

УДК 552.71(551.71/72+552.11)

ИЗОТОПНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ПО УГЛЕРОДУ МЕТАМОРФОГЕННОГО ФЛЮИДА

© 2004 г. О. В. Авченко, С. Н. Лаврик, И. А. Александров, Т. А. Веливецкая

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 28.07.2003 г.

Поступило 07.08.2003 г.

С помощью методов фазового соответствия, термодегазации, электрохимии, электронной микроскопии и компьютерного физико-химического моделирования были найдены петрологические свидетельства, доказывающие инфильтрацию восстановленного флюида в метаморфические породы в процессе эволюции метаморфизма. К этим свидетельствам можно отнести повышенную восстановленность минералов и включенной в них газовой фазы, развитие некоторых реакционных структур, состав минералов, которые отличаются повышенным содержанием двухвалентного железа, присутствие в метапородах мельчайшего графита или тонкодисперсной углеродистой фазы [1–4]. Установлено, что образование реакционных структур, кристаллизация тонкодисперсного графита из флюида и захват минералами восстановленного флюида происходило на регрессивных стадиях метаморфизма [1, 2, 4]. Задачу настоящей работы составляли оценка изотопной гетерогенности (гомогенности) углерода этого восстановленного флюида и решение проблемы его генезиса.

В метаморфических бескарбонатных породах углерод может находиться в виде кристаллического графита, тонкодисперсной углеродистой фазы, рассеянной в мельчайших порах и трещинках минеральной матрицы, или входить в состав газо-жидких включений. Как правило, кристаллический графит, в особенности в метапелитовых толщах, имеет биогенный или биогенно-флюидный генезис [5], что не дает возможности подойти к решению вопроса источника углерода метаморфогенного флюида на основе изучения изотопного состава этого графита. Поэтому мы сделали попытку изучить изотопный состав углерода в метаморфических породах, не содержащих видимого под обычным микроскопом кристаллического графита. При этом мы предположили, что в

наших образцах основное количество углерода содержится в тонкодисперсном углеродистом веществе, а вклад углерода газо-жидких включений относительно небольшой. Оказалось, что если для изучения изотопного состава углерода в наших породах применить стандартную методику, разработанную для определения изотопного состава углерода в кристаллическом графите, то количества углерода, во всех без исключения образцах, вполне достаточно для проведения масс-спектрометрического изотопного анализа. Это свидетельствует как в пользу правильности высказанного предположения, так и в пользу того, что тонкодисперсное углеродистое вещество распространено в метаморфических породах на региональном уровне.

Все аналитические исследования изотопного состава углерода в метаморфических породах выполнялись в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре MAT-252, производитель прибора “Finnigan MAT”, Германия. Для подготовки образцов к анализу использован метод конверсии углерода в CO_2 с применением оксида меди в качестве источника кислорода. Анализируемый образец мелко измельчали и смешивали с порошком оксида меди, предварительно прокаленного при 900°C в течение 30 мин. Готовую смесь помещали в кварцевую трубку, запаянную с одного конца, откуда при температуре 200°C откачивали пары воды и сорбированные газы до давления менее 0.001 мм ртутного столба. Конверсию углеродсодержащих соединений в CO_2 проводили при температуре 800°C в течение 20 мин. Продукты реакции вымораживали в ловушку при -196°C , проводили криогенную очистку CO_2 и измеряли изотопное отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰). Точность измерения изотопного отношения на 95%-ном доверительном уровне составляла ± 0.1 ‰.

Объектами исследования служили метамагматические породы из двух метаморфических комплексов юга Алданского щита – холодниканского и станового, различающихся литологическими особенностями, историей и условиями метаморфизма.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰) изученных пород

