,								
	-7, -3.8	-4.9, -4.1, -3.8, -3.3, -6.7,								
		-4.1, -4.3, -5.2, -3.5								
Золото-редкометалльный		-2.7, -7.9, -7.6, -7.3, -7.1,	-1.9, -6.3,	-3.8,	-2.4	-1				
		-7.8, -3.6, -4.2, -3.3, -3.6,	-3.2, -5.2,	-5.2,						
		-3.9, -3.1	-7.4	-11, -9						

Примечание. Пустая ячейка – определение или минерал отсутствует.

золото-редкометалльной минерализацией из экзоконтакта Террасового и Бургагинского штоков (Игуменовское и Школьное месторождения) с пермскими отложениями пирротин имеет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ – от -8.3 до -8.8 ‰. Изотопный состав пирротина из золото-редкометалльных жил по единичным определениям характеризуется значениями -1.1 и -4 ‰.

Немногочисленные данные, характеризующие полиметаллическую ассоциацию золото-редкометалльных месторождений, лежат в области отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ – от -11.0 до -1.9 ‰ (рис. 6В): $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита меняется от -7.4 до -1.9, а галенита – от -1 до -3.8 ‰. Единственное определение изотопного состава серы в тетрадимите (Чалбыканские штоки) составляет -1 ‰.

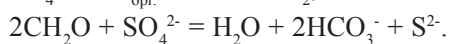
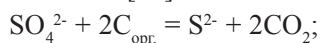
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сульфиды в метатерригенных отложениях региона

Формирование терригенных толщ верхоянского комплекса происходило в морских условиях. В сульфатах океанической воды накапливается избыток тяжелого изотопа серы, компенсация которого осуществляется за счет накопления легкого изотопа серы в продуктах сульфат-редукции [2]. Сульфат-редукция может осуществляться бактериальным и небактериальным путем. Главным фактором изотопного фракционирования серы в обстановке осадконакопления, диагенетических и катагенетических низкотемпературных преобразований осадочных пород является кинетический эффект, который основан на большей скорости вступления в реакции легкого изотопа и зависит от концентрации исходных компонентов [2].

Можно предположить, что в некоторых случаях история образования сульфидов в терригенных породах региона начинается с бактериальной сульфат-редукции (рис. 3). В результате этой реакции ее продукт – сероводород (сульфид) – должен обогащаться легким изотопом ^{32}S относительно исходного сульфата. В условиях дефицита сульфата и сульфатный остаток, и последующие порции сульфида (сероводорода) постепенно обогащаются тяжелым изотопом серы.

Небактериальное восстановление серы из сульфатов палеоморей и последующее образование пирита в осадочных породах можно описать упрощенными реакциями [28]:



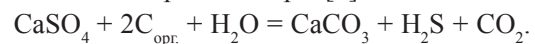
В случае химической (небактериальной) сульфат-редукции в хорошо проницаемых породах на локальных участках, обогащенных органическим ве-

ществом, разброс изотопных отношений будет еще выше, чем в диагенетических сульфидах. Причем, по данным В.И. Виноградова [2], возможно несколько вариантов обстановок восстановления:

1. Восстановление сульфатов на границе сульфатсодержащих вод с битуминозными породами или нефтяными водами будет соответствовать случаю восстановления при ограниченном запасе сульфатов. В результате происходит полное или почти полное восстановление сульфата и возникает сероводород с однородным тяжелым изотопным составом серы, близким составу серы исходного сульфата.

2. Если восстановление идет на контакте нефтяных вод с горизонтами сульфатных пород, то условия равнозначны восстановлению с постоянным уровнем сульфата, и образующийся сероводород отличается однородным изотопным составом серы, обычно на 10–25 ‰ легче изотопного состава серы исходного сульфата. При составе серы осадочных сульфатов, характеризующемся $\delta^{34}\text{S} = +20$ ‰, значения $\delta^{34}\text{S}$ образующихся сульфидов будут близкими между собой и составу серы метеоритного стандарта.

При низкотемпературных эпигенетических преобразованиях состав серы осадочно-диагенетических сульфидов остается неизменным, тогда как сульфатная сера в контакте с органическим веществом восстанавливается и уходит из разреза в виде сероводорода, который может попасть в магматические породы, принять участие в образовании гидротермальных месторождений халькофильных металлов и месторождений самородной серы [2]:



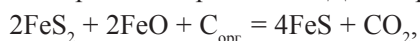
Установлено, что изотопный состав серы древних океанов менялся в течение геологического времени: от максимальной концентрации $\delta^{34}\text{S}$ (+30 ‰) в девоне до минимальной (+10 ‰) в перми [16, 20].

