

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В БАЗАЛЬТОВЫХ СИЛЛАХ ИЗ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА, ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

© 2020 г. В. Б. Курносов^а, *, Б. А. Сахаров^а, А. Р. Гептнер^а,
Ю. И. Коновалов^а, Е. О. Гончаров^а

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

Поступила в редакцию 14.02.2019 г.

После доработки 26.05.2019 г.

Принята к публикации 30.10.2019 г.

Глинистые минералы в базальтовых силлах северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, перекрытой верхнеплейстоценовыми глинисто-песчано-алевритовыми осадками – турбидитами, гемипелагитами и диатомовыми илами (скважины DSDP 477, 478, 481A), изучены рентгеновским методом с использованием моделирования дифракционных картин. Триоктаэдрические смектиты сформировались в тонких (0.1–0.5 и 1.8–4 м) трещиноватых силлах, хорошо проницаемых для воды, поступающей из нагретых силлами обводненных вмещающих осадков. Смектиты в базальтах установлены в интерстициях (составляющих 20–40% объема породы и до 50–80% – в гиалобазальтах), замещают оливин и заполняют трещины и везикулы. Плагиоклаз и клинопироксен, в основном, сохранились без изменений. Для структуры смектитов характерна разная высота слоев, зависящая от состава катионов в межслоевых промежутках и степени их гидратации. Слои разной высоты или образуют индивидуальные смектитовые фазы, или в разных соотношениях и с высокой степенью сегрегации чередуются в смешанослойных структурах. В силле большой мощности (43 м), в условиях более длительного времени его остывания по сравнению с тонкими силлами, сформировались триоктаэдрические минералы: смектит-хлорит, хлорит, дефектный хлорит, тальк. В основном они установлены в интерстициях, которые составляют от 3 до 7% объема породы.

Ключевые слова: глинистые минералы, впадина Гуаймас, глубоководные скважины.

DOI: 10.31857/S0024497X20020044

При реализации Программы океанского бурения был получен большой объем данных по глинистым минералам, присутствующим в базальтах эффузивного слоя океанической коры разных структурно-тектонических элементов океанского дна, в том числе осевых зон срединно-океанических хребтов, которые расположены далеко от континентов и не имеют осадочного покрова. В этих срединно-океанических хребтах расплав изливается на поверхность дна с образованием базальтовых толщ, состоящих из пиллоу-лав и лавовых потоков. Основным и часто единственным глинистым минералом в них является триоктаэдрический смектит (сапонит) [Курносов, 1986; Kurnosov et al., 2008; Wilson, 2013].

В срединно-океанических хребтах, расположенных около континентов, накопились толщи осадков мощностью в несколько километров. Магматизм в них проявлен в виде внедрения базальтовых силлов в толщи обводненных осадков. Соответственно, глинистые минералы в базальтовых силлах формируются в условиях, отличаю-

щихся от условий их образования в базальтовых эффузивах в океане. Для изучения глинистых минералов в этих условиях наиболее благоприятен Калифорнийский залив (северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия), в осадочном покрове которого, вскрытом глубоководными скважинами, встречены многочисленные силлы. Ранее в этих силлах фазовый состав глинистых минералов не был детально изучен.

Цель статьи – детально изучить фазовый состав ассоциации глинистых минералов в базальтовых силлах впадины Гуаймас и некоторые особенности их кристаллохимической структуры, выявить основные закономерности формирования этих минералов в специфичных тектономагматических и седиментационных условиях.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Калифорнийский залив является современным примером ранней стадии возникновения океанов при образовании спрединговых рифтов

на континентальных окраинах [Larson, 1972; Moore, 1973] и представляет собой систему отрезков рифта и трансформных разломов (рис. 1). Здесь за короткий промежуток времени (поздний плейстоцен) накопились терригенные осадки мощностью до 2–2.5 км, в которые внедрились базальтовые силлы [Moore, Curray, 1982]. Существует представление, что при внедрении силлов в нелигифицированные обводненные осадки возникают кратковременные гидротермальные системы [Kastner, 1982], которые одновременно охватывают как осадки, так и силлы. В разогретых горячими силлами осадках происходит уменьшение их пористости и активное движение морской воды. Кроме того, гидротермальное взаимодействие морской воды с осадками в зонах контакта с силлами сопровождается как изменением химического и минерального состава осадков, так и трансформацией состава воды [Kastner, 1982; Niemitz, 1982; Курносов, Блинова, 2015; Блинова, Курносов, 2015; Курносов и др., 2016]. В остывающих базальтах, при проникновении в них воды из вмещающих осадков, происходит изменение их вещественного состава.

В центральной части Калифорнийского залива, во впадине Гуаймас, пробурены скважины: 477 глубиной 192 м (южный трог), 481А (384 м) в северном трог, и между трогами – скважина 478 глубиной 464 м (см. рис. 1). Скважины вскрыли разрез верхнеплейстоценовых осадков (турбидиты, гемипелагические осадки и диатомовые илы) с базальтовыми силлами в них [Moore, Curray, 1982].

В районах расположения скважин 478 и 481А замерен низкий тепловой поток (153 мВт/м^2 и 167 мВт/м^2) [Lawver, Williams, 1979; Williams et al., 1979], который указывает на то, что они пробурены за пределами основных долгоживущих гидротермальных систем. Это позволяет предполагать формирование глинистых минералов в остывавших базальтах только за счет процессов в силлах и вмещающих их обводненных осадков.

В скважинах 477, 478, 481А встречены силлы разной мощности, от дециметра до нескольких десятков метров [Moore, Curray, 1982], которые характеризуются различной продолжительностью процесса остывания.

Наиболее тонкие силлы, мощностью от 0.1 до 0.52 м, встречены в скважине 481А в виде комплекса, в котором силлы переслаиваются с мало-мощными осадками, общей мощностью 27 м. Из этих силлов были отобраны и изучены образцы 2832, 2834, 2836, 2838, 2840, 2841В. В самой нижней части скважины 481А находится еще один комплекс силлов, общая мощность которого не менее 37 м. Из этого комплекса, из силла мощностью 0.24 м, изучен образец 2856 (табл. 1). В сква-

жине 478 встречен одиночный силл мощностью 0.1 м, из которого отобран и изучен образец 2753.

К тонким силлам отнесены также силлы мощностью от ~1.8 до ~4 м. Из этих одиночных силлов изучены образцы 2842, 2843 (скважина 481А) (см. табл. 1). Силл, из которого отобран образец 2843, возможно, имеет мощность более 1.8 м, т.к. выше и ниже этого силла находятся интервалы разреза, из которых керн не был поднят. В скважине 478 из силлов, отнесенных к группе тонких, были изучены образцы 2731, 2738, 2758, 2856 (см. табл. 1).

В скважине 477, в нижней части базальтовой толщи мощностью 47 м, нами был выделен по петрографическим данным силл мощностью ~4 м. Из этого тонкого силла изучен образец 1264.

Силл наиболее значительной мощности встречен в скважине 477; его первоначально установленная мощность (47 м) позднее была нами скорректирована до 43 м после того, как при детальной документации керна в его нижней части был установлен индивидуальный силл мощностью около 4 м. Из силла большой мощности (43 м) отобраны и изучены образцы 1254, 1255, 1258, 1261 (табл. 2).

В скважине 478, в интервале 339–451 м, встречена толща базальтов мощностью ~112 м (см. табл. 1), состоящая из отдельных силлов, мощность которых невозможно точно определить из-за частых перерывов в выходе керна.

Силл мощностью 1.75 м идентифицирован в керне скважины 478 в интервале 337.65–339.40 м. Верхняя его граница надежно прослежена по контакту с вышележащим прослоем вмещающих осадков. Ниже глубины 339.40 м, вплоть до 345.5 м, керн не был поднят. Таким образом, мощность силла может достигать примерно 7 м. Из этого силла нами был изучен образец 2755.

Кроме того, был изучен образец 2757 из силла, представленного в керне в интервале глубин 398–399.15 м (см. табл. 1). Выше, в интервале 397.60–398 м, керна нет, а ниже, с участка глубин 398–399.15 м, керн не был поднят при разбуривании интервала 399.15–412 м. Таким образом, мощность силла может быть оценена от 1.15 до 14 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическое исследование базальтов осуществлялось в прозрачных шлифах при помощи поляризационного микроскопа BiOptic BP-100.

Глинистые минералы базальтовых силлов изучены во фракции <0.001 мм, которая была отобрана методом отмучивания из водной суспензии, приготовленной из исследуемых образцов.