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Порода	Состав протолита	Серия	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	
Холодниканский комплекс																	
з-1-в	66.07	0.43	17.20	2.47	0.80	0.05	2.66	1.23	4.52	2.74	0.09	1.74	Мусковитовый кристаллосланец	Дацит	ИЩС	-9.9	
з-2-е	62.66	0.86	15.26	3.28	2.06	0.10	3.07	3.66	5.82	2.11	0.34	0.78	Хлорит-эпидотовый кристаллосланец	Андезит	То же	-9.2	
з-3-а	47.62	0.98	13.10	4.97	6.54	0.18	11.92	8.65	2.89	1.02	0.07	2.06	Амфиболовый кристаллосланец	Коматитовый базальт	ТКС	-7.5	
з-3-б	44.50	0.97	15.02	5.90	6.54	0.21	12.52	9.01	1.90	0.65	0.08	2.70	То же	То же	То же	-9.2	
з-43-а	58.89	0.88	15.75	4.18	3.77	0.17	4.83	3.66	3.37	3.92	0.32	0.82	»	Андезит	ИЩС	-21.4	
з-43-г	49.00	1.28	16.10	4.35	7.20	0.12	5.74	7.33	2.15	4.47	0.07	2.19	»	Толейтовый базальт	ТКС	-7.2	
Становой комплекс																	
ОГ-5	52.73	0.46	12.86	2.71	7.79	0.15	9.10	10.14	2.41	0.75	0.24	0.18	Амфиболовый гнейс	Толейтовый базальт	ТКС	-23	
ОГ-5-1	52.45	0.64	11.24	3.32	7.50	0.36	10.49	9.17	2.15	1.24	0.26	0.60	Амфиболит	То же	То же	-8.7	
ОГ-6	51.81	0.67	15.00	2.10	9.08	0.00	8.48	8.99	1.72	0.61	0.19	0.35	Гранатовый амфиболит	»	»	-27.2	
ОГ-6-2	50.14	0.84	13.98	3.06	10.11	0.45	6.65	10.21	1.98	0.99	0.19	1.00	Амфиболит	»	»	-24.4	
ОГ-6-7	51.22	0.68	15.21	1.76	7.08	0.10	8.81	10.25	2.26	0.80	0.15	0.60	То же	»	»	-22.8	
ОГ-6-9	51.52	0.90	14.52	1.23	8.74	0.34	8.39	9.93	1.91	0.81	0.31	0.80	Гранатовый амфиболит	»	»	-23.8	
ОГ-9	50.50	0.42	14.77	3.66	7.60	0.00	7.33	10.41	2.76	0.98	0.18	0.64	Амфиболовый гнейс	»	»	-24.2	
ОГ-11-2	50.40	1.84	15.69	1.46	10.40	0.26	5.25	9.53	3.68	0.55	0.27	0.00	То же	»	»	-22.5	
ОГ-15	59.42	0.93	17.80	1.49	3.20	0.08	2.54	8.06	3.97	1.01	0.60	0.25	Гранатовый амфиболит	Дацит	ИЩС	-13.6	
ОГ-15-2	47.33	0.92	15.13	2.66	9.96	0.18	6.88	11.95	1.84	1.05	0.24	0.80	Амфиболит	Толейтовый базальт	ТКС	-9.8	
ОГ-18	56.20	0.42	12.46	4.90	4.15	0.21	7.86	10.13	2.12	1.07	0.17	0.00	То же	То же	То же	-23.4	

Примечание. Вероятный состав протолита и серийная принадлежность по АФМ-диаграмме Дженсена [15]; ИЩС – известково-щелочная и ТКС – толеит-коматитовая серии.

Холодниканский зеленокаменный пояс расположен на южной окраине Алданского щита [6]. Он представлен главным образом тектоническими блоками холодниканского метаморфического комплекса, образующими среди архейских зевревских гранулитов полосу, протягивающуюся в направлении от Холодниканского перевала в бассейны рек Иенгры и Дьилинде. Эти блоки представляют собой реликты прогиба, заложенного на гранулитовом фундаменте Алданского щита [7]. В основании разреза холодниканского комплекса залегает толща амфиболитов, переслаивающихся с амфибол-эпидотовыми сланцами. Средняя часть разреза представлена амфибол-эпидотовыми и мусковит-эпидотовыми сланцами. Завершает разрез толща биотитовых, мусковитовых и хлоритовых сланцев, содержащая в подчиненном количестве прослой кварцито-сланцев и кварцитов. Общая мощность изученного разреза около 2,5 км. Параметры кульминации условий метаморфизма, определенные на основании сосуществующих амфиболов и плагиоклазов, соответствуют условиям эпидот-амфиболитовой фации ($T = 550^{\circ}\text{C}$, $P = 5$ кбар). Определение первичной природы метаморфических пород на основе различных подходов [8] позволило выделить в наблюдаемом разрезе две толщи: нижнюю – вулканогенную и верхнюю – вулканогенно-терригенную с резким преобладанием первично вулканогенных пород. Протолитами нижней толщи являлись основные и ультраосновные вулканы толлит-коматиитовой серии, для верхней – основные, средние и кислые вулканы известково-щелочной серии и терригенные породы (табл. 1). Изохронный Sm–Nd-возраст протолитов холодниканского метаморфического комплекса равен ~2,41 млрд. лет [9].

