

ОБ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЯХ РЬ В ГАЛЕНИТАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА АЗИИ

Ф.И. Ростовский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

РЬ относится к числу элементов, геохимическая история которых отражена в их изотопном составе. Пока РЬ, U и Th находятся в мантии в рассеянном состоянии, происходит постепенное обогащение РЬ радиогенными изотопами. Появление плюмов, распадающихся в апикальных частях на ряд разноглубинных ареалов астеносферы, ведет к появлению минеральных фаз РЬ, лишенных U и Th и уже не меняющих свой изотопный состав. Соотношение изотопов свинца в таких фазах указывает на возраст формирования ареалов палеоастеносферы.

Ключевые слова: изотопы К и РЬ, плюмы, астеносфера, рудные месторождения, Восток Азии.

Металлогения Востока Азии характеризуется многообразием типов оруденения, сформированного в различные металлогенические эпохи. В рудных месторождениях (рис. 1), как генетически связанных с разновозрастными изверженными породами, так и не имеющих четко выраженной взаимосвязи с последними, присутствуют К-содержащие минералы, зачастую в ассоциации с галенитом. Это обусловлено геохимической (кристаллохимической) взаимосвязью K^{1+} и Pb^{2+} в процессах эманационного концентрирования. Анализ изотопного состава К-РЬ минеральных ассоциаций дает информацию как о геохронологии рудообразования, так и о характере эволюции источников свинца в таких месторождениях. Кристаллизация К-содержащих минералов в процессах рудогенеза ведет к накоплению в них ^{40}Ag . Поэтому К-Аг метод дает достаточно надежное радиологическое определение возраста образования рудных ассоциаций. Изотопный состав рудного свинца является не только индикатором возраста, но и отражает эволюцию материнского субстрата, поскольку входящие в него изотопы ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb генетически взаимосвязаны между собой постоянным в каждый момент соотношением ^{204}Pb и исходных для радиогенных изотопов РЬ элементов – урана, актиноурана и тория. Пока последние находятся в закрытой системе в рассеянном состоянии, происходит постоянное обогащение РЬ радиогенными изотопами [26]. Появление минеральных фаз РЬ, лишенных U и Th и уже не меняющих свой изотопный состав, фиксирует этапы перехода от закрытых к открытым, т.е. соб-

ственно РЬ-генерирующим системам. Такие этапы наиболее оптимально характеризуются моделью Расселла-Фаркуара-Камминга [5].

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ГАЛЕНИТОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВОСТОКА АЗИИ

Рудные месторождения юга Дальнего Востока России (Ханкайский массив, Сихотэ-Алинская горно-складчатая область, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс), судя по возрасту К-содержащих минералов (частично дублированных Rb-Sr методом), сформировались в возрастном диапазоне от 200 до 20 млн лет [22]. Характерно омоложение возраста образования вольфрам-оловянного, оловянного и полиметаллического оруденения в юго-восточном направлении. На Лермонтовском вольфрамовом месторождении (С-3 Сихотэ-Алиня) мусковиты из шеелит-кварцевых жил, секущих скарны с шеелитом, имеют возраст 125–124 млн лет. На месторождении Восток-2 мусковит из грейзеновой ассоциации характеризуется значением возраста 108 млн лет, а мусковит из интерстиций среди зерен шеелита – 103 млн лет. На Тигрином месторождении, расположенном юго-восточнее, возраст мусковитов вольфрамит-касситеритовых ассоциаций – 94–92 млн лет, а серицитов с галенитом – 86–84 млн лет. На месторождении Рудном (Ю-В Сихотэ-Алиня) мусковит из вольфрамит-кварцевых жил имеет возраст $81-78 \pm 2$ млн лет. В оловорудных месторождениях Арминского рудного района на С-3 Сихотэ-Алиня возраст мусковитов из касситерит-кварцевых и касситерит-силикатных

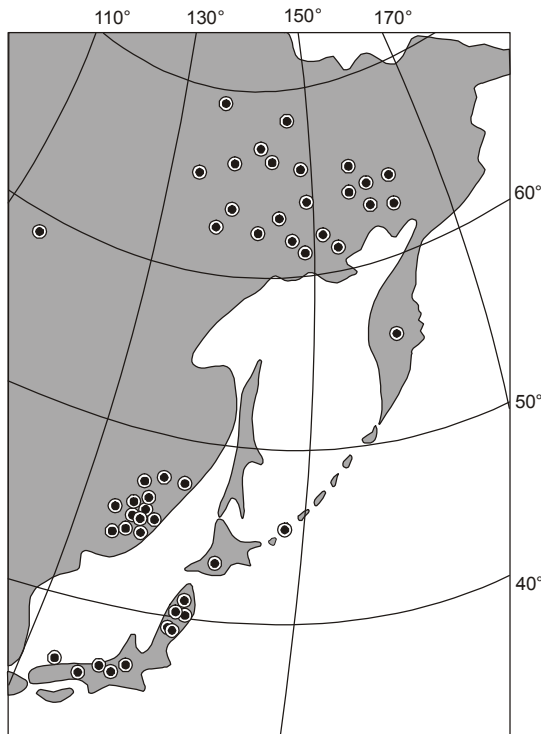


Рис. 1. Схема размещения рудных объектов с известными Pb-изотопными характеристиками.

ассоциаций составляет, соответственно, 90 ± 2 и 87 ± 1 млн лет. Серициты, сопровождающие полиметаллическое оруденение, имеют возраст от 74 до 68 ± 2 млн лет. В аналогичных месторождениях Кавалеровского рудного района возраст мусковитов (серицитов) кварц-силикатных ассоциаций 81 ± 3 – 78 ± 2 млн лет. Серициты из полиметаллических ассоциаций имеют возраст от 68 ± 2 до 56 ± 2 млн лет. В Ольгинском и Дальнегорском рудных районах (прибрежная часть Сихотэ-Алиня) широко развиты скарны, локализующиеся в известняках на контактах с алюмосиликатными породами. Для скарнов, сопровождающихся полиметаллическим оруденением, характерна пропилитизация вмещающих песчаников и алевролитов с появлением переменных количеств серицита. Возраст последнего на различных месторождениях варьирует от 68 (Николаевское) до 57 (Садовое) млн лет. Жильные полиметаллические руды Лидовского, Ново-Монастырского и др. месторождений характеризуются значениями возраста 47–45 млн лет (определения по серициту). Аналогичные цифры (46–45 млн лет) установлены для прожилково-вкрапленного Pb-Zn оруденения в вулканитах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (Кисинское, Арцевское, Заявочное и др. месторождения) и для жил, секущих скарново-полиметаллические залежи Николаевского и Партизанского месторождений. Для региона характерно

широкое развитие золотых и золото-серебряных месторождений различных формационных типов, имеющих полихронное происхождение. В частности, возраст руд Комиссаровского месторождения (Ханкайский массив) – $201,5 \pm 1,7$ млн лет, а месторождения Глухого (Центральный Сихотэ-Алинь) – $100,0 \pm 1,3$ млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [13]. Возраст проявления Смутного (Сергеевский массив) – $99,5 \pm 0,4$ млн лет, месторождения Аскольд – $82,3 \pm 0,3$ млн лет [11]. Близповерхностные (эпитермальные) месторождения Au-Ag формации Восточно-Сихотэ-Алинского пояса сформировались в диапазоне 49–26 млн лет [14, 19] с омоложением возраста в северных румбах. Основные продуктивные ассоциации таких месторождений, судя по возрасту адуляра, имеют возраст (с юга на север): от 49 ± 3 до 45 ± 4 млн лет (Союз), 44,4 млн лет (Майское), 43 ± 3 – 42,5 млн лет (Салют), 38,2 млн лет (Бухтянское). Серицит постпродуктивных ассоциаций месторождения Союз, по данным И.Н. Томсона, характеризуется значениями возраста 26 ± 3 млн лет.

