

Э. А. ЛАНДА, Л. Б. МАКАРЬЕВ, Л. В. БЫЛИНСКАЯ, С. А. СЕРГЕЕВ, М. В. ПАВЛОВ, Э. М. ПРАСОЛОВ,  
Э. Б. ПРИЛЕПСКИЙ, К. И. ЛОХОВ, И. Н. КАПИТОНОВ, Д. И. МАТУКОВ (ВСЕГЕИ)

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОДОКАН (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Приведены результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований на месторождении Ходокан. Изотопный состав углерода черных сланцев не позволяет однозначно указывать на биогенную природу восстановленных форм углерода в них. Не исключается привнос глубинного углерода при метасоматическом рудном процессе. Изучение цирконов из вмещающих пород показало, что терригенная составляющая может иметь возраст около 2835–2650, 1500–2100 и 900–1300 млн лет. Большинство цирконов испытало потери радиогенного свинца при метасоматическом процессе около  $441 \pm 57$  млн лет. Примерно то же значение возраста получено при помощи изохронного Rb-Sr датирования рудных метасоматитов:  $492 \pm 70$  млн лет. Этот возрастной рубеж близок к имеющимся данным о возрасте оруденения на месторождении Сухой Лог.

The results of isotopic-geochemical and geochronological investigations of Khodokan deposit are reported. Isotopic composition of carbon from black shales do not show clear evidence of its biogenic origin. Metasomatic input of endogenic carbon during ore forming process can not be ruled out. Study of zircons from the rocks has shown, that their terrigenous component has characteristic ages in the ranges 2835–2650, 1500–2100 and 900–1300 m.y. Most of the zircons suffered loss of radiogenic lead during metasomatic process near  $441 \pm 57$  m.y. ago. Analogous value was obtained at dating of ore metasomatics by isochrone Rb-Sr method:  $492 \pm 70$  m.y. This age is comparable with estimated age of ore deposition on the deposit Sukhoy Log.

Бодайбинский район Байкало-Патомского нагорья — старая золотоносная территория, широко известная своими россыпями, большинство из которых уже выработано. Однако в районе выявлено и очень крупное коренное месторождение Сухой Лог стратиформного типа, приуроченное к рифейской толще углеродсодержащих метатерригенных пород. Представляется, что велики перспективы района и на обнаружение других коренных месторождений. Одно из них — новое Ходоканское месторождение. Хотя о золотоносности района месторождения известно достаточно давно [4], только в последние годы стало возможным говорить о Ходокане как о месторождении.

**Геологические особенности.** Месторождение Ходокан приурочено к сочленению Байкало-Патомской краевой системы (Бодайбинский прогиб) и Алданского щита (Нечерское поднятие). Оно залегает в породах тепторгинской серии -R<sub>1</sub> (пурпольская и медвежевская свиты), представленных в районе месторождения кварцевыми песчаниками, кварцитами, хлорит-серицитовыми и хлоритоидными сланцами, черными (углеродсодержащими) сланцами [1]. Терригенные породы пур-

польской свиты метаморфизованы в разных местах по-разному: от уровня фации зеленых сланцев до уровня альмандин-амфиболитовой фации. Это выражается в том, что наряду с метаморфогенными структурами (гранобластовой, мозаичной) нередки первичные осадочные (псаммитовая, алевропелитовая). При этом первичные глинистые минералы цемента замещены хлоритом, пирофиллитом, а в зонах более высоких ступеней метаморфизма появляются хлоритоид, магнетит, дистен, редко силлиманит. Вторичные изменения выражены также в перекристаллизации и образовании метасоматического парагенезиса березитового типа (кварц, серицит, щелочной хлорит, пирит), а также железо-магнезиальных карбонатов, главным образом сидерита.

**Цель и методы исследования.** Цель настоящего исследования — выявление геохимических особенностей пород месторождения, определение их радиологического возраста, источников вещества, в том числе рудного. Для этого использовались представительные образцы пород, из которых отбирались мономинеральные фракции. Производился анализ широкого круга элементов с

использованием метода индуктивно связанной плазмы ICP–MS. Кроме того, состав золота и некоторых сульфидов определялся с помощью микронзонда (система CamScan 2300 D SEM), а содержание благороднометаллических элементов в сульфидах — с помощью лазерного анализа. Широкое развитие слюд обусловило возможность использования их для возрастных определений в рамках Rb-Sr и Sm-Nd методов в их классическом варианте. В связи с присутствием в породах зерен цирконов проведено их уран-свинцовое датирование с использованием вторично-ионного масс-спектрометра Shrimp-II.

Для определения возможных источников рудного вещества и его возраста был установлен изотопный состав свинца в сульфидах (пиритах и галенитах). Для этого использовалась лазерно-абляционная система на базе мультиколлекторного ICP масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune и эксимерного ультрафиолетового лазера DUV-193. С помощью масс-спектрометра ThermoFinnigan Delta Plus XL в комплексе с элементным анализатором CE/NA-1112 определен изотопный состав углерода (в небольшом количестве). При этом предварительно при кислотном выщелачивании углеродсодержащее вещество было освобождено от карбонатной составляющей.

**Петрогеохимические особенности пород.** Петрогеохимические особенности состава метатерриген-

ных пород пурпольской свиты изучались В. К. Головенком [1], согласно которому они обусловлены существованием преобладающего кварца в породах. Соответственно в них мало щелочей и оснований. Содержание титана неустойчиво: чаще низкое, местами из-за примеси ильменита заметное. Содержание глинозема также неустойчиво, оно определяется количеством первично-глинистого цемента.