Рентгеновские дифракционные картины от ориентированных препаратов глинистой фракции в воздушно-сухом состоянии, после насыще-

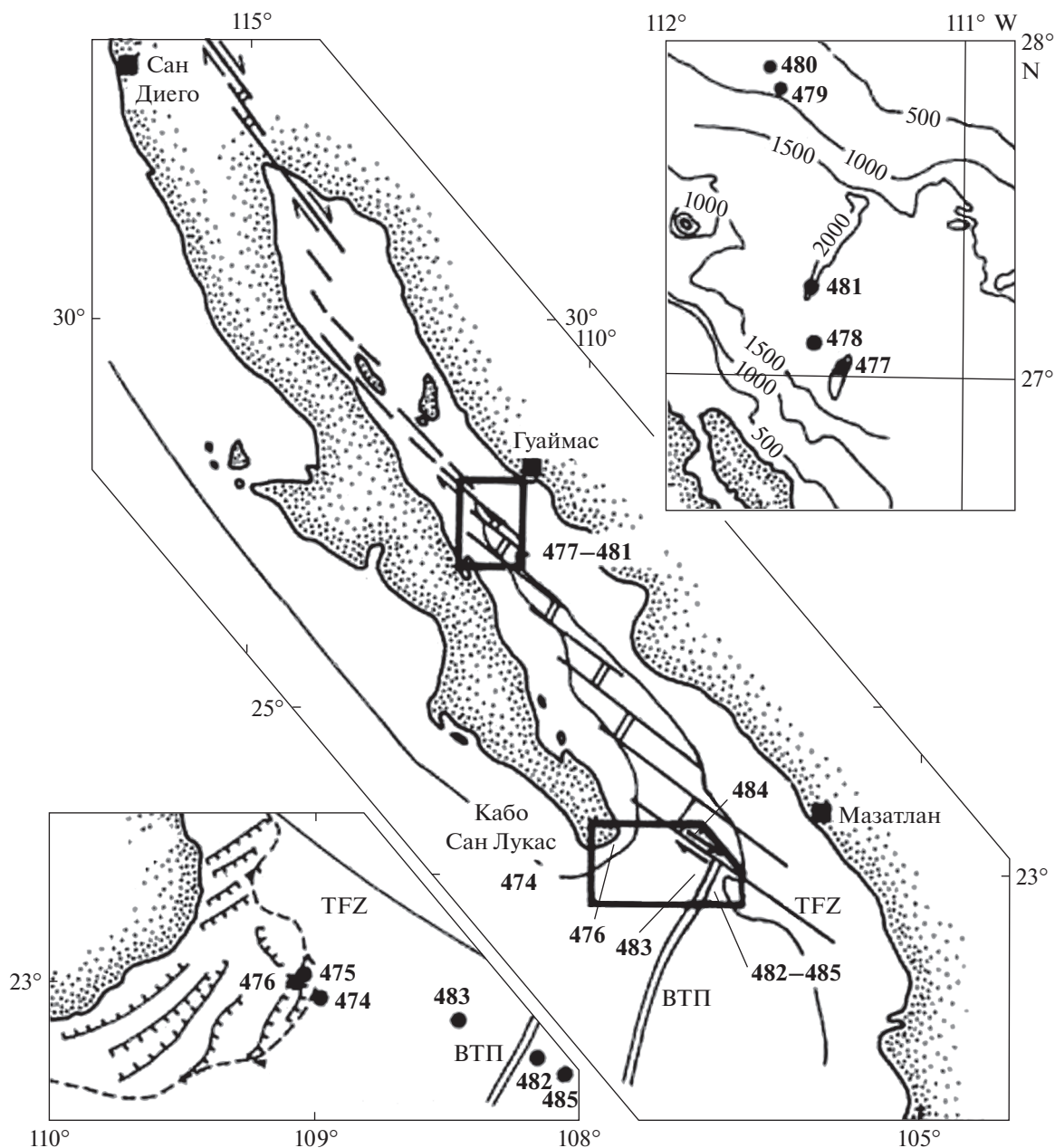


Рис. 1. Структурная схема Калифорнийского залива и расположение глубоководных скважин [Flower et al., 1983]. TFZ – Тамайо разломная зона.

ния этиленгликолем и прокаливания при температуре 550°C в течение 2 ч, были получены на дифрактометре D8 Advance Bruker на $\text{CuK}\alpha$ -излучении в интервале 2.0–34° 2θ при скорости записи 2° 2θ. Для определения положения отражений 060 дифрактограммы от неориентированных (порошковых) препаратов глинистой фракции были сняты в диапазоне 58–65° 2θ с шагом 0.02° 2θ и экспозицией 40 с.

Моделирование дифракционных картин проведено в соответствии с процедурой, описанной в

работах [Drits et al., 1997; Sakharov et al., 1999] и с использованием программы Б.А. Сахарова и А.С. Наумова, основанной на математических алгоритмах [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov, Lanson, 2013]. Программа позволяет рассчитать дифракционную картину с набором базальных отражений для модели любого глинистого минерала, включая и смешанослойные, а затем автоматически подбирает соотношение глинистых минералов при сравнении экспериментальной дифрактограммы с рассчитанными.

Таблица 1. Результаты определения структурных параметров смектиновых минералов и их количеств в базальтах (фр. < 0.001 мм) из скважин 481А, 478 методом моделирования дифракционных картин ориентированных препаратов в воздушно-сухом состоянии

Номер образца, Керн-секция, интервал (см) # номер куска	Глубина, м	Интервал, занимаемый силлом, м (Мощность силла, м)	Структурные и вероятностные параметры смектиновых минералов				Содержание смектита и других глинистых минералов (%)
			$h_A : h_B$	$W_A : W_B$	$P_{ВВ}$	Sg	
Скважина 481А							
2832 14R-4, 55-56	170.55	170.55–170.78 (0.23)	12.4 : 9.97	0.55 : 0.45	0.55	0.18	Смектит 88, биотит 12
2834 14R-4, 96-100	170.96	170.96–171.25 (0.29)	12.55 : 10.10	0.25 : 0.75	0.93	0.73	Смектит 59, биотит 41
2836 15R-1, 40-45 # 1G	175.40	175–175.52 (0.52)	12.50 : 14.90	0.52 : 0.48	0.91	0.83	Смектит 100
2838 15R-1, 76-79 # 1M	175.76	175.65–176.1 (0.45)	12.50 : 14.95	0.45 : 0.55	0.92	0.82	Смектит 100
2840 15R-1, 120-123 # 1S	176.20	176.19–176.72 (0.45)	12.45 : 14.95	0.60 : 0.40	0.90	0.83	Смектит 100 примесь биотита
2841B 15R-2, 22-30 # 1D	176.70		12.55 : 9.97	0.65 : 0.35	0.45	0.15	Смектит 87, биотит 13
2842 16R-1, 55-59 # 1E	185.05	184.5–188? (3.5?)	12.40 : 14.98	0.25 : 0.75	0.92	0.68	Смектит 98, тальк 2
2843 17R-2, 10-14 # 1B	195.60	194–195.8? (1.8?)	12.43 : 14.95	0.80 : 0.20	0.65	0.60	Смектит 96, тальк 4
2856 33R-1, 90-93 # 5	346.90	Комплекс силлов 346.65–384 (37.35)	12.45 : 14.95	0.82 : 0.18	0.70	0.63	Смектит 100
Скважина 478							
2731 27R-1, 61-65 # 5	232.11	231.52–233.5 (1.98)	$h_A : h_B$ 12.50 : 14.90	$W_A : W_B$ 0.78 : 0.22	$P_{ВВ}$ 0.65	Sg 0.55	Смектит 100
2738 29R-CC, 0-4	254.30	254.30–256.5 (2.20)	12.42 : 15.00	0.77 : 0.23	0.65	0.55	Смектит 100
2753 40R-2, 140-144 # B	338.90	338.9–339 (0.1)	12.35 : 14.90	0.57 : 0.43	0.67	0.42	Смектит 100
2755 40R-3, 15-19 # 1A	339.15	Комплекс силлов 339.15–451.5 (~112)	$h_A : h_B : h_C$ 12.35 : 9.97 : 14.95	$W_A : W_B : W_C$ 0.50 : 0.10 : 0.40	$P_{ВВ}, P_{ВС}, P_{СВ}, P_{СС}$ 0.40, 0.20, 0.10, 0.65	SgA, SgB, SgC 0.44, 0.33, 0.58	Смектит 63, смектит-хлорит* 23, хлорит 14 примесь биотита и талька
2757 46R-5, 50-53 # 1C	398.50		12.45 : 14.90	0.63 : 0.37	0.75	0.60	Смектит 81, хлорит 14, тальк 5
2758 54R-4, 75-78 # 1C	460.25	457.45–460.6 (3.6)	12.40 : 14.95	0.62 : 0.38	0.71	0.53	Смектит 100 примесь талька

Примечание. h_A, h_B и h_C – высоты смектиновых слоев различного типа (A, B и C) в Å ; W_A, W_B, W_C – концентрации слоев различного типа (A, B и C); $P_{ВВ}, P_{ВС}, P_{СВ}, P_{СС}$ – условные вероятности, характеризующие чередование слоев различного типа в структуре, например, $P_{ВС}$ – вероятность найти в структуре слой типа C при условии, что он следует за слоем типа B; Sg – степень сегрегации слоев; * – результаты моделирования смектит-хлорита для образца 2755 приведены в тексте.