Возраст рудного свинца всех этих различных по генезису месторождений Сихотэ-Алинской складчатой системы и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, независимо от того, определен он по модели Расселла-Фаркуара-Камминга [21] или по двустадийной модели Стейси-Краммерса [16], характеризуется гораздо более древними значениями по сравнению с геологическим. Древний возраст свинца установлен не только для галенитов из месторождений Курильской и Японской островных дуг, в пределах которых широко развито миоценовое оруденение типа Куроко, а возраст продуктивных ассоциаций Au-Ag месторождения Хисикари – $1,01 \pm 0,8$ – $0,8 \pm 0,07$ млн лет [18], но и для возгонов из современных fumarol Камчатки (табл.). Эта типоморфная особенность рудного свинца всех месторождений Востока Азии (рис. 1) в концепции “плюмботектоники” характеризует оруденение “омоложенных кратонов”. Согласно этой концепции, все вариации свинцово-изотопных отношений (рис. 2) обусловлены перемешиванием свинца, продуцирующего из мантии, нижней и верхней коры в орогенах [10]. Вместе с тем, малая дисперсия изотопного состава свинца (0,50–1,2 %) из всех месторождений, развитых на столь обширной территории, говорит о близких значениях отношений $U/^{204}\text{Pb}$, $\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ и U/Th в их первичном источнике, имеющем такой колоссальный объем, что состав его существенно не менялся по мере периодического отторжения от него свинца с более молодыми изотопными характеристиками. Таким обширным резервуаром, гомогенным в отношении Pb, U и Th, можно считать мантию, а не гетеро-

Таблица. Изотопные характеристики свинца галенитов Востока Азии.

№ п/п	Рудные районы, месторождения	Отношения изотопов свинца				Модельный возраст (млн лет) **			
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Ханкайский массив и Сихотэ-Алинская складчатая система									
Вознесенский рудный район									
1	Кировское, оловянное	[7]	18,194	15,488	37,603	0,851	348,5	722	1334
2	- " -	[16]	18,230	15,541	37,765	0,852	328,5	646	1336
3	Ярославское, оловянное	[7]	18,183	15,488	37,661	0,852	355	694,5	1336
4	- " -	[16]	18,220	15,541	37,826	0,853	334	616,5	1338
Кабаргинский рудный район									
5	Кабаргинское, свинцово-цинковое *		18,16	15,45	37,62	0,851	368	714	1334
Восточный рудный район									
6	Восток-2, скарново-шеелитовое *		18,36	15,61	38,44	0,850	253,6	322	1332
7	Тигриное, вольфрамит-касситеритовое *		18,40	15,66	38,62	0,850	230	234,5	1332
8	- " -	[27]	18,437	16,656	38,727	0,903	209,7	182,5	1450
9	- " -	[7]	18,296	15,483	38,255	0,846	291,5	410,6	1324
10	- " -	[15]	18,336	15,534	38,423	0,847	266,2	330	1326
Арминский рудный район									
11	Таборное, касситерит-силикатное	[27]	18,452	15,674	38,816	0,849	201,3	138,5	1330
12	Голубое, касситерит-сульфидное	[7]	18,311	15,497	38,200	0,846	283	437	1324
13	- " -, - " -	[7]	18,302	15,494	38,298	0,847	288,2	390,2	1326
14	- " -, - " -	[16]	18,342	15,545	38,467	0,847	264,5	309,4	1326
15	Арминское, касситерит-сульфидное	[7]	18,265	15,489	38,269	0,848	309,2	404	1328
16	- " -, - " -	[16]	18,305	15,532	38,437	0,848	286,3	323,5	1328
17	Дальнегаежное, касситерит-сульфидное	[7]	18,305	15,498	38,325	0,846	286,3	377	1326
18	- " -, - " -	[16]	18,344	15,543	38,494	0,847	263,2	296	1326
19	- " -, - " -, жила Южная *		18,58	15,77	38,73	0,848	129	181	1328
20	Зимнее, - " -	[7]	18,309	15,489	38,298	0,846	284	390,2	1326
21	- " -, - " -	[16]	18,349	15,540	38,461	0,847	253	312	1326
22	Великое, - " -	[7]	18,277	15,504	38,329	0,848	302,5	375,2	1328
23	Звездное *		18,40	15,45	38,05	0,840	230	509	1312
24	- " -	[16]	18,340	15,551	38,358	0,848	265,5	361,5	1328
Верхне-Уссурский рудный район									
25	Ветвистое, касситерит-силикатное *		18,33	15,68	38,43	0,855	271,5	326,8	1342
26	Верхне-Молодежное, - " - *		18,28	15,47	38,36	0,846	300,5	360,5	1324
27	Ивановское, - " -	[7]	18,301	15,498	38,314	0,847	288,8	382,4	1326
28	- " -, - " -	[16]	18,341	15,549	38,483	0,848	265	301,6	1328
29	Ноябрьское, касситерит-сульфидное	[7]	18,264	15,482	38,287	0,848	309,8	395,5	1328
30	- " -	[16]	18,304	15,533	38,455	0,849	286,8	315	1330
Смирновский рудный район									
31	Смирновское, касситерит-сульфидное	[16]	18,246	15,542	38,415	0,852	319,5	338,5	1336
32	- " -	[16]	18,234	15,537	38,382	0,852	326,3	350	1336
33	- " -	[16]	18,235	15,538	38,424	0,852	325,8	329,6	1336
34	- " -	[16]	18,229	15,542	38,425	0,853	329	329	1338
35	- " -	[16]	18,179	15,534	38,296	0,855	357,3	391	1342
36	- " -	[16]	18,190	15,531	38,328	0,854	351	375,8	1340
37	- " -	[16]	18,251	15,551	38,475	0,852	316,5	305,5	1336
38	- " -	[16]	18,250	15,541	38,428	0,852	317	327,6	1336
39	Смирновское, жила Главная *		18,33	15,70	38,48	0,856	271,5	303	1344
40	- " -, жила Становая *		18,32	15,68	38,45	0,854	276,5	319,8	1340
41	- " -	[27]	18,367	15,635	38,677	0,851	248,8	206,2	1334
42	- " -	[7]	18,211	15,500	38,307	0,851	339	385,8	1334
43	- " -	[7]	18,236	15,493	38,333	0,850	325	373,4	1332
44	- " -	[7]	18,151	15,481	38,169	0,853	372,6	452	1338
45	- " -, жила Лимонитовая	[7]	18,206	15,491	38,247	0,851	341,8	414,5	1334
46	- " -, жила Поворотная	[7]	18,208	15,490	38,262	0,851	340,6	407,5	1334
47	- " -, жила Главная	[7]	18,189	15,494	38,257	0,852	352	409,7	1336
48	- " -, - " -	[7]	18,195	15,487	38,256	0,851	348	410	1334
49	- " -, жила Четвертая	[7]	18,139	15,483	38,128	0,854	379,6	471,6	1340

Таблица. (Продолжение).