Петрохимические особенности подобных пород в пределах месторождения отличаются повышенными содержаниями некоторых литофильных элементов, в частности РЗЭ, распределенных весьма неравномерно (табл. 1). Неравномерно также распределение тория, содержащегося в породах в относительно повышенных количествах (данные Л. Б. Макарьева). В черных сланцах (табл. 2) отмечается некоторое обеднение легкими и обогащение тяжелыми РЗЭ. Что касается рудных элементов, то по большинству из них изученные сланцы дефицитны (V, Cr, Co, Ni, Mo, Bi, Cd) или находятся на уровне литотипа (Pb, As, Zn). Небольшое превышение обнаруживают только содержания вольфрама и циркония. Следовательно, эти породы не относятся к т. н. рудным сланцам, развитым, в частности, в Польше, Китае, Канаде и содержащим иногда очень высокие концентрации целого ряда металлов (никель, молибден, медь, кобальт и др.). Образование рудных слан-

ТАБЛИЦА 1

**СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (анализ ICP=MS, лаборатория ВСЕГЕИ) В МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ И МЕТАСОМАТИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОДОКАН (г/т)**

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	15,3	16,8	50,5	56,0	121,9	59,6	34,3	60,9	32,2	48,5	71,8	57,9
Ce	28,6	38,2	103,9	116,6	242,2	115,9	67,1	120,4	63,9	97,3	135,6	115,2
Pr	3,55	4,35	13,1	13,7	28,2	13,7	8,24	14,6	7,96	10,9	16,0	12,7
Nd	12,5	15,6	47,0	50,3	96,4	49,3	29,1	51,8	28,5	37,1	55,4	44,7
Sm	1,95	2,60	8,87	8,52	17,0	8,78	5,09	4,40	5,16	6,30	9,,55	7,23
Eu	0,48	,64	1,63	1,60	3,42	1,88	1,13	2,10	1,16	1,48	2,35	1,78
Gd	2,08	2,83	8,38	6,94	16,1	7,51	4,16	7,06	3,96	5,50	8,82	7,08
Tb	0,30	,41	1,23	,94	1,94	1,07	,57	1,04	,53	,74	1,18	1,07
Dy	1,74	2,56	6,89	4,28	9,23	5,60	2,99	5,16	2,80	4,13	6,48	5,97
Ho	0,34	,52	1,34	,71	1,45	,93	,56	1,00	,51	,74	1,19	1,11
Er	1,05	1,37	4,03	1,87	3,16	2,46	1,46	2,54	1,35	2,07	3,13	3,30
Tm	0,14	,19	,57	,24	,36	,33	,21	,30	,19	,30	0,45	,47
Yb	0,95	1,40	3,89	1,56	2,39	1,90	1,32	2,10	1,19	1,96	2,91	2,95
Lu	0,15	,22	,56	,21	,33	,28	,21	,28	,18	,28	0,45	,47
V	150	110	130	140	19,2	93,8	100	100	91,4	85,9	25,9	34,2
Cr	110	120	110	130	180	150	91,1	93,3	86,0	100	17,3	16,3
Co	19,2	10,7	13,1	5,69	3,41	14,9	1,71	1,31	3,24	6,43	3,94	3,74
Ni	47,4	10,7	16,8	17,4	9,76	38,9	<5	8,79	<5	10,4	<5	<5
Cu	64,3	50,6	79,0	55,1	31,0	8,30	24,6	40,9	28,8	29,0	6,61	<5
Zn	110	88,1	93,4	86,9	34,7	94,4	32,5	26,4	29,3	68,9	<10	<10
Ge	1,37	1,44	1,42	1,88	1,17	4,35	1,21	1,04	1,68	1,76	,24	,33
Zr	160	550	280	230	18,4	180	370	380	160	160	180	120
Mo	2,00	11,6	6,32	5,56	33,0	15,4	4,14	4,39	4,50	2,77	,15	<,01
Zr	3,77	2,63	3,07	3,47	,82	2,15	3,30	6,25	24,2	37,5	,54	2,13
Pb	10,6	9,19	11,1	16,7	,68	9,73	10,5	6,38	3,88	2,29	,75	8,75

Примечание. 1–3 – слюдяные сланцы березитизированные, 4–11 – апосланцевые березиты, 12 – слюдяной сланец березитизированный.

## СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (анализ ICP=MS, лаборатория ВСЕГЕИ) В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОДОКАН (г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	54.1	.97	26.9	17.3	30.5	38.1	33.2	37.2	7.19	40.0	5.7
Ce	100	<.01	45.2	32.0	57.8	71.8	60.0	76.3	10.3	64.9	41.0
Pr	12.6	.021	4.85	4.49	6.82	8.58	7.18	9.91	1.29	7.22	6.84
Nd	40.2	<.01	16.8	15.2	21.5	28.3	24.2	36.5	3.11	27.1	31.7
Sm	7.53	<.01	2.85	4.29	4.28	6.35	5.24	9.94	.57	8.93	10.6
Eu	1.70	<.01	.89	.83	1.05	.93	.78	1.67	.38	3.14	2.24
Gd	6.83	<.01	3.10	3.60	3.72	4.24	4.50	8.41	2.08	14.6	8.58
Tb	.96	.029	.51	.76	.76	.58	.81	1.29	.44	2.44	1.09
Dy	5.32	.30	3.07	3.18	4.50	2.81	4.68	9.88	3.28	12.3	5.23
Ho	1.10	.092	1.74	.73	.80	.58	1.03	1.91	.76	2.48	.93
Er	2.83	<.01	1.15	1.69	2.20	1.40	2.17	5.23	1.68	6.69	2.86
Tm	.41	.018	.19	.38	.41	.19	.36	.71	.28	.98	.32
Yb	2.79	.056	1.02	1.92	1.97	1.20	2.43	4.24	1.79	5.89	2.80
Lu	.45	.035	.19	.34	.34	.26	.32	.52	.35	1.08	.50
V	130	23.1	63.1	120	120	110	130	100	85.9	130	110
Cr	88.9	49.9	53.6	84.4	73.8	68.5	73.8	100	64.0	160	100
Co	19.5	.97	9.36	14.5	30.6	23.7	15.5	5.97	2.71	18.7	22.4
Ni	28.9	24.2	16.4	51.0	<15	<15	24.2	<15	<15	21.0	<15
Cu	62.1	8.84	34.0	54.8	65.2	25.9	46.4	23.6	35.1	2040	180
Cd	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	.34	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	.28	<0.2
Pb	19.1	3.10	4.73	7.07	10.3	15.9	10.4	12.6	13.2	28.7	4.43
Bi	.099	<0.06	<0.06	.10	<0.06	<0.06	.13	<0.06	<0.06	.46	.071
Ge	0.03	1.38	.93	1.58	.74	1.40	1.03	1.65	.93	1.73	1.91
Zr	190	11.3	74.3	120	140	120	220	170	150	990	1160
Mo	4.55	0.3	.46	<0.3	6.32	15.4	13.8	3.41	3.16	8.64	2.50
W	1.12	0.1	.56	.42	.56	.88	1.84	.83	25.8	160	7.37
Sn	1.74	<0.1	0.83	1.70	1.23	1.69	1.63	1.51	1.23	7.12	2.28
Sb	0.54	<0.1	0.34	1.68	0.41	0.25	0.95	0.82	0.15	<0.1	<0.1
Zn	230	31.4	78.6	130	190	72.2	51.2	41.3	41.8	280	150
As	12.4	>3	6.0	>3	150	71.6	18.2	12.5	18.0	<3	14.2

См. примечание к табл. 1.

цев связывается с особыми условиями осаждения насыщенных углеродом осадков или их эпигенезом сразу же после осаждения. При этом предполагается активная вулканическая и гидротермальная деятельность, обеспечивающая поступление в водный бассейн указанных металлов. В рассматриваемом случае этого не происходило и осаждение сланцев имело место в застойном бассейне, изолированном от путей движения металлоносных флюидов. Отсюда следует, что минерализация месторождения не образовалась при мобилизации рудного вещества, первоначально содержащегося в черных сланцах в рассеянном виде, как это нередко предполагается. Присутствие в разрезе черных сланцев, однако, способствовало осажде-

нию рудных минералов, на что указывает сближенность сланцев и зон оруденения. Изучение изотопного состава углерода черных сланцев свидетельствует, что он, вероятнее всего, является продуктом преобразования биомассы (табл. 3, рис. 1), хотя, учитывая относительно высокие значения величины  $\delta^{13}\text{C}$ , не исключен привнос эндогенного углерода на этапе метасоматических преобразований пород комплекса.

**Оруденение.** Рудные тела образуют зоны в метатерригенных породах. Морфология тел пластово-линзовидная стратифицированная, штокверковая. Минерализация — метасоматическая вкрапленная, прожилково-вкрапленная, местами кварцевожильная. Она приурочена в основном к кварц-слюдяным и реже железо-магнезиальным метасоматитам. Выделения золота представлены самородными индивидами дендритовидной, пластинчатой, комковатой, шарообразной формы (рис. 2). Пробность золота высокая (79–81%). Из примесей характерны серебро и медь. Встречается и палладистое золото (Pd до 1600г/т). В пири-тах выявлены заметные содержания палладия (5,5–19 г/т). Другие минералы месторождения: кварц, мусковит (серицит), хлорит, хлоритоид, графит, пирит, а также карбонаты (сидерит), рутил,

ТАБЛИЦА 3

## ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ С В УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ

Проба	Порода	$\delta^{13}\text{C}$ PDB, ‰
K-51-115	Черный сланец	-21,46
K-51-144	»	-21,04
N1	»	-20,15
3750-9	Черный известняк	-16,2

монацит, циркон, халькопирит, сфалерит, редкий галенит.

**Возрастные особенности месторождения.** По данным геологических и литологических исследований, вмещающая Ходоканское месторождение пурпольская свита представляет собой перемытую в относительно мелком водном бассейне кору выветривания на метаморфическом фундаменте Байкало-Патомского прогиба, которая позднее была метаморфизована и метасоматизирована. Своего рода приблизительная «калька» возрастной эволюции пород в пределах месторождения получена в результате исследования цирконов. Окатанность этих минералов соответствует предположению об их происхождении при выветривании и перемысле пород из основания прогиба. На возраст таких пород указывает конкордантное значение, равное  $2019 \pm 27$  млн лет. Это значение очень близко к определенному Н. П. Чухониным [6] методом термоионной эмиссии по цирконам возрасту гранито-гнейсов и метатерригенных пород Нечерского поднятия, обнажающихся вблизи месторождения и слагающих, очевидно, и основание прогиба (2010–2020 млн лет).

