

УДК 551

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ ИЗ ЗОН КОНТАКТОВ С БАЗАЛЬТОВЫМИ СИЛЛАМИ

© 2019 г. В. Б. Курносов*, Б. А. Сахаров, А. Р. Гептнер, Ю. И. Коновалов, Е. О. Гончаров

*Геологический институт РАН
Россия, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7
E-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

Поступила в редакцию 31.05.2017 г.

Глинистые минералы верхнеплейстоценовых глинисто-песчано-алевритовых осадков, вскрытых скважинами 481 и 481A DSDP в северном трого впадины Гуаймас Калифорнийского залива, изучены (фракция <0.001 мм) рентгеновскими методами с применением моделирования дифракционных картин и сопоставления их с экспериментальными дифрактограммами. Терригенные глинистые минералы представлены преимущественно диоктаэдрическими слюдястыми разновидностями (смешанослойные неупорядоченные иллит–сметтиты, иллит), в качестве примеси присутствует хлорит, а в верхней части разреза неизменных осадков — каолинит. С внедрением горячих базальтовых силлов (общая мощность комплекса около 27 м) связаны изменения фазового состава глинистых минералов в толще осадков (7.5 м), расположенных над силловым комплексом. В этих осадках установлены новообразованные слоистые силикаты с триоктаэдрической структурой (смешанослойные хлорит–сметтиты, сметтит). В осадках, заключенных внутри комплекса силлов присутствуют триоктаэдрический смешанослойный слюда–сметтит–вермикулит, или триоктаэдрический сметтит, реже (единственный образец) встречается триоктаэдрический смешанослойный хлорит–сметтит, сосуществующий со сметтитом.

Ключевые слова: глинистые минералы, впадина Гуаймас, силлы в осадках, глубоководная скважина.

DOI: 10.31857/S0024-497X20193234-247

В приконтинентальных участках срединно-океанических хребтов в северо-восточной части Тихого океана накопились терригенные осадки мощностью в несколько сотен метров в течение относительно короткого промежутка времени (поздний плейстоцен–голоцен), и одновременно происходило внедрение в них базальтовых силлов. Проникновение горячих силлов в нелитифицированные обводненные осадки сопровождалось возникновением кратковременных гидротермальных систем [Kastner, 1982]. Разогрев вмещающих осадков приводил к уменьшению их пористости и движению из них поровой воды. Гидротермальные растворы также взаимодействовали с осадками, что приводило к изменениям минерального и химического состава последних. Наиболее чутким индикатором таких изменений является глинистое вещество.

В настоящее время информация об ассоциациях глинистых минералов в интервалах осадочного покрова, вмещающих базальтовые силлы, почти отсутствует.

Благоприятным объектом для изучения закономерностей формирования глинистых минералов в океанских осадках при внедрении в них горячих базальтовых интрузий является северный трог впадины Гуаймас Калифорнийского залива, в котором пробурена скважина 481 (52 м) и продолжившая ее до глубины 384 м скважина 481A DSDP. Рентгеновская диагностика глинистых минералов в осадках, вскрытых этими скважинами, проводилась ранее [Kastner, 1982]. Было установлено присутствие сметтита, иллита, хлорита, каолинита, однако их количественные соотношения в природных смесях были оценены приблизительно (“обильное”, “среднее”, “примесь”).

Задачей настоящей работы было определение изменений в фазовом составе глинистого вещества и количественных соотношениях глинистых минералов в верхнеплейстоценовых глинисто-песчано-алевритовых осадках при внедрении в них комплекса тонких базальтовых силлов и обсуждение условий формирования

аутигенных глинистых минералов. Эта задача решалась с применением метода моделирования рентгеновских дифракционных картин для смесей глинистых минералов и сопоставления расчетных дифрактограмм с экспериментальными [Drits et al., 1997; Sakharov et al., 1999].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Впадина Гуаймас расположена в Калифорнийском заливе, который представляет собой систему отрезков рифта и трансформных разломов [Moore, 1973] (рис. 1а). Она заполнена верхнеплейстоценовыми и голоценовыми турбидитами и гемипелагическими осадками. Во впадине Гуаймас скорость спрединга 60 мм/год, высокая скорость седиментации (>1200 м/млн лет), мощность осадочного покрова составляет около 400 м [Moore, Curray, 1982].

В северном трогое пробурены скважины 481 и 481А до глубины 384 м (см. рис. 1б). Они

вскрыли разрез верхнеплейстоценовых — голоценовых осадков, вместе с комплексом внедрившихся в эти осадки базальтовых силлов. Тепловой поток в исследуемом районе низкий (168 мВт/м²) [Williams et al., 1979]. Терригенные глинисто-песчано-алевритовые осадки накопились преимущественно за счет твердого стока реки Ягу (Yaqui River) [Rusnak, Fisher, 1964]. Приносимый рекой осадочный материал, состоящий в основном из кварца, полевых шпатов и глинистых минералов [Kastner, 1982], накапливался на шельфе, с которого в условиях высокой сейсмической активности региона срывался вниз по континентальному склону и оседал в виде турбидитов в северном трогое. В промежутках между этими событиями накапливались гемипелагические осадки.

Образцы осадков для изучения глинистых минералов отобраны в разрезе, вскрытом скважинами 481 и 481А (табл. 1).