№ п/п	Рудные районы, месторождения		Отношения изотопов свинца				Модельный возраст (млн лет) **		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
50	- " -, - " -	[7]	18,194	15,486	38,214	0,851	348,5	430,5	1334
51	Встречное	[7]	18,297	15,502	38,360	0,847	291,2	360	1326
52	- " -	[16]	18,340	15,551	38,529	0,848	265,5	279	1328
53	Дальнее, *		18,50	15,72	38,73	0,850	175	181	1332
54	Южное, свинцово-серебряное	[27]	18,358	15,629	38,649	0,851	255	220,4	1334
Кавалеровский рудный район									
55	Левицкое, касситерит-силикатное *		18,20	15,44	38,57	0,848	345	259	1328
56	Арсеньевское, - " -	[27]	18,420	15,620	38,637	0,848	219,0	226,3	1328
57	- " -, - " -	[27]	18,398	15,603	38,581	0,848	231,5	253,8	1328
58	- " -, - " -	[7]	18,366	15,511	38,359	0,845	250,2	361	1322
59	- " -, - " -	[7]	18,245	15,489	38,292	0,849	320,5	392,8	1330
60	- " -, - " -	[7]	18,349	15,504	38,358	0,845	263	361,5	1322
61	- " -, - " -	[7]	18,341	15,502	38,348	0,845	265	366,3	1322
62	- " -, - " -	[16]	18,406	15,562	38,528	0,845	225,8	279,5	1322
63	- " -, - " -	[16]	18,285	15,540	38,460	0,850	298,2	312,5	1322
64	Хрустальное, касситерит-силикатное*		18,46	15,67	38,78	0,849	197,3	157	1330
65	- " -, - " -	[27]	18,405	15,606	38,582	0,848	226,6	253	1328
66	- " -, - " -	[7]	18,333	15,495	38,368	0,845	269,5	356,5	1322
67	- " -, - " -	[16]	18,340	15,551	38,358	0,848	265,5	361,5	1328
68	Высокогорское	[7]	18,194	15,494	38,238	0,852	348,5	418,8	1336
69	- " -, - " -	[16]	18,234	15,545	38,406	0,852	326,3	338,3	1336
70	Верхне-Цинковое, касситерит-сульфидное	[27]	18,406	15,625	38,700	0,849	225,8	195	1330
71	Силинское, - " -	[27]	18,432	15,650	38,794	0,849	212,2	150,3	1330
72	- " -, - " -	[27]	18,432	15,652	38,806	0,849	212,2	143,8	1330
73	- " -, - " -	[7]	18,319	15,514	38,419	0,847	278	332	1326
74	- " -, - " -	[7]	18,339	15,495	38,348	0,845	266,2	366,3	1322
75	- " -, - " -	[16]	18,359	15,565	38,588	0,854	254,5	250,3	1340
76	- " -, - " -	[16]	18,379	15,546	38,517	0,846	242,7	285	1324
77	Перевальное, касситерит-сульфидное	[7]	18,286	15,488	38,297	0,847	297,3	390,3	1326
78	- " -, - " -	[16]	18,326	15,534	38,468	0,848	274	308,8	1326
79	Лево-Павловское (Ким-Гора) *		18,46	15,63	38,51	0,847	197,3	288,5	1326
Дальнегорский рудный район									
80	Верхнее, скарново-полиметаллическое	[17]	18,380	16,610	38,583	0,904	242	252,2	1452
81	- " -, горизонт 260 м *		18,35	15,53	38,53	0,846	258,8	278,4	1324
82	- " -, горизонт 110 м *		18,33	15,58	38,47	0,850	271,5	307,8	1332
83	- " -	[16]	18,309	15,541	38,500	0,849	284	293	1330
84	- " -	[16]	18,325	15,548	38,483	0,849	274,6	301,6	1330
85	Николаевское, скарново-полиметаллическое	[7]	18,076	15,478	38,083	0,856	451,4	529	1344
86	- " -, - " -	[7]	18,209	15,483	38,132	0,850	340,3	469,8	1332
87	- " -, - " -	[7]	18,210	15,483	38,190	0,850	339,6	441,8	1332
88	- " -, - " -	[16]	18,116	15,531	38,220	0,857	392,3	427,5	1346
89	- " -, - " -	[16]	18,249	15,534	38,300	0,851	317,7	389	1334
90	- " -, - " -	[16]	18,250	15,541	38,408	0,852	317	337,3	1336
91	Залежь Шокуровская *		18,38	15,62	38,58	0,850	242	253,8	1332
92	Залежь Восток-1, скв. 183 *		18,36	15,65	38,56	0,852	253,6	263,8	1336
93	Первое Советское	[28]	17,38	14,91	36,70	0,858	811,2	114,5	1348
94	- " -	[17]	18,380	15,619	38,640	0,850	242	224,5	1332
95	- " -	[7]	18,157	15,483	38,175	0,853	369,7	449	1338
96	- " -	[16]	18,197	15,534	38,330	0,854	347,3	374,7	1340
97	Юго-западная залежь *		18,60	15,84	38,67	0,852	117	210	1336
98	Главная залежь *		18,38	15,76	38,76	0,857	242	166,5	1346
99	Партизанская группа	[17]	18,256	15,594	38,288	0,854	314,5	395	1340
100	- " -	[7]	18,269	15,490	38,331	0,848	307	374,2	1328
101	- " -	[7]	18,285	15,497	38,314	0,848	298,2	382,4	1328

Таблица. (Продолжение).

№ п/п	Рудные районы, месторождения	Отношения изотопов свинца				Модельный возраст (млн лет) **			
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
102	- " -	[7]	18,275	15,502	38,220	0,848	304,5	427,5	1328
103	- " -	[16]	18,391	15,634	38,671	0,850	235,5	209,5	1332
104	Восточный партизан	[24]	18,388	15,625	38,653	0,850	237,3	218,3	1332
105	Второе Советское, горизонт 350 м *		18,24	15,44	38,24	0,846	322,8	417,8	1324
106	- " -, горизонт 265 м *		18,32	15,66	38,56	0,855	276,5	263,8	1342
107	Садовое	[7]	18,372	15,491	38,260	0,843	247	408,2	1300
108	- " -	[7]	18,303	15,505	38,310	0,847	287,5	384	1326
109	- " -	[16]	18,340	15,561	38,479	0,848	265,5	303,3	1328
110	- " -	[16]	18,312	15,542	38,428	0,849	282,5	327,6	1330
111	Залежь Мартовская, горизонт 100 м *		18,32	15,49	38,29	0,846	276,5	393,8	1324
112	Николаевское, скв. 70, интервал 50 м		18,29	15,72	38,74	0,859	295	176	1350
113	Садовое, жила Галенитовая *		18,61	15,78	38,45	0,848	111,4	319,8	1328
114	27-Ключ	[7]	18,292	15,515	38,342	0,848	294	369	1328
115	- " -	[16]	18,330	15,571	38,589	0,849	271,5	250	1330
116	Ново-Монастырское, жила 8 *		18,25	15,56	38,56	0,853	317	264	1338
117	Лидовское (Ахобинское), в гранодиоритах	[4]	18,66	15,86	38,47	0,850	82,5	307,8	1332
118	- " -, в алеврититах	[4]	18,62	15,82	38,43	0,850	105,5	326,8	1332
119	Вкрапленность в гранодиоритах	[4]	18,66	15,81	38,42	0,847	82,5	331,5	1326
120	Кирилловское *		18,24	15,54	38,56	0,852	322,8	264	1336
121	Майминовское	[16]	18,364	15,612	38,605	0,850	251,5	242	1332
122	Каменное	[16]	18,347	15,596	38,548	0,850	261,7	270	1332
123	Арцевское *		18,23	15,66	38,19	0,859	328,5	441,8	1350
Ольгинский рудный район									
124	Бородинское (Старцевское), скарново-полиметаллическое *		18,36	15,60	38,24	0,850	253,6	417,8	1332
125	Скалистое, залежь Субботинская, - " - *		18,33	15,52	38,45	0,847	271,5	319,8	1326
126	Сухореченское, стратиформное, Pb-Zn*		18,27	15,63	38,52	0,855	306,3	283,5	1342
Фурмановский рудный район									
127	Нижнее, зона 7, касситерит-сульфидное*		18,32	15,51	38,33	0,847	276,5	374,7	1326
128	Рудное, вольфрамит-кварцевое	[7]	18,321	15,506	38,332	0,846	277	374	1324
129	- " -, - " -	[16]	18,361	15,557	38,491	0,847	253,2	297,5	1326
Щербаковский рудный район									
130	Щербаковское свинцово-цинковое *		18,34	15,58	38,58	0,849	265,5	254	1330
131	Фасольное, - " -	[16]	18,336	15,599	38,564	0,851	268	262	1334
Восточно-Сихотэ-Алиньский вулcano-плутонический пояс									
132	Салют, жила Орион, золото-серебряное *		18,44	15,67	38,79	0,850	206,5	152	1332
133	Союз, золото-серебряное	[27]	18,375	15,594	38,442	0,847	245	321	1326
134	Таёжное, серебряное	[16]	18,387	15,603	38,634	0,849	238,3	227,5	1330
135	Кисинское, олово-серебряное *		18,60	15,84	38,97	0,852	117	61,7	1336
136	Синанчинское, - " -	[28]	18,60	16,11	38,95	0,866	117	70,3	1364
Омолонский массив и Верхояно-Колымская складчатая система [29]									
137	Жаркое, скарново-Ag-Pb-Zn		17,236	15,578	38,620	0,904	863,3	234,3	1440
138	Хивач, - " -		17,339	15,464	37,969	0,892	810	548	1416
139	Бургачан, жильное Pb-Zn		17,183	15,454	38,041	0,899	891,4	531	1430
140	- " -, - " -		17,196	15,452	38,024	0,898	884,5	532,1	1428
141	Седое, - " -		17,447	15,539	38,498	0,891	753,5	294,2	1414
142	Вист, жильное Au-Ag		15,913	15,321	36,163	0,962	1514	1394	1568
143	Упрямое, - " -		16,949	15,403	36,919	0,909	1011	1043	1450
Стратиформные									
144	Перевал, шеелит-сульфидное		17,962	15,555	37,859	0,866	477,3	601	1364
145	Омулевское, - " -		17,985	15,576	37,919	0,866	464,5	571,8	1364
146	Весновка, Cu-Pb-Zn		17,958	15,518	37,775	0,864	479,4	641,2	1356
147	Слезовка, барит-полиметаллическое		18,078	15,558	38,077	0,861	413,5	529,4	1354