На изученной территории возраст морских терригенных отложений меняется от пермского до юрского включительно. Сравнение полученных значений изотопного состава серы пирита метатерригенных пород Верхне-Колымского региона с опубликованными данными по другим регионам Яно-Колымской складчатой системы [17, 19] показывает существование региональных различий для одновозрастных образований (рис. 7), связанных, скорее всего, с условиями осадконакопления [21]. Редкие находки фрамбоидального пирита (рис. 3) в осадочных породах Верхне-Колымского региона, а также существенный разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (от -23.1 до +0.3 ‰) позволяют предполагать его первоначальное образование в результате бактериального восстановления сульфатов морской воды в приповерхностных осадках с после-

дующей собирательной перекристаллизацией при низкотемпературных диагенетических и катагенетических преобразованиях и в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Причем, можно также предполагать, что юрские отложения, по сравнению с пермскими, с более высокой дисперсией изотопного состава серы и примерно равной разницей изотопного состава серы между полученными крайними значениями и изотопным составом сульфата серы воды Мирового океана в те периоды (табл. 1) в целом менее преобразованы.

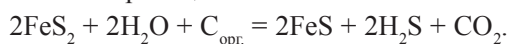
Изотопный состав серы в пирите из терригенных отложений перми Куларского района изменяется от -5.8 до +0.3 ‰, при среднем значении -0.6 ‰ (рис. 7). Выборка изотопного состава пирита характеризуется минимальной дисперсией (0.4), что позволяет предполагать образование пирита при постоянном или избыточном уровне исходного сульфата и незначительных колебаниях физико-химических параметров кристаллизации. Пирит из пермских отложений Верхне-Колымского региона имеет изотопный состав серы, смещенный в сторону более легких значений (среднее -4.1) при более широкой их вариации (дисперсия 11.5), и отлагался предположительно при большем избытке исходного сульфата и более существенных колебаниях физико-химических параметров.

Следующий метаморфический процесс фазового превращения сульфидов в терригенных породах, приводящий к перераспределению изотопов серы, можно описать как результат взаимодействия пирита с железосодержащими силикатами и органическим веществом с образованием пирротина, обедненного железом силикатов и углекислоты. Упрощенная формула этих реакций приводится Дж. Ферри [27]:

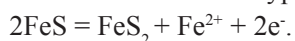


где FeO – компонент оксидов или силикатов.

Другим вариантом этого химического процесса служит реакция пирита с органическим веществом с мобилизацией сероводорода. Удаление сероводорода синметаморфическими флюидами может рассматриваться в качестве одной из движущих сил этой реакции:



Во всех случаях происходит восстановление серы в соответствии с полуреакцией:



Из последнего уравнения видно, что пирротин является более восстановленной фазой по отношению к пириту, и их относительная стабильность в природе зависит от окислительно-восстановительных реакций, идущих с переносом электронов неза-

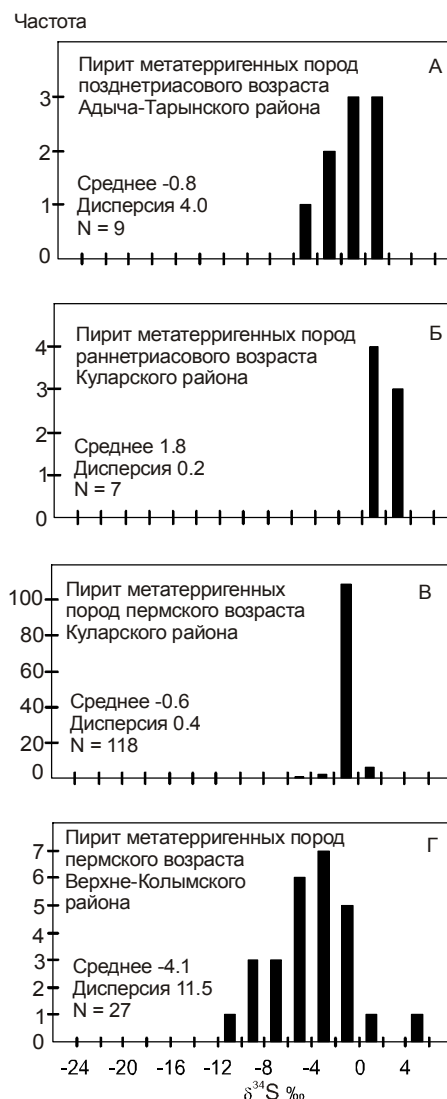


Рис. 7. Распределения изотопного состава серы в пирите метатерригенных пород.

Графики А, Б, В построены по данным [17, 19].