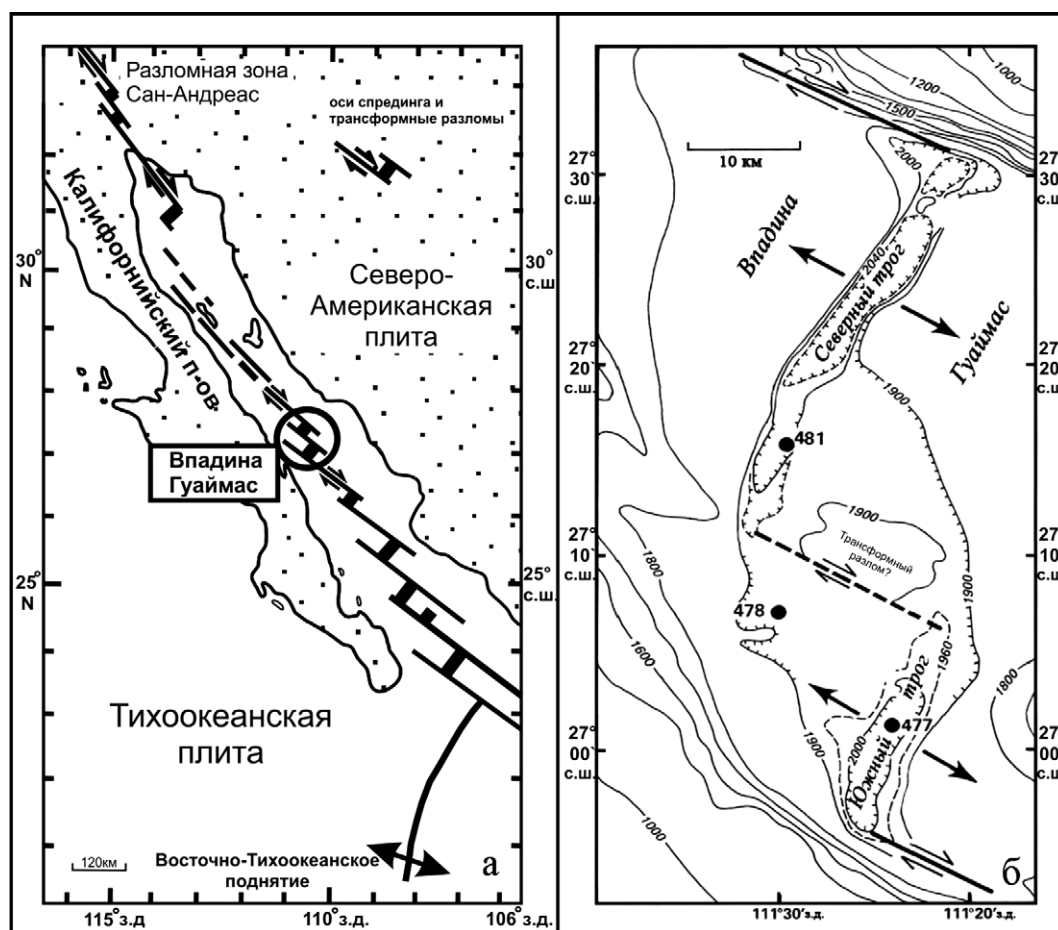


Рис. 1. Структурная схема Калифорнийского залива (а) и расположение точек (477, 478, 481) бурения глубоководных скважин во впадине Гуаймас (б), по [Lonsdale et al., 1980] с изменениями.

Таблица 1. Положение изученных образцов в разрезе осадков северного трога впадины Гуаймас Калифорнийского залива (скв. 481 и 481А DSDP, глубина залива 1998 м) и установленные в них глинистые минералы

Неизменные и термально измененные осадки, по [Kastner, 1982]	Номер образца	Керн-секция, интервал отбора образца в секции, см, # номер куска в керне	Глубина (ниже морского дна), м	Глинистые минералы (фракция <0.001 мм)	
Неизменные осадки (0 до ~130 м)	2814*	1Н-1, 0-5	0.00	0—~140	Неизменные терригенные диоктаэдрические глинистые минералы: гетерогенная смесь смешанослойных смектит—иллитов и иллит, следы хлорита и каолинита
	2816*	2Н-2, 35-40	6.55		
	2817*	8Н-1, 1-7	33.31		
	2818*	8Н-1, 115-120	34.45		
	2819*	8Н-3, 16-21	36.06		
	2820*	8Н-3, 48-54	36.38		
	2822*	11Н-3, 73-78	50.98		
	2823	4R-2, 55-59	72.55		
	3107	6R-4, 42-48	94.42		
	2824	6R-5, 75-80	96.15		
	3108	9R-4, 7-12	122.57		
	2825	9R-6, 110-115	126.60		
Термально измененные осадки над силлом (130 до ~170.55 м)	2826	11R-2, 75-80	139.25	~140—170.55	Новообразованные триоктаэдрические минералы: гетерогенная смесь смешанослойных хлорит—смектитов и примесь смектита; терригенный иллит
	2827	13R-5, 120-125	163.20		
	2828	14R-1, 50-55	166.00		
	2829	14R-2, 75-80	167.75		
	2830	14R-4, 5-10	170.05		
Комплекс силлов в осадках (170.55 до ~198 м)	Силл 170.55-170.80 (мощность 0.25 м)				
	2833	14R-4, 90-94	170.90	170.8—170.96	Новообразованный триоктаэдрический смешанослойный слюда—смектит—вермикулит; терригенный биотит
	Силл 170.96-171.25 (мощность 0.29 м)				
	2835	14R-4, 125-129	171.25	171.25—171.5	**
	Силл 171.50-175.52 25 (мощность 4.02 м)				
	2837	15R-1, 55-60 # 11	175.55	175.52—175.65	Новообразованные триоктаэдрические смешанослойные слюда—смектит—вермикулит и смектит—слюда; терригенный биотит
	Силл 175.65-176.10 (мощность 0.45 м)				
	2839	15R-1, 112-115 #1Q	176.12	176.10—176.2	Новообразованный триоктаэдрический смектит
	Силл 176.20—176.25 (мощность 0.55 м)				
	2841А	15R-2, 25-30 #1D-1E	176.75	176.75—176.83	**
	Силлы 176.83—198 (мощность 21.17 м)				
	Осадки из интервала 198—203 м не опробованы (не поднят керн из скважины)				

Таблица 1. Продолжение

Неизмененные и термально измененные осадки, по [Kastner, 1982]	Номер образца	Керн-секция, интервал отбора образца в секции, см, # номер куска в керне	Глубина (ниже морского дна), м	Глинистые минералы (фракция <0.001 мм)	
Термально измененные осадки под силлом (198 до ~210 м)	2844	18R-1, 0-6	203.50	203–328	Неизмененные терригенные диоктаэдрические глинистые минералы: гетерогенная смесь смешанослойных смектит–иллитов и иллит; хлорит
Неизмененные осадки (210 до ~328 м)	2845	20R-1, 0-5	222.50		
	2846	24R-1, 70-75	261.20		
	2847	25R-1, 105-110	271.05		
	2848	28R-1, 75-79	299.25		
	2849	30R-3, 60-65	321.10		
	2854	31R-1, 100-104	328.00		

Примечание. * — образцы из скважины 481; образцы 2823–2854 из скважины 481А; ** — глинистые минералы аналогичные глинистым минералам, установленным в образце 2833.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глинистые минералы в неизменных и термально измененных осадках изучались во фракции <0.001 мм. Рентгеновское изучение ориентированных препаратов, проводилось на дифрактометре D8 Advance Bruker на CuK_α излучении в два этапа. Вначале ориентированные препараты (в воздушно-сухом состоянии, насыщенные глицерином, после прогревания при $T = 550^\circ\text{C}$ в течение 2 часов) всех образцов были сняты со скоростью $2^\circ 2\theta$ в минуту в интервале от 2.0° до $32^\circ 2\theta$ (экспресс-съемка). На основе этих результатов были выбраны образцы для специального приготовления препаратов с целью получения дифракционных картин, которые использовались затем для сопоставления с рассчитанными. Расчет дифракционных картин для моделей индивидуальных глинистых минералов проводился 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.