Таблица. (Продолжение).

№ п/п	Рудные районы, месторождения	Отношения изотопов свинца				Модельный возраст (млн лет) **		
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
148	Горное, - " -	18,132	15,562	38,257	0,858	383,3	409,8	1348
149	Чебукулах, - " -	18,075	15,576	38,612	0,862	414,8	238,2	1356
Урультунское флюорит- полиметаллическое рудное поле [29]								
150	Участок Битум-Сдвиг	18,103	15,546	37,921	0,859	399,5	571	1350
151	- " -	18,124	15,569	37,987	0,859	387,5	539,5	1350
152	Балах-Дабан, - " -	18,120	15,566	38,022	0,859	390	532,2	1350
153	Ясный, - " -	18,132	15,572	38,006	0,859	383,3	532,9	1350
154	Ожидание, - " -	18,104	15,550	37,916	0,859	399	578,3	1350
155	Снежное, - " -	18,091	15,578	38,016	0,860	406	530,3	1352
156	Таскан, - " -	18,110	15,574	38,005	0,860	395	532,9	1352
157	Веселое, - " -	18,117	15,565	37,986	0,859	391,5	533,5	1350
158	Вечернее, - " -	18,164	15,573	38,075	0,857	365,5	529,5	1346
Колчеданные								
159	Догор, Cu-Pb-Zn [29]	18,010	15,525	37,615	0,862	451	716	1356
160	Агынджа, - " - [29]	18,804	15,538	37,941	0,826	- 2	561	1284
161	Хотойдох, - " - [29]	18,839	15,598	38,655	0,828	- 22,5	217	1288
Скарново-полиметаллические								
162	Чернинское, Pb-Zn-Ag [29]	18,424	15,583	38,437	0,846	215,5	323	1324
163	- " -, - " - [29]	18,427	15,590	38,437	0,846	215,5	323	1324
164	Террасное, - " - [29]	18,606	15,612	38,494	0,839	113	296	1310
165	Кунарвское, - " - [29]	18,520	15,583	38,518	0,841	163	284,3	1314
166	Надежда, - " - [29]	18,568	15,570	38,410	0,839	136	336,5	1310
Жильные								
167	Упорное, Pb-Zn-Ag [29]	18,655	15,636	38,656	0,838	85	216,5	1308
168	Разгулай, - " - [29]	18,566	15,591	38,428	0,840	137	327,5	1312
169	- " -, - " - [29]	18,569	15,589	38,417	0,840	135,5	333,2	1312
170	Орлиное, - " - [29]	18,683	15,619	38,588	0,836	68,8	250	1304
171	- " -, - " - [29]	18,708	15,613	38,564	0,835	55,2	261,5	1302
172	Лайминское, - " - [29]	18,334	15,525	38,216	0,847	269,7	429,5	1326
173	Опыт [29]	18,237	15,540	38,505	0,852	325	290,5	1336
174	Ромашка [29]	18,377	15,606	38,516	0,849	243,8	285,3	1330
175	Укачилканское, Sn-Ag [14]	18,188	15,545	38,361	0,855	352,3	360	1342
176	Купольное, Ag-Au [14]	18,465	15,556	38,553	0,842	194,7	267,5	1316
177	Верхнемечкенское, Ag [14]	18,182	15,543	38,286	0,859	355,8	395,8	1350
178	Хачаканское, - " - [14]	18,166	15,528	38,193	0,855	364,5	440,5	1342
179	Булатное, - " - [14]	18,323	15,542	38,314	0,848	275,6	382,4	1328
180	Прогноз, - " - [14]	18,539	15,583	38,607	0,841	152,5	241	1314
181	Мангазейское, - " - [14]	18,565	15,554	38,678	0,838	138	206,2	1308
182	Нежданинское, Ag-Au [14]	18,407	15,550	38,419	0,845	226,3	332	1322
Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс								
183	Дукат, Au-Ag [14]	18,323	15,509	38,195	0,846	275,6	439,5	1324
184	Лунное, - " - [14, 29]	18,396	15,540	38,297	0,845	232,7	390,3	1322
185	Печальное [29]	18,424	15,577	38,438	0,845	322,8	322,5	1322
186	Берентал [29]	18,482	15,588	38,533	0,843	185	276,8	1316
187	Широкое [29]	18,549	15,601	38,624	0,841	146,8	232	1314
188	Дальнее [29]	18,578	15,99	38,303	0,840	129,5	387,8	1312
189	Весеннее [29]	18,288	15,478	37,755	0,846	329,8	651	1324
Японская островная дуга [37]								
Стратиформные месторождения (Кууроко)								
190	Meiji	18,28	15,50	38,29	0,848	300,5	423,2	1328
191	Kosaka	18,35	15,46	38,32	0,842	258,8	379,5	1316
192	- " -	18,44	15,57	38,78	0,844	206,5	157	1320
193	- " -	18,30	15,50	38,19	0,847	289	476	1326
194	Hanawa	18,43	15,56	38,58	0,844	213,5	254	1320
195	- " -	18,36	15,46	38,41	0,842	253,6	336	1316

Таблица. (Окончание).

№ п/п	Рудные районы, месторождения	Отношения изотопов свинца				Модельный возраст (млн лет) **		
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
196	Shakanai	18,55	15,58	38,54	0,840	146,2	273,5	1312
197	Hanaoka	18,44	15,54	38,45	0,843	206,5	319,8	1318
198	Yoshino	18,48	15,61	38,63	0,845	186,4	229,5	1322
199	Yoshino	18,42	15,58	38,52	0,846	219	283,5	1324
200	Iwami	18,23	15,53	38,48	0,852	328,5	303	1338
201	Wanibuchi	18,27	15,63	38,84	0,855	306	125,4	1342
Жильные месторождения								
202	Daira	18,14	15,52	38,39	0,856	378,5	346	1344
203	Sado	18,32	15,48	38,21	0,845	276,2	427,2	1322
204	Mikawa	18,46	15,59	38,66	0,845	197,3	214,8	1322
205	Budo	18,34	15,42	38,21	0,841	265,5	427,2	1314
206	Hosokura	18,54	15,59	38,55	0,841	152	268,5	1314
207	Taishu	18,33	15,51	38,46	0,846	271,5	312,5	1324
208	- " -	18,47	15,65	38,97	0,847	192	61,7	1326
Курильская островная дуга, о. Кунашир [7]								
209	Докучаевское	18,352	15,526	38,353	0,846	258,6	366	1324
210	- " -	18,335	15,514	38,323	0,846	268,5	350,8	1324
211	Прибрежное	18,362	15,520	38,274	0,845	253	424	1322
212	- " -	18,349	15,530	38,275	0,846	263	425	1324
213	Прасоловское	18,393	15,545	38,315	0,845	234,5	348	1322
Камчатка, фумаролы Большого трещинного Толбачинского извержения [2]								
214	Южный прорыв, 1975 г.	18,214	15,501	37,943	0,851	337,6	560,5	1334
215	Северный прорыв, 1976 г.	18,173	15,453	37,803	0,850	360,5	627,7	1332
216	- " -	18,192	15,472	37,843	0,850	350	608,5	1332
217	- " -	18,212	15,501	37,956	0,851	338	554,5	1334
218	Галенит в выбросах пепла	18,371	15,603	38,595	0,849	247,5	247	1330