Таблица 2. Результаты определения структурных параметров глинистых минералов и их количеств в базальтах (фр. < 0.001) из скважины 477 методом моделирования дифракционных картин ориентированных препаратов

Номер образца, Керн-секция, интервал (см) # номер куска	1254	1255	1258	1261	1264	
	9R-1, 57-59 # 10	11R-2, 61-63 # 5A	12R-3, 39-42 # 3C	12R-5, 46-50 # 1H	13R-2, 146-150 # 8	
Глубина, м	60.57	79.11	89.69	92.95	98.81	
Интервал, занимаемый силлом, м (Мощность силла, м)	58-101 (43)					101-105 (4)
Препарат в воздушно-сухом состоянии						
Состав, структурные и вероятностные параметры глинистых минералов исследуемых образцов	$h_A : h_B : h_C$	14.8 : 14.3 : 12.5	15.0 : 14.3 : 12.5	14.5 : 14.3 : 12.55		
	$W_A : W_B : W_C$	0.51 : 0.10 : 0.39	0.50 : 0.10 : 0.40	0.40 : 0.10 : 0.50		
	$P_{ВВ}, P_{ВС}, P_{СВ}, P_{СС}$	—	0.10, 0.34, 0.10, 0.75	0.10, 0.50, 0.10, 0.82		
	SgA, SgC	—	0.54, 0.58	0.67, 0.64		
	C %	57.2	75.8	100.0		
	$h_A : h_B$	14.9 : 12.5			14.7 : 12.4	
	$W_A : W_B$	0.48 : 0.52			0.62 : 0.38	
	$P_{ВВ}$	1.00	—	—	0.80	
	Sg	1.00			0.71	
	C %	70.4			100.0	
Хлорит	29.6*	29.9	15.3	—	—	
Тальк	—	12.9	8.9	—	—	
Препарат насыщен этиленгликолем						
Смектит-хлорит	$h_A : h_B$		16.85 : 14.3	16.85 : 14.3		
	$W_A : W_B$	—	0.90 : 0.10	0.90 : 0.10	—	
	C %		56.2	74.3	100.0	
	C %	62.8	—	—	100.0	
	C %	37.2	20.9	—	—	
Тальк	—	7.8	4.8	—	—	

Примечание. h_A, h_B и h_C – высоты смектитовых (типы А, С) и хлоритовых (тип В) слоев в Å; W_A, W_B, W_C – концентрации слоев (типы А, В и С); $P_{ВВ}, P_{ВС}, P_{СВ}, P_{СС}$ – основные вероятности, характеризующие чередование слоев в структуре, например, $P_{ВС}$ – вероятность найти в структуре слой типа С при условии, что он следует за слоем типа В; SgA, SgC и Sg – степень сегрегации смектитовых слоев в смешанослойных минералах смектит-хлорит и смектите; C % – содержание минерала в образце в процентах; * – хлорит имеет дефектную структуру (пояснение в тексте); прочерк – минерал не обнаружен.

*Статистическое описание моделей
смешанослойных структур*

Для того чтобы рассчитать дифракционные эффекты от смешанослойной структуры необходимо определить число чередующихся типов слоев, их структуру и распределение в кристаллах [Дриц, Сахаров, 1976]. Последовательности чередующихся слоев в смешанослойных кристаллах определяются относительным содержанием слоев каждого типа W_i и так называемым фактором ближнего порядка, R , равным числу предшествующих слоев, которые определяют появление данного слоя.

В случае смешанослойной структуры с $R = 1$, в которой чередуются слои А и В с относительными содержаниями W_A и W_B , их последовательность может быть описана с помощью четырех условных вероятностей P_{AA} , P_{AB} , P_{BA} , P_{BB} . При этом 6 вероятностных параметров связаны соотношениями:

$$\begin{aligned} W_A + W_B &= 1, & P_{AA} + P_{AB} &= 1, \\ P_{BA} + P_{BB} &= 1, & W_A P_{AB} &= W_B P_{BA}. \end{aligned}$$

Из них лишь два являются независимыми, и при $W_A > W_B$ такими параметрами могут быть выбраны W_B и P_{BB} . Тогда, $W_A = 1 - W_B$, $P_{BA} = 1 - P_{BB}$, $P_{AB} = W_B(1 - P_{BB})/(1 - W_B)$, $P_{AA} = [1 - W_B(2 - P_{BB})]/(1 - W_B)$.

Если $W_A > W_B$ и $P_{BB} = 0$, то исследуемая структура характеризуется максимально возможной при $R = 1$ степенью порядка в чередовании А и В слоев. Структура, в которой $P_{AA} = W_A$ и $P_{BB} = W_B$, соответствует $R = 0$, и разнотипные слои чередуются в полном беспорядке. Наконец, в структурах с $R = 1$ при $P_{AA} > W_A$ и $P_{BB} > W_B$ слои А и В чередуются с той или иной степенью сегрегации, определяемой параметром $Sg = 1 - (1 - P_{AA})/(1 - W_A)$ или $Sg = 1 - (1 - P_{BB})/(1 - W_B)$. При $P_{AA} = 1$ значение $P_{BB} = 1$ при любых $W_A : W_B$ и образец представляет физическую смесь двух фаз, состоящих из А и В слоев соответственно а $Sg = 1$. Если слои А и В чередуются в полном беспорядке с $R = 0$, то $P_{AA} = W_A$, $P_{BB} = W_B$ и $Sg = 0$. В общем случае для двухкомпонентных структур $0 < Sg < 1$.

В случае трехкомпонентных смешанослойных структур с $R = 1$, в которых чередуются слои А, В и С, набор вероятностных параметров и их соотношения даны ниже:

$$\begin{aligned} W_A + W_B + W_C &= 1, \\ P_{AA} + P_{AB} + P_{AC} &= 1, \\ P_{BA} + P_{BB} + P_{BC} &= 1, & P_{CA} + P_{CB} + P_{CC} &= 1, \\ W_A &= W_A P_{AA} + W_B P_{BA} + W_C P_{CA}, \\ W_B &= W_A P_{AB} + W_B P_{BB} + W_C P_{CB}, \\ W_C &= W_A P_{AC} + W_B P_{BC} + W_C P_{CC}. \end{aligned}$$

При этом 6 вероятностных параметров: W_B , W_C , P_{BB} , P_{BC} , P_{CB} и P_{CC} являются независимыми при $W_A > W_B > W_C$. Если $P_{BB} = P_{BC} = P_{CB} = P_{CC} = 0$, то слои в структуре чередуются с максимально возможной при $R = 1$ степенью порядка. При $P_{AA} = P_{BA} = P_{CA} = W_A$, $P_{AB} = P_{BB} = P_{CB} = W_B$ и $P_{AC} = P_{BC} = P_{CC} = W_C$ структура соответствует $R = 0$. В структурах с $R = 1$ при $P_{AA} > W_A$, $P_{BB} > W_B$ и $P_{CC} > W_C$ слои А, В и С чередуются с той или иной степенью сегрегации. Параметры $Sg_A = 1 - (1 - P_{AA})/(1 - W_A)$, $Sg_B = 1 - (1 - P_{BB})/(1 - W_B)$ и $Sg_C = 1 - (1 - P_{CC})/(1 - W_C)$ определяют степень сегрегации слоев А, В и С соответственно. В частном случае при $W_A > W_C > W_B$, если слои В распределены в смешанослойной структуре случайным образом, а чередование слоев А и С характеризуются той или иной степенью сегрегации, $0 < Sg_A < 1 - W_B/(1 - W_A)$, $0 < Sg_C < 1 - W_B/(1 - W_C)$ и $Sg_B = 0$, где Sg_A , Sg_C и Sg_B – параметры, характеризующие степень сегрегации слоев А, С и В соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические наблюдения

Данные по петрографии базальтов из скважин 477, 478, 481А [Saunders et al., 1982], а также результаты наших петрографических наблюдений вторичных минералов в прозрачных шлифах показали, что плагиоклазы и клинопироксены не изменены, или слабо изменены в отдельных образцах. В тонких силлах оливин практически полностью замещен глинистыми минералами. Микротрещинки в плагиоклазах и клинопироксенах, а также редкие везикулы в базальтах тонких силлов заполнены глинистыми минералами. В основном они сосредоточены в интерстициях минеральных зерен – в мезостазисе¹, который составляет в большинстве образцов 20–40% объема породы, а в гиалобазальтах – до 50–80%. В силлах значительной мощности оливин практически не изменен, кристаллы плагиоклаза и клинопироксена также остались без изменения. Глинистые минералы так же, как в тонких силлах, установлены в основном в мезостазисе, содержание которого составляет 3–7%.