Препараты образцов, предназначенные для моделирования, были изготовлены методом осаждения суспензии на предметные стекла (3.8×2.4 см). Плотность высушенной суспензией составляла не менее $7\text{--}8$ мг/см², что позволило избежать искажения интенсивности рефлексов, зарегистрированных в области больших углов 2θ . Препараты, насыщенные этиленгликолем, снимались в диапазоне от 2.0° до $52^\circ 2\theta$, а их интенсивности измерялись дискретно, с шагом $0.02^\circ 2\theta$ и экспозицией 40 сек. Для определения положения рефлексов 060 , дифрактограммы неориентированных препаратов были сняты в том же режиме, в диапазоне от 58° до $64^\circ 2\theta$.

Химический состав 8 образцов (фракция <0.001 мм, скважины 481 и 481А), характеризующих неизмененные и термально измененные осадки, определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН.

Исследование морфологических особенностей отдельных зерен биотита и полуколичественный анализ его химического состава (образцы 2832, 2833, 2835, 2839) выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) CamScan MV-2300, с энергодисперсионной приставкой INCA-200 (Oxford-Instrument).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глинистые минералы в терригенных неизменных осадках

Дифрактограммы, полученные при экспресс-съемке препаратов глинистой фракции неизменных осадков верхней и нижней частей разреза (интервалы 0—~130 м и 210—~328 м), однотипны. Дифрактограммы образцов 2826 и 2844, которые, по данным [Kastner, 1982], соответствуют зоне термально измененных осадков, не отличаются от других, полученных нами дифрактограмм глинистых минералов из неизменных осадков (см. табл. 1).

Результаты сопоставления рассчитанных и экспериментальных дифракционных картин, полученных для насыщенных этиленгликолем ори-

ентированных препаратов фракции <0.001 мм (образцы 2816, 2820, 2822, 2824, 2826 и 2844, 2845, 2854), показали, что глинистые минералы во всех исследованных образцах терригенных осадков представлены преимущественно (62—83%) смесью смешанослойных неупорядоченных иллит—сметитов, с соотношением сметитовых и иллитовых слоев, варьирующим от 0.9:0.1—0.8:0.2 (23—48%) до 0.4:0.6—0.5:0.5 (32—60%) при факторе ближнего порядка $R = 0$ (табл. 2, 3). Помимо них присутствуют иллит (10—26%) и хлорит (от следов до 12%), а в неизменных осадках верхней части разреза — также каолинит (5—12%) (см. табл. 2).

На рис. 2 приведены рассчитанные и экспериментальные дифрактограммы ориентированных препаратов образцов 2816 и 2845, которые

Таблица 2. Фазовый состав глинистых минералов и их количественные соотношения (%), установленные методом моделирования дифракционных картин для фракции <0.001 мм осадков скв. 481 и 481А

Номер образца	Глубина (ниже морского дна), м	Диоктаэдрические смешанослойные иллит—сметиты	Триоктаэдрические смешанослойные хлорит—сметиты	Триоктаэдрический смешанослойный слюда—сметит—вермикулит	Сметит триоктаэдрический	Иллит	Биотит	Хлорит	Каолинит
2816	6.55	75	—	—	—	16	—	следы	9
2820	36.38	80	—	—	—	11	—	следы	9
2822	50.98	72	—	—	—	18	—	следы	10
2824	96.15	69	—	—	—	19	—	следы	12
2826	139.25	81	—	—	—	14	—	следы	5
2827	163.20	—	65	—	3	32	—	—	—
2828	166.00	—	~17	—	~3	~10	~70	—	—
2829	167.75	—	61	—	2	37	—	—	—
2830	170.05	—	66	—	3	31	—	—	—
2831	170.50	—	71	—	следы	29	—	—	—
2833	170.90	—	—	38	7	—	55	—	—
2835	171.25	—	—	19	1	—	80	—	—
2837	175.55	—	—	44	42*	—	14	—	—
2839	176.12	—	—	—	100	—	—	—	—
2841А	176.75	—	—	45	5	—	50	—	—
2844	203.50	78	—	—	—	12	—	10	—
2845	222.50	83	—	—	—	10	—	7	—
2854	328.00	62	—	—	—	26	—	12	—

Примечание. Прочерк — минерал не установлен; * — смешанослойный триоктаэдрический сметит—слюда, содержащий 20% слюдистых слоев.

Таблица 3. Структурные параметры смешанослойных глинистых минералов, установленные при моделировании дифракционных картин для фракции <0.001 мм осадков скв. 481 и 481А

Номер образца	Глубина (ниже морского дна), м	Смешанослойный минерал	Высоты слоев в смешанослойном минерале (Å)	Соотношение слоев (%) и фактор ближнего порядка	Содержание минерала в образце (в %)
<i>Неизменные осадки</i>					
2816	6.55	диоктаэдрический смектит–иллит	16.70:9.98 16.85:12.90:9.98	80:20 R = 0 25:25:50 R = 0	41 34
2820	36.38		16.70:9.98 16.75:12.90:9.98	80:20 R = 0 25:35:40 R = 0	48 32
2822	50.98		16.70:9.98 16.75:9.98	80:20 R = 0 50:50 R = 0	34 38
2824	96.15		16.70:9.98 16.75:9.98	80:20 R = 0 50:50 R = 0	36 33
2826	139.25		16.70:9.98 16.75:9.98	90:10 R = 0 50:50 R = 0	37 44
<i>Термально измененные осадки над силловым комплексом</i>					
2827	163.20	триоктаэдрический хлорит–смектит	14.10:16.95 14.20:16.95	65:35 R = 1* 90:10 R = 0	23 42
2829	167.75		14.05:16.85 14.20:16.85	60:40 R = 1* 85:15 R = 0	7 54
2830	170.05		14.05:16.85 14.20:16.85	60:40 R = 1* 85:15 R = 0	9 57
2831	170.50		14.05:16.85 14.20:16.85:12.90 14.20:16.85	70:30 R = 1* 85:10:5 R = 0 80:20 R = 0	17 27 27
<i>Осадки между силлами</i>					
2833	170.90	триоктаэдрический слюда–смектит–вермикулит	10.0:16.85:13.2	50:30:20 R = 0	38
2835	171.25		10.0:16.85:13.2	50:30:20 R = 0	19
2837	175.55	триоктаэдрический слюда–смектит–вермикулит	10.0:16.85:13.2	50:30:20 R = 0	44
		триоктаэдрический смектит–слюда	16.85:12.90	80:20 R = 0	42
2839	176.12	триоктаэдрический смектит	16.73		100
<i>Неизменные осадки</i>					
2844	203.50	диоктаэдрический смектит–иллит	16.75:9.98 16.85:9.98	90:10 R = 0 50:50 R = 0	35 43
2845	222.50		16.85:9.98	50:50 R = 0	60
		диоктаэдрический смектит	16.85		23
2854	328.00	диоктаэдрический смектит–иллит	16.75:9.98 16.85:9.98	90:10 R = 0 50:50 R = 0	25 37

