

УДК 550.93:551.71(99-11)

ГЕОЛОГИЯ

М. Г. РАВИЧ, Э. В. СОБOTOVИЧ, Е. Н. КАМЕНЕВ, В. А. РУДНИК

## О ПОЗДНЕАЗОЙСКОМ ВОЗРАСТЕ \* ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД АНТАРКТИДЫ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 20 VII 1973)

Получение достоверных радиологических данных о возрасте древнейших пород кристаллического фундамента Антарктической платформы имеет принципиальное значение для понимания ее геологического строения и развития. Однако подавляющее число радиологических данных, выполненных аргоновым методом (<sup>1, 2</sup>), — более 300 определений, не дает представлений о времени формирования супракрустальных комплексов Антарктиды, варьируя в пределах 450—550 млн лет и отражая последний этап их перестройки в результате проявления поздних стадий Байкальской (Росской — для Антарктиды) складчатости. Наибольшие значения радиологического возраста, полученные стронциевым и свинцово-ториевым методами (<sup>2, 4</sup>), находятся в интервале 850—1800 млн лет и фиксируют средне- и раннерифейские этапы активизации и омоложения в пределах кристаллического фундамента Антарктической платформы, также не добавляя информации о возрасте самого фундамента. Последний представляет собой сложное гетерогенное сооружение, прослеженное на протяжении более чем 8000 км вдоль побережья материка (от 12° з.д. до 145° в.д.) и состоящее как из стабильных архейских щитов, так и из мобильных областей, подвергавшихся неоднократной активизации и перестройке вплоть до начала палеозоя.

Для получения надежной информации о радиологическом возрасте субстрата кристаллического фундамента Антарктической платформы было проведено Рb-изохронное исследование \*\* кристаллических пород одного из крупнейших щитов (площадью более 1 млн км<sup>2</sup>), открытого (<sup>5</sup>) на Земле Эндерби и Мак-Робертсона (45—65° в.д.). В щите по характеру и последовательности метаморфизма выделяются две региональные структурно-фациальные зоны (<sup>5</sup>).

Породы наиболее древней из них — Нейпирской зоны характеризуются пироксен-гранулитовой субфацией метаморфизма и представлены основными кристаллическими сланцами и эндербитами, сформированными преимущественно за счет вулканогенных пород соответственно базальтового и андезитового состава. Особенности структуры и метаморфизма позволяют сопоставить Нейпирскую зону с древнейшими областями Земли (<sup>9, 10</sup>).

Породы второй — Рейнерской зоны, окружающей Нейпирскую, представлены преимущественно мигматитами и чарнокитами, образованными в результате наложения процессов щелочного метасоматоза в условиях более низкотемпературной (роговообманково-гранулитовой) субфации на продукты пироксен-гранулитовой субфации. Рейнерская зона хорошо со-

\* В номенклатуре (<sup>1</sup>), согласно которой поздний азот соответствует интервалу (4200—3700)±200 млн лет.

\*\* По ранее разработанной и опубликованной методике (<sup>6</sup>) и методологии (<sup>7, 8</sup>). Кроме того, в настоящей работе впервые используются для геохронологической интерпретации данные по первичному отношению изотопов Рb, полученные методом наименьших квадратов.

поставляется с областями развития алданского комплекса Сибирской платформы (8, 11), беломорским комплексом Балтийского щита и др. (9, 10).

Пробы для определения радиологического возраста были отобраны из заведомо геологически разновозрастных и наименее измененных каким бы то ни было процессами основных кристаллических сланцев и эндербитов, тела которых расположены вдали от зон нарушения, гранитизации, диафтолиза и гидротермальной минерализации. Эти породы залегают в виде пласто- и линзообразных тел мощностью от 0,2 до 15 м и более, «переслаивающихся» между собой. При этом эндербиты представляют собой, по сути дела, темные гиперстеновые плагиограниты, минеральный состав которых характеризуется неоднородностью, будучи обусловлен составом исходных пород (6). Они подразделяются на меланократовые эндербиты (характеризуются низким содержанием кварца — до 10—15% и высоким гиперстена — до 10—20%), сформированные, как и основные кристаллические сланцы, за счет базальтоидных пород, и на эндербиты (характеризуются высоким содержанием кварца — в среднем 25—35% и низким гиперстена — в среднем 4—10%), образовавшиеся по исходным породам андезитового состава\*.