Рентгеновская дифрактометрия

Глинистые минералы в тонких силлах. В образцах 2832, 2834, 2836, 2838, 2840, 2841В, 2842, 2843, 2856 (скважина 481А), 2731, 2738, 2753, 2758 (скважина 478), 1264 (скважина 477), отобранных из силлов мощностью от 0.1 до 4 м, установлен триоктаэдрический смектит по присутствию на

¹ Мезостазис – аморфное остаточное вещество в виде стекла, заполняющее промежутки между кристаллами в основной массе магматической породы.

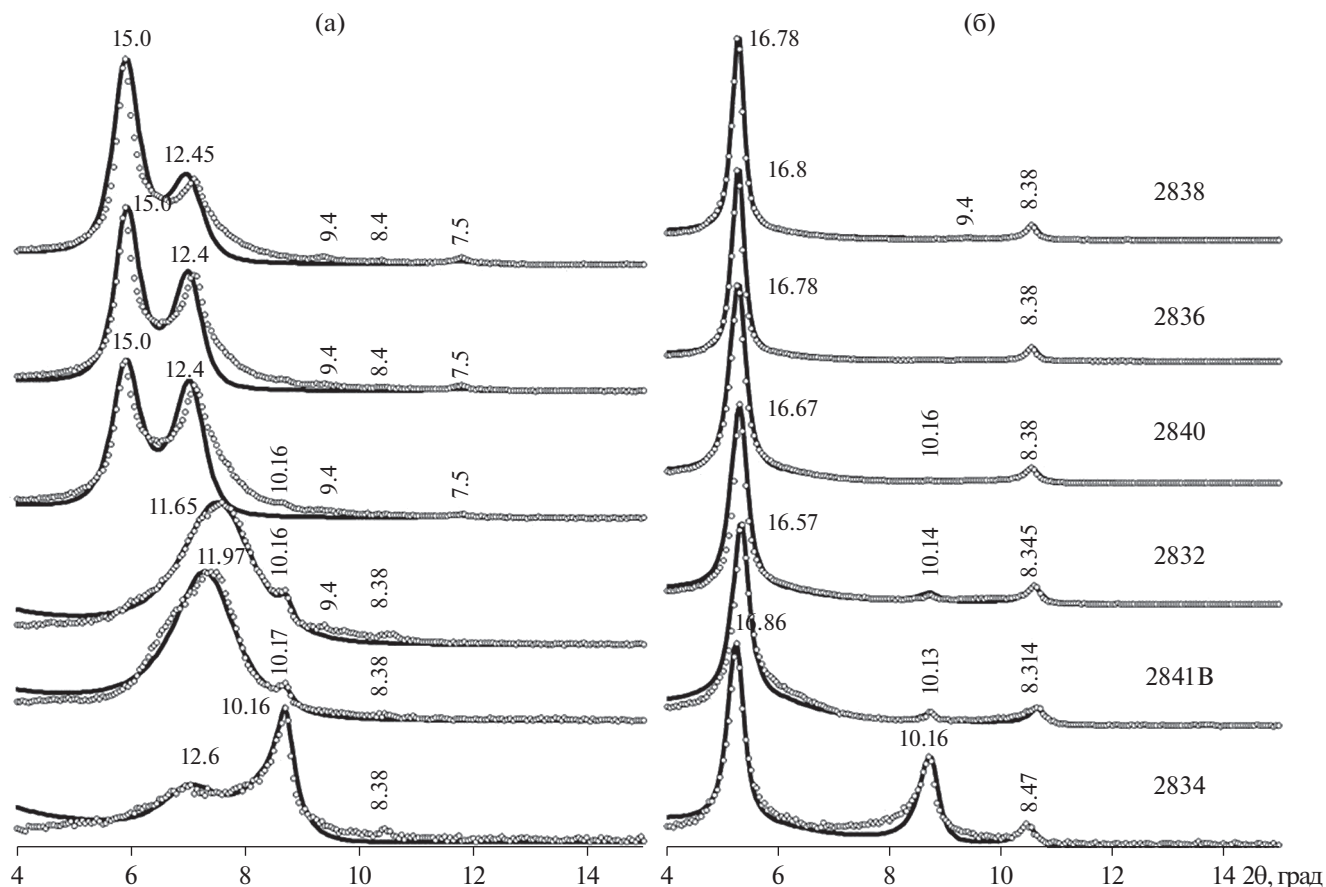


Рис. 2. Наиболее информативные фрагменты сравниваемых экспериментальных (светлые кружки) и рассчитанных (сплошные линии) дифракционных картин для образцов в воздушно-сухом состоянии (а) и насыщенного этиленгликолем (б) из тонких силлов мощностью 0.1–0.52 м.

всех дифрактограммах неориентированных (порошковых) препаратов единственного отражения 060 с $d \sim 1.534\text{--}1.543 \text{ \AA}$. При насыщении ориентированных препаратов этиленгликолем, наблюдается практически одинаковая дифракционная картина для всех исследованных образцов, на которой регистрируется целочисленная серия базальных отражений, от межплоскостного расстояния $d \sim 16.6\text{--}16.9 \text{ \AA}$. На рис. 2 и рис. 3 приведены наиболее информативные участки экспериментальных и рассчитанных дифрактограмм в диапазоне от $2\text{--}4$ до $15^\circ 2\theta$. После прокаливания образцов при температуре 550°C , как правило, наблюдаются два базальных рефлекса с $d \sim 9.60\text{--}9.70$ и $\sim 3.20\text{--}3.23 \text{ \AA}$.

Дифракционные картины препаратов, изготовленных из образцов тонких силлов в воздушно-сухом состоянии заметно отличаются друг от друга, главным образом, по положению и профилю базальных отражений в области значений $d \sim 11.5\text{--}15.0 \text{ \AA}$. Наиболее часто регистрируется один интенсивный пик с асимметричным профилем или характерным “плечом” со стороны ма-

лых или больших углов 2θ (см. рис. 2, рис. 3). Однако ряд образцов (2836, 2838, 2840) содержит в этой области два хорошо разрешенных дифракционных максимума с $d \sim 12.4$ и $\sim 15.0 \text{ \AA}$ (см. рис. 2).

Чтобы выявить структурные особенности смектитов в исходном (воздушно-сухом) состоянии было проведено моделирование их дифракционных картин. При этом предполагалось, что смектитовые слои, содержащие катионы Na и K, имеют высоты $\sim 12.4\text{--}12.5$ и $9.97\text{--}10.2 \text{ \AA}$ соответственно, тогда как слои, содержащие катионы Ca и Mg, имеют высоты $\sim 14.9\text{--}15.0$ и $14.0\text{--}14.3 \text{ \AA}$. Расчеты показали, что дифракционные картины всех изученных образцов в воздушно-сухом состоянии можно описать в рамках единой смешанослойной структуры триоктаэдрического смектита, в которой с фактором $R = 1$ слои разной высоты чередуются с высокой степенью их сегрегации, вплоть до формирования в некоторых образцах отдельных смектитовых фаз с разной высотой смектитовых слоев (см. табл. 1).