Такие породы, как свидетельствуют геологические данные, возникли при переработке более древнего протолита. Возраст его определяют конкордантные значения, полученные по изучавшимся сериям цирконов и фиксирующие интервал

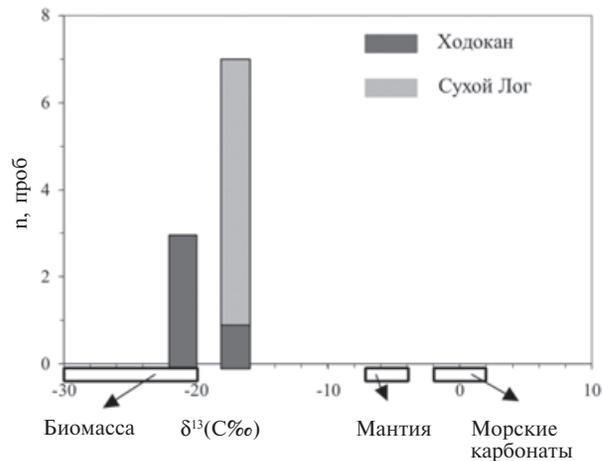


Рис. 1. Гистограмма изотопного состава углерода в черных сланцах Ходокана и Сухого Лога

2650–2835 млн лет (рис. 3). Таким образом, залегающие в основании прогиба в районе Ходоканского месторождения нижнепротерозойские породы с возрастом около 2 млрд лет образованы в большой мере за счет архейских пород.

Представляют интерес и некоторые дискордантные значения возраста цирконов. В рассматриваемом случае обращает на себя внимание повторяемость значений в интервалах 1500–2100 и 900–1300 млн лет. Первый близок к возрасту гранитов

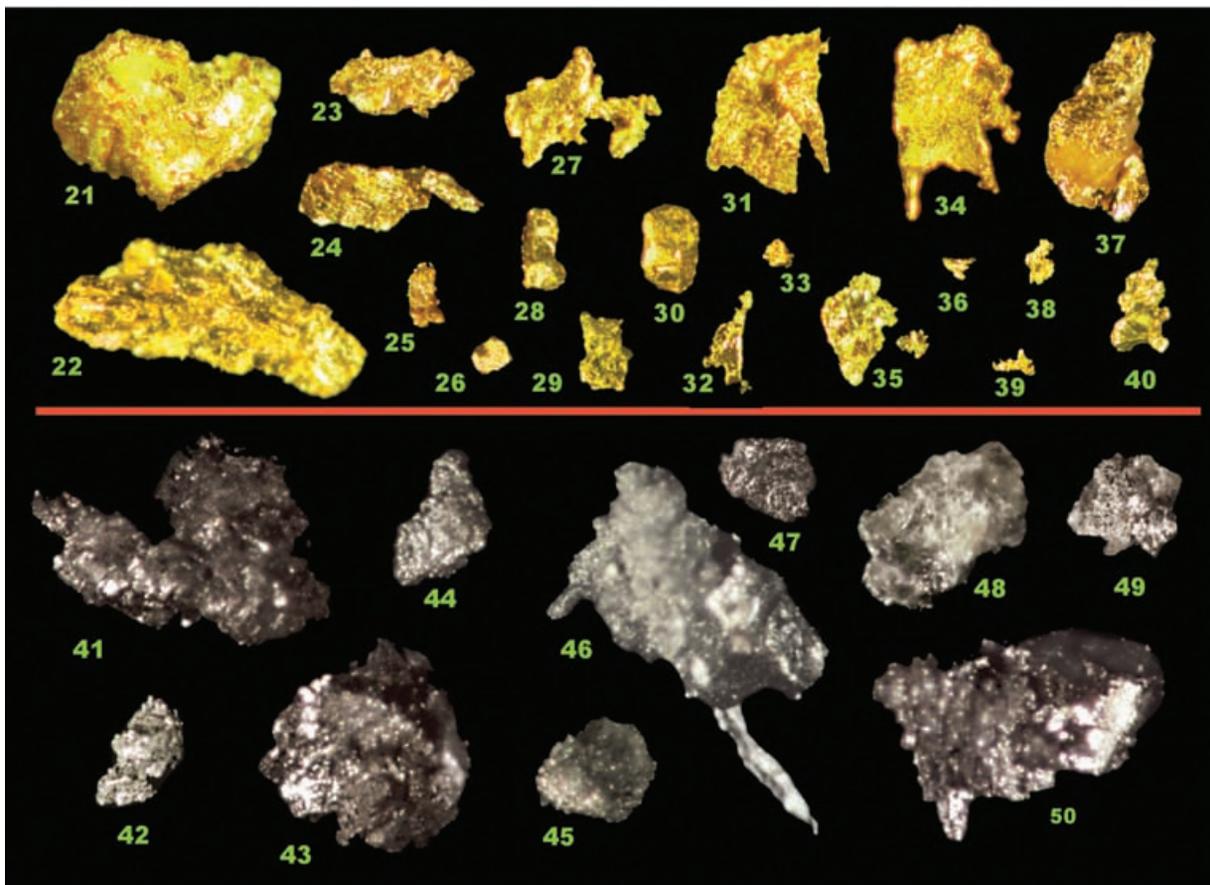


Рис. 2. Выделения золота на месторождении Ходокан (цифры — номера изученных золотин)

Нечерского поднятия, который, по данным [6], оценивается примерно в 1500–1900 млн лет, второй относится к предполагаемому времени образования Байкало-Патомского прогиба. Естественно, что эти цифры нуждаются в подтверждении. Некоторые из цирконов испытали потери свинца в более позднее время, около 441 млн лет, которое возможно отвечает времени рудного процесса (рис. 3).