Пробы основных кристаллических сланцев (см. табл. 1, №№ 1—4) отобраны из центральных частей пластообразных тел мощностью от 5 — до 16 м, заключенных в пачках эндербитов. При этом пр. №№ 2 и 3 отобраны из единого пласта кристаллических сланцев, мощностью около 14,5 м, первая из которых взята из меланократовых, а вторая — из лейкократовых «прослоев» (породы обеих проб слабо биотитизированы). Пласт, из которого взята пр. № 4, залегают на пласте, охарактеризованном пр. №№ 2 и 3.

Пр. №№ 5 и 6 отобраны из пластов эндербитов мощностью соответственно 0,2 и 10 м, входящих в состав мощной пачки эндербитов с прослоями основных кристаллических сланцев. При этом пластообразное тело эндербита, из которого взята пр. № 5, заключено внутри пласта основных кристаллических сланцев, охарактеризованных пр. № 1. Плагиоклаз эндербитов представлен андезином (№ 30—43), а гиперстен — разностью, железистость которой варьирует от 41—46 до 51—55%. При этом в породе пр. № 5 установлен катаклиз, а в породе пр. № 6 — также слабое окварцевание и незначительная биотитизация гиперстена.

Таблица 1

Распространенность U, Th, Pb и их изотопные отношения в породах Земли Эндерби

№№ п.п.	№обр.	Содержание, г/т			Изотопный состав Pb, %				Сод. Pb <sup>206</sup> , г/т	Атомные отношения изотопов к Pb <sup>204</sup>					
		U	Th	Pb	204	206	207	208		206	207	208	238	235	232
1	28	0,70	3,94	7,0	1,355	22,36	21,76	54,53	0,0949	16,52	16,08	40,29	6,32	0,046	36,50
2	28г	0,83	0,35	10,6	1,407	23,52	22,79	52,28	0,1491	16,72	16,20	37,16	4,77	0,035	2,06
3	28д	0,70	0,49	4,2	1,335	24,59	22,47	51,60	0,0561	18,42	16,83	38,65	10,69	0,077	7,68
4	28е	0,90	1,53	7,5	1,409	23,00	22,85	52,74	0,1057	16,32	16,32	37,43	7,30	0,053	12,72
5	28а	0,50	1,44	5,0	1,343	23,88	22,43	52,35	0,0672	17,78	16,70	38,98	6,36	0,046	18,85
6	28в	3,00	100,0	25,5	0,478	14,06	10,27	75,19	0,1219	29,39	21,46	157,11	21,11	0,153	764,3

Методика отбора, обработки проб и определения изотопного состава Pb рассмотрены ранее (12, 13), U определялся рентгеноспектральным (В. Н. Горпоский, Н. В. Голубев), люминесцентным (Н. А. Слешкова) и спектрофотометрическими (А. Д. Искандерова) методами, торий — рентгеноспектральным и спектрофотометрическим, а Pb — спектрофотометрическим.

\* Земля Эндерби является классической областью развития эндербитов, впервые обнаруженных С. Тилли (14).

Изотопный анализ Pb выполнен на масс-спектрометре МИ-1309 Ю. А. Слупицким (в качестве стандарта использовался галенит-70). В табл. 1 представлены результаты средних выборочных значений проведенных определений и результаты в виде изотопных отношений, которые необходимы для вычисления возраста.

Как видно из табл. 2, значения изохронных возрастов (№№ 1—4) для кристаллических сланцев варьируют значительно, а для эндербитов (по

Таблица 2

Коэффициенты уравнений изохрон и возраст пород Земли Эндерби (млн лет)

№№ п.п.	Изотопные отношения	Кристаллические сланцы		Эндербиты	
		коэффициент	возраст	коэффициент	возраст
I	$Pb_{r,207}/Pb_{r,206}$	$b = 0,336 \pm 0,044$	$3700 \pm 200$	$b = 0,43 \pm 0,02$	$4000 \pm 100$
II	$Pb_{r,206}/U^{238}$			$b = 0,79 \pm 0,607$	$3800 \pm 300$
III	$Pb_{r,207}/U^{235}$			$b = 43,3 \pm 12,0$	$3900 \pm 300$
IV	$Pb_{r,206}/Th^{232}$	$b = 0,19 \pm 0,06$	$3600 \pm 100$	$b = 0,158 \pm 0,04$	$3000 \pm 700$
V	$(Pb^{206}/Pb^{204})_0$			$a = 12,8 \pm 0,2$	$2800 \pm 100$
VI	$(Pb^{208}/Pb^{204})_0$	$a = 35,79 \pm 2,2$	$1600 \pm 1000$	$a = 36,5 \pm 0,3$	$1250 \pm 150$
VII	$Pb^{206}/Pb^{207}$	$a_{207} = 15,6 \pm 0,1$	$2800 \pm 200$	$a_{207} = 14,6 \pm 0,1$	$3100 \pm 200$
VIII	Согласованные разности	$a = -0,04 \pm 0,10$ $b = 0,017 \pm 0,004$	$4100^{+500}_{-200}$		