висимо от того, включают или не включают они кислород. Особенно действенны эти факторы в углеродосодержащих толщах. Вычисления показывают, что буфер C/CO₂ должен инициировать реакцию перехода пирита в пирротин при температуре свыше 200°C [28].

Энергетическим источником преобразования пирита в пирротин служит контактовый метаморфизм терригенных пород. Пирротин, как правило, наследует форму выделений первичного пирита (рис. 5). Степень пирротинизации метаморфизованных пород неравномерна. В наиболее внешних зонах роговиков (биотитовая субфация) обычны реликты пирита, для внутренних зон характерно полное преобразование пирита в пирротин.

Механизм преобразования пирита в пирротин был реконструирован на основании изучения неполных псевдоморфоз пирротина по пириту [5]. В случае равновесности пирита и пирротина последний обогащается легким изотопом серы, что как будто подтверждается полными выборками анализов этих двух минералов (рис. 4). Однако изучение сосуществующих пар пирита и пирротина показывает более

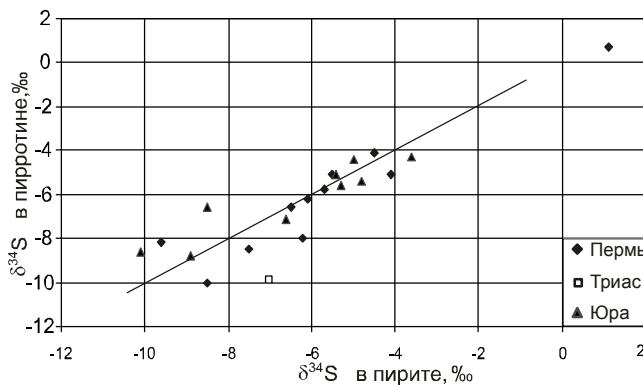


Рис. 8. Соотношение $\delta^{34}\text{S}$ в сосуществующих пирите и пирротине из метатерригенных пород.

Таблица 3. Изотопный состав и расчетные температуры образования сосуществующих пар пирит–пирротин в метатерригенных породах.

Проба	Место отбора (рудный узел, бассейн)	Возраст вмещающих пород	$\delta^{34}\text{S}_p$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{P}_0}$, ‰	t, °C
3085/В-88	Ат-Юрях–Штурмовской	Юра	-5.4	-5.1	–
1/В-2003	–	–	-8.9	-8.8	–
2/В-2003	–	–	-10.1	-8.6	–
4/В-2003	–	–	-3.6	-4.3	384
5/В-2003	–	–	-5.3	-5.6	731
6/В-2003	–	–	-8.5	-6.6	–
9/В-2003	–	–	-5	-4.4	–
14/М-97	Бассейн р. Гражданка	Триас	-7	-9.9	50
1-1-1	Омчакский	Пермь	-9.6	-8.2	–
1-2-50	–	–	-7.5	-8.5	277
1-3-62	–	–	-6.5	-6.6	*
1-3-75	–	–	-5.5	-5.1	–
12408/203	–	–	-6.1	-6.2	*
6068-15	–	–	-8.5	-10	185
63/В-2003	Дегдекан–Арга-Юрхский	–	-6.2	-8	137
68/В-2003	–	–	-4.5	-4.1	–
73/В-2003	–	–	-5.7	-5.8	*
76/В-2003	–	–	-4.1	-5.1	277
83/В-2003	–	–	1.1	0.7	597

Примечание. Расчет температур выполнен для условно равновесных пар минералов по формуле $T = (0.55 \pm 0.04) \times 10^3 / (\Delta_{\text{Py-P}_0})^{1/2}$ [18]. * – различие в значениях $\delta^{34}\text{S}$ сопоставимо с ошибкой анализа. Прочерк в ячейке – условия равновесия не выполняются.

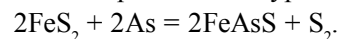
сложную картину (рис. 8, табл. 3): некоторые пары заведомо неравновесны, а в отдельных пробах различие в значениях $\delta^{34}\text{S}$ пирита и пирротина сопоставимо с ошибкой анализа. Остальные пирит-пирротинные пары из таблицы 3 можно считать в качестве изотопно-равновесных.

Сульфиды золото-кварцевой минерализации

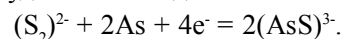
Большая часть золоторудных месторождений и проявлений Верхне-Колымского региона расположена в терригенных породах, измененных в зеленосланцевой фации метаморфизма над поверхностью биотитовой изограды. Так как арсенопирит замещает пирит вмещающих пород (рис. 3Г), изотопные составы серы в этих двух минералах должны быть взаимозависимы.