Примечание. * – Материалы М.А. Фаворской, А.Д. Есикова и автора, полученные в ходе совместных работ ИГЕМ АН СССР с Приморгеолуправлением МГ РСФСР в период 1963–1975 гг. ** – возраст свинца по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ определен по модели Расселла-Фаркуара-Камминга [5], по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – по модели Коллинза-Рассела-Фаркуара [31].

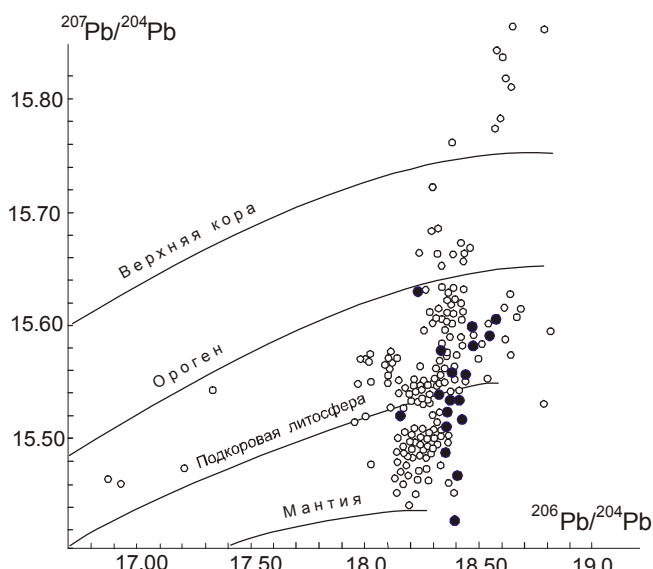


Рис. 2. Свинцово-изотопные отношения в галенитах месторождений материковой части Азии (незалитые кружки) и островных дуг (залитые кружки). Кривые изотопной эволюции свинца по модели плюм-тектоники [10].

генную литосферу. Мантийный плюм, начавшийся с зарождения в нижней мантии восходящих “струй” её вещества, приводит к появлению в их апикальных частях разноглубинных ареалов астеносферы. Последние, являясь регуляторами изостатической уравновешенности вышележащих литосферных блоков (плит), обуславливают пространственно-временное взаимодействие верхней мантии с литосферой. Появление в ходе дифференциации астеносферы (палеоастеносферы) Pb с фиксированным изотопным составом, т.е. лишённого U и Th, служит возрастным индикатором формирования первичного рудогенерирующего субстрата. После отделения из него Th, U и Pb их геохимические циклы резко отличаются. Th^{4+} и U^{4+} изоморфно замещают Zr^{4+} и TR (особенно Ce^{4+}) в акцессорных минералах изверженных пород – цирконе (U, Th), монаците (Th), апатите (Th), ксенотиме (U) и др. с последующим накоплением в них радиоактивных изотопов Pb, а также образуют собственные минералы (простые и сложные оксиды). Последние являются основой руд радиоактивного сырья. В геологической истории Земли установлен ряд эпох эн-

догенного уранового оруденения: 1,7–1,6 млрд лет; 1,5–1,4 млрд лет; 630–590 млн лет; 460 млн лет; 380–350 млн лет; 320–300 млн лет; 270–250 млн лет; 170–120 млн лет и 70–60 млн лет [3]. Рост окислительно-потенциала при тектоно-магматических перестройках литосферы стимулировал переход U^{4+} в U^{6+} , который в виде уранил-иона $(UO_2)^{2+}$ устойчив в водных растворах. Он образовывал ряд минеральных соединений (гидраты окислов, фосфаты, арсенаты, карбонаты и др.), широко развитых в эпигенетических пластовых месторождениях в осадочных породах. За счет этих минералов формировались молодые радиогенные изотопы Pb, слагающие в ряде случаев внешние зоны отдельных монокристаллов галенита, отличающиеся по изотопному составу от более древних внутренних частей [30]. Минералы Th не окислялись и концентрировались в россыпях различного генезиса и возраста. Радиогенный Pb^{2+} изоморфно замещает K^{1+} в решетках породообразующих минералов (гетеровалентный изоморфизм), а также образует собственные минералы – галенит (PbS), клаусталит ($PbSe$), алтаит ($PbTe$) и др. Данные по изотопному возрасту урано-торогенных изотопов Pb в галенитах отдельных месторождений, на первый взгляд, дают противоречивые результаты (табл.). Это кажущееся противоречие объясняется тем, что в кристаллической решетке галенитов, имеющих структуру типа NaCl, каждый атом S октаэдрически координируется шестью атомами Pb, образовавшимися в процессе нуклеосинтеза с различным количеством нейтронов, т.е. отличающимися по изотопному составу.

В результате статистической обработки частот встречаемости разновозрастных изотопов Pb (табл.) построены гистограммы, совмещенные с геохронологической шкалой (рис. 3). Характер их распределения напоминает картину интерференции сейсмических волн при землетрясениях – каждому максимуму появления радиогенных изотопов Pb соответствуют свои “форшоки” и “афтершоки”. Такое распределение отражает, вероятно, периодически-циклический характер процесса формирования палеоареалов астеносферы. Нарушение при этом изостатического равновесия приводило к горизонтальному перемещению продуктов дифференциации верхней мантии в пределах формирующихся многоярусных ареалов палеоастеносферы, что, в свою очередь, первоначально вызывало бесструктурное растрескивание вышележащей литосферы (рассеянный спрединг) с появлением обширных полей платобазальтов (траппов), либо ареального вулканизма с развитием “зеленокаменных”, спилито-диабазовых, базальтоидно-кремни-

стых и щелочно-базальтовых формаций. Продолжение плюмовой “подпитки” астеносферы, вызывающее дальнейшую концентрацию тектонических напряжений в её кровле, приводило к образованию в вышележащей литосфере последовательно формирующихся глубинных разломов, которые контролировали цепочечное и линейное распределение дунит-перидотитовых, пироксенитовых и других гипербазитовых интрузий. В целом, офиолитовые вулканоплутонические формации являются продуктами дифференциации материала ареалов астеносферы (палеоастеносферы), в которых гипербазиты являются реститом после отделения легкоплавких компонентов, реализованных в виде разнообразных по составу базальтоидов и флюидно-газовой фазы. Образование глубинных разломов, контролирующих интрузии гипербазитов, характеризует смену геодинамической обстановки рассеянного спрединга этапами зарождения палеотрогов (палеорифтов). Дальнейшее раздвижение бортов палеотрогов стимулировало их трансформацию в авлакогены, либо в рифто-грабены с накоплением в них турбидито-флишоидных формаций. Дивергенция бортов формировавшихся рифто-грабенов компенсировалась сжатием пород вмещающей “рамы”, приводящим первоначально к их складчатости, а затем к тектоническому скучиванию с формированием складчато-надвиговым (орогенных) поясов.

