

УДК 550.4

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ УГЛЕРОДА В АЛМАЗОНОСНЫХ УГЛЕРОДИЗИРОВАННЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 1998 г. Академик Э. М. Галимов, А. Г. Миронов, А. А. Ширяев

Поступило 28.05.98 г.

Нами изучен углеродистый материал ультраосновных пород офиолитового комплекса в пределах Восточного Саяна. Эти породы представляют интерес ввиду необычно высокой степени их углеродизации, достигающей 10–12%. Уникальной особенностью их минерального состава является присутствие в породах кристаллов алмаза.

Исследованный участок находится в пределах Осино-Китойского массива, представляющего собой реликт офиолитового покрова площадью более 150 км<sup>2</sup> [1]. Офиолитовый покров имеет трехчленное строение. Нижняя пластина сложена вулканогенно-осадочной толщей с горизонтами олистостром и углеродистых отложений (ильчирская свита), средняя – вулканитами, габброидами и дайковым комплексом, а верхняя – ультраосновными реститами дунит-гарцбургитового состава. Учитывая общие закономерности строения офиолитовых комплексов, логично предполагать, что разрез данного покрова имеет перевернутый характер: наиболее глубокие части мантийных реликтов слагают более высокие гипсометрические уровни современного рельефа. Наименее измененные ультраосновные породы часто встречаются на отметках более 2500 м.

Участки углеродизированных гипербазитов локализируются, главным образом, либо на границе блоков неизмененных гипербазитов и серпентинитов, либо внутри серпентинизированных гарцбургитов и дунитов.

Штокверковой углеродизацией охвачены практически все поля малоизмененных дунит-гарцбургитов. Зоны обильной углеродизации встречаются на границе с серпентинитами. Однако сами серпентиниты содержат незначительное количество углеродистого вещества – лишь в виде отдельных кристалликов графита.

В поле ультрабазитов встречаются разнообразные по составу и форме линейно вытянутые, иногда ветвистые, тела, сложенные преимущест-

венно обильно углеродистыми разностями метагипербазитов. Эти жильные, дайкообразные тела имеют мощность 2–23 м и протяженность десятки, иногда сотни метров, с достаточно резкими контактами. Они сложены черными массивными, реже рассланцованными мелкозернистыми углеродисто-антигоритовыми, углеродисто-хризотил-лизардитовыми породами, развивающимися по зонам катаклаза и милонитизации в ультраосновных породах.

В крупных жилах среди сплошной массы углеродистого вещества встречаются реликты хромшпинелидов, оливина, псевдоморфозы графита по энстатиту. В качестве акцессорных минералов выделены: ильменит, гранат, муассонит, сульфиды (халькопирит, пирит, сфалерит, галенит), рутил, корунд, циркон и др. Содержание углерода в жильной массе достигает 8–10%.

В этих углеродизированных гипербазитах встречаются зерна алмаза. Первые находки были сделаны и описаны еще в 30-х годах [2]. К настоящему времени известны находки более 100 мелких кристаллов (0.1–0.6 мм) алмазов, извлеченных из углеродизированных гипербазитов Восточного Саяна.

В экзоконтакте высокоуглеродистых жил часто устанавливается узкая зона (1–1.5 м) интенсивной карбонатизации (серпентин-магнезитовый агрегат).

Углерод гипербазитов из нескольких участков дайкообразного тела, два кристалла алмаза и карбонатный материал из краевой зоны были подвергнуты изотопному анализу. Измерение изотопного состава производилось на масс-спектрометре "Varian-MAT-230". Подготовка образцов к изотопному анализу осуществлялась в зависимости от минерального состава при помощи методик, принятых в лаборатории геохимии углерода ГЕОХИ и неоднократно описанных нами ранее.

Результаты анализов представлены в табл. 1. Углерод гипербазитов из жильной массы дал значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-10.43$  до  $-9.17\text{‰}$ . Кристаллы алмаза имели значения  $\delta^{13}\text{C}$ , равные  $-8.4$  и  $-9.7\text{‰}$ . Изотопный состав карбонатного материала характеризовался величиной  $\delta^{13}\text{C} = -5.79\text{‰}$  для магнезита из внутренней части краевой зоны и величиной  $\delta^{13}\text{C} = -2.83\text{‰}$  для карбонатной оторочки, внешней по отношению к жиле.

В свете полученных данных по изотопному составу течение процесса углеродизации в изученных породах представляется следующим образом.

Ультраосновные породы дунит-гарцбургитового состава офиолитового комплекса, вероятно, приобрели высокую углеродистость на высокотемпературной магматической стадии. Высокотемпературные флюиды, циркулирующие в зоне термального метаморфизма, приобретают изотопный состав, отвечающий усредненному изотопному составу углерода источников. Типичными являются величины от  $-10$  до  $-18\text{‰}$  [4]. Подобный углерод, вовлеченный в процессы плавления и магмообразования мог обусловить тот высокий углеродистый фон, который характеризует изученные ультраосновные породы. Высокотемпературные минералы оливин и энстатит, так же как и замещающие их диопсид и гранат, содержат, как правило, обильные пылевидные включения углеродистого вещества [3]. Подобную пылевидную рассеянную форму углерода, вероятно, следует рассматривать как первично-магматическую форму углерода в исследованных гипербазитах. Антигорит, развивающийся по высокотемпературным минералам, также содержит углерод, но уже не в виде пыли, а в виде отдельных кристаллов графита.

Дальнейшая история, на наш взгляд, связана с мобилизацией, транспортом и переотложением в разной форме первично рассеянного магматического углерода. В ходе тектонических движений сформировались зоны дробления и катаклаза, которые служили проводниками флюидов, выносивших в эти зоны и концентрировавшие в них рассеянный углерод ультрабазитов.

