


УДК553.411.071+550.4+551.76

Возраст оруденения Майского золоторудного месторождения (Центральная Чукотка): результаты Re-Os изотопного датирования

Д.С.АРТЕМЬЕВ, Р.Ш.КРЫМСКИЙ, Б.В.БЕЛЯЦКИЙ , Д.С.АШИХМИН

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

В работе приводятся результаты датирования сульфидной минерализации Майского золоторудного месторождения с использованием Re-Os изотопной системы основных сульфидных минералов: арсенопирита, пирита и антимонита и изохронного метода оценки возраста. Сложное полистадийное образование изученных сульфидов, а также тесные взаимные сращения генетически различных минеральных фаз не позволили получить единую рений-осмиевую изохрону, соответствующую времени образования сульфидной минерализации. А мономинеральные изохроны по отдельным навескам каждого образца сульфидов оказались результатом смешения изотопно различных компонентов (радиогенного корового и нерадиогенного мантийного) и не имеют прямого геохронологического смысла. Геологически наиболее значимым результатом проведенного исследования следует рассматривать возрастную оценку $128,8 \pm 4,4$ млн лет, полученную для сульфидной минерализации Майского месторождения с использованием рений-осмиевой систематики монофракций пирита и антимонита рудной стадии минерализации. Арсенопирит наиболее тесно ассоциирует с золотым оруденением, одна из разновидностей которого корродирует фромбоидальный пирит дорудной стадии, имеет максимальную долю корового компонента в изотопном составе осмия и образует линию смешения на изохронной диаграмме с кажущимся возрастом образования 458 ± 18 млн лет. Начальный изотопный состав осмия изученных сульфидов указывает на смешанный, мантийно-коровый, источник вещества сульфидной минерализации. Вопрос о синхронности процессов рудогенеза и гранитоидного магматизма для района месторождения Майского остался неразрешенным (возраст гранитоидов по U-Pb системе циркона – 108 млн лет), тем не менее, возможным его решением стало бы дальнейшее определение изохронного Re-Os возраста по сульфидам рудного этапа из единого парагенезиса конкретного образца, содержащего как арсенопирит, так и пирит (+ антимонит) с золотом.

Ключевые слова: Центральная Чукотка; Re-Os изотопное датирование; меловой магматизм; возраст оруденения; рудное тело

Как цитировать эту статью: Возраст оруденения Майского золоторудного месторождения (Центральная Чукотка): результаты Re-Os изотопного датирования / Д.С.Артемов, Р.Ш.Крымский, Б.В.Беляцкий, Д.С.Ашихмин // Записки Горного института. 2020. Т. 243. С. 266-278. DOI: 10.31897/PMI.2020.3.266

Введение. Современная изотопная геохимия располагает разнообразным набором аналитических методик, позволяющим производить геохронологические исследования на различных по минеральному составу геологических объектах и получать возрастные оценки событий с необходимой точностью. Но большая часть этих методик использует в качестве радиологических часов изотопные системы литофильных элементов, в которых и радиоактивный, и радиогенный изотопы накапливаются в силикатной матрице пород и минералов (Rb, Sr, K, Ca, Sm, Nd, Lu, Hf, U, Th и Pb). Основным преимуществом Re-Os изотопной системы является то, что ее поведение в геологических процессах обусловлено халькофильными и сидерофильными свойствами этих элементов [18], что и позволяет успешно применять ее для датирования сульфидов из месторождений различных генетических типов [8, 19] даже при относительно низких концентрациях рения и осмия на уровне 1×10^{-1} мг/т [6]. В то же время полученные датировки рудных минералов иногда значительно отличаются от возраста магматических и гидротермально-метасоматических событий, полученных с использованием U-Pb и Rb-Sr изотопных систем силикатных пород и минералов [6, 23], что часто связано со сложными преобразованиями сульфидных минералов как в процессе рудогенеза, так и при гипергенных изменениях.

Зная возраст и используя начальный изотопный состав Os сульфидов (отношение изотопов ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀), можно оценить вклад различных источников вещества в рудообразующий флюид/расплав. Рений и осмий совершенно по-разному ведут себя при выплавке силикатных расплавов из мантийного субстрата [6, 16]. Первый элемент является умеренно совместимым с силикатным расплавом и со временем накапливается в земной коре, а второй – несовместимый, обогащает мантийный рестит. Таким образом, сравнивая начальный изотопный состав осмия

различных рудных минералов можно оценить степень участия мантийного либо корового источников вещества в их формировании.

Основной целью данной работы является определение возраста рудной минерализации Майского месторождения и сопоставление процессов рудообразования и магматизма.

Геологическое строение Майского месторождения. Подробно геологическое строение Майского месторождения охарактеризовано в работах Н.С.Бортникова [9], А.В.Волкова [3, 5], М.М.Константинова [7] и других. В настоящей статье приведена только краткая характеристика и элементы геологического строения, которые могут быть использованы при интерпретации полученных изотопных датировок рудной минерализации.

Майское месторождение расположено в пределах Центрально-Чукотской складчатой области, изометричной формы, имеет площадь 10 км² и приурочено к сложной горстовой структуре, расположенной в узле пересечения северо-западных, северо-восточных, субширотных и субмеридиональных разломов. Вмещающие породы представлены песчано-алевро-сланцевыми флишеидными отложениями кевеевской, ватапваамской, нерасчлененными рельекувеевской и млелювеевской, кувеевской свитами предположительно среднего и верхнего триаса (рис.1). Фаунистически охарактеризованы только породы рельекувеевской, млелювеевской и кувеевской свит, они отнесены к карнийскому ярусу. Подстилающие толщи немые и отнесены к среднему триасу условно. В алевросланцевых разностях пород авторами и предшественниками [3] отмечены многочисленные сингенетические конкреции фромбоидального пирита.