Складчатые области Востока Азии состоят из ряда последовательно сформированных офиолитовых поясов и палеорифто-грабенов. Крутопадающие разломы, первоначально ограничивающие последние, при продолжении субгоризонтальной конвекции в астеносфере трансформировались в надвиги, взбросы, сдвиги. По крупным надвигам происходило значительное смещение пород по латерали, в том числе и интрузивных офиолитов. Пластины последних, как правило, подстилаются серпентинитовым меланжем. В надвиговых зонах в условиях высоких давлений при участии вадозных вод формировались плитообразные тела палингенных гранитоидов, в том числе и высокоглиноземистых гранитов [20]. Появление в орогенных областях “корней гор”, зачастую с неясно выраженной границей М, является следствием многократного магматического “подслаивания” континентальной коры при формировании палеоареалов астеносферы. Неоднородно-слоистое и неравномерно-градиентное глубинное строение складчатых областей Востока Азии в геологической ретроспективе отражает геодинамическое развитие палеоастеносферы этого обширного региона.

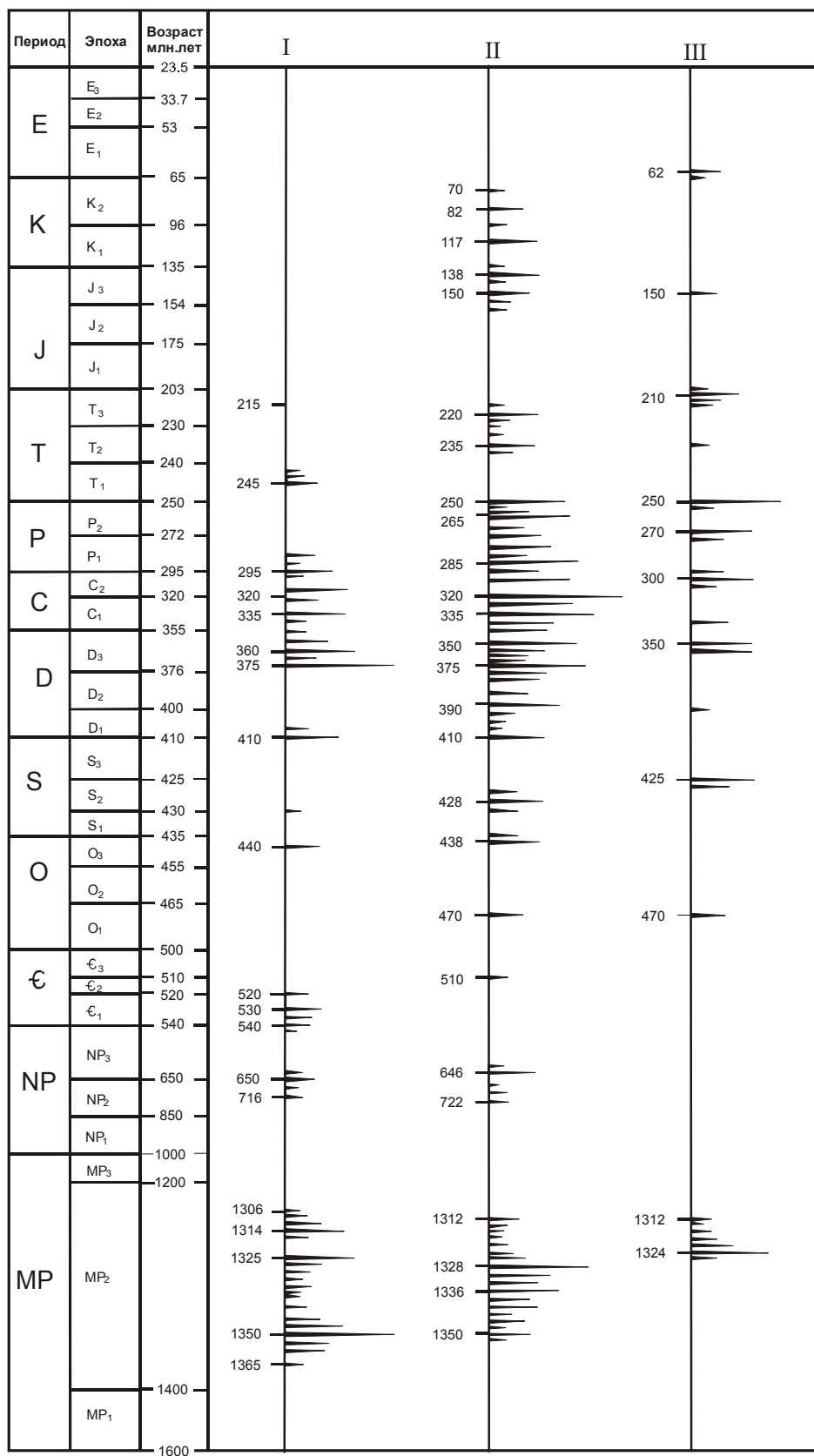


Рис. 3. Этапы образования радиогенных изотопов свинца в галенитах рудных месторождений Востока Азии. Длина отрезков соответствует частоте встречаемости разновозрастных изотопов Pb в галенитах.

I – Омолонский массив и Верхояно-Колымская складчатая система, II – Ханкайский массив и Сихотэ-Алинская складчатая система, III – Курильская и Японская островные дуги.

Шкала геологического времени по International stratigraphic Chart (International Union of Geological Sciences) [36].

Формирование разновозрастных офиолитовых вулcano-плутонических формаций в геологической истории Земли сопровождалось также существенным пополнением гидросферы (океанообразованием) [23]. В морских отложениях неопротерозоя–мезозоя, судя по вариациям изотопов стронция, наблюдаются четко выраженные минимумы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, фиксирующие возрастные интервалы в 750–650, 460–440, 390–360, 275–250 и 170–150 млн лет [33, 38]. Эти цифры, вероятно, говорят о возрасте эпох максимальной эвстазии [35] – глобальных изменений уровня мирового океана с существенным увеличением в эти эпохи роли ювенильных вод в общем балансе гидросферы. Взаимодействие астеносферных флюидов, обогащенных CH_4 , H_2 , HCl и др. [25], с кислородом атмосферы не только обусловило обогащенность углекислотой магм, формировавшихся на уровне средней коры (10–15 км) [34], но и привело к появлению ювенильных гидротерм, обогащенных хлоридами. Хлоридные комплексы являлись оптимальными переносчиками первичного Pb, лишённого U и Th и не меняющего свой изотопный состав. В формировании современного облика Pb-Zn месторождений, наряду с ювенильными гидротермами, существенную роль играли вадозные воды. На это указывает состав растворов из включений в галенитах, позволяющих считать, что формами переноса Pb в литосфере являлись гидросульфидно-карбонатные, гидросульфидно-хлоридные и гидросульфидные комплексные соединения [8]. Присутствие в галенитах отдельных месторождений свинца с разновозрастными изотопными характеристиками говорит о существенной роли процессов их мобилизации и переотложения (регенерации) в ходе многократных тектоно-магматических перестроек литосферы.

Изотопный состав серы галенитов различных по генезису и возрасту свинцово-цинковых месторождений региона характеризуется незначительными отличиями. В частности, для скарново-полиметаллических руд Дальнегорска (Сихотэ-Алинь) при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от -0,2 до +1,1 фоновое значение составляет 0... + 0,2, что соответствует составу троилитовой серы метеоритов. Такая сера образована за счет ювенильного H_2S . Минералого-геохимическая однотипность скарново-полиметаллических месторождений говорит о сходстве физико-химических параметров рудообразования. Это объясняется буферным эффектом реакции сфалерита и галенита с H_2S , поддерживающим постоянное значение pH и парциальное давление серы в гидротермальной системе [15]. В частности, в реакции $\text{Pb}^{2+} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{PbS} + 2\text{H}^+$

образование галенита обусловлено тем, что сера в нем связана более прочно, чем в H_2S . В реакции $\text{Zn}^{2+} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{ZnS} + 2\text{H}^+$ равновесие смещается влево, так как H_2S является слабо диссоциирующим соединением, в котором сера связана прочнее, чем в сфалерите. При резком избытке H_2S на начальных стадиях рудообразования осаждение галенита и сфалерита в геденбергитовом скарне происходит одновременно. По мере понижения концентрации H_2S сфалерит начинает разлагаться, и вместо него кристаллизуется галенит $\text{ZnS} + \text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{PbS} + \text{Zn}^{2+}$. При резком дефиците H_2S на заключительных стадиях формирования месторождений происходит одновременное разложение галенита и сфалерита с образованием “продушин”, в которых развиты прекрасно ограненные кристаллы галенита, сфалерита, пирита и др. Pb-изотопные характеристики таких переотложенных галенитов практически не отличаются от подобных характеристик галенитов, слагающих вмещающие массивные галенит-геденбергитовые руды.