Примечание. * Чередование слоев в моделях с фактором R = 1 характеризуется максимально возможной степенью их порядка, при которой смектитовые слои в структуре хлорит–смектит вместе не встречаются.

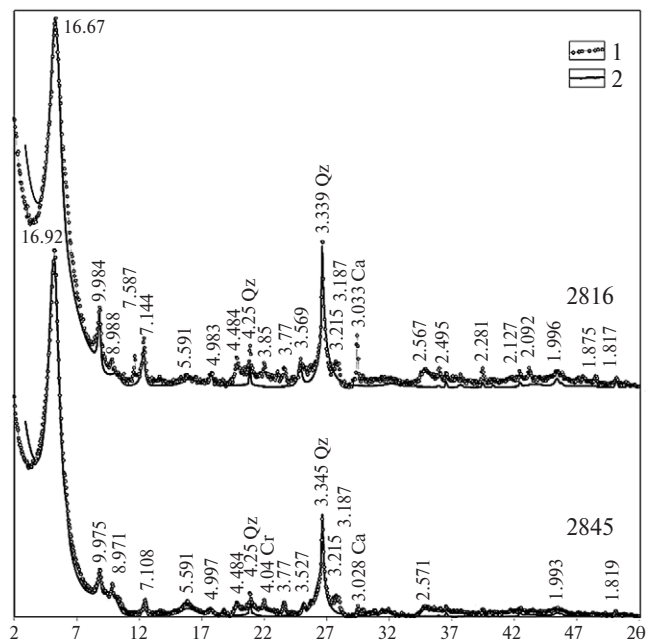


Рис. 2. Дифрактограммы фракции <0.001 мм неизмененных осадков.

1 — экспериментальные, полученные от ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем; 2 — рассчитанные.

Qz — кварц, Cr — кристобалит, Ca — кальцит.

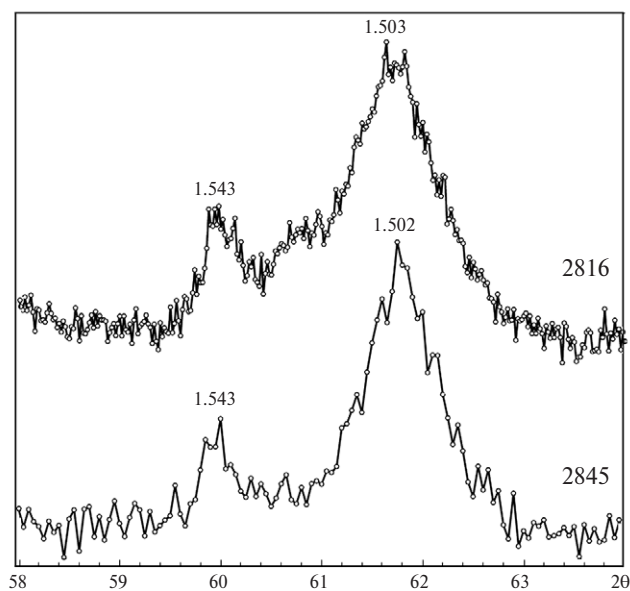


Рис. 3. Порошковые дифрактограммы фракции <0.001 мм в области отражений 060 (образцы неизмененных осадков).

являются представительными для неизмененных терригенных осадков. Хорошее совпадение рассчитанных дифрактограмм с экспериментальными позволяет предполагать, что заданные структурные параметры в моделях глинистых

фаз и их количественные соотношения адекватно отражают реальный состав исследуемых образцов.

На порошковых дифрактограммах, полученных от неориентированных образцов 2816 и 2845, интенсивный рефлекс с $d \sim 1.500\text{--}1.503\text{ \AA}$ соответствует отражениям 060 диоктаэдрических иллит–сметитов и иллитов, а более слабый рефлекс с $d \sim 1.543\text{ \AA}$ относится к кварцу и триоктаэдрическому хлориту, которые присутствуют в виде примеси (рис. 3).

Похожие порошковые дифрактограммы с двумя отражениями 060, имеющими примерно такие же значения d и сходные соотношения их интенсивностей, характерны для образцов 2822, 2824, 2826, 2844, 2854. Таким образом, глинистые минералы в неизмененных терригенных осадках верхней и нижней частей разреза представлены в основном диоктаэдрическими разновидностями смешанослойных иллит–сметитов и диоктаэдрическим иллитом (см. табл. 1, 2).

Состав глинистых минералов в неизмененных терригенных осадках из интервалов 0–140 м и 203–328 м был использован для выявления новообразованных глинистых минералов в термально измененных осадках.

Глинистые минералы в термально измененных осадках над кровлей комплекса силлов

В толще осадков (7.5 м) были отобраны образцы 2827, 2828, 2829, 2830, 2831 в 7.35, 4.55, 2.75, 0.50, 0.05 м выше кровли верхнего силла, соответственно (см. табл. 1).

Результаты моделирования дифракционных картин для насыщенных этиленгликолем образцов 2827, 2829, 2830, 2831 показали, что в термально измененных осадках, расположенных непосредственно над комплексом силлов, отсутствуют исходные терригенные глинистые минералы, за исключением иллита (10–37%) (см. табл. 2, рис. 4). Терригенное происхождение иллита не вызывает сомнений вследствие постоянного присутствия этого минерала как в неизмененных осадках (скв. 481 и 481А, а также скв. 477 [Курносков и др., 2016]), так и в измененных (скв. 481 и 481А), в сопоставимых количествах (см. табл. 1, 2).