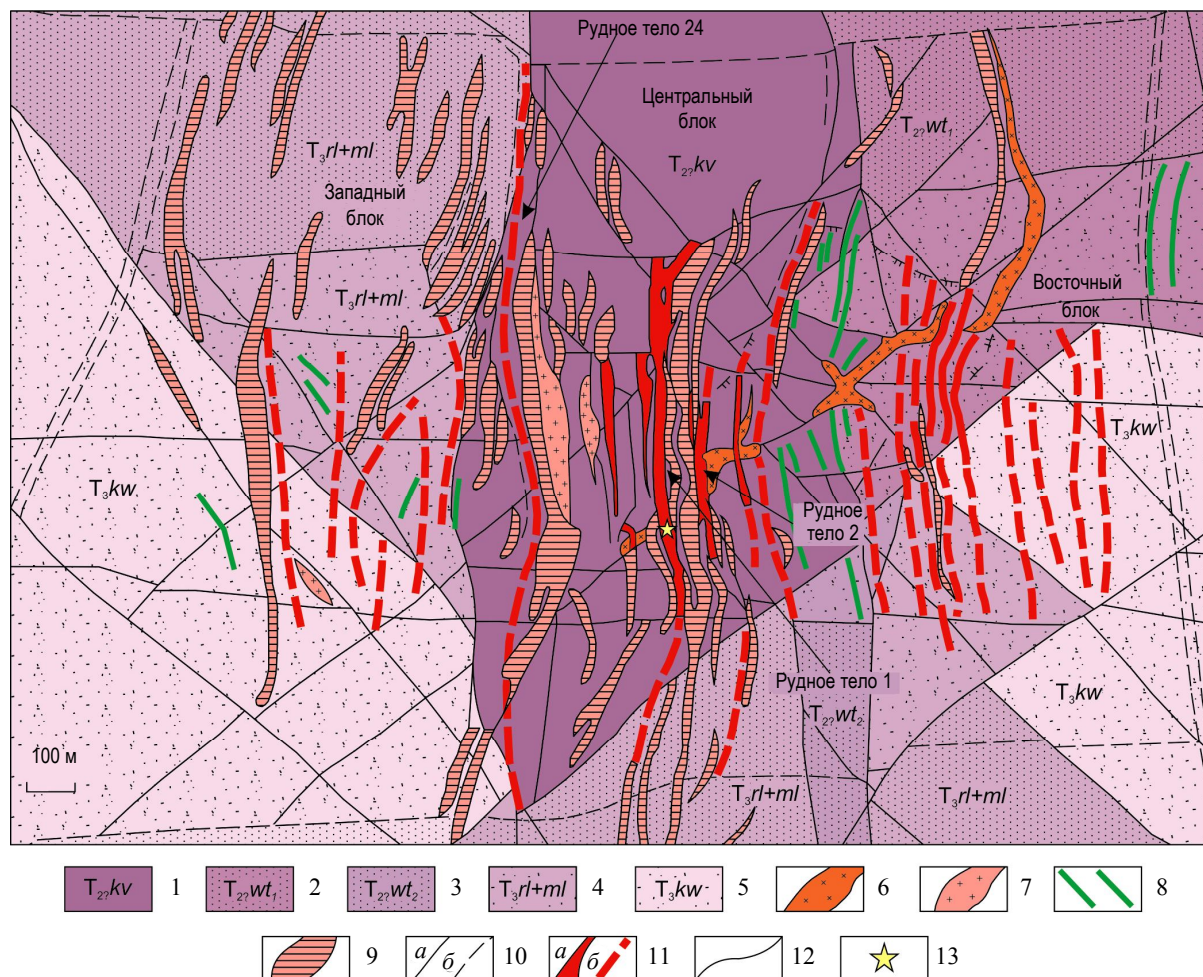


Рис.1. Схема геологического строения Майского месторождения по [3] с дополнениями

Средний (?) триас – 1 – алевролиты кевеевской свиты; 2 – разнозернистые песчаники ватапваамской свиты, нижней подсвиты; 3 – разнозернистые песчаники ватапваамской свиты, верхней подсвиты.

Верхний триас – 4 – переслаивающиеся песчаники и алевролиты рельекувеевской и млелювеевской свит; 5 – переслаивающиеся песчаники и алевролиты кувеевской свиты; 6 – гранодиориты и гранит-порфиры; 7 – аплиты; 8 – лампрофиры; 9 – риолит-порфиры; 10 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – рудные тела, выходящие на поверхность (а), слепые (б); 12 – геологические границы; 13 – место отбора проб



Магматические породы в пределах месторождения представлены комплексом даек раннемелового возраста, которые занимают 25 % общей площади месторождения. Возраст даек гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров определен на основании локального U-Pb анализа циркона в 108 ± 1 млн лет [1]. Выходы даек образуют пояс шириной около 3 км и протяженностью более 4 км. В поясе дайки сгруппированы в серию сближенных тел меридионального простирания, с которыми пространственно связаны рудоносные зоны.

Майское месторождение разделено глубинными разломами на три тектонических блока – Западный, Центральный и Восточный (рис.1), где дайки и рудные тела объединяются в восемь субмеридиональных рудных зон шириной от 100 до 300 м и протяженностью от 300 до 2500 м. В Центральном блоке месторождения находятся основные, наиболее крупные и выдержанные по мощности и падению промышленные рудные тела 1 и 2. Многие рудные тела расположены вдоль даек, занимая их экзоконтактные зоны, а рудное тело 1 пересекается с дайкой ближе к дневной поверхности, при этом содержание золота в оруденелой дайке на порядок ниже, чем в осадочных породах.

Более 90 % золота Майского месторождения связано с арсенопиритом игольчатой формы, намного реже – с мышьяковистым пиритом и пирротинном [5]. Оруденение сконцентрировано в сульфидизированных линейных зонах дробления и смятия, которые имеют субмеридиональное простирание. Отмечена значимая положительная корреляция между мышьяком и золотом – более 0,85. Наряду с упорными рудами золото содержится в рудных столбах, которые являются более поздними образованиями относительно пирит-арсенопиритового вкрапленного оруденения. Рудные столбы, представляющие собой вертикальные образования с повышенной вторичной золотоносностью [2], по отношению к тонкодисперсным рудам занимают секущее положение и те же ослабленные тектонические трещины, зачастую располагаются в стержневой части золотоносной жилы. Сложены они кварц-антимонитовыми жилами и брекчиями с видимым золотом, в роли обломков выступают упорные руды.

Так как в метасоматитах и рудах Майского месторождения практически отсутствуют новообразованные минералы, содержащие в достаточном количестве калий, авторы монографии [3] определили возраст рудной минерализации по изотопному составу свинца галенитов. Рассчитанные модельные возраста галенитов находятся в широком интервале от 50 до 100 млн лет.

Образцы и методы. В настоящей работе впервые для Майского месторождения изучена Re-Os изотопная система арсенопирита, пирита и антимонита из рудного тела 1. Образец 140-1ю отобран на горизонте +140, на южном фланге из зоны дробления черных углистых березитизированных алевролитов, содержащих вкрапленную, реже прожилково-вкрапленную рудную минерализацию в виде арсенопирита и пирита. Образец Od-100 отобран на горизонте +100 центральной части рудного тела 1, представляет контакт оруденелой березитизированной дайки гранодиорит-порфиров и березитизированных алевролитов. Образец содержит прожилково-вкрапленную минерализацию пирита, арсенопирита и халькопирита. Образец Ant представляет стержневую часть жилы на горизонте +200 – рудный столб, взят из зоны кварц-антимонитового брекчирования с видимым золотом.

Из образцов были изготовлены аншлифы для изучения в отраженном свете на микроскопе Leica DM 2500 с камерой DFC 420 и для микрозондовых исследований на приборе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instruments). Оставшийся материал образцов 140-1ю и Ant был раздроблен до крупности менее 0,1 мм. В образце Od-100 пирит крупно- и гигантозернистый, поэтому материал дробился вручную в чугунной ступке. После обработки в тяжелой жидкости под бинокляром вручную выделены монофракции сульфидов: из образца 140-1ю – арсенопирита, Od-100 – пирита и Ant – антимонита. При наличии силикатных включений, а также сростаний с силикатами, что контролировалось визуально, сульфиды из монофракции удалялись.

Re-Os датирование сульфидов проводилось в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П.Карпинского. Из каждого образца отбиралось по пять навесок сульфида 0,19-0,31 г (см. таблицу). Растворение минералов осуществлялось в прямой и обратной царской водке с последующей сепарацией осмия и рения с использованием бромовой экстракции, микродистилляции и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом [20]. Определение концентраций Re и Os и отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ производилось

методом изотопного разбавления с использованием калиброванного изотопного ^{185}Re - ^{190}Os индикатора, который добавлялся к навеске сульфида до разложения пробы. Измерение изотопного состава осмия производилось на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре TritonTI (ThermoScientific) в статическом режиме и отрицательно заряженных ионах. Изотопный состав рения измерялся на однокolleкторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element-2 (ThermoScientific) из 3 %-ного азотнокислого раствора пробы.