Как уже отмечалось [22], K-Ar метод дает достаточно корректное определение возраста образования рудных ассоциаций. Скарново-полиметаллическое месторождение Верхнее (Дальнегорский рудный район), судя по возрасту ортоклаз-серицитовых метасоматитов (67–65 млн лет), слагающих оторочку в вулканитах над Главной залежью, начало формироваться в палеогене. Для месторождения характерно обилие “продушин”. Возраст апофиллита из “продушин” – 20 млн лет. Продолжительность формирования этого крупного по масштабам месторождения превышает 45–47 млн лет. Полиметаллическое оруденение, наложенное на скарны Садового месторождения, имеет возраст 58–57 млн лет, а возраст апофиллита из “продушин” – 41 млн лет. Процесс формирования этого среднего по размерам месторождения не превышал 16–17 млн лет. Изотопные составы свинца этих двух месторождений одного рудного узла практически не отличаются (табл.), поэтому можно считать, что масштабы скарново-полиметаллического оруденения значительно больше зависят от длительности формирования месторождений, чем от Pb-изотопных отношений в рудах. В жильных Pb-Zn месторождениях Дальнегорского района при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от -1,5 до +3,21 (18 проб) фоновое значение $\delta^{34}\text{S}$ лежит в пределах от +0,8 до +2,1, что обусловлено обогащением серы изотопом S^{34} в результате понижения редокс-потенциала в процессе рудогенеза. Для галенитов из всех сульфидно-касситеритовых месторождений, локализующихся в пределах Приморского рифто-грабена, сложенного мощными флишоидными толщами с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ от 0,11 до 0,34 % и крайне неравномерными кон-

центрациями SO_3 (от отсутствия до 0,02, реже до 0,08%), характерно обогащение серы изотопом S^{32} . В частности, в Кавалеровском рудном районе (25 проб) при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от -5,12 до -2,76 фоновое значение составляет от -3,98 до -3,40. Для Арминского рудного района (23 пробы) при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от -4,4 до -2,5 фон лежит в пределах от -4,0 до -3,8.

Спектры свинцово-изотопных отношений в галенитах рудных месторождений Востока Азии (рис. 3) хорошо коррелируются с геотектоническим развитием этого региона, характеризующегося гетерогенно-блоковым строением. В его пределах развиты геологические образования от архея до квартера. Во всех галенитах рудных месторождений присутствуют радиогенные изотопы свинца с возрастом 1365–1306 млн лет. Они фиксируют появление ареалов палеоастеносферы, обусловивших частичную деструкцию древнейшей континентальной коры с появлением авлакогенов, иногда с высокими концентрациями урана в составе слагающих их углеродистых толщ – Пхеннанского (Корея), Хида (Япония) и др. Более молодые изотопы Pb фиксируют зарождение Кыллахского авлакогена (716–630 млн лет), Спасско-Вознесенского (714–616 млн лет) и др. Особенности рифей-вендских авлакогенов являются: наличие графитсодержащих толщ, приуроченность стратиформного флюоритового оруденения к горизонтам битуминозных известняков, а также магнезиальный метасоматоз с локализацией стратиформного Pb-Zn оруденения в доломитах. Преобладание в составе руд высокожелезистого сфалерита обусловлено геохимическим родством Zn^{2+} с его петрогенными аналогами: Fe^{2+} и Mg^{2+} . Формирование авлакогенов сопровождалось внедрением относительно “безводных” щелочно-ультраосновных магм, обогащенных углеродом и галогенами [1]. Изотопы Pb с возрастом 510, 470 и 438 млн лет, образованные в основном за счет ^{232}Th , появляются при формировании раннепалеозойских рифто-грабенов – Лаоелин-Гродековского, Черниговского и др. Формированию Черниговского рифто-грабена предшествовало внедрение гипербазитов дмитриевского комплекса (ранний силур). Ториевые изотопы Pb с возрастом 540, 530, 520, 440 и 375 млн лет фиксируют также процессы деструкции Сибирской платформы и Омолонского массива. Возникновение палеорифтовых зон на Северо-Востоке было тесно взаимосвязано с появлением кембрийско-девонских офиолитовых комплексов хребта Черского, Омулеских гор, Сеттэ-Дабана, Томмота и др. Процессы рифтинга, обусловившие появление базальтоидных и базальтоидно-кремнистых формаций на Ю-В Сихотэ-Алиня [21], в центральной части и на

С-В о-ва Хонсю [6], фиксируются образованием изотопов с возрастом 428–425, 410, 390, 375, 350 и 300 млн лет. Появление более молодых изотопов Pb хорошо коррелируется с зарождением рифто-грабенов, выполненных турбидито-флишоидными толщами. Примерами последних являются Арсеньевский (Дабубихинский), формированию которого предшествовало внедрение гипербазитов себучарского комплекса (P_1) – 285 млн лет, Майдзуру с офиолитами пояса Вакасси-Окаяма (T_1) – 250 млн лет, Кулар-Нерский (P_2 - T_1) – 245 млн лет, Иньяли-Дебинский (T_3 - J_1) – 215 млн лет. Отрицательные значения модельного возраста свинца из некоторых стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений Северо-Востока – Агынджа, Хотойдох и др. (табл.) – обусловлены, вероятно, частичной мобилизацией молодых радиогенных изотопов Pb за счет экзогенной урановой минерализации из кор выветривания Омолонского массива. Изотопы Pb с возрастом 150 млн лет фиксируют зарождение Приморского рифто-грабена с предшествующим внедрением пироксенитов ариаднинского комплекса (J_3 - K_1). Изотопы Pb с возрастом 117–111 млн лет и 70–62 млн лет хорошо коррелируются с зарождением рифто-грабенов Идзуми (K_1 - K_2) и Симанто (K_2 -палеоцен) на Ю-В Японии [6].

Локальные мантийные диапиры, вызвавшие появление в палеоцене–плиоцене обширных полей базальтоидов на окраине Азии с образованием внутриконтинентальных рифтовых зон Центрально-Камчатской, Пекту (Баоташань)-Уссури-Амурской и др.; окраинно-континентальных рифто-грабенов Татарского пролива и Килчху-Менчхонского на С-В Кореи; окраинно-островодужных рифто-грабенов Акита и Ямагато на западе о-ва Хонсю; внутриостроводужных рифто-грабенов проливов Крузенштерна и Буссолль на Курилах, Фосса-Магна в Японии, а затем формирование глубоководных котловин Охотского и Японского морей совершенно не проявились в изотопном составе свинца [24]. Отсутствие молодых радиогенных изотопов Pb связано, видимо, с тем, что в пределах Северо-Западной Пацифики верхняя мантия, характеризующаяся появлением современных локальных ареалов астеносферы на глубинах 60–90, 110–150, 230–300 и 400–470 км [9], в позднем кайнозое в значительной степени была обеднена как U, так и Th. Концентрация этих элементов в современной мантии Востока Азии, вероятно, близка к их содержаниям в наименее радиоактивных метеоритах – углистых хондритах Алленде, Мурчисон и др., и троилитах Хенбери, Каньон-Диаболо и др. Для метеоритов этих групп отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляет 9,31–9,80; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 10,28–10,74 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 29,33–30,28 [5]. Харак-