Моделирование дифракционных картин для образцов 2836, 2838 и 2840 показало, что в струк-

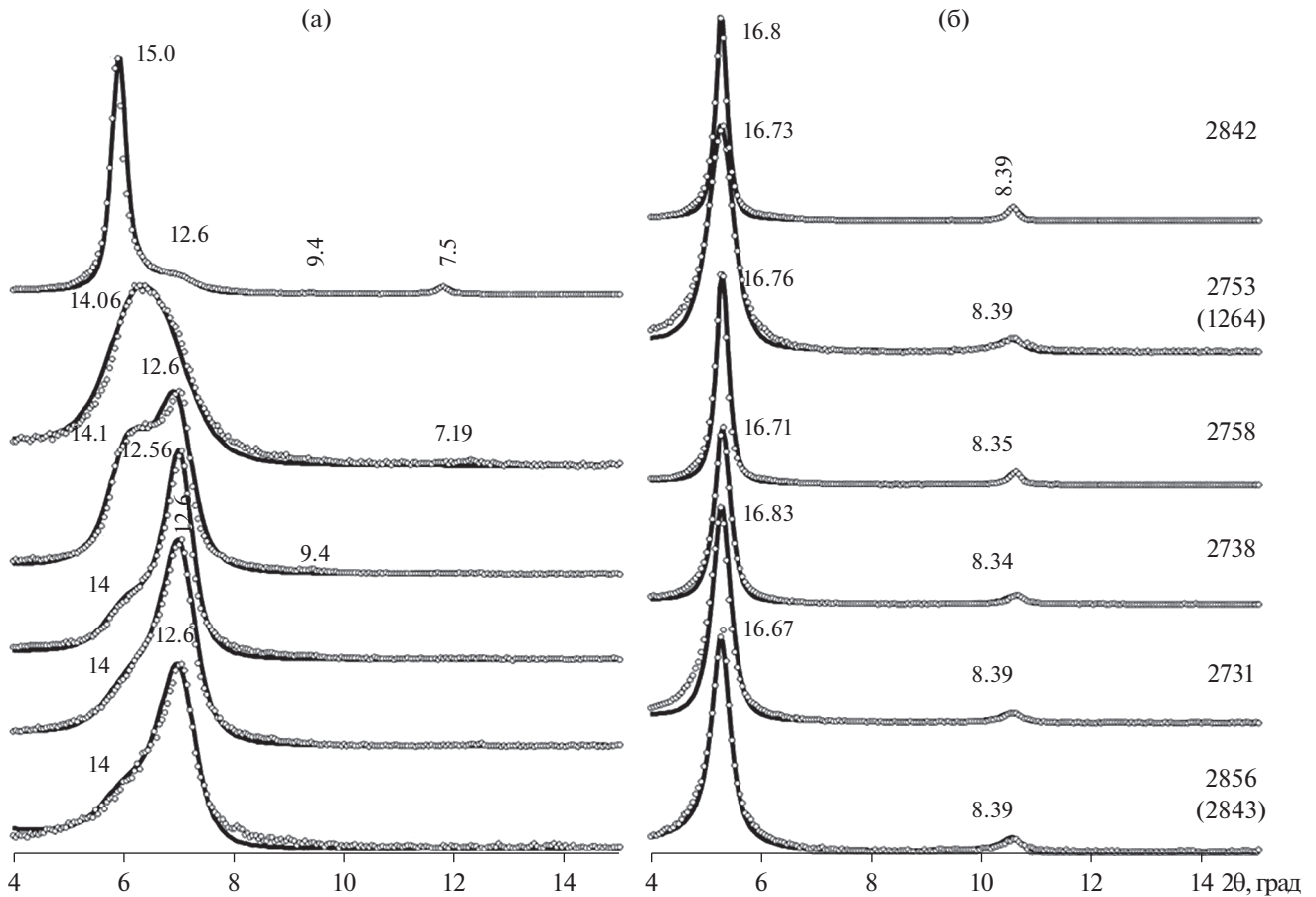


Рис. 3. Наиболее информативные фрагменты сравниваемых экспериментальных и рассчитанных дифракционных картин для образцов из тонких силлов мощностью $\sim 1.8\text{--}4$ м (образец 2753 из силла мощностью 0.1 м). В скобках указаны номера образцов, дифрактограммы которых в обоих состояниях аналогичны таковым для приведенных образцов. Условные обозначения см. рис. 2.

туре смектитов чередуются $12.4\text{--}12.45$ Å слои (тип А), заполненные, по-видимому, преимущественно катионами Na, и $14.9\text{--}14.95$ Å слои (тип В), заполненные катионами Ca, с близким соотношением $W_A : W_B$, варьирующим от $0.45 : 0.55$ до $0.60 : 0.40$ (см. табл. 1). Значения условных вероятностей P_{BB} , равные $0.90\text{--}0.92$, характеризуют очень высокую степень сегрегации слоев, $Sg = 0.82\text{--}0.83$ (см. табл. 1).

В структуре смектитов из образцов 2832, 2834, 2841В, в отличие от образцов 2836, 2838 и 2840, чередуются $12.4\text{--}12.55$ Å Na слои (тип А) и $9.97\text{--}10.1$ Å К слои (тип В) с контрастным соотношением $W_A : W_B = 0.25 : 0.75$ у образца 2834, а также $0.55 : 0.45$ и $0.65 : 0.35$ у образцов 2832 и 2841В (см. табл. 1). В соответствии со значениями условных вероятностей P_{BB} , для образца 2834 характерна высокая степень сегрегации слоев, с $Sg = 0.73$ ($P_{BB} = 0.93$), тогда как образцы 2832 и 2841В имеют низкую степень сегрегации, 0.18 и 0.15 ($P_{BB} = 0.55$ и 0.45) соответственно (см. табл. 1). Еще одна примечательная особенность этих об-

разцов состоит в том, что они содержат биотит ($12, 41$ и 13% соответственно), базальные рефлексы которого 001 и 003 (при отсутствии отражения 002) с d , равными 10.16 и 3.37 Å, четко проявляются на дифрактограммах при всех обработках (см. рис. 2). Биотит в виде слабой примеси присутствует также в образце 2840 (см. табл. 1). Природа биотита в базальтах пока остается неясной.

В группе образцов 2731, 2738, 2753, 2758, 2842, 2843, 2856 смектиты характеризуются чередованием $12.35\text{--}12.5$ Å Na слоев (тип А) с $14.9\text{--}15$ Å Ca слоями (тип В) с соотношением $W_A : W_B$, варьирующим от $0.57 : 0.43$ до $0.82 : 0.18$, и значениями условных вероятностей $P_{BB} = 0.65\text{--}0.71$, свидетельствующими о высокой тенденции слоев к сегрегации, с $Sg = 0.42\text{--}0.63$ (см. табл. 1, рис. 3). Исключением является образец 2842, для которого установлено контрастное соотношение $W_A : W_B = 0.25 : 0.75$ с $P_{BB} = 0.92$ и $Sg = 0.68$ (см. табл. 1). Характерно, что в этой группе практически все образцы представлены во фракции <0.001 мм только смектитовыми минералами, и лишь в об-

разцах 2842, 2843 и 2758 присутствует небольшая примесь талька (см. табл. 1).

Образец 1264, который отобран также из тонкого силла мощностью ~4 м (скважина 477), представлен триоктаэдрическим смектитом (100%), слои которого однородно разбухают с этиленгликолем до 16.80 Å, а в воздушно-сухом состоянии смешанослойным минералом из чередующихся с высокой степенью сегрегации 14.7 (тип А) и 12.4 Å (тип В) смектитовых слоев ($W_A : W_B = 0.62 : 0.38$, $P_{ВВ} = 0.8$ и $Sg = 0.8$) (см. табл. 2).

Глинистые минералы в силле большой мощности. Из силла мощностью 43 м (скважина 477) изучены образцы 1254, 1255, 1258, 1261 (см. табл. 2).

Основным тонкодисперсным компонентом образца 1254 является триоктаэдрический смектит с $d(060) \sim 1.54$ Å. Моделированием установлено, что насыщение образца этиленгликолем сопровождается разбуханием всех смектитовых слоев до 16.70 Å (рис. 4), а его прокалывание при температуре 550°C приводит к их сжатию до ~9.94 Å. Асимметричный со стороны больших углов 2θ профиль рефлекса с $d(001) = 16.70$ Å обусловлен присутствием в образце дефектного триоктаэдрического хлорита, у которого отражение 001 накладывается на базальный рефлекс 001 смектита. Дефектность хлорита связана с несовершенством бруситовых сеток, которые, по-видимому, обводнены и имеют островковую структуру, поскольку после прокалывания образца на его дифрактограмме не наблюдается типичных отражений хлорита. Вместе с тем моделирование дифрактограммы воздушно-сухого препарата показало, что смектит представлен двумя фазами — в одной слои имеют высоту 14.9 Å, в то время как в другой — 12.5 Å, а их соотношение равно 0.48 : 0.52 (W_A и W_B) (см. табл. 2). Значения $P_{ВВ} = 1$ и $Sg = 1$ (см. табл. 2) показывают, что разные слои в модели смектита формируют механическую смесь кристаллов, состоящих только из 14.9 или 12.5 Å слоев.