Возраст оруденения должен соответствовать возрасту парагенных с ним метасоматитов, оценку которого в основном по слюдам дает (рис. 4) рубидий-стронциевая изохрона ( $492 \pm 70$  млн лет). Метасоматические процессы привели лишь к неполной гомогенизации изотопных параметров системы, и необходимы дополнительные показатели. Таковым может служить полученное для цирконов нижнее пересечение конкордии и дискордии, отразившее одно из относительно молодых событий в пределах месторождения Ходокан и давшее оценку возраста в 441 млн лет (рис. 3). Эта цифра практически полностью совпала с оценкой времени проявления гидротермального процесса ( $439 \pm 16$  млн лет), сформировавшего месторождение Сухой Лог [5], расположенного в относительной близости к Ходокану. Данные о значительном разрыве во времени между этапом образования осадочных пород Сухого Лога и этапом рудообразования приведены также в работе [9]. Отсюда следует, что месторождение Ходокан образовалось в ходе того же или весьма близкого активизационного процесса, приведшего в пределах Бодайбинского района к возникновению коренных месторождений золота. Для месторождения

Ходокан, относительно строго с учетом ошибок измерения, время активизации и соответственно образования метасоматитов и оруденения следует определять интервалом 440–490 млн лет. Подтверждение и в какой-то мере уточнение указанного возраста дали данные по сульфидам, в частности Pb-Pb диаграмма (модель Доу–Зартмана). Эта диаграмма вообще построена [2] для ряда оболочек Земли, исходя из соображения о различном влиянии на формирующийся состав свинца характерных для оболочек разных величин отношений  $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$  и  $^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$ . Однако ее в принципе можно использовать и для анализа других геологических систем с различными значениями указанных отношений и проявлением эффекта смешения. Именно такова ситуация на месторождении Ходокан, отличающемся в разных своих частях степенью насыщенности пород ураном и особенно торием. Наиболее обогащенная радиогенным свинцом проба (рис. 5) была взята из нижней части разреза, в которой особенно велико содержание таких минералов, как монацит, ксенотим и т. п. В то же время пробы галенитов взяты из средней части разреза, где подобная минерализация менее характерна. С учетом этого факта, а также того, что состав галенитов должен быть наиболее устойчивым к воздействию радиогенных добавок, можно принять возраст около 430–440 млн лет как возраст рудной минерализации Ходокана.

Приведенные выше соображения согласуются с общегеологическими данными, указывающими на проявленность в Забайкалье и Прибайкалье интенсивной раннепалеозойской активизации.

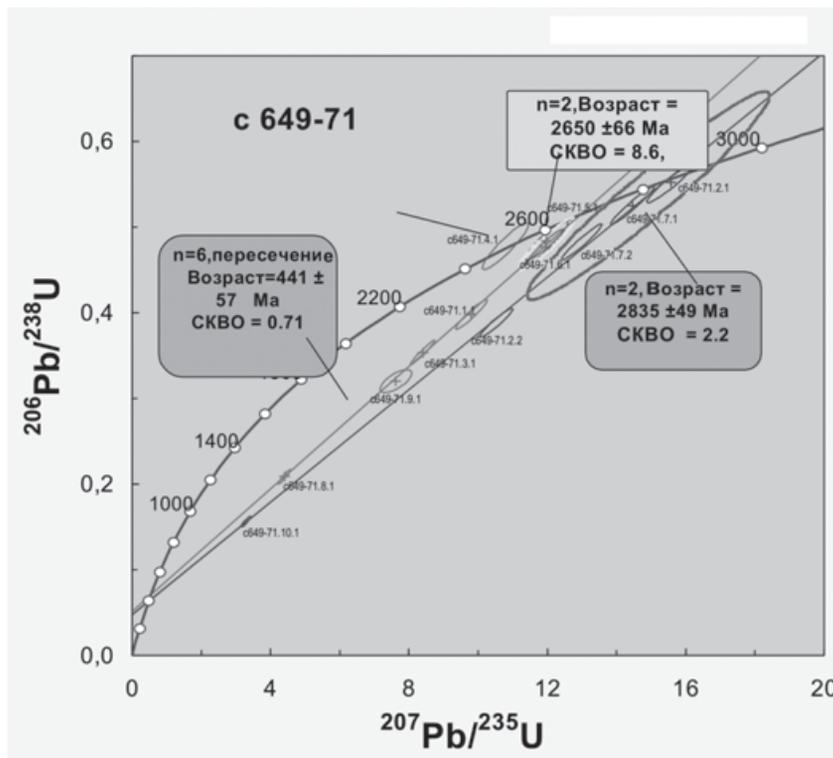


Рис. 3. Изотопные особенности (U-Pb система) цирконов из черных сланцев месторождения Ходокан