терно, что рудный свинец Полинезии (о-ва Муруруа, Мурухо) имеет наиболее высокие значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 19,44–20,05; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15,57–17,10 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 38,8–42,25 [32]. Свинец с аналогичными изотопными отношениями типичен для хондритов метеоритов Форест-Сити, Модок, Кунашак и др. [5]. Такие изотопные характеристики свинца, указывающие на высокие концентрации U и Th в современной мантии под ложем Тихого океана, обусловлены, вероятно, тем, что в ходе формирования литосферы Тихого океана – одного из древнейших сегментов Земли – мантийный плюмаж в палеозое–раннем мезозое характеризовался меньшей интенсивностью по сравнению с областями развития древней континентальной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изотопный состав рудного свинца является индикатором возраста его отторжения от материнского мантийного субстрата. Пока ^{204}Pb , уран, актиноуран и торий находятся в закрытой системе (“невозмущенной мантии”) в рассеянном состоянии, происходит постоянное обогащение Pb радиогенными изотопами. Появление мантийных диапиров, апикальные части которых в гравитационном поле Земли распадаются на разноглубинные ареалы астеносферы (“мантийный плюмаж”), стимулирует образование минеральных фаз Pb, лишенных U и Th и уже не меняющих свой изотопный состав. Свинец таких фаз является возрастным индикатором образования астеносферных (палеоастеносферных) ареалов.

2. Формирование литосферы за счет процессов, происходящих в верхней мантии в пределах Востока Азии, завершилось в позднем кайнозое значительным истощением мантии как ураном, так и торием.

3. Присутствие в месторождениях, отдельных рудных телах и в fumarолах современных вулканов “древнего” рудного свинца с разновозрастными изотопными характеристиками говорит о существенной роли процессов мобилизации и переотложения (регенерации) свинца в ходе многократных тектоно-магматических перестроек литосферы, обусловивших формирование современного облика Pb-Zn месторождений.

Автор признателен член-корр. РАН В.А. Глебовицкому (ИГГД РАН) за критические замечания, которые учтены в окончательном варианте статьи, а также сотрудникам ДВГИ ДВО РАН В.Г. Судзеловской и Л.С. Цуриковой за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация

- мантии // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 20–30.
2. Бибикина Е.В., Вергасова Л.П., Макаров В.А. Исследование изотопного состава свинца возгонов Большого Трещинного Толбачинского извержения // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 198–201.
 3. Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 474 с.
 4. Виноградов А.П. Изотопные равновесия и геологические проблемы // Изв. АН СССР, сер. геол. 1966. № 1. С. 7–16.
 5. Войткевич Г.В. Мирошников А.Е. и др. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
 6. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
 7. Герасимов Н.С., Фефелов Н.Н., Родионов С.М. и др. О различиях в источниках рудного вещества оловорудных районов Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 92–96.
 8. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
 9. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 280 с.
 10. Зартман Р.Е. Pb-, Sr- и Nd изотопные характеристики рудных месторождений в зависимости от их геологического положения // XXVII Международный геологический конгресс. “Металлогения и рудные месторождения”. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 44–56.
 11. Иванов В.В., Лейер П.У. Возраст и типы золотого и золото-серебряного оруденения в гранитоидах Южного Приморья // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан, 1987. С. 104–106.
 12. Иванов В.В., Попов В.К. Кислый магматизм, возраст и существенные особенности золото-серебряного оруденения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Там же. С. 106–107.
 13. Иванов В.В., Лейер П.У., Дрейк Д. Первые данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту порфирирового золото-серебряного оруденения Приханканья и Центрального Сихотэ-Алиня // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 305–307.
 14. Костин А.В., Зайцев А.И. О связи Pb-изотопных параметров и ресурсов серебра месторождений Тихоокеанского рудного пояса // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Магадан, 2001. Т. 2. С. 44–46.
 15. Овчинников Л.Н., Челищев Н.Ф. О буферных ассоциациях минералов и их роли в процессах рудообразования // Геохимия. 1972. № 9. С. 1121–1127.
 16. Рассказов С.В., Иванов В.В., Ханчук А.И. и др. Изотопная гетерогенность свинца галенитов из рудных месторождений Приморья // Докл. АН. 2002. Т. 387, № 5. С. 685–689.
 17. Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса // Докл. АН. 1997. Т. 356, № 3. С. 367–370.
 18. Родионов С.М., Ханчук А.И. Месторождения типа Хисикари и перспективы их выявления на восточной окраине России // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 34–45.

19. Ростовский Ф.И. Эоценовый вулканизм и особенности золото-серебряного оруденения Северного Приморья // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 430–432.
20. Ростовский Ф.И. Формация высокоглиноземистых гранитов как структурно-вещественное проявление ультраметаморфизма // Гранитоиды вулканоплутонических ассоциаций. Сыктывкар, 1997. С. 17–18.
21. Ростовский Ф.И., Хетчиков Л.Н. Рифтогенез и регенерация рудных компонентов в процессе формирования сульфидно-касситеритового оруденения Сихотэ-Алиня // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 113–123.
22. Ростовский Ф.И., Хетчиков Л.Н. Геохронология рудообразования и источники свинца рудных месторождений Сихотэ-Алиня // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 305–307.
23. Ростовский Ф.И. Эволюция вулканоплутонических формаций в геотектоническом развитии Сихотэ-Алиня // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 802–804.
24. Ростовский Ф.И. Изотопы свинца в концепции плюмов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 429–432.
25. Ростовский Ф.И. Офиолиты в геологической истории складчатых областей Востока Азии // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Материалы междунар. науч. конф. (X чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2004. С. 163–166.
26. Соболев Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М.: Атомиздат, 1970. 352 с.
27. Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.П. и др. Анализ источников олова Кавалеровского рудного района (Южное Приморье) // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 104–125.
28. Тугаринов А.И. Изотопный состав свинца как один из возможных геохимических поисково-оценочных признаков // Геохимические поиски рудных месторождений. М.: Госгелтехиздат, 1957. С. 79–98.
29. Чернышев И.В., Шпикерман В.И. Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения центральной части Северо-Востока Азии // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 4. С. 530–533.
30. Cannon R.S., Jr., Pierce A.P., Delavaux M. Lead isotope variation with growth zoning in galena crystal // Science. 1963. V. 142. P. 574–576.
31. Collins C.B., Russell R.D., Farquhar R.M. The Maximum Age of the Elements and the Age of the Earth's Crust // Canad. J. Physics. 1953. V. 31. P. 402–418.
32. Guille G., Goutiere G., Sornein I.F., et al. The Atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia) // Geology-Petrology-Hydrogeology from volcano to atoll. Musec oceanographique. Monaco. 1996. 175 p.
33. Jacobsen S., Kaufman A.J., The Sr, C and O isotopic composition of Neoproterozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 37–57.
34. Lowenstern Jacob B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal system // Miner. Deposita. 2001. V. 36, N 6. P. 490–502.
35. Morner N.A. Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes // Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. New-York. 1979. P. 535–553.
36. Roche G., Daumas L. International stratigraphic Chart // International Union of Geological Sciences. 2000. *Рекомендованная шкала времени Азии Ханчуком*
37. Sato K. Unilateral isotopic variation of Miocene Ore Leads from Japan // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 800–805.
38. Veizer I., Ala D., Army K. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, d^{13}C , d^{18}O evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 59–88.

Поступила в редакцию 22 июня 2004 г.

F.I. Rostovsky

Pb isotope ratio of the ore leads of Eastern Asia

Pb is one of the elements whose geochemical history is totally reflected in its isotopic composition. While Pb, U and Th are in the mantle in a dispersed state, Pb is constantly enriched in radiogenic isotopes. The appearance of plums dissociating in the apical parts into series of mid-water areas of the asthenosphere, results in Pb mineral phases devoid of U and Th that do not change their isotopic composition. The ratio of isotopes in such leads indicates the age of formation of paleoasthenospheric areas.