Для образцов 1255, 1258 и 1261, насыщенных этиленгликолем, в результате моделирования их дифрактограмм было установлено, что все они содержат смешанослойный триоктаэдрический смектит-хлорит, в структуре которого 90% смектитовых 16.8–16.9 Å и 10% хлоритовых 14.3 Å слоев чередуются в полном беспорядке с фактором $R = 0$ (см. табл. 2). Однако в воздушно-сухом состоянии смектитовые слои, как и в смектитах из тонких силлов, по-видимому, имеют разные высоты (см. рис. 4) и, скорее всего, сегрегированы. Поэтому моделирование для воздушно-сухих образцов было проведено в рамках трехкомпонентной смешанослойной структуры, в которой чередование смектитовых 12.5 (тип А) и 14.5–15.0 Å (тип С) слоев задавалось с той или иной степенью сегрегации, тогда как хлоритовые 14.3 Å (тип В)

слои случайным образом распределялись среди смектитовых слоев.

В образцах 1255 и 1258 содержание смектитовых слоев А и С равно 0.40 : 0.50, в то время как для образца 1261 оно составляет 0.50 : 0.40 (см. табл. 2). При указанных W_A и W_C , полученные значения независимых условных вероятностей $P_{ВВ}$, $P_{ВС}$, $P_{СВ}$ и $P_{СС}$ свидетельствуют о высокой степени сегрегации смектитовых слоев А и С, поскольку значения Sg_A и Sg_C для образцов 1255, 1258 и 1261 равны соответственно 0.59, 0.59; 0.54, 0.58 и 0.67, 0.64 (см. табл. 2). Все образцы содержат триоктаэдрический хлорит, содержание которого уменьшается в ряду от образца 1255 к образцам 1258, 1261 (см. табл. 2, рис. 4). В образцах 1255 и 1258 присутствует тальк, 12.9 и 8.9% соответственно.

Глинистые минералы из силлов неопределенной мощности. Из двух силлов неопределенной мощности, входящих в базальтовую толщу с общей мощностью ~112 м (скважина 478), изучены образцы 2755 и 2757 (см. табл. 1, рис. 4).

Основным глинистым минералом этих образцов является такой же триоктаэдрический смектит, который был установлен в тонких силлах.

В отличие от описанных выше образцов из тонких силлов, в структуре смектита, входящего в состав образца 2755, чередуются три типа смектитовых слоев: А, В и С с высотами, равными 12.35, 9.97 и 14.90 Å, которые, по-видимому, заполнены катионами Na, K и Ca соответственно. При этом соотношение слоев $W_A : W_B : W_C = 0.50 : 0.10 : 0.40$ и значения независимых условных вероятностей $P_{ВВ} = 0.4$, $P_{ВС} = 0.2$, $P_{СВ} = 0.1$, $P_{СС} = 0.65$ характеризуют структуру, в которой эти слои чередуются с разной степенью сегрегации, поскольку $Sg_A = 0.44$, $Sg_B = 0.33$ и $Sg_C = 0.58$ (см. табл. 1). Помимо триоктаэдрического смектита и хлорита, в состав образца 2755 входит корренситоподобный минерал, в структуре которого почти в равном соотношении с $W_A : W_B = 0.55 : 0.45$ и $P_{ВВ} = 0$ упорядоченно чередуются триоктаэдрические смектитовые и хлоритовые слои, на уровне следов присутствуют тальк и биотит (см. табл. 2, рис. 4).

В структуре смектита, входящего в состав образца 2757, с высокой степенью сегрегации, чередуются 12.45 Å слои (тип А) с 14.90 Å слоями (тип В) в соотношении $W_A : W_B = 0.63 : 0.37$ с $P_{ВВ} = 0.75$ и $Sg = 0.60$. Наряду с триоктаэдрическим смектитом на всех дифрактограммах этого образца регистрируются отражения хлорита и примеси талька (см. табл. 1, рис. 4).

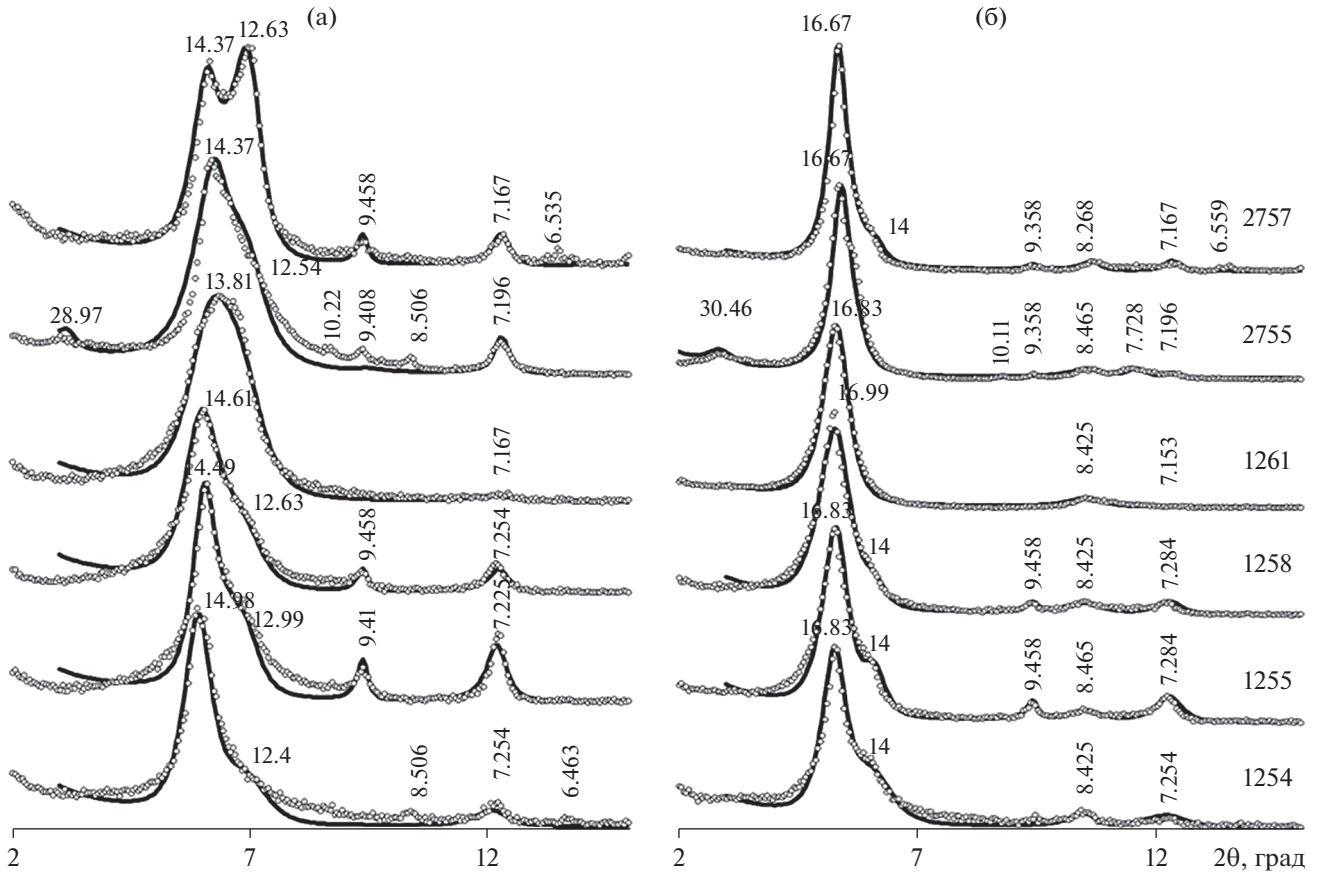


Рис. 4. Наиболее информативные фрагменты сравниваемых экспериментальных и рассчитанных дифракционных картин для образцов из силлов с неопределенной мощностью. Условные обозначения см. рис. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Факторы, влияющие на формирование глинистых минералов в остывающих базальтах

Проницаемость силлов. При остывании тонких базальтовых силлов происходит их растрескивание. В результате тонкие силлы мощностью 0.1–4 м хорошо проницаемы для воды, которая поступает в них из нагретых обводненных вмещающих осадков.

Силл большой мощности (43 м) в целом менее благоприятен для формирования трещиноватости, по сравнению с тонкими силлами. Он представляет собой монолитное тело, которое может быть расколото на крупные блоки сквозными трещинами, по которым мигрирует вода. В результате меньший доступ воды из осадков в этот силл, по сравнению с тонкими силлами, приводит к формированию меньшего объема в нем глинистых минералов. Исключением являются кровля и подошва силла, в которых трещиноватость и, соответственно, проницаемость проявлены так же хорошо, как в тонких силлах. В этих ча-

стях силла активно формируются глинистые минералы.