Сравнение совокупных выборок анализов пирита и арсенопирита показывает их почти полную идентичность, т. е. можно говорить о наследовании арсенопиритом изотопного состава пирита (рис. 4). В то же время, детальные исследования, проведенные на отдельных образцах, показывают более сложную картину. Например, в околожильных метасоматитах на месторождении Штурмовское наблюдается постоянная разница (около 2 ‰ $\delta^{34}\text{S}$) изотопного состава пирита и замещающего его арсенопирита при переходе от внешних зон к внутренним (рис. 9, табл. 4). То же самое характерно для образцов Наталкинского месторождения, где арсенопирит, замещающий пирит в метатерригенных породах, имеет в своем составе серу, утяжеленную на 0.6–0.9 ‰ [26].

Теоретически, если бы весь арсенопирит был сформирован за счет серы пирита «in situ», то изотопный состав этих двух минералов был бы идентичен. Если считать образование разницы за счет эффекта равновесного изотопного фракционирования, то последний должен отражать реакцию, при которой сера в арсенопирите более окислена, чем в пирите. Реакция преобразования пирита в арсенопирит может быть представлена уравнением [25]



Если представить пирит и арсенопирит в виде $\text{Fe}^{2+}(\text{S}_2)^{2-}$ и $\text{Fe}^{3+}(\text{AsS})^{3-}$ [24], то полуреакция с анионами будет иметь вид:



Видно, что сера арсенопирита по сравнению с серой пирита более восстановлена и, следовательно, можно говорить об отсутствии изотопного равновесия между этими двумя фазами в рассмотренных выше случаях. Возможное объяснение – последовательное отложение пирита и арсенопирита из эволюционирующих растворов, в которых увеличивается доля окисленных форм серы. В этом случае необхо-

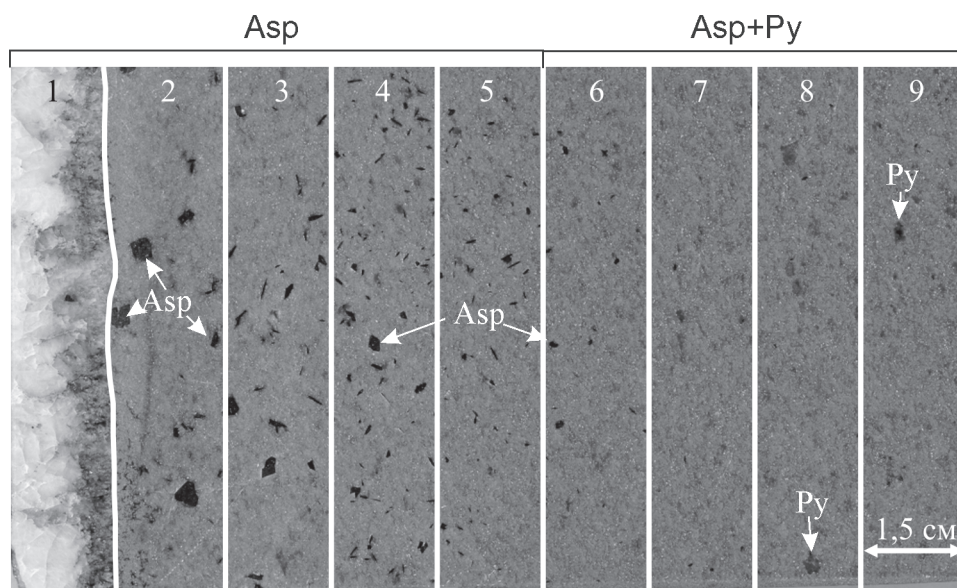


Рис. 9. Распределение арсенопирита и пирита в околожильных метасоматитах обр. 3174/В-88.

Результаты изотопного анализа пирита и арсенопирита по зонам, обозначенным на рисунке, приведены в таблице 4.

Таблица 4. Изотопный состав пирита и арсенопирита в метасоматических зонах обр. 3174/В-88 (см. рис. 9).

Образец/ зона	Содержание сульфидов в пробе, %	$\delta^{34}\text{S}$	
		Арсенопирит	Пирит
3174/1	2.97	-4.4	—
3174/2	5.42	-4.5	—
3174/3	6.37	-4.5	—
3174/4	5.50	-4.3	—
3174/5	3.61	-4.3	—
3174/6	1.40	-4.5	-6.1
3174/7	0.56	-4.5	-6.1
3174/8	0.50	-4.5	-6.3
3174/9	0.38	-4.9	-6.4

Примечание. Анализы выполнены по зонам образца на рисунке 9. Прочерк в ячейке – минерал в пробе не обнаружен.