Результаты Re-Os изотопного анализа арсенопирита, пирита и антимонита Майского месторождения

Образец	Номер навески	Навеска, г	Re, мг/т	Os, мг/т	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$
Od-100, пирит	55	0,19487	0,262	0,030	43,232	0,076	0,38114	0,873	0,2874
	56	0,20061	0,435	0,029	76,450	0,291	0,51728	1,212	0,3515
	57	0,20536	0,172	0,052	16,435	0,215	0,39225	0,944	0,3566
	58	0,20360	0,393	0,021	92,472	0,630	0,48900	0,643	0,2885
	59	0,20113	0,230	0,100	11,253	0,133	0,26293	0,829	0,2385
140-1ю, арсенопирит	60	0,20327	1,155	0,101	59,196	0,406	0,74300	0,749	0,6364
	61	0,19455	0,841	0,106	40,159	0,850	0,59454	1,477	0,5222
	62	0,22194	0,912	0,093	50,423	0,389	0,67322	0,829	0,5824
	63	0,28865	0,779	0,104	38,576	0,346	0,72090	0,578	0,6514
	74	0,21450	0,930	0,136	34,596	0,473	0,55425	0,958	0,4919
Ant, антимонит	78	0,25905	0,600	0,040	74,294	0,165	0,33582	1,318	0,1747
	80	0,25380	0,206	0,029	34,168	0,095	0,25255	0,806	0,1785
	81	0,31377	0,165	0,037	21,825	0,198	0,22468	0,956	0,1774
	82	0,27760	0,181	0,022	40,793	0,074	0,27387	1,376	0,1854
	83	0,21701	0,254	0,029	42,860	0,141	0,27612	0,934	0,1832

Примечание. $\pm 2\sigma$, % – относительная погрешность соответствующего изотопного отношения. $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ – начальный изотопный состав осмия, рассчитан на время предполагаемого образования сульфидов: 100 млн лет назад для пробы 140-1ю, и на 130 млн лет назад для проб Ant и Od-100 (Аналитик Р.Ш.Крымский) [6].

Результаты Re-Os датирования. Содержания рения и осмия в изученных сульфидах значительно различаются. Если уровень содержания рения в пирите и антимоните варьирует от 0,17 до 0,6, а осмия от 0,02 до 0,1 мг/т, то в арсенопирите содержание рения достигает 1,2, а содержание осмия практически постоянно – около 0,10 мг/т (см. таблицу). Содержание рения в изученных сульфидах сопоставимо с таковым для пиритов рифа Вентерсдорп (ЮАР) (рис.2). Примечательно, что концентрации рения и осмия в пирите и антимоните сравнимы с их концентрациями в золоте конгломератов Моеда, тогда как от содержаний в золоте других рудопроявлений отличаются как в большую (гидротермальные), так и в меньшую сторону (коматииты).

Корреляция изменения величины Re/Os отношения и изотопного состава осмия для изученных образцов сульфидов не позволяет рассчитать единый линейный тренд в изохронных координатах, наклон которого мог бы соответствовать возрасту рудной минерализации (рис.3). Тем не менее, фигуративные точки изотопного состава изученных навесок каждого из проанализированных сульфидов образуют определенные тренды на этом графике. Так, четыре из пяти навесок арсенопирита образца 140-1ю определяют тренд, наклон которого соответствует возрасту 458 ± 18 млн лет при величине СКВО (средний квадрат взвешенного отклонения), равной 0,3 (рис.4, а) и начальном отношении изотопов осмия $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ $0,288 \pm 0,014$. Для пирита образца Od-100 линейный тренд рассчитан по трем аналитическим точкам, и его наклон соответствует возрасту 229 ± 91 млн лет (рис.4, б) при начальном изотопном отношении $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ $0,219 \pm 0,049$ (СКВО = 7,5). Антимонит из образца Ant в первом приближении определяет изохрону по всем выполненным анализам с возрастом 126 ± 24 млн лет (рис.4, в) и начальным изотопным отношением $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ равным $0,182 \pm 0,018$ (СКВО-9,1).

Обсуждение результатов. Рассчитанный возраст по Re-Os изохронам рудных минералов (за исключением антимонита) значительно отличается от известных датировок рудной минерализации и магматизма в пределах района Майского месторождения и не поддерживается прямыми геологическими наблюдениями структурно-текстурных особенностей рудных тел и даек. Так,

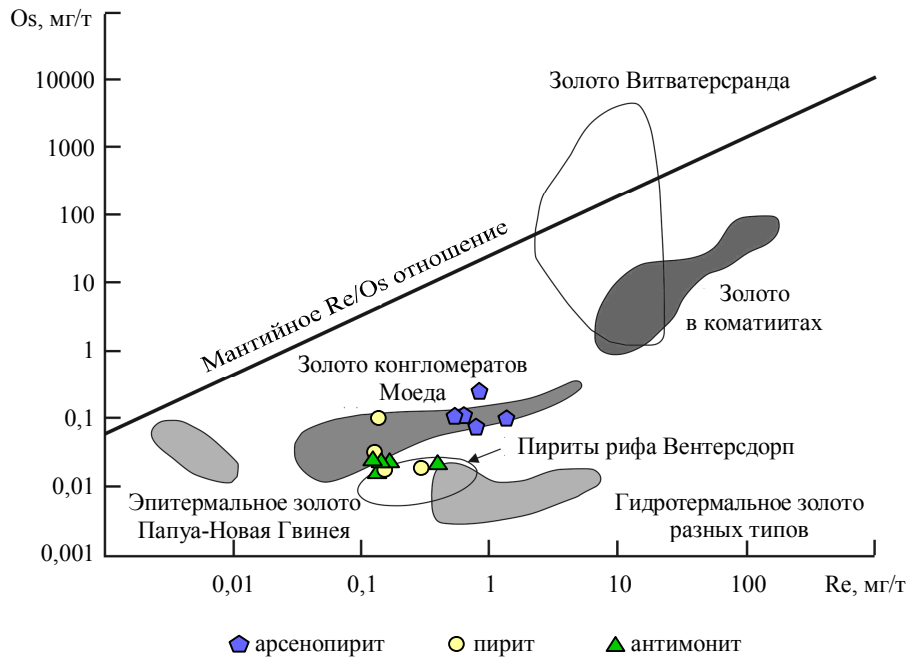


Рис.2. Диаграмма распределения содержания рения и осмия в рудных минералах золоторудных месторождений по [19]. Фигуративные точки монофракций рудных минералов Майского месторождения

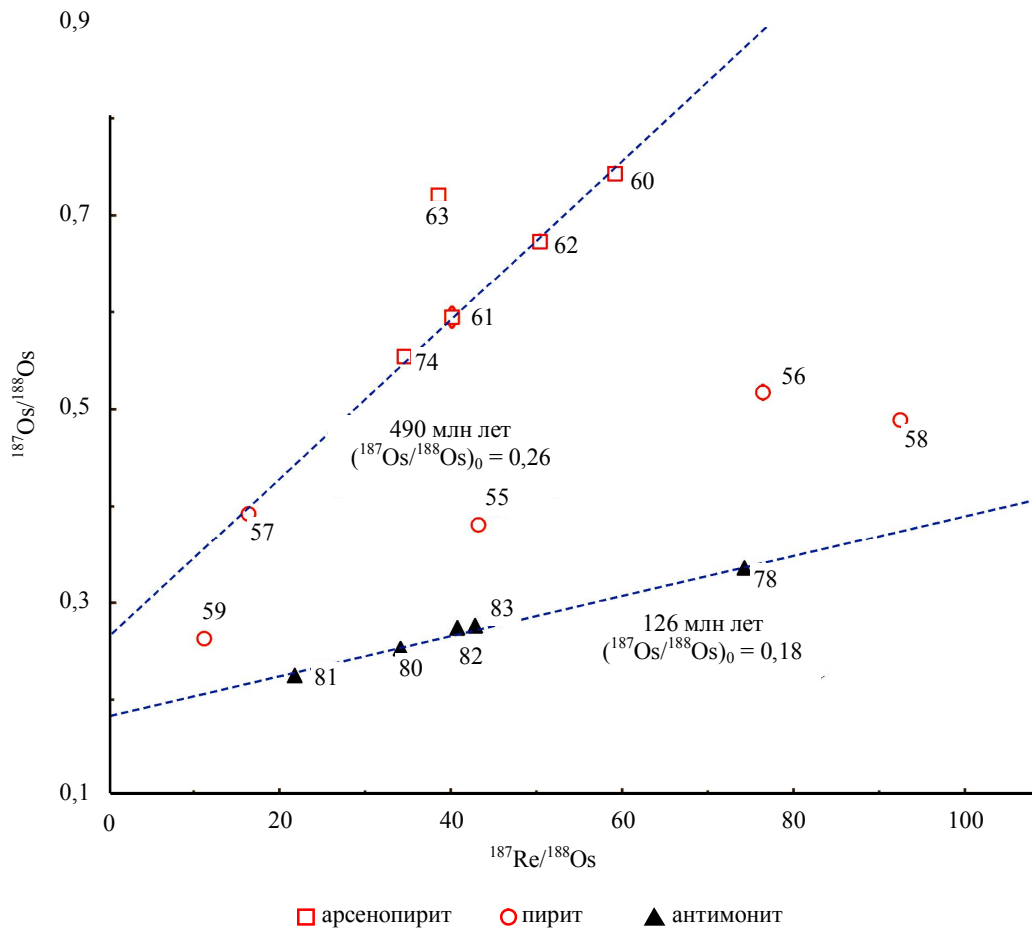


Рис.3. Re-Os диаграмма для изученных сульфидов Майского месторождения. Номера точек соответствуют номерам аналитических навесок (см. таблицу). Величина погрешности измеренных отношений меньше размера символов. Референсные изохроны соответствующего возраста и начального изотопного состава приведены для обсуждения полученных результатов