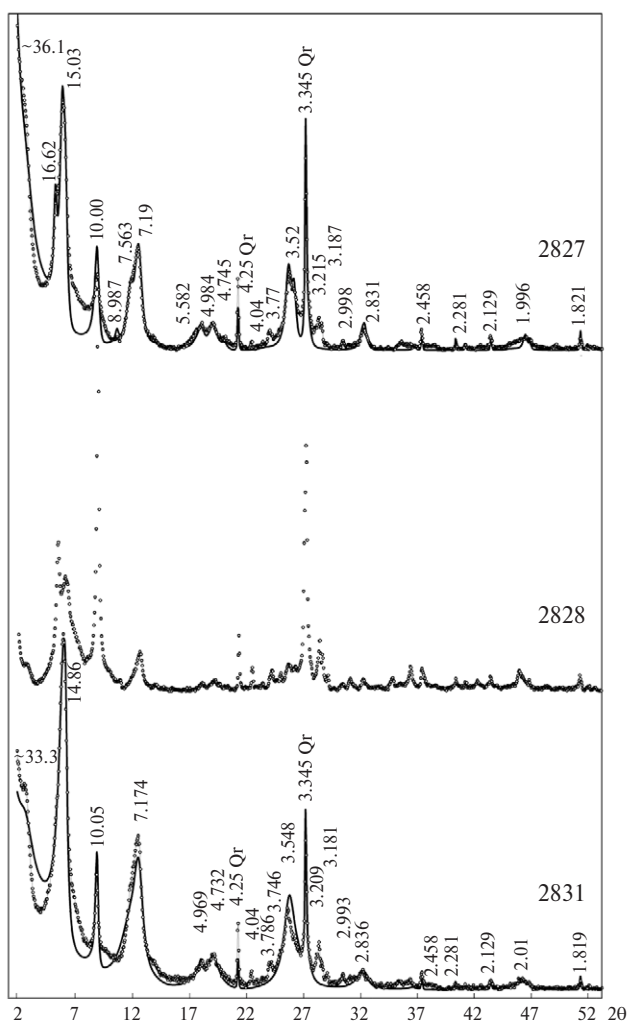


Рис. 4. Дифрактограммы фракции $<0.001\text{ мм}$ термально измененных осадков над кровлей силлового комплекса. Условные обозначения см. рис. 2.

Результаты изучения новообразованных глинистых минералов в термально измененных осадках показали, что аутигенные слоистые силикаты триоктаэдрические, и среди них нет новообразованных диоктаэдрических минералов. В каждом из четырех перечисленных выше образцов установлено присутствие (61–71%) смешанослойных хлорит-сметитов с разным соотношением хлоритовых и сметитовых слоев и разной степенью их упорядочения: $R = 0$ и $R = 1$. Моделирование дифракционных картин показывает, что соотношение хлоритовых и сметитовых слоев в составе смешанослойных хлорит-сметитов изменяется от 0.6:0.4–0.65:0.35 до 0.8:0.2–0.9:0.1 (см. табл. 3). Как видно из этой таблицы, в составе смеси смешанослойные хлорит-сметиты

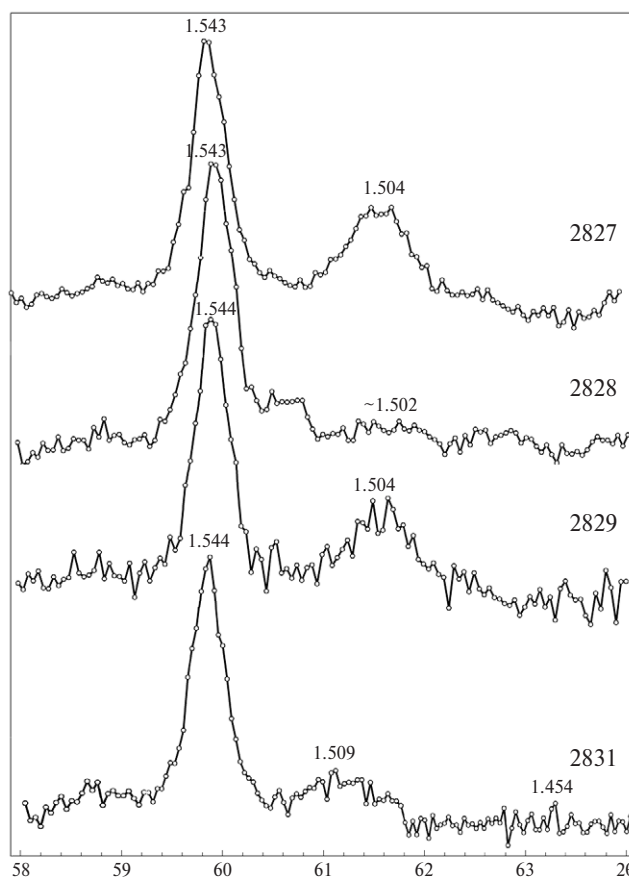


Рис. 5. Порошковые дифрактограммы фракции $<0.001\text{ мм}$ в области отражений 060 (образцы термально измененных осадков над кровлей силлового комплекса). Условные обозначения см. рис. 3.

с относительно более высоким содержанием разбухающих слоев (от 35 до 40%) характеризуются тенденцией к упорядоченному чередованию слоев с фактором ближнего порядка $R = 1$, тогда как у разностей с меньшим содержанием разбухающих слоев (от 10 до 20%) фактор $R = 0$.