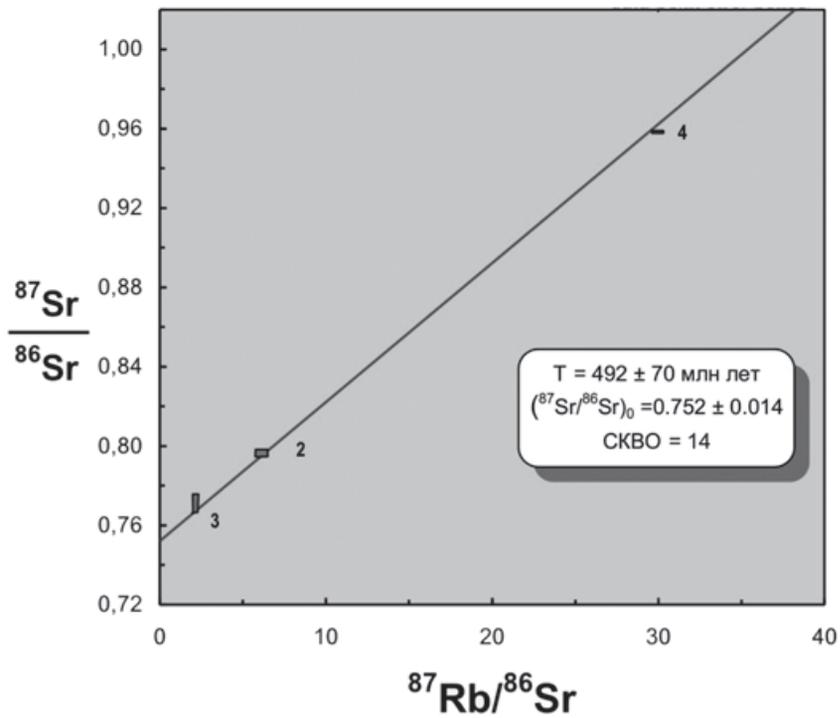


Рис. 4. Rb-Sr эрохрона для метасоматитов месторождения Ходокан

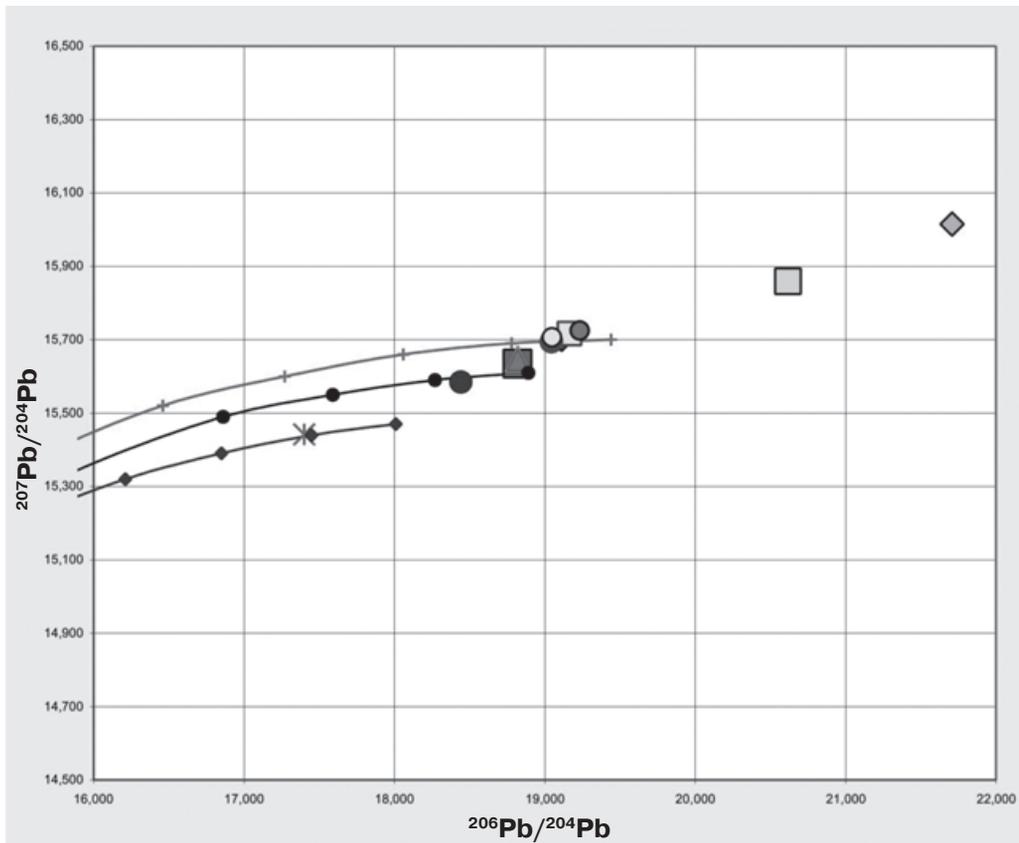


Рис. 5. Изотопный состав свинца в галенитах (звездочка и квадрат с треугольником) и пиритах (остальные знаки). Звездочка — галенит с малорадиоогенным свинцом, ромб — пирит с особорадиоогенным свинцом

Эти данные обусловили появление представлений о воздействия на геологическое развитие региона в конце кембрия—ордовике (в основном в ордовике) мантийного плюма [3]. Вне Байкало-Патомского прогиба под его воздействием возник ряд комплексов гранитоидов, в том числе и каледонских. Для них получены радиологические оценки возраста: Светлинский комплекс —  $426 \pm 24$  млн лет [8], Даванский комплекс —  $441 \pm 13$  млн лет [10], 441–457 млн лет [8]. Таким образом, по совокупности данных непротиворечиво с общегеологическими построениями принимается нижнепалеозойский возраст месторождения Ходокан и соответственно подтверждается предполагаемая по другим соображениям его близость к Сухому Логу.