возраст галенитов, согласно модельным оценкам, не превышает 50-100 млн лет [3], а возраст магматических пород района, определенный К-Аг методом, варьирует в интервале 97-115 млн лет. Возраст Кукенейского гранитного массива, расположенного в 10 км к северо-востоку от месторождения, как и комплекса даек Майского месторождения, ранее был определен U-Pb методом по цирконам в 108 ± 1 млн лет [1]. Учитывая, что все исследователи месторождения указывают [2, 3], что золотое оруденение наложено на эти дайки, возраст рудной минерализации не может быть древнее раннего мела. В то же время очевидно, что игнорировать рассчитанный более древний возраст пирита и арсенопирита не следует, так как именно эти минералы образуют рудный парагенезис с тонкодисперсным золотом. Поэтому далее приводится более детальная интерпретация полученных изотопно-геохимических данных по каждому из изученных образцов.

Арсенопирит. Очевидная близость содержания рения и осмия, а также Re/Os отношения в изученных навесках арсенопирита образца 140-1ю (см. таблицу) предполагает генетическое единство всех зерен изученного минерала, тем не менее, детальные минералогические наблюдения показывают, что можно выделить две фазы арсенопирита (рис.5, 6, а, б). В аншлифах зерна арсенопирита первой генерации идиоморфные, имеют вытянутую призматическую и псевдоромбическую форму, редко встречаются крестообразные двойники, размеры агрегатов достигают 1,5 мм. Арсенопирит второй генерации образует густую вкрапленность мелких игольчатых кристалликов, часты крестообразные двойники и звездчатые тройники. Такой арсенопирит корродирует фромбоидальные кристаллы пирита. Размеры агрегатов от первых сотых долей миллиметра до 0,5-0,7 мм (рис.5). Арсенопирит второй генерации обычно переослаблен мышьяком и содержит структурную микропримесь золота [3]. Средние размеры кристаллов арсенопирита в изученных навесках варьируют в пределах 0,5-1 мм, и под бинокляром оказалось практически невозможным выбрать зерна конкретной генерации, тем более что часто

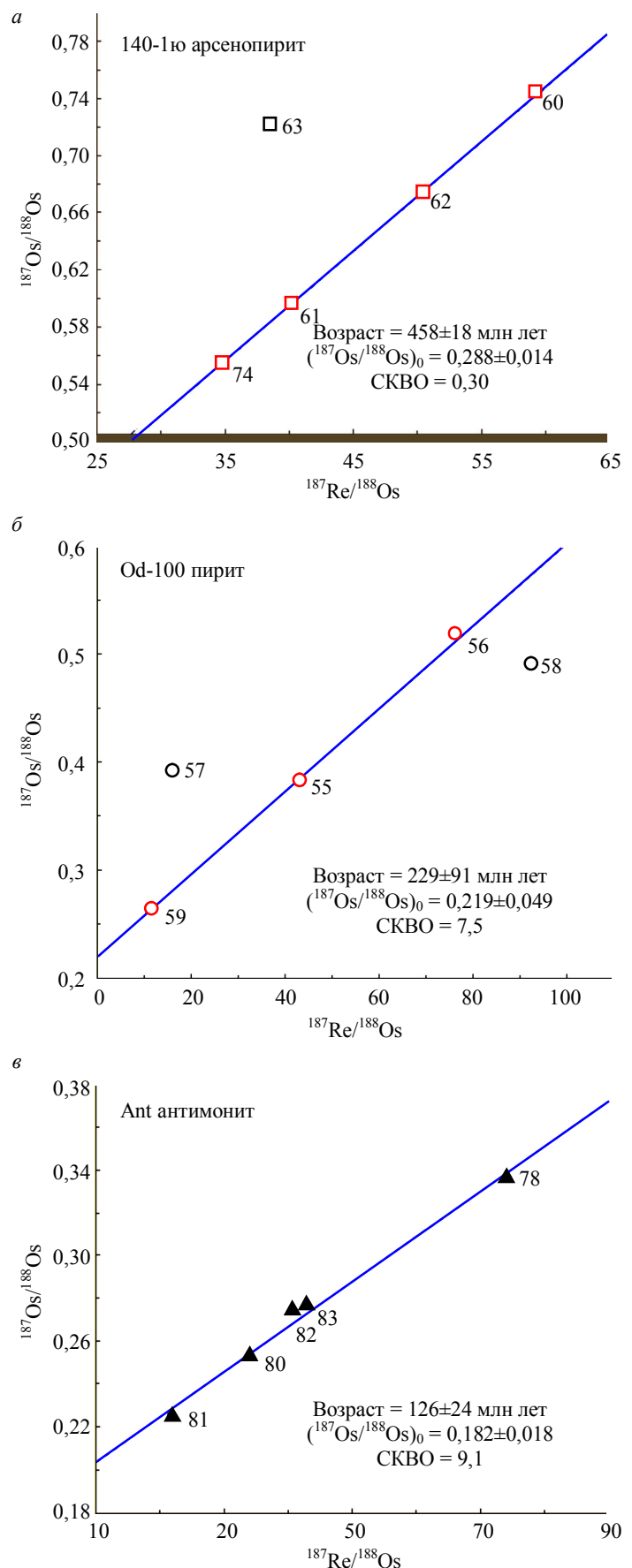


Рис.4. Изохронные Re-Os диаграммы для изученных монофракций образцов сульфидов месторождения Майское: а – арсенопирит пробы 140-1ю, б – пирит пробы Od-100, в – антимонит пробы Ant

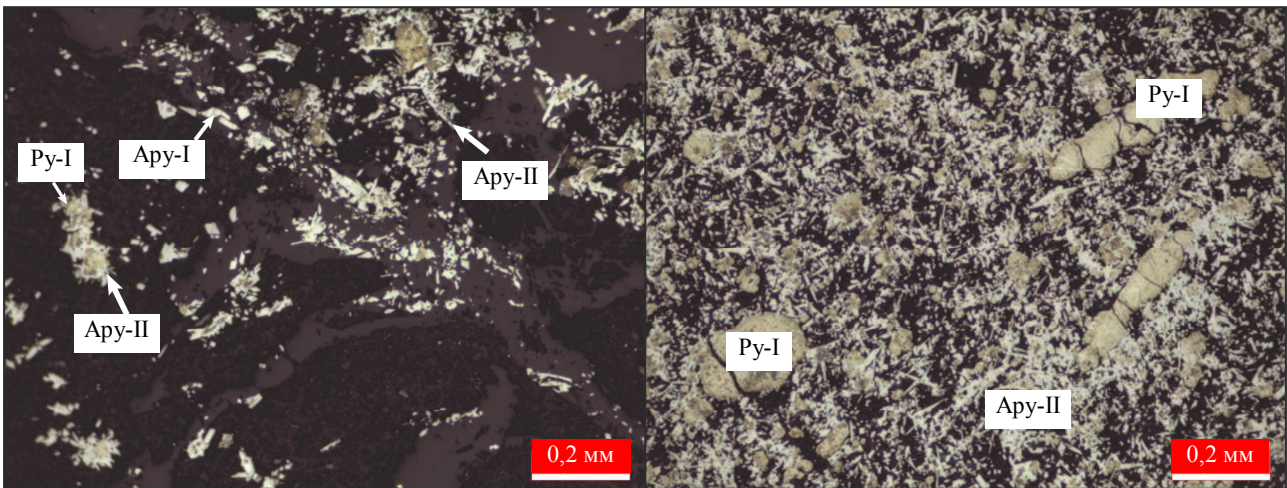


Рис.5. Характер взаимоотношений различных генераций (I и II) арсенопирита и пирита в образце 140-1ю (отраженный свет).
Здесь и далее буквенные сокращения минералов даны по [25]: Py – пирит, Аpy – арсенопирит

