

Э. В. СОБОТОВИЧ, В. А. РУДНИК

ИСТИННЫЙ И КАЖУЩИЙСЯ РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ПОРОД АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА *

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 15 IV 1970)

Как известно, критерием правильности радиологических измерений возраста горных пород служит совпадение его значений, полученных различными методами. Однако нередко расхождения значений возраста, установленного даже одним и тем же свинцово-изотопным методом по разным отношениям (Pb^{207}/Pb^{206} , Pb^{207}/U^{235} , Pb^{206}/U^{238} , Pb^{208}/Th^{232} , Pb^{210}/Pb^{206}). Для глубоко и неоднократно метаморфизованных образований полигенной природы, каковыми являются и породы алданского комплекса, эти расхождения достигают сотен миллионов и даже миллиардов лет. Они связаны с определенными наложенными геологическими процессами, в связи с чем заключают в себе дополнительную информацию об истории формирования и преобразования исследуемых горных пород. Для выявления этой информации наиболее перспективно комплексное использование $Pb-Pb$ -, $Pb-Th$ - и $Pb-U$ -изохронных методов и метода согласованных разностей (^{2, 3}) по валовым пробам пород.

При помощи $Pb-Pb$ - и $Pb-Th$ -изохронных методов было показано, что вулканогенно-осадочные породы иенгрской серии образовались примерно 3,2—3,5 млрд лет назад (⁴), претерпев в последующей истории геологического развития региона (вплоть до 1,7 млрд лет назад) полиметаморфические преобразования, которые выразились в развитии процессов регионального и динамического метаморфизма, анатексиса, палингнеза, ультраметаморфизма и гранитизации (⁶). После почти полуторамиллиардного резкого снижения магматической активности породы иенгрской серии вновь претерпели метаморфические преобразования в связи с внедрением мезозойского комплекса гипабиссальных и субвулканических интрузий, которые выразились в фенитизации, пропилитизации, окварцевании и в других метасоматических явлениях (⁷).

С целью подтверждения ранее полученных древних значений возраста, в частности архейского, для кристаллических сланцев иенгрской серии и более детального расчленения последовательности геологических событий в алданском докембрии были изучены $Pb-U$ -изотопные отношения**.

Распространенность U , Th и Pb в кристаллических сланцах иенгрской серии (табл. 1, пробы №№ 1—4) значительно выше кларка или даже средней для этих сланцев величины (см. табл. 2). Кристаллические сланцы характеризуются пониженным отношением Th/U и Pb/U . Для гранитоидов, локализованных в пределах иенгрской серии (пробы №№ 9—13), имеет место аналогичная картина: они содержат больше U , Th и Pb , нежели вмещающие их кристаллические сланцы, однако отношения этих элементов друг к другу в целом сохраняются в тех же пределах. Содержание U и Pb в кристаллических сланцах тимптонской серии (пр. №№ 5—8) в среднем гораздо больше, чем в кристаллических сланцах и гранитоидах иенгрской серии. Как видно из табл. 1, U^{238}/Pb^{204} во всех случаях выше клар-

* В номенклатуре (¹) Алданский комплекс включает в себя иенгрскую, тимптонскую и желтулинскую серию докембрия Алданского щита Сибирской платформы.