Среда, в которой происходило минералообразование в жильной зоне, очевидно, была сильно восстановленной. При этом именно обилие элементного углерода играло контролируемую роль. Если в качестве представительного компонента флюида ( $\delta^{13}\text{C} \approx -10\text{‰}$ ) принять  $\text{CH}_4$ , то в системе  $\text{CH}_4\text{-C}_{\text{алмаз}}\text{-CaCO}_3$  фракционирование изотопов при  $850\text{-}900^\circ\text{C}$  будет отвечать приблизительно соотношению  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} (-10\text{‰})\text{-}\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_{\text{алмаз}}} (-8.5\text{‰})\text{-}\delta^{13}\text{C}_{\text{карбонат}} (-6\text{‰})$  (рис. 1). Именно таковы наблюдаемые соотношения между изученными минеральными формами.

Тот факт, что серпентиниты, граничащие с гарцбургитами, не содержат углерода, свидетельствует о том, что флюиды, участвующие в процессе серпентинизации, не были носителями углерода. В процессе серпентинизации происходило самоочищение матрицы и оттеснение углерода к зонам контакта. Концентрирование вытесненного из серпентинизированных пород углерода приводило к формированию контактных зон обильной углеродизации. Карбонатный материал внешней

Таблица 1

№ Обр.	Описание	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$
3С-109	Углеродизированный гипербазит, содержание углерода 8.05%	-9.17
3С-116	Углеродизированный гипербазит, содержание углерода 2.36%	-10.01
3С-115	Углеродизированный гипербазит	-10.43
3С-125а	Магnezит из контактной зоны	-5.79
3С-125а	Магnezит из внешней части контактной зоны	-2.83
1	Алмаз из углеродизированного гипербазита	-8.4
2	То же	-9.7

оторочки ( $\delta^{13}\text{C} = -2.83\text{‰}$ ), отвечает более низкотемпературным равновесиям, чем то, которое имело место при формировании жильных форм углерода.

Таким образом, высокоуглеродизированные породы в составе ультрабазитов изученного офиолитового комплекса образовались в результате

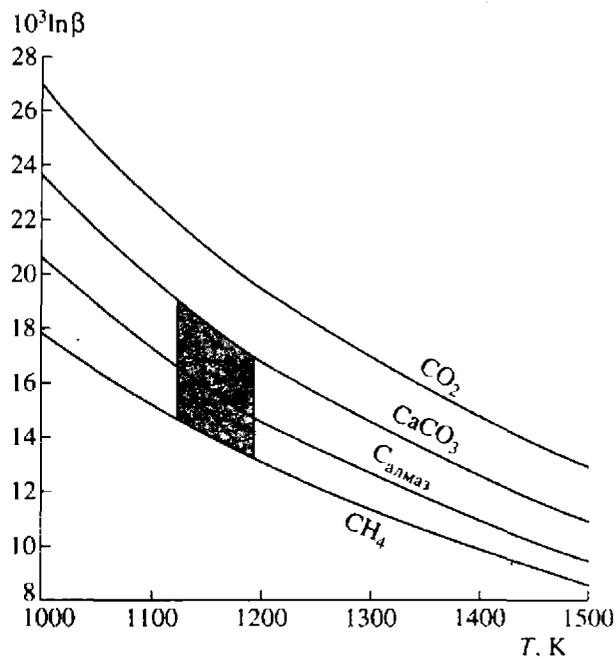


Рис. 1. Зависимость  $\beta$ -факторов  $\text{CO}_2$  [5], алмаза [5], метана [6] и кальцита [7] от температуры. Фракционирование изотопов между компонентами изотопнообменной реакции, выраженное в величинах  $\delta^{13}\text{C}$ , определяется как разность их величин  $10^3 \ln \beta$ . Заштрихованная область отвечает температурному интервалу, в котором фракционирование изотопов в изотопно-равновесной системе приблизительно соответствует наблюдаемому разделению изотопов между углеродистым материалом, алмазом и карбонатом в исследованной углеродизированной гипербазитовой жиле.

мобилизации первично-магматического рассеянного углерода пород и переотложения его в разных минеральных формах в зонах катаклаза и милонитизации.

Существенным результатом данной работы, который следует подчеркнуть, является то, что изотопная характеристика исследованного алмаза находится в нормальном геохимическом ряду с другими углеродистыми минералами. Природа алмаза в некимберлитовых породах обычно вызывает дискуссию и сомнения. В данном случае есть основание полагать, что алмаз сформировался в равновесии с другими минеральными формами углерода, присутствующими в жиле. Механизм его образования, очевидно, связан с локально (точечно) возникающими условиями его образования в тектонически напряженных геологических обстановках.

Авторы благодарят Ю.А. Колесника, представившего кристаллы алмаза.

Работа поддержана грантами Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 96-15-98339 и 98-05-64434).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беличенко В.А., Бутов Ю.П., Босс Р.Г. и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
2. Шестопалов В.Ф. // Тр. Цент. н.-и. лаб. камней самоцветов. М.; Л., 1938. С. 84-100.
3. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
4. Галимов Э.М., Розен О.М., Беломестных А.В. и др. // Геохимия. 1990. № 3. С. 373-384.
5. Polyakov V.B., Kharlashina N.N. // Geochim. et. cosmochim. acta. 1995. V. 59. P. 2561-2572.
6. Richet P., Bottinga Y., Javoy M. // Ann. Rev. Earth. and Planet. Sci. 1977. V. 5. P. 65-110.
7. Chacko T., Mayeda T.K., Clayton R.N., Goldsmith J.R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1991. V. 55. P. 2867-2882.