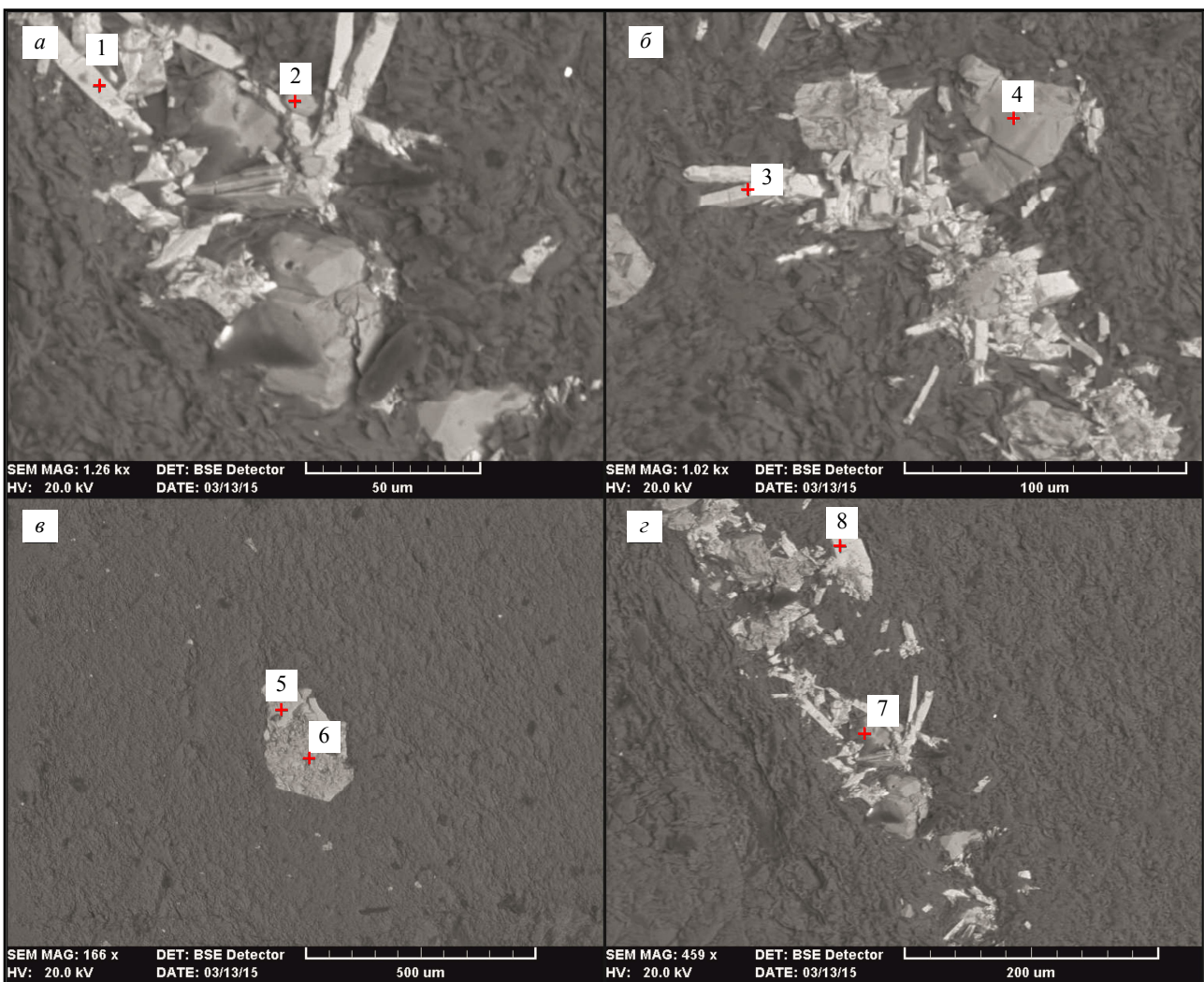


Рис.6. Микрофотография изученных образцов в обратно-рассеянных электронах: а, б – 140-1ю; в, г – Od-100.
Номера соответствуют идентифицированным минеральным фазам: 1, 3, 8 – арсенопирит, 2, 4-7 – пирит

арсенопирит находится в сростаниях с пиритом. В результате проанализированные навески, вероятно, представляют минералогическую смесь двух генетических типов арсенопирита, разбавленную в различной степени пиритом. Состав рений-осмиевой изотопной системы изученного образца арсенопирита подтверждает это предположение. Так, на изохронной диаграмме (см. рис.3) видно, что на линейный тренд, проходящий через четыре точки изотопного состава арсенопирита, попадает и аналитическая точка пирита (навеска 57). В то же время, навеска 63 арсенопирита находится на диаграмме существенно выше этого тренда, что может быть обусловлено как частичной потерей рения в процессе анализа (в этом случае потеряно не менее 26 %), так и уменьшением доли арсенопирита во фракции за счет смешения с пиритом (в этом случае доля пирита в аналитической навеске могла достигать 33 %).

Полученный линейный тренд в изохронных Re-Os координатах для четырех аналитических точек образца 140-1ю позволяет формально рассматривать его как изохрону с возрастом 458 ± 18 млн лет (см. рис.4, а), предполагая, что минералообразующий источник на момент закрытия изотопной системы характеризовался гомогенным изотопным составом осмия, который менялся впоследствии только в результате распада ^{187}Re пропорционально Re/Os отношению в конкретном агрегате арсенопирита. Низкая величина среднеквадратичного отклонения – 0,30 – формально подтверждает выполнение этих условий. Начальное отношение изотопов осмия, рассчитанное по этой изохроне, соответствует величине $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0 = 0,288 \pm 0,014$, которая отличается от оценки состава верхней мантии (0,1262 [21]), но существенно ниже, чем в типично коровых породах (≥ 1 [6]), что может указывать на смешанный состав осмия в минералообразующем флюиде из различных источников при незначительной роли корового материала.

Альтернативным объяснением полученных линейных соотношений на изохронной диаграмме является пропорциональное смешение вещества двух изотопно различных составов, например обусловленных различными генерациями минерала. В этом случае построенный тренд не имеет геохронологического смысла и позволяет лишь косвенно оценить возрастные параметры смешивающихся компонентов. Если предположить, что крайние из проанализированных изотопных составов арсенопирита (при пересчете на предполагаемое время формирования, см. таблицу) отражают изотопный состав системы минералообразующей среды в момент образования, а исходные параметры изотопной системы были сопоставимы с составом примитивной мантии, то возраст этих компонентов составил бы 520-730 млн лет (максимально возможный возраст источников согласно модели развития Re-Os изотопной системы [21]), т.е. предполагаемый коровый источник осмия арсенопирита должен иметь возраст не древнее позднего рифея. Необходимо отметить, что в пределах Майского месторождения столь древние породы на сегодняшний день не обнаружены, а самыми древними образованиями являются терригенные породы среднего триаса, но в Северном Ледовитом океане, на о.Врангеля, обнажается докембрийский метаморфический фундамент, представленный метавулканитами основного, среднего, реже кислого состава, метапесчаниками, сланцами врангелевского комплекса и гранитоидами. Возраст интрузивных пород врангелевского комплекса U-Pb методом определен в 600-700 млн лет [24], при этом возраст пород фундамента установлен термоионным Pb-Pb методом в 590, K-Ar методом в 550-600 и Rb-Sr методом в 475 млн лет [11]. Возраст унаследованных единичных ядер циркона из метагранита варьирует в широких пределах – от 2600, 1435, 1200, 1170, 1010 млн лет, тогда как возраст самого метагранита определен по конкордантным датировкам циркона: 680-710 млн лет [10].