Примечание. I—IV — номера изотопных отношений, характеризующихся соответствующими изохронами; возраст вычислен по величине угла наклона изохроны. V—VII — номера изотопных отношений, по которым вычислен модельный возраст (коэффициент  $a$ ), характеризуются первичные отношения изотопов Pb; возраст вычислен по модели Рассела, Фаркуара и Камминга. VIII — возраст кристаллических сланцев вычислен по соотношениям  $\Delta Pb^{207}/U^{235} - \Delta Pb^{206}/U^{238}$ , нормированных по  $Pb^{204}$ . Наиболее вероятный возраст субстрата кристаллических сланцев и эндербитов (в пределах погрешности определения и времени метаморфизма)  $3800 \pm 300$  млн лет.

изохронам I—III) наблюдается хорошее согласие. Последнее дает основание считать, что эндербиты образовались  $4000 \pm 100$  млн лет назад и с тех пор не претерпели существенных изменений. Кристаллические сланцы образовались в то же время, но наложенные процессы метаморфизма привели к выносу Pb или привносу U, более интенсивному, чем в случае эндербитов (табл. 2, изохроны II и III). Возраст по изохроне I, равный  $3700 \pm 200$  млн лет, по-видимому, близок к истинному. Но тем не менее он, скорее всего, несколько занижен. Поэтому можно полагать, что и эндербиты, и кристаллические сланцы образовались в одно и то же время, а именно  $3900 \pm 300$  млн лет назад.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что древнейшие породы Антарктической платформы были сформированы уже в позднем аэе примерно  $3900 \pm 300$  млн лет назад в результате излияний лав андезито-базальтового состава, которые были превращены в процессе древнейшего метаморфизма в основные плагиоклазовые кристаллические сланцы и эндербиты. Время метаморфизма в пределах погрешности метода оценивается этим же возрастом,  $3900 \pm 300$  млн лет.

Учитывая, что возраст Земли никак не может превышать 4,7 млрд лет, полученные значения возраста кристаллических пород Земли Эндерби в  $3900 \pm 300$  млн лет свидетельствуют о том, что первичные породы этого комплекса представляли собою одни из ранних вулканогенных образований Земли. Возможно, именно с данным обстоятельством связано закономерное обогащение исследованного Pb кристаллических сланцев и эндербитов  $Pb^{207}$  (см. табл. 1) по сравнению со средним Pb земной коры, что свидетельствует о гетерогенности подкорового магматического очага в позд-

нем азое, в то время как в послезойское время произошло усреднение подкоровых магматических очагов в латеральном измерении, по крайней мере в отношении Pb/U.

Научно-исследовательский  
институт геологии Арктики  
Ленинград

Поступило  
26 VI 1973

Институт геохимии и физики минералов  
Академии наук УССР  
Киев

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
Ленинград

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> В. А. Рудник, Э. В. Собонович, Ранняя история Земли, Л., 1973. <sup>2</sup> А. Я. Крылов, М. Г. Равич, Абсолютный возраст пород Антарктической платформы. Докл. сов. геол. на XXII сессии Международн. геол. конгр., проблема 3, М., 1964. <sup>3</sup> А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич, Докембрийская геохронология материалов, М., 1966. <sup>4</sup> А. Я. Крылов и др., Тр. XI сессии Комис. по определ. абсолютн. возраста геол. формаций, Изд. АН СССР, 1963. <sup>5</sup> М. Г. Равич, Е. Н. Каменев, Кристаллический фундамент Антарктической платформы, Л., 1972. <sup>6</sup> Э. В. Собонович, Изотопы свинца в геохимии и космохимии, М., 1970. <sup>7</sup> В. А. Рудник и др., Изв. АН СССР, сер. геол., № 11 (1970). <sup>8</sup> В. А. Рудник, Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии, Автореф. докторской диссертации, Л., 1972. <sup>9</sup> М. В. Мурагов, Геотектоника, № 2 (1970). <sup>10</sup> Е. В. Павловский, М. С. Марков, В сборн. Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой, Изд. АН СССР, 1963. <sup>11</sup> В. А. Рудник, Э. В. Собонович, ДАН, т. 200, № 3 (1971). <sup>12</sup> В. А. Рудник и др., ДАН, т. 188, № 4 (1969). <sup>13</sup> Э. В. Собонович и др., Изв. АН СССР, сер. геол., № 10 (1963). <sup>14</sup> С. Е. Tilley, Geol. Mag., v. 73, № 7 (1936).