**Источник вещества.** Полученные данные по рубидий-стронциевой и самарий-неодимовой изотопным системам позволяют определить источник вещества, использовавшегося в ходе метасоматического процесса, приведшего к образованию некоторых минералов месторождения Ходокан. Такой процесс на месторождении Ходокан был связан с двумя источниками. Они оба были верхнекоровыми, хотя по некоторым параметрам несколько выходили за рамки соответствующих модельных значений (рис. 6). Один источник представлял собой, судя по всему, породы собственно месторождения с модельным возрастом  $T_{DM}$  около 1200 млн лет (возраст Байкало-Патомского прогиба), существенно обогащенные радиогенным стронцием и не обогащенные радиогенным неодимом. Эти параметры свойственны терригенным породам, образовавшимся при разрушении богатого калием и рубидием субстрата. Такие породы, как уже говорилось, на месторождении возникли за счет протерозойских гранитоидов и метаморфитов. Часть из них отличается невысокими содержаниями РЗЭ. Выделение такого рода источника хорошо согласуется с выводами, сделанными в отношении наложенной минерализации

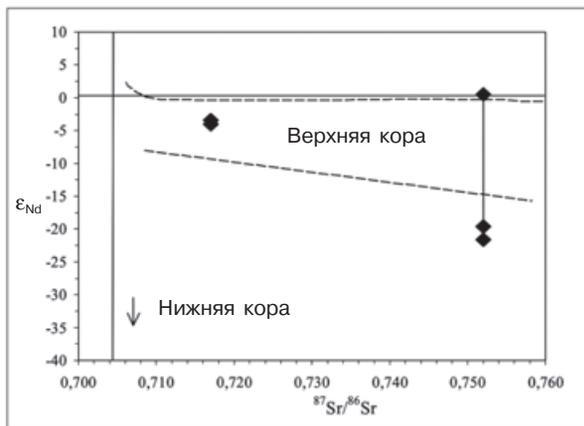


Рис. 6. Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$  для минералов и пород, указывающая на источники вещества при метасоматических преобразованиях на месторождениях Ходокан (ромбы справа) и Сухой Лог (ромб слева)

месторождения Сухой Лог, согласно которым такая минерализация несомненно имеет коровую природу, наследуемую от рифейских терригенных пород [5].

Другой тип источников при сохранении очень высокой степени обогащения радиогенным стронцием обогащен и радиогенным неодимом. Их отличают высокие значения величины  $T_{DM}$ . Такого рода образования также могут присутствовать непосредственно в пределах месторождения. Высокие содержания РЗЭ фиксируются в целом ряде проб, что связано с присутствием в них некоторых минералов-концентраторов таких элементов. Таким образом, при образовании метасоматических силикатных минералов, в рассматриваемом случае слюд, источники изотопов находились вблизи мест проявления подобного процесса. Отметим однако, что поскольку породы Ходокана возникли за счет коры протерозойских образований, зарождение метасоматизирующих растворов и фиксация их изотопных параметров могли иметь место и в пределах протерозойского фундамента под месторождением. В целом можно утверждать, что месторождения Ходокан и Сухой Лог формировались в разных блоках Байкало-Патомского прогиба, отличавшихся по общей геохимической ситуации (рис. 6).

**Источник рудного вещества.** Определение источников рудного вещества обычно делается на основе анализа данных по свинцово-свинцовой системе. В рассматриваемом случае с учетом вероятного возраста образования сульфидной минерализации в интервале 440–490 млн лет необходимо обратить внимание на наименее радиогенный галенит, фигуративная точка которого (рис. 5) попадает на линию развития мантии (по модели плюмботектоники) с возрастом, близким к 430–440 млн лет. При этом основная совокупность пиритов лежит на кривой эволюции изотопного состава верхней коры, а галениты занимают промежуточное положение. В целом рассматриваемый тренд образуется за счет двух высокордиогенных пиритов, чей состав, вероятно, связан, как уже говорилось, с их приуроченностью к специфическим участкам разреза месторождения. Соответственно по этой модели за первичный изотопный состав источника можно принять изотопный состав наименее радиогенного галенита пробы с мантийной природой и с возрастом порядка 430–440 млн лет.

Однако в то же время имеет место почти полное перекрытие соответствующих данных по Ходокану и некоторым протерозойским гранитам, в частности Ирельского комплекса (сравнение с данными [8]). Такое перекрытие может указывать на заимствование свинца из пород фундамента. В связи с этим следует обратиться еще к одной модели (рис. 7). Полученную совокупность из образцов сульфидов в первом и достаточно грубом приближении можно рассматривать как образующую единый тренд с наклоном, соответствующим возрасту  $2164 \pm 110$  млн лет ( $СКВО = 10,1$ ) и, возможно, представляющую собой вторичную изохрону.