Очевидно, что генератором, запустившим процесс рудообразования на Майском месторождении, является раннемеловой магматизм, весьма широко проявившийся на территории Центральной Чукотки, в результате которого сформировались гранитные массивы, в том числе Кукенейский, и батолиты. При изучении петрогеохимии гранитов Кукенейского массива А.И.Гусев пришел к выводу о становлении массива при участии мантийных выплавов и материала нижней коры – амфиболитов и граувакк [4]. Подобное происхождение предполагается для Пээкинской и Мольтыканской гранитных массивов Чаунской складчатой зоны, расположенных в 100-200 км к северо-западу и юго-востоку соответственно и сформированных в сходной с Кукенейским массивом геологической обстановке, которые имеют идентичный абсолютный возраст: Мольтыканский массив 117-109 и 107 млн лет (K-Ar и U-Pb система соответственно) [14, 15]; Кукенейский массив 111-107 и 108 млн лет (K-Ar и U-Pb система соответственно)

[1, 3], а также идентичные петрографо-геохимические характеристики [14]. П.Л.Тихомиров отмечает, что «Пээкинейский и Мольтыканский массивы сформированы при плавлении неоднородного по составу корового источника, при непосредственном участии базитовых расплавов, зародившихся в области мантийного клина над действующими зонами субдукции» [14].

На севере Центральной Чукотки известны Куувльское и Киберовское, на северо-востоке – Куэввуньское поднятия, рассматриваемые как гранитно-метаморфические купола. В их пределах обнажаются ортогнейсы, гранито-гнейсы и гранитные массивы. Возраст метаморфических и магматических пород этих структур с использованием различных методик определен как палеозойский. Так, возраст гранитоидов Киберовского массива 439 ± 32 млн лет установлен на основании изохронного Rb-Sr датирования валовых проб пород [13]. Локальным U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) установлен девонский возраст ортогнейсов Велиткенайского массива 363 ± 44 млн лет и позднедевонский возраст гранито-гнейсов Куэввуньского поднятия 380 млн лет [17, 22]. В то же время диапазон возрастов циркона (U-Pb SHRIMP-II метод) из лейкократовых гранитов Велиткенайского массива варьирует от 388, 492-561 и до 620 млн лет (SHRIMP-II [12]). Кроме того, U-Pb возраст циркона из гранитов Киберовского и кварцевых сиенитов Куэввуньского массивов, а также из гранитных галек конгломерата в основании каменноугольных отложений Куувльского и Куэввуньского поднятий соответствует интервалу 352-359 млн лет [12]. Палеозойские оценки возраста пород, слагающих гранитно-метаморфические купола, соответствуют времени проявления тектонических событий элсмирской орогении на рубеже позднего девона – раннего карбона в Арктическом регионе – на территории Чукотки, Арктической Аляски, Юкона и Арктической Канады [12]. Таким образом, в пределах Центрально-Чукотской складчатой области установлено наличие древнего позднеархейско-раннепротерозойского фундамента, на котором залегают метаморфические образования позднего протерозоя – раннего палеозоя, прорванные гранитными интрузиями девонско-каменноугольного возраста.

Основываясь на этой информации по древнему основанию Чукотского континента, данные Re-Os датирования могут быть использованы для построения следующей гипотезы образования арсенопирита. В мезозое зародился магматический очаг в области мантийного клина над действующими зонами субдукции. Он сформировался за счет верхнемантийного вещества при непосредственном анатектическом плавлении материала нижней коры – позднеархейско-раннепротерозойского и раннепалеозойского фундамента, как описывается в работах А.И.Гусева [4], М.В.Лучицкой [12] и П.Л.Тихомирова [14]. Далее магматический расплав поднимается вверх, начинает кристаллизоваться Кукенейский массив и серия даек. На определенном этапе от расплава отделялся рудоносный надкритический флюид, включающий радиогенный осмий древнего основания. По трещинам в осадочном чехле и вдоль даек кислого состава гидротермальные растворы поднимались к дневной поверхности, а в зонах трещиноватости происходила их разгрузка и формирование рудной минерализации в осадочных породах триасового возраста.

Пирит. Для монофракции пирита из образца Od-100 построена Re-Os изохрона с возрастом 229 ± 91 млн лет (см. рис.4, б). Три навески пробы (55, 56, 59) из пяти определяют линейный тренд, но среднеквадратичное отклонение достаточно велико и составляет 7,5, что обусловлено, вероятно, вариациями начального изотопного состава осмия в различных навесках пирита. Если использовать для оценки возраста четыре навески с наиболее близкими концентрациями осмия (без навески 59, предполагая присутствие в ней значительной примеси арсенопирита), то расчетный наклон такого тренда соответствует возрасту 103 млн лет и начальному отношению изотопов осмия 0,35, но характеризуется крайне высокими величинами СКВО и погрешности возраста (380 и 190 млн лет соответственно). Тем не менее, данная величина возраста хорошо коррелирует с приведенными выше возрастными гранитоидных массивов. На смешение осмия различных источников (мантийного и корового) указывают как величины измеренных отношений изотопов осмия (0,26293; 0,51728), так и пересчитанные ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ на предполагаемый возраст минерализации (см. таблицу).

Избыточный разброс приведенных выше параметров Re-Os изотопной системы объясняется возможным наличием в пробе Od-100 различных типов пирита, каждый из которых может характеризоваться собственным изотопным составом осмия. Это предположение подкрепляется наличием в сульфидной минерализации Майского месторождения трех генераций пирита (рис.7). *Пирит I* (дородного этапа) имеет наибольшее распространение, отличается округлым (фромбоидальным)

обликом зерен с сетчатым строением, корродированный, с ажурными каймами замещения по периферии марказитом. Во вмещающей толще встречается в виде неравномерных мелко- и крупнозернистых скоплений. Размер отдельных зерен 0,02-0,3, сростки достигают 0,6 мм. *Пирит II* (рудного этапа) характеризуется неоднородным строением, наличием мышьяка в структуре пирита (рис.6, в, з). Об этом свидетельствует его яркая аномальная оптическая анизотропность и мозаичность в строении, содержание мышьяка в пирите достигает 11,9 % [2]. Образует изометричные зерна пентагондодекаэдрического габитуса размером 0,06-1 мм. Эти кристаллы образуют как равномернозернистые единичные зерна, так и гнезда, прожилки, просечки. Пирит обладает слабой трещиноватостью и ситовидным строением. В массивных рудах обнаружено обрастание изометричных зерен удлиненными иголочками арсенопирита размером около 0,2-0,5 мм. Также наблюдаются сростки пирита и арсенопирита. *Пирит III* позднего рудного этапа, связанный с кварц-антимонитовыми жилами, развит в тонких прожилках и просечках, представлен зернами и агрегатами, заполняющими кварцевые прожилки. Облик таких выделений пирита представлен в виде сетчатых, скелетных агрегатов с правильными гранями куба размером 0,04-0,7, иногда достигая 1,5 мм.