димо предполагать постоянный изотопный состав серы в растворе на всем протяжении метасоматической колонки в период отложения арсенопирита. Видимо, стабильность изотопного состава сульфидов связана с действием внешнего буфера во время формирования сульфидной минерализации.

Средний изотопный состав серы всей выборки пирита из золото-кварцевых жил (-4.4 ‰) идентичен среднему изотопному составу серы пирита вмещающих метатерригенных пород (-4.4 ‰). Интервал колебаний изотопного состава серы арсенопирита из кварцевых жил также укладывается в пределы изменений изотопного состава серы пирита вмещающих пород (рис. 4А, Г). Следовательно, логично предположить, что источником серы золото-кварцевой минерализации были вмещающие терригенные породы.

Аналогичная ситуация характерна и для Куларского района. Среднее значение изотопного состава серы пирита из метатерригенных пород – -0.6 ‰ (D = 0.4; N = 118), пирита из золото-кварцевых жил – -0.3 ‰ (D = 0.02; N = 21), арсенопирита из золото-кварцевых жил – -0.2 ‰ (D = 0.01; N = 12). Отметим, что вся сульфидная сера этого района обогащена тяжелым изотопом по сравнению с серой сульфидов в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона.

Как видно из гистограмм, все более поздние сульфиды и сульфосоли в целом наследуют изотопный состав пирит-арсенопиритовой ассоциации с учетом поправок на изменение физико-химических условий минералообразования и эффектов изотопного фракционирования между кристаллизующимися минералами и эволюционирующим раствором (рис. 4), что также свидетельствует о едином источнике серы.

Сульфиды в интрузивных породах и золото-редкометалльной минерализации

Преобладание в интрузивных породах акцессорного пирита над пирротином свидетельствует о перекристаллизации сульфидов при регрессивном метаморфизме, так как при температурах застывания расплава более вероятна кристаллизация пирротина, а не пирита.

По сравнению с изотопным составом серы пирита метатерригенных пород изотопный состав серы акцессорного пирита из интрузивных пород смещен в область положительных значений с диапазоном от -3.8 до +2.6 ‰ (N = 8; D = 4, среднее +0.7 ‰) (рис. 6А). Разница в составах может отражать разные источники серы для терригенных и интрузивных пород.

Таблица 5. Изотопный состав серы сосуществующих сульфидов из сульфидно-карбонатно-кварцевых жил и температуры минералообразования, рассчитанные по изотопным отношениям.

Образец	Месторождение, рудопроявление	Гидротермальное образование	Тип минерализации	$\delta^{34}\text{S}$, ‰				T_1 , °C	T_2 , °C	T_3 , °C
				Пирит	Арсенопирит	Сфалерит	Галенит			
1788/В-85	Дегдекан	Карбонатно-кварцевая жила	Золото-кварцевая	–	–	-3.8	-7.4	174	–	–
1751/В-85	Дегдекан	"-	"-	–	–	-3.6	-6.8	202	–	–
В-2662	Наталкинское	Кварцевые прожилки с Pb-Sb сульфосолями	"-	-3.7	-4.7	-3.8	–	–	*	–
1195/В-85	Ковбой	Кварцевая жила	"-	-1.7	–	-2.6	-5.1	265	306	276
1604/В-85	руч. Восток	Кварцевые прожилки	"-	–	-1.5	-1.2	-4.8	174	–	–
353/В-84	Ишут	Кварцевая жила	"-	–	–	-7.4	-9	401	–	–
168/Ш-84	Игуменовское (правобережье ручья)	Карбонатно-кварцевая жила	Золото-редко-металлическая	–	–	-1.9	-3.8	344	–	–
11.12.24	Игуменовское (левобережье ручья)	"-	"-	-3	–	-3.2	-5.2	330	*	409

Примечание. Температуры рассчитывались по формулам [18]: $T_1 = (0.85 \pm 0.03) \times 10^3 / (\text{Sph-Ga})^{1/2}$, (°K). $T_2 = (0.55 \pm 0.04) \times 10^3 / (\text{Py-Sph})^{1/2}$, (°K). $T_3 = (1.01 \pm 0.04) \times 10^3 / (\text{Py-Ga})^{1/2}$, (°K). Температуры в таблице пересчитаны в °C. * – различие в значениях $\delta^{34}\text{S}$ сопоставимо с ошибкой анализа. Прочерк в ячейке – определение или минерал отсутствует.