Продолжительность остывания силлов и количественное соотношение реакционноспособных минеральных компонентов в базальтах. Тонкие силлы, особенно мощностью от 0.1 до 0.5 м, быстро остывают. В результате формируются базальты, в которых расплав не успевает полностью раскристаллизоваться, значительная часть его застывает в виде остаточного стекла в интерстициях между минералами (мезостазис). Эти базальты состоят из плагиоклаза (25–45%), клинопироксена (10–35%), оливина (3–6%) и мезостазиса (20–40%); в гиалобазальтах содержание мезостазиса достигает 50–80%. Сметит в базальтах тонких силлов в основном сосредоточен в интерстициях минеральных зерен (в мезостазисе), а также замещает оливин.

Температура формирования глинистых минералов в базальтах. Относительно температуры образования глинистых минералов в толеитовых базальтах океанической коры имеются следующие сведения. В базальтах из глубоких скважин, пробуренных в современной гидротермальной обла-

сти Рейкьянес в Исландии, температура формирования триоктаэдрического смектита 200°C и ниже [Kristmannottir, 1976, 1979; Kristmannottir, Tomasson, 1978]. В базальтах, отобранных в районе излияния подводных горячих источников (Исландия), температура образования триоктаэдрического смектита (сапонита) оценена в пределах 50–100 [Geptner et al., 2002] и 148°C [Lackschewitz et al., 2006]. В толеитовых базальтах из впадины Науру (Тихий океан) триоктаэдрический смектит сформировался при температуре менее 100°C [Kurnosov, Kholodkevich, 1981]. В Тихом океане в пределах срединно-океанического хребта с высокой скоростью спрединга формирование сапонита в базальтах произошло при температуре менее 100°C [Alt, Teagle, 2003]. Скорее всего, формирование смектита в тонких силлах впадины Гуаймас при их остывании также происходило в этом диапазоне температур – примерно от 200°C и ниже.

В силле мощностью 43 м, в отличие от тонких силлов, сформировались смектит-хлорит, хлорит, тальк (образцы 1255, 1258, 1261, см. табл. 2). Результаты изучения измененных базальтов на гидротермальном поле Рейкьянес в Исландии [Kristmannottir, 1976; Kristmannottir, Tomasson, 1978] показали, что смешанослойный смектит-хлорит образуется при температурах от 200 до 270°C, а хлорит – при температурах выше 270°C. Вероятно, ассоциация глинистых минералов в базальтах силла большой мощности, вскрытого скважиной 477, сформировалась в интервале температур от 200 до 270°C и выше.

В трещиноватые кровлю и подошву силла большой мощности вода проникает так же легко, как в тонкие силлы, что приводит к тому, что в верхней и нижней частях силла охлаждение происходит быстрее, чем внутри него. В то же время, мощные силлы остывают медленнее, чем тонкие, т.к. продолжительность охлаждения кровли и подошвы определяется не только контактом с вмещающими осадками и проникновением в них воды, но и продолжительностью относительно медленного остывания силла в целом, представляющего собой единое базальтовое тело. Таким образом, кровля и подошва силла большой мощности охлаждается со скоростью, промежуточной между скоростью остывания тонких силлов и скоростью остывания внутренней части силла большой мощности. Соответственно, в кровле силла большой мощности (образец 1254) сформировалась минеральная ассоциация (смектит 70%, хлорит дефектный ~30%, примесь талька), которая состоит из минералов, характерных как для тонких силлов (смектит), так и для силлов большой мощности (хлорит и тальк) (см. табл. 1, 2).

Растворы, поступавшие в силлы из осадков

Необходимым фактором образования глинистых минералов являлись растворы, поступавшие в остывавшие базальты из разогретых вмещающих осадков.

По данным микронзондового анализа [Perfit et al., 1982; Morrison, Thompson, 1983], смектиты из жилков и везикул силлов, встреченных в скважинах 474А (рейс 64 DSDP) и 483В (рейс 65 DSDP), которые были пробурены в Калифорнийском заливе (см. рис. 1), имеют высокое содержание Mg, что указывает на присутствие Mg в составе раствора, из которого они образовались. По данным этих авторов, смектит из жилки, которая пересекает кристалл плагиоклаза, характеризуется высоким содержанием MgO (17%). Плагиоклаз не участвовал в формировании смектита, так как он не содержит Mg. Кроме того, плагиоклаз в изученных нами образцах не изменен. По данным [Perfit et al., 1982; Morrison, Thompson, 1983], состав смектита из везикулы имеет высокое содержание MgO (18%), что также указывает на присутствие Mg в составе раствора. Клинопироксен не мог быть донором Mg, т.к. этот минерал – потенциальный поставщик этого элемента, не изменен или слабо изменен. При полном изменении оливина, донорские возможности этого минерала в отношении железа и магния в основном полностью исчерпываются в результате образования замещающих его смектитов. Кроме того, в базальтах силла мощностью 43 м оливин в основном не изменен, а в тонких силлах – содержание оливина незначительно (1–5% объема породы), и заметного участия в формировании состава растворов он оказывать не мог.

В базальтах основной объем глинистых минералов, прежде всего смектита, связан с мезостазином. Из вулканического стекла на формирование смектита поступали Si и Al.

Обращает на себя внимание то, что стекло в мезостазице было обнаружено только в одном случае, несмотря на изучение большого количества шлифов из базальтовых силлов в Калифорнийском заливе [Morrison, Thompson, 1983]. Нами был предпринят целенаправленный поиск стекла в интерстициях зерен базальтов в многочисленных петрографических шлифах образцов из скважин 477, 478, 481А. В результате стекло не было обнаружено. Результаты наблюдений позволяют предположить, что стекло в интерстициях (мезостазис) во всех случаях оказалось полностью замещенным глинистыми минералами так же, как это наблюдалось для оливина. В то же время, поскольку в интерстициях остаточное стекло не было найдено, можно сделать предположение о том, что первоначально интерстиции были пустые. В дальнейшем в этих пустотах глинистые минералы образовались из проникших сюда рас-

творов, т.е. аналогично тому, как формировались глинистые минералы в везикулах. Из этого предположения следует, что глинистые минералы не являются продуктами замещения вулканического стекла (мезостазиса), а результатом осаждения из растворов, заполнявших пустые интерстиции.

Оценка мощности отдельных силлов, слагающих силловый комплекс скважины 478

В скважине 478 встречен комплекс силлов общей мощностью ~112 м, kern которого был поднят с частыми перерывами, поэтому границы и, соответственно, мощности индивидуальных силлов не были определены. Из этого комплекса нами изучены образцы 2755 и 2757, которые были отобраны из двух разных силлов, мощность которых не известна из-за неполного выхода керна при бурении скважины.

Образец 2755

Сопоставление дифракционных картин глинистой фракции образца 2755 из силла не определенной мощности и образцов из силла большой мощности (43 м, скважина 477) показывает, что набор глинистых минералов и ряд их характеристик в той или иной мере схожи (см. табл. 1, 2). В образцах присутствуют: смешанослойные смектит-хлориты, хлорит, тальк, причем для разбухающих минералов (несмотря на различия в составе слоев) характерно чередование трех типов слоев. В то же время, в образце 2755 значительную часть ассоциации глинистых минералов составляет смектит (63%), которого в силлах большой мощности (образцы 1255, 1258, 1261), как правило, нет или его присутствие устанавливается только в кровле таких силлов (образец 1254) (см. рис. 1, 2). Присутствие в образце 2755 значительного количества смектита одновременно указывает и на сходство этого силла с тонкими силлами, для которых характерно содержание смектита до 100%.

Таким образом, в образце 2755 присутствуют как глинистые минералы, характерные для образцов базальта из силла большой мощности, так и для образцов базальтов из тонких силлов. Следовательно, силл с не определенной мощностью, из которого был отобран образец 2755, можно оценивать как силл промежуточной мощности, но, по-видимому, он ближе к силлам большой мощности, т.к. смектит-хлорит и хлорит в базальтах этого силла составляют почти 40%.

Образец 2757

Образец 2757 существенно обогащен смектитом (81%), в нем присутствует тальк (5%), а на дифракционной картине полученного из него препарата в воздушно-сухом состоянии присутству-

ют два дифракционных максимума с $d \sim 12.45$ и 14.90 \AA (см. рис. 4). Такой состав ассоциации глинистых минералов в базальтах силла, из которого был отобран образец 2757, указывает на его сходство с тонкими силлами. В то же время, присутствие 14% хлорита не позволяет с уверенностью относить его к тонким силлам мощностью от десяти метров до 4 м. Инспектируемый силл, по-видимому, также можно отнести к силлам промежуточной мощности, но более близким к тонким силлам вследствие из-за значительного содержания смектита.