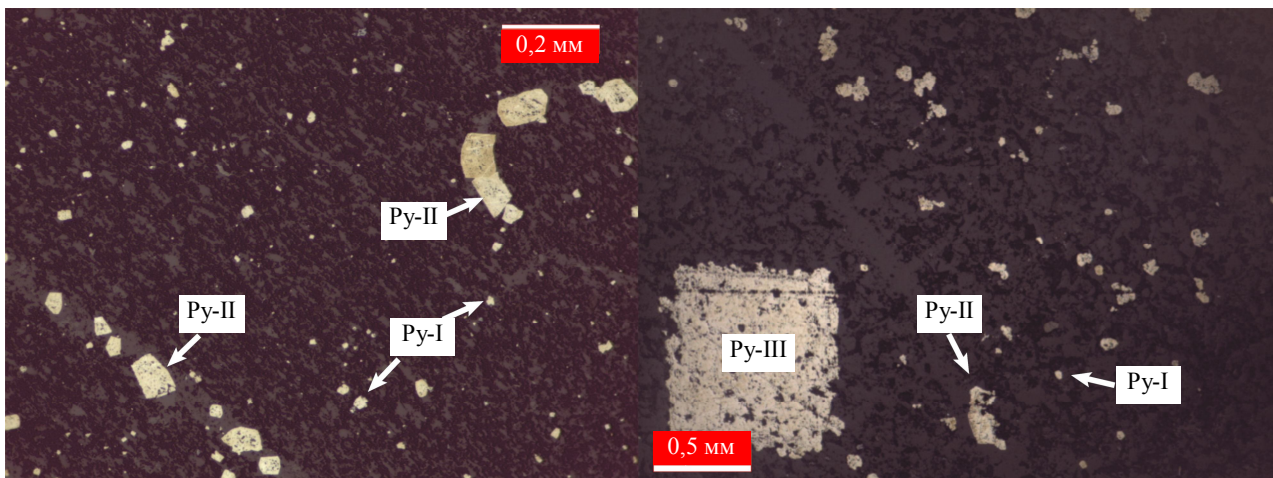


Рис.7. Генерации пирита образца Od-100 (отраженный свет)

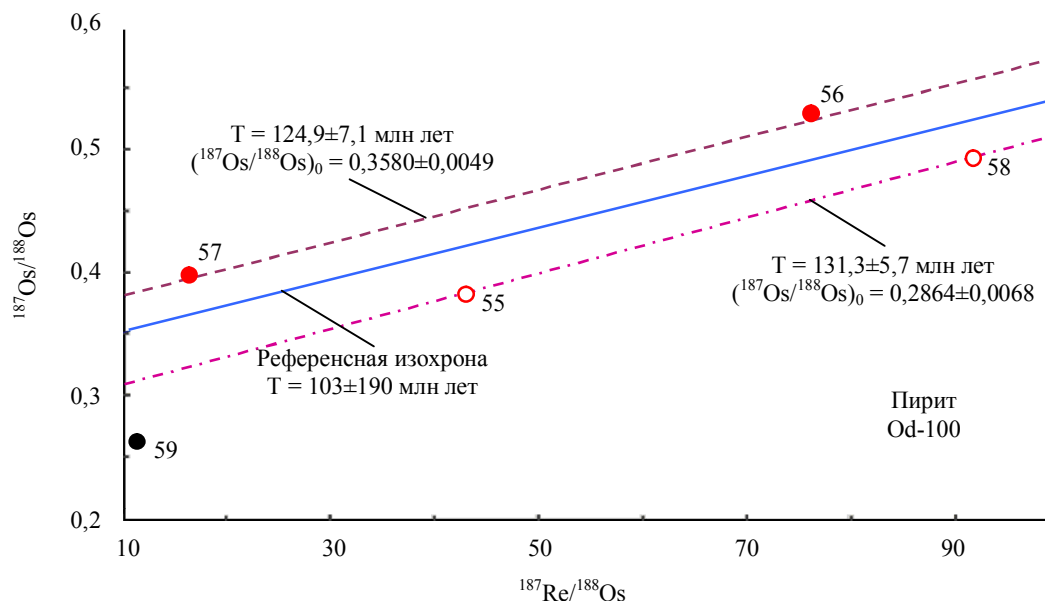


Рис.8. Оценка возраста пирита из Майского золоторудного месторождения. Номера точек соответствуют номерам навесок пирита (см. таблицу). Референсная изохрона рассчитана по всем пяти проанализированным навескам пирита (СКВО = 380)

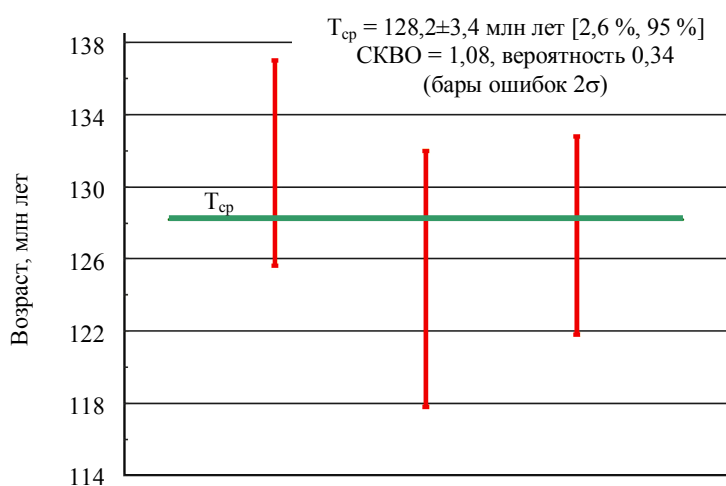


Рис.9. Средневзвешенная оценка возраста сульфидной минерализации Майского золоторудного месторождения на основании изохронного Re-Os датирования пирита и антимонита

Скорректированный на возраст изотопный состав осмия изученных навесок пирита образует две группы с близкими значениями (55 и 58, 56 и 57 навески), что может отражать первичную изотопную гомогенность источников и позволяет на этом основании построить двухточечные изохроны (рис.8). Возрастные параметры построенных трендов в пределах погрешности совпадают, и усредненный возраст сульфидной минерализации (пирита) может быть определен как $128,8 \pm 4,4$ млн лет. Но, несмотря на возрастное единство, источники осмия пирита отличались: $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ варьировал от 0,2385 до 0,3580, причем наименее радиогенный состав (навеска 59) сопоставим с измеренными отношениями в антимоните.

Антимонит. По всем проанализированным навескам антимонита из образца Ant построена Re-Os изохрона с возрастом 126 ± 24 млн лет (см. рис.4, в) и начальным изотопным отношением $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ $0,182 \pm 0,018$. Очевидно, что все пять навесок характеризуются весьма сходными измеренными параметрами изотопной системы, но среднеквадратичное отклонение достаточно велико – 9,1 (т.е. построенная изохрона формально является эрохроной), что обусловлено локальными вариациями начального изотопного состава в различных навесках антимонита. Если пересчитать начальный изотопный состав осмия для каждой навески антимонита на время формирования изотопной системы, определенное по изохроне, то наиболее близкими отношениями $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в интервале 0,1747-0,1785 будут характеризоваться навески 78, 80 и 81 (см. таблицу). Если построить Re-Os изохрону через фигуративные точки этих анализов, то получим линейный тренд, соответствующий возрасту 127,3 млн лет с наименьшей погрешностью ($\pm 5,5$ млн лет) и СКВО, равным 1,5. При этом начальное изотопное отношение, определенное по изохроне – $0,1791 \pm 0,0033$, наиболее близко к оценкам состава осмия верхней мантии (0,1262 [21]) в сравнении с образцами 140-1ю и Od-100 (минимально 0,4792 и 0,2385 соответственно), т.е. доля осмия корового компонента в антимоните существенно ниже, чем в арсенопирите и пирите. Таким образом, полученная оценка возраста антимонита лишь на 15-20 млн лет превосходит возраст гранитоидных даек Майского месторождения и гранитов Кукнейского массива (108 млн лет, циркон), и в рамках изохронной модели может рассматриваться как наилучшая оценка возраста сульфидной минерализации.