В то же время, изотопный состав серы сульфидов постмагматической золото-редкометаллической минерализации, связанной с гранитоидами, лежит в области отрицательных значений, сопоставимых с составом серы пирита метатерригенных пород. Так, $\delta^{34}\text{S}$ в арсенопирите редкометаллических руд изменяется от -7.9 до -2.7 ‰ ($N = 12$; $D = 4.5$) при среднем значении -5.2 ‰ (рис. 6Б). То есть не исключено, что источником серы постмагматических растворов также послужили вмещающие терригенные породы.

Температуры образования сосуществующих сульфидов

Изотопно-серная термометрия основана на допущении химического и изотопного равновесия между сосуществующими сульфидами. В проанализированных образцах возможные парагенетические ассоциации представляют следующие пары минералов: пирит–пирротин, пирит–арсенопирит, арсенопирит–леллингит, пирит–сфалерит, пирит–галенит, галенит–сфалерит. Для ассоциаций с арсенопиритом уравнения зависимости изотопного фракционирования от температуры, полученные по экспериментальным данным, в литературе отсутствуют. Данные по остальным сульфидным парам приведены в таблицах 3 и 5.

Ассоциация пирит–пирротин отбиралась в разновозрастных в различной степени ороговикованных осадочных породах в рудных полях на удалении от

участков с жильной минерализацией. Образцы 1-3-62, 12408/203 и 73/В-2003, различие в изотопных составах которых сопоставимо с ошибкой анализа, исключены из рассмотрения вместе с заведомо неравновесными. По остальным образцам рассчитаны температуры, которые характеризуются очень большим диапазоном (табл. 3). Слабо преобразованные терригенные породы р. Гражданка (к северу от рудопроявления Нетчен-Хая) содержат пару пирит–пирротин, образовавшуюся, по данным изотопной термометрии, при температуре 50°C. На Наталкинском месторождении пирит–пирротинный геотермометр дает значения 185°C (обр. 6068-15) и 277°C (обр. 1-2-50). В зоне экзоконтакта Хатыннахского интрузива (рудопроявление Крутое) температура, по данным изотопной термометрии, достигала 700°C (обр. 5/В-2003).

Ассоциация пирит–сфалерит в золото-кварцевых рудах, видимо, малоприспособна для термометрии, поскольку пирит кристаллизуется близкоодновременно (или даже ранее) арсенопириту и изотопно неравновесен сфалериту. Однако в единичных образцах (1195/В-85) получились результаты, удовлетворительно согласующиеся с другими природными геотермометрами. Учитывая широкую распространенность пирита, мы не исключаем, что он также кристаллизовался в сульфидно-полиметаллической ассоциации.

Ассоциация пирит–галенит, так же как и предыдущая, в большинстве образцов малоприспособна для

изотопной термометрии золото-кварцевых руд в силу того, что, по минераграфическим наблюдениям, пирит кристаллизуется в более ранней ассоциации. Единственным исключением является проба 1195/В-85, где рассчитанная температура составила 276°C.

Ассоциация сфалерит–галенит наиболее интересна для изотопной термометрии применительно к золоторудным месторождениям региона. Рассчитанные температуры логичны с точки зрения геологической интерпретации. Наиболее низкие температуры образования сфалерит–галенитовой пары (174 и 202°C) характерны для Дегдеканского месторождения и рудопроявления Восток и, видимо, отвечают первичным температурам кристаллизации этой ассоциации в золото-кварцевых месторождениях. Максимальные значения (401°C) соответствуют жилам рудопроявления Ишут, которые были метаморфизованы гранитоидным массивом Улахан и, вероятно, отражают составы перекристаллизованных под действием температуры сфалерита и галенита. Минерализация рудопроявления Ковбой также могла быть частично перекристаллизована под действием слабого контактового метаморфизма, что отражается в рассчитанной температуре образования пары сфалерит–галенит (265°C). Примечательно, что на этом рудопроявлении все три пары минералов (пирит–галенит, пирит–сфалерит и сфалерит–галенит) дали сопоставимые результаты (табл. 5, обр. 1195/В-85). Возможно, это является следствием одновременной перекристаллизации всех трех сульфидов.

Рассчитанные температуры образования ассоциации сфалерит–галенит из постмагматических золото-редкометалльных жил Игуменовского месторождения составляют 330 и 344°C. Это более чем на 100°C выше температур образования сфалерит–галенитовых пар на золото-кварцевом месторождении Дегдекан и свидетельствует о более высокотемпературном в целом минералообразовании на золото-редкометалльных месторождениях.

ПРИЛОЖЕНИЕ К ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Результаты исследований изотопного состава серы поддерживают метаморфогенную модель мобилизации флюидов, сформировавших золото-кварцевую минерализацию в Верхне-Колымском регионе. Элементы этой модели рассматривались авторами ранее [4, 6, 8–10, 26].