Приведенные оценки мощности силлов по составу и характеру распределения в них ассоциаций глинистых минералов, основанные на сопоставлении с силлами, для которых мощности (тонкие силлы или силлы большой мощности) и особенности распределения глинистых минералов известны, показывают, что подобный способ можно использовать как дополнительный критерий оценки мощностей базальтовых силлов по данным каротажа при изучении неполного керна силловых комплексов, полученного при бурении скважин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Во впадине Гуаймас Калифорнийского залива в базальтах тонких трещиноватых силлов, хорошо проницаемых для воды, которая освобождалась при нагревании водонасыщенных вмещающих осадков, триоктаэдрический смектит формировался при температуре 200°C и ниже. Триоктаэдрический смектит замещает оливин, присутствует в интерстициях минеральных зерен, заполняет трещины и везикулы. Плагиоклазы и клинопироксен в основном сохранились без изменения. Химический состав смектита из интерстиций в базальтах и смектита, заполняющего трещины (жилки) и везикулы, отражает высокое содержание Mg в растворах, проникавших в силлы из вмещающих осадков. Смектит в интерстициях мог получать Si и Al для своего образования из стекла (мезостазиса) при его изменении.

2. В базальтах силлов большой мощности (несколько десятков метров, скважина 477) формировались в основном смешанослойные смектит-хлориты, а также хлорит и тальк. Эта ассоциация глинистых минералов образовалась в интервале температур $200\text{--}270^\circ\text{C}$ и выше.

В целом базальты силлов большой мощности изменены слабее, чем базальты тонких силлов, вследствие затрудненного проникновения в них воды из вмещающих разогретых осадков, а также из-за небольшого содержания в базальтах реакционноспособных минералов (оливина и вулканического стекла в интерстициях зерен).

3. Впервые показано, что смектиты и смектит-хлориты, сформированные в базальтах, содержат смектитовые слои разной высоты, которые с разным уровнем сегрегации чередуются в их структуре, вплоть до образования физических смесей, состоящих из смектитовых фаз с разной высотой слоев. В настоящее время не ясны факторы, контролирующие уровень сегрегации слоев в смешанослойных минералах разных образцов.

4. Рассмотрен способ оценки мощностей силлов в случаях, когда керн был поднят с частыми перерывами и мощности индивидуальных силлов не были определены. Этот способ основан на сравнении состава ассоциации глинистых минералов и характера их распределения в силлах, мощность которых не определена, с силлами, границы и мощности которых точно установлены. Такая оценка мощностей силлов может использоваться как дополнительный критерий при построении разрезов по данным каротажа скважин с неполным выходом керна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой — за подготовку препаратов для рентгенодифрактометрической съемки, Е.В. Покровской — за проведение этой съемки.

В исследовании использованы образцы пород, отобранные в кернохранилище Программы океанского бурения (ODP), г. Колледж Стейшн, Техас, США.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены по теме госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0053.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блинова Е.В., Курносков В.Б.* Гидротермальные изменения осадков в южном трого впадины Гуаймас Калифорнийского залива и трансформация состава растворов // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 491–509.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Курносков В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 256 с.
- Курносков В.Б., Блинова Е.В.* Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // ДАН. 2015. Т. 61. № 1. С. 197–200.
- Курносков В.Б., Сахаров Б.А., Блинова Е.В.* Глинистые минералы в осадках гидротермально активного южного трого впадины Гуаймас, Калифорнийский залив // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 287–306.
- Alt J.C., Teagle D.A.* Hydrothermal alteration of upper oceanic crust at a fast-spreading ridge: mineral, chemical and isotopic evidence from ODP site 801 // Chem. Geol. 201. 2003. P. 191–211.
- Drits V.A., Tchoubar C.* X-ray diffraction by disordered lamellar structures. Heldenberg: Springer-Verlag, 1990. 371 p.
- Drits V.A., Lindgreen H., Salyn A.L.* Determination by X-ray diffraction of content and distribution of fixed ammonium in illite-smectite. Application to North Sea illite-smectite // Am. Mineral. 1997. V. 82. P. 79–87.
- Flower M.F.J., Pritchard R.G., Schmincke H.-U., Robinson P.T.* Geochemistry of basalts: Deep Sea Drilling Sites 481, 483, and 485 near the Tamayo Fracture Zone, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1983. V. 65. P. 559–578.
- Geptner A.R., Kristmannottir H., Kristmannottir J., Marteinson V.* Biogenic saponite from an active submarine hot springs, Iceland // Clays and Clay Miner. 2002. V. 50. P. 174–185.
- Kastner M.* Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143–1158.
- Kristmannottir H.* Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland // Jökull. 1976. № 26. P. 30–39.
- Kristmannottir H.* Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100–300°C // Proc. Int. Clay Conf. Oxford, 1979. P. 359–367.
- Kristmannottir H., Tomasson J.* Zeolite zones in geothermal areas in Iceland // Natural Zeolites, Occurrences, Properties, Use. Oxford: Pergamon Press, 1978. P. 199–220.
- Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V.* Secondary minerals of basalts from the Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 61 // Init. Repts. DSDP. V. 61. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1981. P. 653–663.
- Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V. et al.* Alteration effects in the upper oceanic crust — data and comments. Moscow: GEOS, 2008. 1054 p. http://www.ginras.ru/files/docs/publications/TechNote_AlterationEffects.pdf
- Larson R.L.* Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California // Geol. Soc. Am. Bull. 1972. V. 83. P. 3345–3360.
- Lawver L.A., Williams D.L.* Heat flow in the central Gulf of California // Geophys. Res. 1979. № 84. P. 3465–3478.
- Lackschewitz K.S., Botz R., Garbe Schönberg D. et al.* Mineralogy and geochemistry of clay samples from active hydrothermal vents off the north coast of Iceland // Marine Geol. 2006. № 225. P. 177–190.
- Moore D.G.* Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. № 84. P. 1883–1906.
- Moore D.G., Curray J.R.* Objectives of drilling on young passive continental margins: application to the Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 1. P. 27–33.
- Morrison M.A., Thompson R.N.* Alteration of basalts: Deep Sea Drilling Project Legs 64 and 65 // Init. Repts. DSDP. V. 65. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1983. P. 643–660.
- Niemitz J.* Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 695–716.
- Perfit M.R., Saunders A.D., Fornari D.J.* Phase chemistry, fractional crystallization, and magma mixing in basalts

from the Gulf of California, Deep Sea Drilling Project Leg 64 // Init. Repts. DSDP. V. 64. Part 2. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982. P. 649–666.

Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile filling // *Clays and Clay Minerals*. 1999. V. 47. P. 555–566.

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures // *Modeling of diffraction effects*. Chapter 2.3. *Handbook of Clay Science / 2-d Edition. Part B. Techniques and Applications / Eds F. Bergaya, G. Lagaly*. Am-

sterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.

Saunders A.D., Fornari D.F., Joron J.-L. et al. Geochemistry of basic igneous rocks, Deep Sea Drilling Project Leg 64 // *Init. Repts. DSDP*. 1982. P. 595–642.

Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., Von Herzen R.P. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California // *J. Geophys. Res.* 1979. № 84. P. 6757–6796.

Wilson M.J. Sheet silicates: clay minerals. *Rock-Forming Minerals*. V. 3C / Second Edition // *The Geological Society London*. 2013. P. 300–323.

Clay Minerals in Basalt Sills from Sediment Cover, the East Pacific Rise

V. B. Kurnosov^{1, #}, B. A. Sakharov¹, A. R. Geptner¹, Yu. I. Konovalov¹, E. O. Goncharov¹

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 7, Moscow, 119017 Russia*

[#]*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru*

Received February 14, 2019; revised May 26, 2019; accepted October 30, 2019

Clay minerals in basalt sills from northern part of the East Pacific Rise, covered by Upper Pleistocene clayey–sandy–silty sediments – turbidites, hemipelagites, and diatomaceous oozes (Holes DSDP 477, 478, and 481A), were studied by X-ray methods based on the modeling of diffraction patterns. Trioctahedral smectites formed in thin (0.1–0.5 and 1.8–4 m) fissured sills, well permeable for water coming from enclosing sediments heated sills. Smectites in basalts are found in interstices (constituting 20–40% of the rock volume and up to 50–80% in hyalobasalts), replace olivine and fill cracks and vesicles. Plagioclase and clinopyroxene, basically, are unaltered. The structure of smectites is characterized by different layer heights, depending on the composition of cations in the interlayer spaces and the degree them of hydration. The layers of different heights either form individual smectite phases, or in different proportions and with a high degree of segregation alternate in mixed-layer structures. In sill of a large thickness (43 m), in conditions of a longer cooling time, in comparison with thin sills, trioctahedral minerals formed: smectite-chlorite, chlorite, defective chlorite, talc. They are mainly found in interstices, which from 3 to 7% of the rock volume.

Keywords: clay minerals, Guaymas Basin, deep-sea holes.