** Методику исследований см. в (⁸).

Таблица 1

№ пробы	Содержание, г/г			Изотопные отнош. (Pb ²⁰⁴ , 1)			U ²³⁸ /Pb ²⁰⁴	U ²³⁵ /Pb ²⁰⁴	Возраст изохронный, кажущийся, млн. лет		
	Pb	U	Th	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸			Pb ²⁰⁶ — U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ — U ²³⁵	$\Delta \frac{Pb^{206}}{U^{238}} - \Delta \frac{Pb^{207}}{U^{235}}$
1	12,5	6,75	5,3	18,01	15,60	39,40	33,82	0,24	} 180	} 970	{ t _M = 100 t ₀ = 3200 ± 300
2	9,6	8,8	6,5	20,20	16,22	42,90	62,85	0,43			
3	7,2	4,6	5,7	17,71	16,05	38,28	40,55	0,29			
4	12,5	2,4	4,7	19,47	16,11	39,52	12,37	0,09	} 200	} 600	{ t _M = 200 t ₀ = 2600 ± 200
5	25,8	15,3	—	19,87	16,13	39,40	38,34	0,26			
6	23,6	10,0	—	17,02	15,84	38,42	29,13	0,19			
7	10,5	5,2	—	16,87	15,68	38,03	29,90	0,21	} 200	} 600	{ t _M = 150 ± 50 t ₀ = 2500 ± 300
8	15,4	36,0	11,4	22,48	16,47	42,50	166,92	1,19			
9	16,1	4,0	5,0	17,16	15,80	27,41	14,97	0,11			
10	13,7	19,9	64,4	19,86	16,03	50,81	101,11	0,72	} 200	} 600	{ t _M = 150 ± 50 t ₀ = 2500 ± 300
11	10,0	6,2	—	18,06	15,84	38,00	38,3	0,27			
12	13,4	3,5	—	17,21	15,39	36,81	15,53	0,11			
13	13,8	9,5	—	18,34	15,85	37,79	42,40	0,30			

Примечание. Пр. №№ 1—4 — плагиоклазовые кристаллические сланцы иенгской серии (Pb—Pb-изохронный возраст (и. в.) 3300 ± 200 млн лет (4), Pb—Th-и. в. 3400 ± 200 млн лет (7)); №№ 5—8 — плагиоклазовые кристаллические сланцы тимптонской серии (Pb—Pb-и. в. 2330 ± 160 млн лет (4)); №№ 9—13 — граниты и гранодиориты в пределах иенгской серии: №№ 9, 10 — палингено-анатектические гранитоиды чарнокитового комплекса (Pb—Pb-и. в. 2100 ± 100 млн лет (4), Pb—Th-и. в. 4000 ± 1000 млн лет (7)), №№ 11, 12 — палингено-метасоматические и № 13 интрузивно-анатектические (Pb—Pb-и. в. 2000 ± 100 млн лет (4)). t_M — время метаморфизма, t₀ — время образования.

кового, лежащего в пределах 8,9—9,3 (3). Величина отношений Th²³²/Pb²⁰⁴ испытывает меньшие вариации, чем отношений U²³⁸/Pb²⁰⁴, и колеблется в пределах от 19,06 до 56,01 (3).

Данные о распространенности U, Th и Pb (см. табл. 1 и 2) указывают на значительно повышенные содержания в рассматриваемых породах U (повышенное отношение Th/U и Pb/U), в частности в кристаллических сланцах алданского комплекса, а также на незакономерные и значительные вариации в его содержании. Возникает вопрос о том, является ли повышенное содержание U первичным, т. е. присущим исследованным породам с момента их формирования, или же оно связано с последующей эволюцией горных пород, а если U оказывается привнесенным, то когда и в связи с какими процессами произошел его привнос. Подойти к решению можно путем сопоставления Pb—Pb-, Pb—U- и Pb—Th-изохрон.

Использование Pb—U- или Pb—Th-изохрон для определения возраста горных пород имеет физический смысл только при условии соответствия исследуемых пород системам закрытого типа в отношении U, Pb и Th. В случае отклонения систем от закрытого типа значения определяемого возраста (так называемого кажущегося возраста) будут лежать между истинным возрастом породы и временем последнего изменения Pb—U- или Pb—Th-отношений. Так, для кристаллических сланцев иенгской серии (см. табл. 1) кажущийся возраст по изохроне Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ — U²³⁸/Pb²⁰⁴ составляет 180 млн лет. Кажущиеся значения возраста в 200 млн лет получены и для кристаллических сланцев тимптонской и гранитоидов иенгской серий. Кажущийся возраст по изохроне Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴ — U²³⁵/Pb²⁰⁴ для кристаллических сланцев и гранитоидов обеих серий составляет от 500 до 900 млн лет. При этом, если Pb—Pb-изохронные возраста рассматриваемых пород различаются до 1—1,5 млрд лет, то Pb—U возраст пород примерно один и тот же для всех типов пород и составляет: по Pb²⁰⁷/U²³⁵ отношению 500—900 млн лет, по Pb²⁰⁶/U²³⁸ — примерно 200 млн лет. Для исследованных пород имеет место следующая последовательность возрастов: Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ > Pb²⁰⁷/U²³⁵ > Pb²⁰⁶ > U²³⁸.