Среди новообразованных глинистых минералов, помимо смешанослойных хлорит-сметитов, также присутствует триоктаэдрический сметит в виде примеси (до 3%) (см. табл. 2). На порошковых дифрактограммах образцов 2827, 2828, 2829, 2831 (рис. 5), полученных от неориентированных препаратов, наблюдается интенсивный рефлекс с $d = 1.543\text{--}1.544\text{ Å}$, который соответствует отражениям 060 от триоктаэдрических глинистых минералов: смешанослойного хлорит-сметита и сметита. Широкий и низкий по интенсивности рефлекс с $d = \sim 1.504\text{ Å}$

Таблица 4. Химический состав фракции <0.001 мм осадков северного трога впадины Гуаймас Калифорнийского залива (скв. 481 и 481А)

Номер образца	Глубина (ниже морского дна), м	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ + FeO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO
<i>Неизменные осадки</i>									
2816	6.55	3.2	1.8	3.6	3.1	10.2	3.7	0.36	0.07
2845	222.50	2.8	2.4	5.2	1.0	14.1	2.4	0.60	0.29
<i>Термально измененные осадки над кровлей силлов</i>									
2827	163.20	6.3	2.4	9.8	1.1	13.9	1.2	1.01	0.17
2828	166.00	5.8	3.2	10.9	3.1	12.8	3.1	0.68	0.21
2831	170.50	6.8	2.0	15.4	1.2	16.6	1.4	0.35	0.22
<i>Измененные осадки внутри силлового комплекса</i>									
2833	170.90	7.2	3.5	13.0	2.3	13.4	2.7	0.95	0.14
2835	171.25	9.6	6.2	11.8	2.3	15.8	1.2	0.64	0.10
2839	176.12	10.4	2.4	14.8	2.5	10.6	2.9	0.38	0.11

Примечание. Содержание химических элементов во фракции <0.001 мм определено методом ICP-MS (вес. %).

(образцы 2827, 2829) свидетельствует о присутствии диоктаэдрического иллита.

Особое значение среди образцов, отобранных над силлом, имеет образец 2828, в котором установлено около 70% тонкодисперсного биотита (см. табл. 2). На дифрактограмме от ориентированного препарата наблюдаются интенсивные базальные отражения 001 и 003, характерные для слюды, тогда как интенсивность рефлекса 002 с $d \sim 5\text{\AA}$ практически равна нулю. Дифрактограмма неориентированного препарата обр. 2828 содержит интенсивный рефлекс 060 с $d = 1.543\text{\AA}$, что указывает на триоктаэдрическую структуру слюдяного минерала, в то время как отражение 060 диоктаэдрической фазы крайне слабое или вовсе отсутствует (см. рис. 5). Петрографическое изучение также показало, что в обр. 2828 находятся обломки пород разного состава, содержащих биотит. Повышенное содержание калия ($K_2O = 3.2\%$) в химическом составе фракции <0.001 мм этого образца (табл. 4) подтверждает предположение о присутствии биотита.

Глинистые минералы в осадках под силловым комплексом

Из зоны термально измененных осадков (интервал 198–~210 м) [Kastner, 1982], расположенных в 5 м ниже подошвы комплекса силлов нами

изучен образец 2844, отобранный на глубине 203.5 м (см. табл. 1). Дифрактометрические исследования показывают, что фракция <0.001 мм состоит из смеси терригенных глинистых минералов, в составе которой доминируют (78%) диоктаэдрические неупорядоченные смешанослойные иллит–сметиты (см. табл. 2, 3).

Глинистые минералы в измененных осадках между силлами

Комплекс силлов, внедрившихся в осадки, расположен в интервале 170.55–198 м (см. табл. 1). Прослой осадков мощностью от 0.08 до 0.25 м, заключенные между силлами, литифицированы и окремнены [Kastner, 1982]. Глинистые минералы этих осадков были изучены в образцах 2833, 2835, 2837, 2839, 2841А.

Результаты моделирования дифракционных картин для образцов 2833, 2835, 2841А, насыщенных этиленгликолем, показали (рис. 6), что в них присутствует триоктаэдрический неупорядоченный смешанослойный слюда–сметит–вермикулит с соотношением слюдяных, сметитовых и вермикулитовых слоев 0.5:0.3:0.2 (см. табл. 2, 3). В образце 2837 смешанослойный слюда–сметит–вермикулит с $R = 0$ сосуществует с триоктаэдрическим сметит–слюда с $R = 0$, в структуре которого содержится ~20%

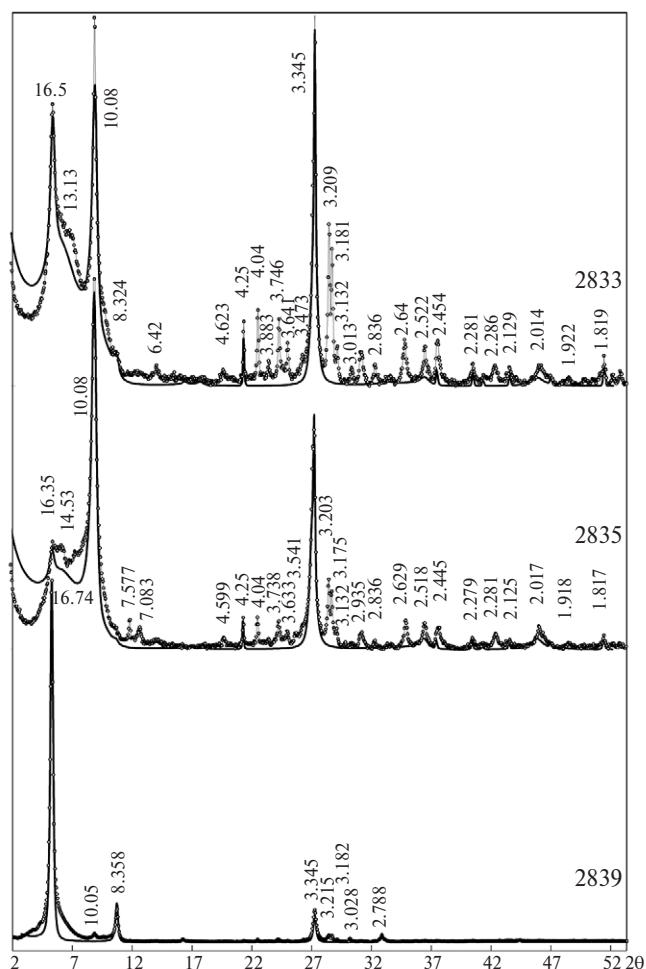


Рис. 6. Дифрактограммы фракции $<0.001\text{ mm}$ осадков, залегающих между силлами. Условные обозначения см. рис. 2.