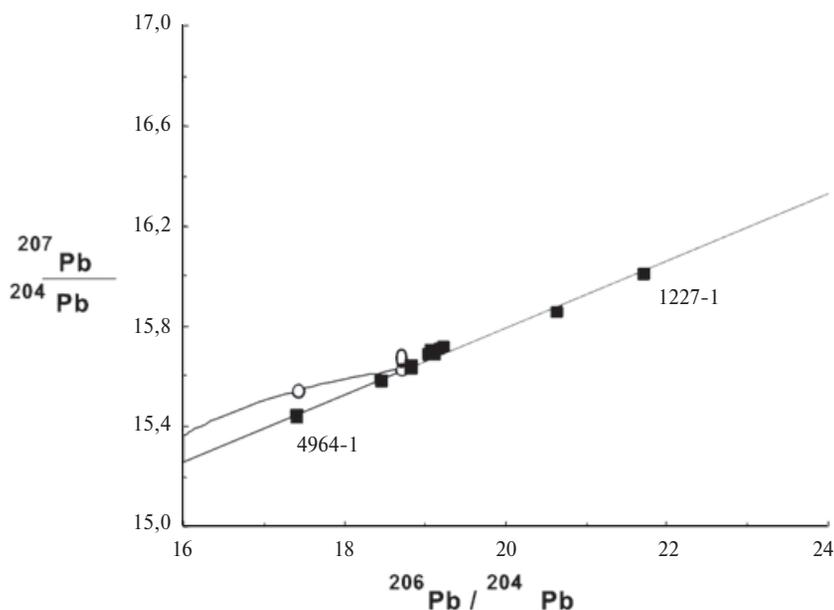


Рис. 7. Pb-Pb диаграмма для проверки гипотезы о тренде изотопного состава свинца как вторичной изохроне

В этом случае можно предположить, что исходное вещество с гомогенным изотопным составом свинца, соответствующим величине  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,84$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,1$ , отделилось от корового источника (модель Стейси–Крамерса) 2160 млн лет назад и в дальнейшем эволюционировало в соответствии с локальным уран-свинцовым соотношением вплоть до настоящего времени. В этом случае образование собственно сульфидной минерализации и перераспределение свинца между вновь образованными сульфидами (метасоматический процесс) и вмещающими породами должно происходить во время, близкое к современному.

Такая модель, однако, встречает ряд возражений: 1) образование рассмотренного тренда связано с положением аномальных свинцов из пиритов, составы которых более, чем вероятно, контаминированы вмещающими породами; 2) нижнее положение на изохроне занимают галениты, а в области современных и будущих значений располагаются менее устойчивые по отношению к контаминации (смещению) пириты; 3) нет геологических данных, указывающих на проявленность в регионе особо молодых рудогенерирующих процессов.

Представляется, что вероятная связь изотопного состава свинца Ходокана с коровым протерозойским источником должна объясняться в рамках более сложной модели, предполагающей большее количество стадий, причем точка 0 (рис. 7) должна отвечать переходу от некоего сложного эволюционного развития, включавшего следование вторичной изохроне с возрастом порядка 1900–2000 млн лет (время переработки архейского протолита), а затем изменение в региональном плане такого развития, которое могло быть вызвано существенным

влиянием в ордовике упомянутого выше плюма с переходом к стадии, характеризовавшейся проявленностью процессов смешения.

Проведенное исследование определило геохимические и изотопные особенности пород и оруденения Ходоканского месторождения. При этом параллельно были получены первые данные по минералогии золота и установлен факт присутствия МПГ-содержащей минерализации. Из результатов исследования вытекает, что месторождение образовалось, вероятнее всего, в связи с тем же временным эпизодом активизационных (плюмовых) процессов, в ходе которого возникли месторождения Сухой Лог, а также Зун-Халба в В. Саяне, возраст которого определен в 450 млн лет [7]. Оруденение Ходокана формировалось в отличном по своему положению и физико-химическим свойствам блоке Байкало-Патомского прогиба, что повлияло на особенности морфологии рудных зон, характер золотой минерализации (размерность и состав золотин, уровень содержания золота).

И Сухой Лог, и Ходокан образовались в метатерригенных углеродсодержащих толщах, расположенных над зоной крупного регионального несогласия. Подобные несогласия нередко контролируют значительные месторождения урана и сопутствующих им иногда золота и МПГ. Выше отмечены некоторые факты, указывающие на то, что источником рудного вещества Ходокана были протерозойские образования, залегающие в основании прогиба, т. е. и в этом случае намечается некая связь с несогласием. Кроме того, из тех же фактов следует предположение о том, что в основании прогиба могут быть собственные золоторудные сегрегации.

1. Головенко В. К. Литолого-геохимические особенности и условия образования теплогинской серии байкальской горной области. М.: Недра. 1976.
2. Доу В., Зартман Р., Стейси Дж. Общая теория плюмботектоники // Чтения Вернадского, XVIII, 1979.
3. Изох А. Э., Поляков Г. В. и др. Размещение и геохимические типы ордовикского коллизионного ультрабазит-базитового магматизма Центральной Азии // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С. 114–117.
4. Кебезинская К. Б., Аношин Г. Н., Цимбалист В. Г. Химизм пород фации дистеновых сланцев и распределение в них золота (на примере участка рек Большой и Малый Ходокан, Витимо-Патомское нагорье) // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970. С. 98–107.
5. Лаверов Н. П., Чернышев И. В., Дистлер В. В. и др. Геохронология и возможные источники рудного вещества крупнейшего месторождения Сухой Лог: результаты изотопных исследований // Изотопное датирование геологических процессов. М., 2000. С. 211–214.
6. Макарьев Л. Б., Чухонин А. П. и др. Докембрийские гранитоиды Нечерского и Тонодского поднятий Байкальской складчатой области // Геол. и геоф. 1992. № 9. С. 61–72.
7. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М, 1999.
8. Неймарк Л. А., Ларин А. М. Геохимические, геохронологические и изотопные свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
9. Рундквист И. К. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // ГРМ. 1992. № 2. С. 94–107.
10. Рыцк Е. Ю., Неймарк Л. А., Амелин Ю. В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
11. Юдович Э. Я., Кертис М. П. Основные закономерности геохимии черных сланцев. Сыктывкар, 1991. 110 с.