Такой ряд изменения значений радиологического возраста может быть обусловлен либо выносом Pb, либо привносом U в исследованные породы. Вынос Pb обычно связан с относительно высоким прогревом породы, который, собственно, и обеспечивает процесс регионального метаморфизма. Последний должен датироваться минералогическими и другими видимыми

Таблица 2

Горная порода	Pb	U	Th
Кларки			
Сиеиты	15	3,0	10
Граниты	25	2,5	10
Гранодиориты	10	2,0	10
Диориты	10	1,8	7
Базальты	6	0,6	3,2
Ультрабазиты, дуниты	1	0,02	0,05
Гнейсы, сланцы	30	0,5	1,8
Песчаники	7,0	2,0	7,0
Алданский щит, иенгрская серия*			
Кристаллические сланцы, амфиболиты	3,6 (78)	3,5±0,7 (72)	5,0±1,2 (24)
Гнейсы различного состава, федоровская свита	14,0 (30)	2,7±0,7 (27)	5,0±1,8 (10)
Гнейсы, верхнеалданская свита	12,0 (24)	2,2±0,6 (18)	11,9±16,7 (7)
Граниты розовые	10,0 (230)	3,2±0,4 (201)	8,4±2,5 (61)
Граниты аляскинтовые, мясокрасные	15,0 (103)	5,2±1,1 (82)	61,7±15,3 (41)
Граниты пегматоидные	15,5 (27)	4,8±1,9 (25)	134 (13)
Плагиограниты — диориты чарнокитового комплекса	4,7 (19)	0,8±0,2 (19)	0,8±0,2
Гранодиориты — граниты чарнокитового комплекса	5,6 (34)	1,6±0,6 (34)	—
Милониты по кристаллическим сланцам	15,0 (27)	3,1±0,7 (24)	10,0 (8)
Милониты по гранитам	9,3 (107)	5,8±1,2 (90)	14,8±5,5 (42)

* Данные любезно предоставлены Б. Е. Кудрявцевым. В скобках — величина выборки.

изменениями породы. В рассматриваемом случае подобных изменений не устанавливается, что наиболее бесспорно для пород Pb—Pb-изохронный возраст которых 2000—2300 млн лет (см. табл. 1, пр. №№ 5—13). Учитывая также повышенное содержание U относительно кларкового (табл. 2), пониженное отношение Th—U, большой процент U, находящегося в подвижной форме* и, наконец, однообразие Pb²⁰⁷—U²³⁵- и Pb²⁰⁶—U²³⁸-изохронных возрастов для геологически резко разновозрастных пород, можно сделать вывод, что в рассматриваемом случае имел место привнос U. Более того, этот U мобилизован уже после полной консолидации пород, на что указывает Pb—U-изохронный возраст.

Если предположить, что U был привнесен в процессе одного этапа метаморфизма (метасоматизма), то при помощи метода «согласованных разностей» (2, 3) можно оценить и время этого привноса, который по отношению к кристаллическим сланцам иенгрской серии имел место где-то 70—170 млн лет назад при истинном «согласованном» возрасте их 3500—2900 млн лет (см. табл. 1). Такие большие вариации значений возраста, очевидно, связаны или с недостаточной точностью определения содержания U и Pb, или, что наиболее вероятно, с влиянием каких-то неучтенных геологических процессов. Для кристаллических сланцев тимптонской серии (табл. 1, пр. №№ 5—8) время подобного привноса U по всем возможным разностям оценивается примерно в 200 млн лет, а «истинный» согласованный возраст — в 2600 ± 200 млн лет.