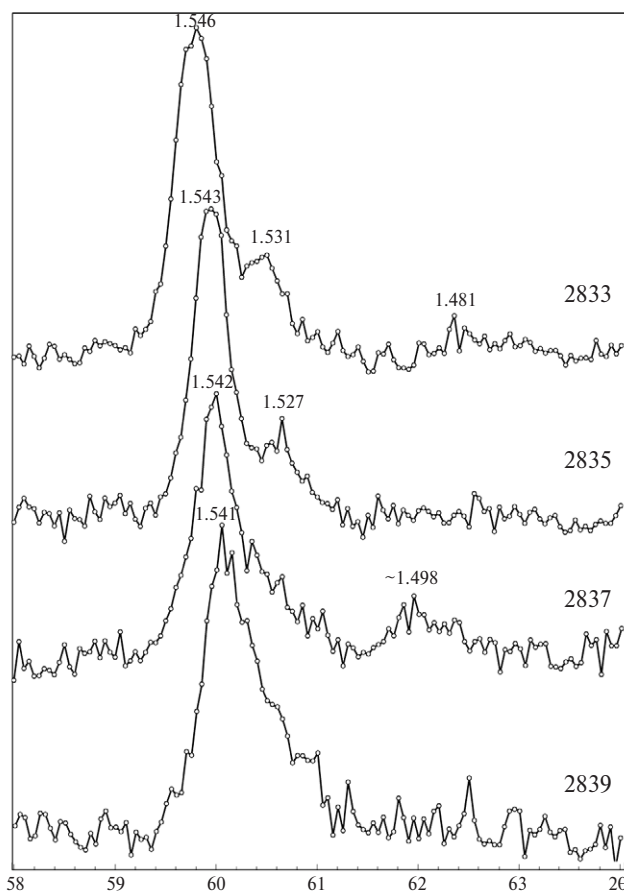


Рис. 7. Порошковые дифрактограммы фракции $<0.001\text{ mm}$ в области отражений 060 (образцы осадков, залегающих между силлами). Условные обозначения см. рис. 3.

слюдистых слоев (см. табл. 2, 3), а в образце 2839 присутствует только триоктаэдрический смектит (см. табл. 3).

Порошковые дифракционные картины всех изученных образцов (2833, 2835, 2837, 2839, 2841А) (см. табл. 2, рис. 7), полученные от неориентированных препаратов, подтверждают триоктаэдрическую структуру глинистых минералов. На них наблюдается интенсивное отражение 060 с $d = 1.541\text{--}1.546\text{ \AA}$, которое может одновременно относиться к триоктаэдрическим смектиту и хлорит–смектиту, а также кварцу. Слабый рефлекс с $d = 1.498\text{ \AA}$, наблюдаемый на порошковой дифрактограмме образца 2837, скорее всего, соответствует небольшой примеси диоктаэдрической слюды. Основной вывод, который следует из анализа экспериментальных значений d (060), состоит

в том, что в этих образцах практически нет диоктаэдрических минералов, за исключением, может быть, образца 2837 ($d = 1.498\text{ \AA}$).

По рентгеновским данным, во фракции $<0.001\text{ mm}$ образцов 2833, 2835, 2841А существенно преобладает терригенная триоктаэдрическая слюда — биотит (см. рис. 6, табл. 2). Содержание K_2O в этих образцах меняется от 3.2 до 6.2% (см. табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование глинистых минералов в осадках, расположенных над комплексом силлов

Для образования аутигенных триоктаэдрических смешанослойных хлорит–смектитов, а так-

же триоктаэдрического смектита (до 3%), был необходим привнос в раствор дополнительного количества Mg и Fe. В термально измененных осадках дополнительное поступление в раствор Mg могло происходить из разогретых поровых вод (морской воды). Известно, что морская вода при нагревании в гидротермальных системах практически полностью теряет Mg. В лабораторных экспериментах, проведенных в автоклаве при давлении 500 бар и температуре 150–350°C, было установлено, что морская вода испытывает значительные химические преобразования, которые выражаются в значительном уменьшении содержаний Mg, Ca, SO₄, в то время как концентрации Na, K, Cl остаются неизменными [Bischoff, Seyfried, 1978].

Железо могло поступать в растворы при гидротермальных преобразованиях базальтов. Это предположение можно подтвердить тем, что во фракции <0.001 мм образцов, отобранных над силлом, возрастает содержание Fe по мере приближения осадков к контакту с базальтами. Так, в образце 2827 (7.35 м выше силла) суммарное содержание оксидов Fe — 9.8%, а в образце 2831, который отобран в 5 см выше кровли силла — 15.4% (см. табл. 4).

В толще термально измененных осадков (мощностью 7.5 м) образцы 2827, 2829, 2830, 2831 были отобраны выше кровли самого верхнего силла (7.35, 2.75, 0.50, 0.05 м, соответственно). Было установлено (см. табл. 2), что содержание новообразованного смешанослойного хлорит–смектита с фактором ближнего порядка R = 1 увеличивается по мере приближения к силлу и в образцах 2829, 2830, 2831 составляет 7, 9 и 17%, соответственно (см. табл. 3). Это может свидетельствовать о том, что после разогрева осадочной толщи внедрившимися интрузиями, повышенная температура в осадках, расположенных близко к силлам, сохранялась в течение длительного времени, что способствовало образованию в этих зонах значительных количеств смешанослойного хлорит–смектита с R = 1. Такая закономерность нарушается для самого верхнего образца 2827, в котором содержание смешанослойного хлорит–смектита с R = 1 повышенное (23%). Вероятно, в эту часть осадочной толщи поступали горячие растворы латерального гидротермального потока, распро-

странявшегося от центральной вертикальной интрузии.

Образование смеси смешанослойных хлорит–смектитов с разным содержанием разбухающих слоев и разным фактором ближнего порядка (R = 0 и 1) в одном и том же прослое осадков, по-видимому, является результатом различий в условиях образования аутигенных минералов. Эти условия изменялись от относительно высокотемпературных на ранней стадии (внедрение силлов), способствовавших образованию хлорит–смектитов с R = 1, до низкотемпературных на более поздней стадии, обусловленных остыванием силла, что привело к формированию хлорит–смектитов с R = 0. На поздней стадии температура в толще осадков была, вероятно, менее контрастной, более выровненной по сравнению с начальной стадией. Это предположение, возможно, подтверждает наблюдение, что на разных горизонтах толщи осадков (образцы 2829, 2830, 2831) установлено практически одинаковое количество (54–57%) новообразованных смешанослойных хлорит–смектитов с R = 0 (см. табл. 3).