Унаследованность изотопного состава серы в ряду аксессуарных сульфидов метатерригенных пород – сульфиды околорудных метасоматитов – сульфиды золото-кварцевых жил свидетельствует в пользу предположения о том, что источником серы для последних послужили вмещающие терригенные

породы. Изотопный состав серы пирита из различно преобразованных терригенных пород характеризуется сравнительно широким диапазоном преимущественно в интервале отрицательных значений. Изотопный состав серы сульфидов золото-кварцевых месторождений “заключен” в этот диапазон, но для каждого из сульфидов характеризуется более узким интервалом и изменяется с учетом эволюции состава рудообразующих растворов, вплоть до наиболее поздних ассоциаций руд. Схожесть изотопного состава серы минералов из различных стадий и генераций свидетельствует, что кристаллизация сульфидов в золото-кварцевых жилах, вероятно, проходила из плавно эволюционирующих растворов.

Более сложное распределение изотопов серы характерно для сульфидов золото-редкометалльных месторождений, которые по многим признакам относятся к постмагматическим. Изотопный состав серы аксессуарного пирита в интрузивах не соответствует изотопному составу серы сульфидов в рудах. Однако сам аксессуарный пирит не может быть безусловно отнесен к постмагматическим минералам; вероятнее всего, он образовался при остывании интрузивных тел за счет первичного пирротина. Обогащение легким изотопом сульфидов в золото-редкометалльных жилах по сравнению с аксессуарным пиритом может быть связано как с переходом во флюид более легкой серы при ретроградной реакции перехода пирротина в пирит, так и с частичным заимствованием серы из вмещающих терригенных пород. Этот вопрос требует дополнительных исследований.

Полученные изотопные данные также не отрицают вывод о мобилизации серы в рудообразующий флюид при реакции фазового перехода пирит–пирротин, которая реализуется в условиях контактового метаморфизма. Преимущество изотопного состава пирита и пирротина особенно отчетливо наблюдается при статистической обработке совокупных выборок этих минералов. В то же время, изучение изотопного состава в отдельных образцах, содержащих как пирротин, так и пирит, приводит к выводу, что в одних случаях изотопное равновесие между этими минералами установилось, а в других нет. Естественно ожидать, что фракционирование изотопов серы в этих двух ситуациях происходило различными путями.

В соответствии с выводами В.И. Виноградова [1], сульфиды большинства гидротермальных месторождений планеты обогащены тяжелым изотопом серы по причине того, что в рудообразующий флюид извлекается преимущественно сера сульфатов морского генезиса, а не сера осадочных пород, которая обогащена легким изотопом. На примере Верхне-Колымского региона видно, что сульфидная сера вме-

щающих пород также может играть существенную роль при формировании рудоносных флюидов.

Авторы выражают признательность рецензенту Веливецкой Т.А. за конструктивные замечания к рукописи.