Джугджуро-Становой блок, в состав которого входят изучавшиеся нами породы, представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита и граничит на севере с Олекминским, Алданским и Батомским блоками, на юго-западе с Селенго-Становым блоком, на юго-востоке с Аяно-Шевлинским прикратонным прогибом Алданской плиты и на юге с Монголо-Охотской складчатой системой. Метаморфические породы амфиболитовой фации слагают значительную часть Джугджуро-Станового блока и объединены в зейский, становой и гилнойский комплексы. Наиболее древними (AR_1 , алданий) из пород блока по Л.П. Карсакову [10] являются образования зейского комплекса, породы станového комплекса считаются более молодыми (AR_1 , становой). К верхнеархейским (AR_2 , сахаборий) на рассматриваемой территории относят метаморфические породы гилнойского комплекса, выполняющие по Л.П. Карсакову “троговые приразломные структуры вдоль зон шовных дислокаций и крупных зон разломов” [10].

Недавние исследования минеральных парагенезисов зейского и станového комплексов с использованием программы TERMOCALC [11] позволили нам получить оценки условий образования пород зейского комплекса, равные $520\text{--}680^{\circ}\text{C}$ при давлении 9,3–11,5 кбар и $450\text{--}690^{\circ}\text{C}$ при давлении 7–8,1 кбар – для пород станového. Возраст метаморфизма и протолитов метапород Джугджуро-Станového блока установлен пока еще не достаточно точно. Нутман [12], изучая тоналитовые гнейсы и секущие их амфиболиты в области распространения пород станového комплекса, обнаружил две группы цирконов. Возраст 2750 млн. лет был получен для цирконов, взятых из тоналитовых гнейсов. Этот возраст, по нашему мнению, может быть возрастом протолита станových гнейсов. Вторая, более молодая группа цирконов имеет возраст 1916–1962 млн. лет и обнаруживается только в ассоциации зеленая роговая обманка–плагиоклаз–кварц, т.е. в типичном для зейского и станového комплексов минеральном парагенезисе. Таким образом, мы считаем, что возраст 1916–1962 млн. лет фиксирует время метаморфизма амфиболитовой фации пород Джугджуро-Станového блока.

Авторами изучались метапороды иликанской серии, входящей в состав станového комплекса, которые были отобраны в верховье р. Гилной. Породы серии в основном представлены биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, а также амфиболитами (в том числе гранатовыми). Более всего распространены биотит-амфиболовые гнейсы. В результате петрохимических реконструкций было показано, что метапороды иликанской серии первоначально представляли собой, видимо, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, с преобладанием вулканогенно-осадочных пород, представителем которых являются биотит-амфиболовые гнейсы [13]. Для изучения изотопного анализа углерода выбирались главным образом первично магматические породы, представленные, судя по петрохимическим данным, в основном, метабазальтами (табл. 1).

Как оказалось, результаты изотопных анализов углерода по величине $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ разбиваются на две группы: первую – изотопно-легкую, где $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ меняется от $-21,4$ до $-27,2\text{‰}$, и вторую – изотопно-тяжелую, в которой $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ меняется от $-13,6$ до $-7,2\text{‰}$ (табл. 1 и рис. 1). В первой группе находится большинство образцов станového комплекса, тогда как во вторую попадают главным образом метавулканы холодниканского комплекса. В первой группе углерод имеет, очевидно, биогенную или “коровую” природу, тогда как углерод второй группы – абиогенный или “мантийный” (рис. 1). Следует подчеркнуть, что утяжеление изотопного состава углерода второй