Источником антимонита послужил гидротермальный флюид, отделившийся от магматического очага мелового возраста, причем, судя по начальному отношению изотопов осмия, доля коровой составляющей в таком флюиде была минимальной. Изохронный возраст антимонита отражает раннемеловое время образования золотого оруденения на Майском месторождении и совместно с полученными датировками по пириту позволяет оценить временные рамки рудообразования в $128,2 \pm 3,4$ млн лет (рис.9). Однако полученная оценка превосходит ранее установленный по циркону возраст гранитоидного магматизма, и вопрос о синхронности процессов рудогенеза и магматизма до конца не разрешен. Возможно, его решением стало бы дальнейшее определение изохронного возраста по сульфидам рудного этапа из единого парагенезиса конкретного образца, содержащего как арсенопирит, так и пирит (+ антимонит) с золотом.

Основные выводы. 1. Результаты Re-Os изотопного датирования сульфидной минерализации Майского золоторудного месторождения подтвердили, что формирование месторождения происходило в несколько этапов и являлось сложным и длительным процессом. Согласно изотопному составу осмия арсенопирита именно кристаллический гранитно-метаморфический



фундамент являлся в значительной степени его источником и дорудный этап начался еще в раннем палеозое, а может и в докембрии с образования фундамента Чукотского континента. Затем территория Чукотки длительное время развивалась, и в поздне триасовое время при накоплении терригенных флишоидных толщ сформировались сингенетические пиритовые конкреции, которые позднее приняли участие в образовании пирита рудной стадии. И, наконец, в раннемеловое время произошло образование магматического очага, внедрение расплавов которого привело к перераспределению вещества в масштабах рудного поля, а остаточный флюид, обогащенный рудным компонентом, стал основным источником антимонита.

2. Источником осмия сульфидной минерализации Майского месторождения был материал как мантийного, так и корового происхождения. Сравнение начального изотопного состава осмия в исследованных сульфидах показывает, что доля мантийного осмия в антимоните была наибольшей, а в арсенипирите наименьшей.

3. Оценки Re-Os изохронного возраста антимонита и пирита близки как времени проявления гранитоидного магматизма, так и предполагаемому времени формирования золоторудной минерализации, но генетическое разнообразие типов пирита, представленного в сульфидной минерализации, и ограниченная возможность физической сепарации этих морфотипов в настоящее время не позволяет получить точную возрастную привязку и соотнести во времени процессы магматизма и рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемов Д.С. Гранитоиды Майского золоторудного узла (Центральная Чукотка) // Региональная геология и металлогения. 2017. № 69. С. 107-121.
2. Артемов Д.С. Особенности геологического строения и вертикальной зональности рудных тел Майского золоторудного месторождения (Центральная Чукотка) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 64. С. 94-100.
3. Волков А.В. Месторождения золота и серебра Чукотки / А.В.Волков, В.И.Гончаров, А.А.Сидоров. М.: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; Магадан: Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт Дальневосточного отделения РАН, 2006. 221 с.
4. Гусев А.И. Петрология золотегенерирующего магматизма. М.: Академия Естественных наук, 2012. URL: www.monographies.ru/ru/book/view?id=165 (дата обращения 23.05.2019).
5. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России / А.В.Волков, А.А.Сидоров, В.И.Гончаров, В.А.Сидоров // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 179-197.
6. Изохронный Re-Os-возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) / С.А.Бушмин, Б.В.Беляцкий, Р.Ш.Крымский, В.А.Глебовицкий, А.К.Буйко, Е.В.Савва, С.А.Сергеев // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448. № 1. С. 76-79. DOI: 10.7868/S0869565213010192
7. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006. 358 с.
8. Литвиненко В.С. Инновационное развитие минерально-сырьевого сектора / В.С.Литвиненко, И.Б.Сергеев // Проблемы прогнозирования. 2019. № 6. С. 60-72.
9. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования / Н.С.Бортников, И.А.Брызгалов, Н.Н.Кривицкая, В.Ю.Прокофьев, О.В.Викентьева // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475-509.
10. Неопротерозойские гранитоиды острова Врангеля / М.В.Лучицкая, С.А.Сергеев, С.Д.Соколов, М.И.Тучкова // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 2. С. 195-198. DOI: 10.7868/S0869565216200160
11. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология / М.К.Косьюк, В.В.Авдюничев, В.Г.Ганелин, А.Ю.Опекунов, М.Г.Опекунова, М.П.Сесил, А.Н.Смирнов, В.И.Ушаков, Н.В.Хандожко, Дж.К.Харрисон, Ю.Д.Шульга. СПб: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
12. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре Арктического региона России / М.В.Лучицкая, С.Д.Соколов, А.Б.Котов, Л.М.Натапов, Е.А.Белоусова, С.М.Катков // Геотектоника. 2015. № 4. С. 3-29. DOI: 10.7868/S0016853X15040050
13. Тибилов И.В. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке / И.В.Тибилов, А.П.Милов, И.А.Давыдов // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 95-98.
14. Тихомиров П.Л. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии: геохимия, состав породообразующих минералов и условия формирования. Статья 1. Геология, петрография и геохимия / П.Л.Тихомиров, М.В.Лучицкая // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2006. № 5. С. 13-20.
15. Тихомиров П.Л. Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP-U-Pb датировки цирконов / П.Л.Тихомиров, М.В.Лучицкая, А.Л.Шац // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 4. С. 507-510.
16. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
17. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages / J.M.Amato, J.N.Aleinkoff, V.V.Akinin, W.C.McClelland, J.Toror // The Geological Society of America. Special Paper. 2014. Vol. 506. P. 29-57. DOI: 10.1130/2014.2506(02)
18. Allegre C.J. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers / C.J.Allegre, J.-M.Luck // Earth and Planetary Science Letters. 1980. Vol. 48. Iss. 1. P. 148-154. DOI: 10.1016/0012-821X(80)90177-6



19. A Major Archean, Gold- and Crust-Forming Event in the Kaapvaal Craton, South Africa / J.Kirk, J.Ruiz, J.Chesley, J.Walsh, G.England // *Science*. 2002. Vol. 297(5588). P. 1856-1858. DOI: 10.1126/science.1075270
20. *Birck J.L.* Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples / J.L.Birck, M.R.Barman, F.Capmas // *Geostandards Newsletter*. 1997. Vol. 21. № 1. P. 19-27. DOI: 10.1111/j.1751-908X.1997.tb00528.x
21. *Carlson R.W.* Application of the Pt-Re-Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology // *Lithos*. 2005. Vol. 82. Iss. 3-4. P. 249-272. DOI:10.1016/j.lithos.2004.08.003
22. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON2.0 / V.V.Akinin, E.L.Miller, E.Gottlieb, G.O.Polzunenkov // *European Geological Union General Assembly 2012, 22-27 April, 2012, Vienna, Austria*. P. 3876. 2012EGUGA.14.3876A
23. Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralization in the Archean Yilgarn Block, Western Australia / P.Browning, D.I.Groves, J.G.Blockley, K.J.R.Rosman // *Economic Geology*. 1987. Vol. 82. № 4. P. 971-986. DOI: 10.2113/gsecongeo.82.4.971
24. Precambrian U-Pb ages of igneous rocks, Wrangel Complex, Wrangel Island, U.S.S.R. / M.P.Cecile, J.C.Harrison, M.K.Kosko, R.R.Parrish // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1991. Vol. 28 (9). P. 1340-1348. DOI: 10.1139/e91-117
25. *Whitney D.L.* Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L.Whitney, B.W.Evans // *American Mineralogist*. 2010. Vol. 95. P. 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371

Авторы: **Д.С.Артемов**, канд. геол.-минерал. наук, ведущий геолог, dima_art@inbox.ru (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), **Р.Ш.Крымский**, заведующий отделом, robert_krutsky@yahoo.com (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), **Б.В.Беляцкий**, ведущий инженер, Boris_Belyatskiy@ysegei.ru (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), **Д.С.Ашихмин**, геолог I категории, Dmitry_ASHihmin@ysegei.ru (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия).

Статья поступила в редакцию 23.05.2019.

Статья принята к публикации 26.07.2019.