Работа поддержана Дальневосточным отделением РАН, грант 06-III-A-08-352.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов В.И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967. С. 7–37.
2. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. (Тр. ГИН. Вып. 351). 192 стр.
3. Воинков Д.М., Гриненко Л.Н., Давиденко Н.М. Об источниках вещества золоторудных проявлений Чукотской складчатой области (по изотопным данным серы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 2. С. 74–80.
4. Ворошин С.В. Золотое оруденение Аян-Юрхского антиклинария: геологическая позиция и сульфидное минералообразование: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Магадан, 1992. 21 с.
5. Ворошин С.В., Акинин В.В., Махоркина Т.И. Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме терригенных пород верхоянского комплекса (Северо-Восток России): приложение к генезису золоторудных месторождений // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 6. С. 733–735.
6. Ворошин С.В., Еремин Н.И. Сульфидные минеральные ассоциации золоторудных месторождений Верхне-Колымского региона (Северо-Восток России) // Вестн. МГУ. 1995. Вып. 2. С. 60–74.
7. Ворошин С.В., Сынгаевский Е.Д., Чиненнов В.А. Некоторые особенности изотопного состава С, О, S пород и руд месторождения Наталкинское // Тезисы докладов XV симпозиума по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. Москва, 1998. С. 53–54.
8. Ворошин С.В., Шахтыров В.Г., Тюкова Е.Э., Гаштольд В.В. Геология и генезис Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 2000. № 2. С. 22–32.
9. Ворошин С.В., Тюкова Е.Э. Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме терригенных пород Верхне-Колымского региона и его роль в мобилизации рудных компонентов // Материалы конф. “Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд”. Иркутск, 2005. Т. 2. С. 108–111.
10. Ворошин С.В. Метаморфогенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и анализ закономерностей размещения месторождений методами ГИС: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Магадан, 2005. 42 стр.
11. Гамянин Г.Н. Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1991. 50 с.
12. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Изотопно-геохимические исследования золоторудно-магматических систем // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 136–140.
13. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан, 2003. 196 стр.
14. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю. Изотопы серы в познании генезиса рудно-магматических систем Северо-Востока Азии // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пасифики: Материалы Всерос. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 207–211.
15. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Тюкова Е.Э. Геохимия стабильных изотопов руд и вмещающих пород Наталкинского месторождения // Геологические этюды / Отв. ред. К.В. Симаков. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. С. 139–162.
16. Нильсен Х. Модельные оценки баланса изотопов серы в древних океанах // Междунар. геохим. конгр. М., 1973. Т. 4. Кн. 1. С. 127–140.
17. Озерова Н.А., Бергер В.И., Виноградов В.И. и др. Источники серы рудных и сурьмяных месторождений Верхояно-Колымской провинции // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитепидального рудообразования / Тр. ИГиГ СО РАН. Новосибирск: Наука, 1990. Вып. 749. С. 5–23.
18. Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–450.
19. Сустанов О.А., Воронин В.К. Перспективная оценка золоторудных проявлений Куларского района Якутской АССР методом минералогического картирования: Отчет о НИР. Свердловск, 1982. (Копия отчета ВНИИЦ 1988 г.). 234 с.
20. Тод Г., Монстер Д. Распространенность изотопов серы в эвапоритах и древних океанах // Труды геохим. конф. “Химия земной коры”. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 589–600.
21. Тюкова Е. Э., Ворошин С. В. Изотопный состав серы пирита терригенных толщ Верхне-Колымского золоторудного региона // Материалы конф. “Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий”. Т. 2. Металлогения. Магадан, 2001. С. 216–219.
22. Шило Н. А., Сидоров А. А., Найбородин В. И. и др. Золоторудные формации Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 4. С. 901–904.
23. Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцелнев В. В. Условия формирования золоторудного оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 180 с.
24. Шуй Р. Т. Полупроводниковые рудные минералы. Л.: Недра, 1979. 288 с.
25. Barton P. B. Thermochemical study of the system Fe-As-S // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. P. 841–857.
26. Eremin R. A., Voroshin S. V., Sidorov V. A. et al. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // International Geology Review. 1994. V. 36. P. 1113–1138.
27. Ferry J. M. Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Main: An example of desulfidation during prograde regional metamorphism // Am. Mineral. 1981. V. 66. P. 908–931.
28. Hall A. J. Pyrite-Pyrrhotite redox reactions in nature // Miner. Mag. 1986. V. 50. P. 223–229.

29. Ishihara S., Goryachev N.A., Sasaki A. Preliminary study of Sulphur isotope of the ore lode deposits from Magadan area (North East Russia) // Resource Geology Special issue. 1995. N 18. P. 121–124. Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // U. S. Geol. Survey Open-File Report. 1998. P. 98–136.
30. Nokleberg W. J., West T. D., Dawson K. M. et al. Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

Ye.E. Tyukova, S.V. Voroshin

Sulfur isotope composition of sulfides from the ores and host rocks of the Upper Kolyma region (Magadan area)

Results of more than 200 sulfur isotope analyses of sulfides from various host rocks (terrigenous and intrusive), wallrock alterations and lode deposits of the Upper Kolyma region are presented. Sulfur isotopes in accessory pyrite of the metatubidites change from -23.1 to $+5.7\%$ $\delta^{34}\text{S}$. The pyrite and arsenopyrite isotope composition of gold quartz mineralization falls into an interval of -10.6 to -0.4% $\delta^{34}\text{S}$ with the average values close to $\delta^{34}\text{S}$ of pyrite from metatubidites (-4.4). In intrusive rocks the values of $\delta^{34}\text{S}$ in pyrite change from -3.8 to $+2.6\%$, the average value being $+0.7\%$, which differs essentially from the values of $\delta^{34}\text{S}$ in arsenopyrite of postmagmatic gold – rare metal mineralization (-7.9 to -2.7% ; with the average value -5.2% $\delta^{34}\text{S}$). The comparison of $\delta^{34}\text{S}$ of accessory sulfides of the host rocks with $\delta^{34}\text{S}$ sulfides at the gold deposits suggests participation of sulfur, mobilized from the terrigenous strata, in the hydrothermal process. The results achieved are conformable with the metamorphogenic model of genesis for the gold-quartz deposits of the Upper Kolyma region.

Key words: sulfides, sulfur isotopes, gold deposits, Upper Kolyma region.