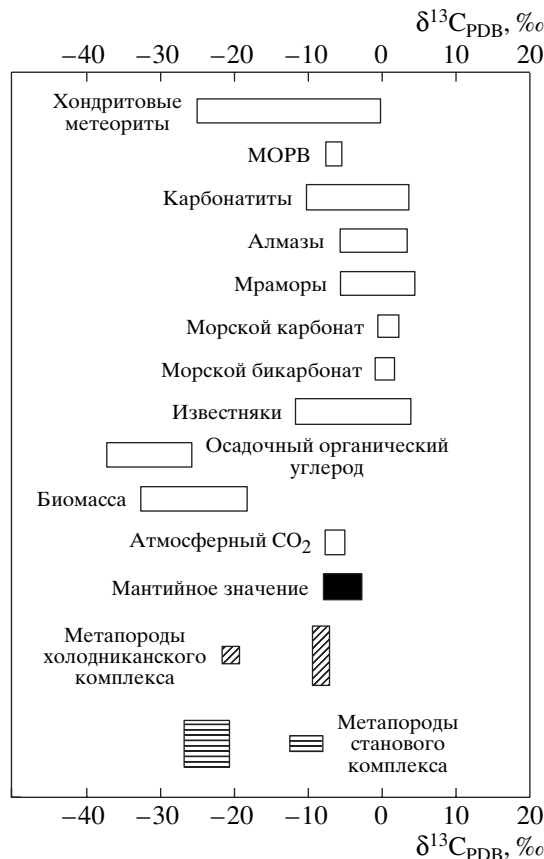


Рис. 1. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰) холодниканского и станового комплексов на диаграмме Роллинсона [15]. Высота столбиков для этих комплексов отражает относительное количество проб, имеющих данное значение.

группы нельзя объяснить контаминацией флюида углекислотой, поступающей из карбонатных пород, так как карбонатные породы в рассматриваемых разрезах метаморфических толщ отсутствуют. Следовательно, можно говорить о гетерогенной природе углерода метаморфогенного флюида, в котором есть “мантийная” и “коровая” составляющие. Гетерогенность углерода наблюдается иногда для образцов, находящихся в пределах одного обнажения. Например, обр. ОГ-5 и ОГ-5-1 становых метапород (табл. 1) находятся в одном обнажении и имеют разный изотопный состав углерода, попадающий в две различные генетические группы. Кроме того, отчетливо намечается корреляция изотопного состава углерода с составом метаморфических комплексов. Относительно большая насыщенность станового комплекса вулканогенно-осадочными породами, сравнительно с холодниканским, приводит его к более легкому изотопному составу углерода. Отсюда видно, что мантийная составляющая углерода флюида, вероятно, поступает в метаморфические породы главным образом во время формирования их протолитов, но не в процессе их метаморфизма, с эндогенным

флюидом. Данный вывод подчеркивается более интенсивным метаморфизмом становых гнейсов, содержащих главным образом “коровый” углерод. Казалось бы, должны быть обратные соотношения, т.е. более интенсивный и глубинный метаморфизм становых пород должен был привести к относительно большей степени “мантийности” углерода флюида.

Таким образом, мы полагаем, что приведенный материал свидетельствует в пользу “протолитовой” гипотезы источника углерода флюида. Близкие выводы о генезисе углерода в метаморфогенных флюидах на основе других методических подходов получены в работе [14], хотя решение данного вопроса еще безусловно требует дополнительного изучения.

Работа выполнена при поддержке интеграционного гранта ДВО и СО РАН за 2003 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Худоложкин В.О., Коновалова Н.П., Баринев Н.Н. // Геохимия. 1998. № 8. С. 831–841.
2. Авченко О. В., Донг-УЛи, Санин В.И. // Геохимия. 2000. № 6. С. 592–598.
3. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. // ДАН. 1997. Т. 354. № 6. С. 790–793.
4. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 184 с.
5. Авченко О.В., Мишкин М.А., Боровик Л.В. // ДАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 506–508.
6. Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др. В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 34–48.
7. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1987. 309 с.
8. Лаврик С.Н., Мишкин М.А., Журавлев Д.З. В кн.: Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 126–135.
9. Лаврик С.Н., Мишкин М.А., Моисеенко В.Г., Журавлев Д.З. // ДАН. 2002. Т. 382. № 1. С. 97–100.
10. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
11. Александров И.А., Авченко О.В. // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21. № 5. С. 3–14.
12. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. et al. // Precamb. Res. V. 54. 1992. P. 195–210.
13. Александров И.А. В кн.: Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 219–223.
14. Ййер С.С., Барбоса Ж.С.Ф., Чоудхури А. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 255–266.
15. Rollinson H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1995. 352 p.