Гранитоиды различного генезиса, локализованные в пределах иенгрской серии, при их согласованном возрасте в 2500 ± 300 млн лет испытали последний метаморфизм, вызвавший привнос U, в 150 ± 50 млн лет (пр. №№ 9—13). Полученная величина «согласованного» возраста, по-видимому, отражает время гранитообразования в процессе ультраметамор-

* По Б. Е. Кудрявцеву, содержание подвижного U достигает 50% от его общего количества (какой-либо закономерной связи содержания подвижного U с составом и (или) генезисом горных пород не устанавливается).

физма первого архейского тектоно-магматического цикла и время мобилизации вещества гранитоидов в результате палингенеза и палингенно-метасоматического преобразования второго раннепротерозойского тектоно-магматического цикла (2). При этом следует иметь в виду неопределенность исходной предпосылки об однократном мезозойском метаморфизме пород, обусловившем резкое изменение Pb/U-отношения при отсутствии сколь-нибудь заметных преобразований минерального состава. Кроме того, ограниченное количество аналитических определений по каждому генетическому типу гранитов не позволило получить присущие им «согласованные» значения возраста. Все это обуславливает значительную погрешность полученных значений «согласованного» возраста и времени последнего метаморфизма (привноса U), а сами значения возраста следует рассматривать как ориентировочные.

Таким образом, знание Pb—U-изотопных отношений позволяет оценить истинный возраст пород, а также время их наиболее интенсивного метаморфизма. При наличии нескольких этапов метаморфизма, что имеет место в отношении исследованных пород, может быть установлено время наиболее резкого изменения Pb/U-отношений, но при этом значительно возрастает погрешность определения возраста. Метод согласованных разностей, несмотря на чрезвычайно большой разброс точек, однозначно указывает на изменение Pb/U-отношения во всех исследованных породах в интервале времени от нескольких десятков до 200 млн лет при истинных возрастах, находящихся в разумном согласии с данными других методов. Значения возраста, получаемого при помощи Pb/U-изохрон, могут быть и лишены физического смысла. Однако они указывают на сам факт метаморфизма или последующего преобразования пород и позволяют сделать отбраковку проб, по которым определяется возраст. Если предположить, что половина U, соответствующего U подвижному (см. табл. 2), была привнесена в процессе одного этапа метаморфизма, то возраст, вычисленный на основании отношений «стабильной» формы U к изотопам Pb путем построения изохрон, окажется вдвое выше.

Изложенные данные позволяют сделать вывод, что исследованные породы алданского комплекса начиная от 1700 млн лет назад до настоящего времени не претерпели сколь-нибудь заметных изменений. Мезозойское время характеризуется повсеместным привносом в рассматриваемые породы геохимических количеств U и фиксируется значениями возраста, рассчитанными методом согласованных разностей, в 150—200 млн лет назад. Привнос U не сопровождался существенной переработкой исследованных пород на площади по крайней мере в 10 000 км², в противоположность широко проявленным процессам мезозойского диафтореза докембрийских пород зоны Становика — Джугджур (10). И в то же время это не поверхностное заражение, так как многие образцы взяты из четвертичных речных каньонов с глубины разреза эродированных пород в несколько сот метров.

Институт геохимии и физики минералов
Академии наук УССР
Киев

Поступило
9 IV 1970

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. И. Тугаринов и др., Геохимия, № 3 (1967). ² Э. В. Собонович, С. М. Гращенко, Бюлл. Комисс. по определ. абсол. возраста геол. формаций, в. 5 (1962). ³ Э. В. Собонович, Изотопы свинца в геохимии и космохимии, М., 1970. ⁴ В. А. Рудник, Э. В. Собонович, В. М. Терентьев, ДАН, 188, № 4 (1969). ⁵ В. А. Рудник, Э. В. Собонович, ДАН, 189, № 3 (1969). ⁶ В. А. Рудник, Э. В. Собонович, ДАН, 189, № 4 (1969). ⁷ Геологическое строение СССР, 3, М., 1968. ⁸ Э. В. Собонович и др., В кн. Геолого-радиологическая интерпрет. несходящихся значений возраста, М., 1969. ⁹ В. А. Рудник, Тр. Всесоюзн. н.-и. геол. инст., нов. сер., 135 (1967). ¹⁰ Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, «Наука», 1968.