Влияние базальтовых силлов на фазовый состав глинистых минералов в осадках, расположенных под силловым комплексом

Из зоны термально измененных осадков (интервал 198–~210 м), установленных [Kastner, 1982], нами изучен только образец 2844, отобранный на глубине 203.5 м, поскольку в ~5 м ниже подошвы комплекса силлов отсутствовал керн (см. табл. 1). Дифрактометрические исследования показали, что образец состоит из смеси терригенных глинистых минералов, в составе которой доминируют (78%) диоктаэдрические неупорядоченные смешанослойные иллит–смектиты (см. табл. 2, 3). Таким образом, внедрение горячих базальтовых силлов в толщу осадков не оказало заметного влияния на фазовый состав терригенных глинистых минералов, находящихся на расстоянии ~5 м ниже подошвы нижнего силла (см. табл. 1, 2). Отсутствие подобного влияния было установлено нами ранее в южном трое впадины Гуаймас (скважина 477), в осадках, находящихся непосредственно под подошвой силла мощностью 47 м, всего в 0.5 м ниже нее [Курносков и др., 2016].

Формирование глинистых минералов в осадках, находящихся между силлами

Формирование смешанослойного слюда—сметит—вермикулита. В осадках (образцы 2833, 2835, 2841А), до внедрения в них горячих силлов, фракция <0.001 мм состояла из терригенных диоктаэдрических глинистых минералов, а также терригенного биотита, который составляет в этих образцах от 50 до 80% (см. табл. 2). В гидротермальных условиях произошло формирование триоктаэдрического смешанослойного слюда—сметит—вермикулита. Терригенный биотит во фракции <0.001 мм сохранился. В то же время, при изучении крупных частиц биотита в прозрачных шлифах установлено, что они частично по краям изменены. Микронзондовый анализ на сканирующем микроскопе показал уменьшение содержания оксидов К, Mg, Fe в краевых частях пластинок биотита (образец 2833). На измененном участке биотита отмечаются следующие содержания оксидов (%): $K_2O = 2.65$, $MgO = 2.95$, FeO^* (сумма $Fe_2O_3 + FeO$) = 8.62, в то время как в неизменной части биотита концентрации (%) $K_2O = 10.74$, $MgO = 6.80$, $FeO^* = 26.50$.

Изменение химического состава отдельных участков биотита свидетельствует о том, что этот минерал в данных условиях частично подвергался разложению. Вероятно, в результате этого процесса биотиты могли быть донорами К и Mg для образования триоктаэдрического слюда—сметит—вермикулита.

Формирование сметита. В одном из прослоев осадка, заключенного между силлами (образец 2939), терригенный биотит во фракции <0.001 мм не был обнаружен. При отсутствии терригенного тонкодисперсного биотита, в этом слое сформировался триоктаэдрический сметит, а не смешанослойный триоктаэдрический слюда—сметит—вермикулит; матрицей для образования сметита была та же ассоциация терригенных глинистых минералов, что и в других осадках между силлами (образцы 2833, 2835, 2841А).

Совместное формирование триоктаэдрических смешанослойных слюда—сметит—вермикулита и сметит—слюда с 20% слюдистых слоев. В образце 2837 фракция <0.001 мм состоит из новообразованных триоктаэдрического смешанос-

лойного слюда—сметит—вермикулита и триоктаэдрического смешанослойного сметит—слюда, а также терригенного биотита (см. табл. 2). В отличие от образцов 2833, 2835, 2841А, во фракции <0.001 мм которых биотит составляет 50–80% общего содержания слоистых силикатов, в образце 2837 его доля значительно ниже — 14% (см. табл. 2). В этом случае сформировались как смешанослойный сметит—слюда, так и смешанослойный слюда—сметит—вермикулит. При этом дополнительный калий, поступивший в раствор в результате изменения химического состава биотита, способствовал образованию сметит—слюда, содержащего около 20% слюдистых слоев, тогда как дефицит калия (образец 2839) приводил к формированию триоктаэдрического сметита, не содержащего слюдистых слоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В неизменных осадках, вскрытых скважинами 481 и 481А DSDP в северном трого впадины Гуаймас, терригенные глинистые минералы представлены смесью диоктаэдрических неупорядоченных смешанослойных иллит—сметитов, а также иллитом, каолинитом и хлоритом. В термально измененных осадках, находящихся над силловым комплексом, а также заключенных между силлами, сформировались триоктаэдрические аутигенные глинистые минералы. Терригенный иллит сохранился в осадках над силловым комплексом, тогда как в осадках, находящихся между силлами, он отсутствует.

В термально измененных осадках, находящихся над комплексом силлов, в толще мощностью 7.5 м, сформировались аутигенные триоктаэдрические смешанослойные хлорит—сметиты и небольшое количество сметита.

В осадках, заключенных внутри комплекса силлов встречены разные аутигенные минералы. В одних случаях, сформировался триоктаэдрический смешанослойный слюда—сметит—вермикулит, в других сметит—слюда или сметит. Смешанослойный слюда—сметит—вермикулит образовался в осадках, в которых во фракции <0.001 мм присутствует терригенный биотит (50–80%) со следами растворения в его краевых частях и уменьшением в них содержаний К, Mg, Fe, которые поступали в раствор и, вероятно,

участвовали в формировании этого аутигенного глинистого минерала. Сметтит сформировался в осадках, в которых во фракции <0.001 мм изначально не было терригенного биотита, а в растворе калия было, по-видимому, недостаточно для образования смешанослойного слюда–сметтит–вермикулита. В условиях, когда во фракции <0.001 мм присутствует относительно небольшое количество биотита (около 14%), сформировались как смешанослойный сметтит–слюда, так и слюда–сметтит–вермикулит. Во всех случаях матрицей для формирования смешанослойных слюда–сметтит–вермикулита и сметтит–слюды была ассоциация терригенных глинистых минералов.

Моделирование дифракционных картин для смесей глинистых минералов и сопоставление рассчитанных дифрактограмм с экспериментальными, полученными от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм осадков, позволили определить изменения в составе изученных образцов и оценить количественные соотношения глинистых минералов.

На примере изучения материалов скважин 481 и 481А, пробуренных в северном трого впадины Гуаймас Калифорнийского залива, показаны основные закономерности формирования глинистых минералов в молодых нелитифицированных водонасыщенных осадках при внедрении в них горячих базальтовых силлов, которые, вероятно, характерны для всех срединно-океанических хребтов, расположенных в Тихом океане вблизи Северо-Американского континента.

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

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за подготовку препаратов для рентгеновской съемки, Е.В. Покровской — за проведение этих съемок.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ (№ 0135-

2019-0053) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00153).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгено-структурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Курносов 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.
- Bischoff J.L., Seyfried W.E.* Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. P. 838–860.
- 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.
- Kastner M.* Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143–1158.
- Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M. et al.* A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. P. 8–20.
- Moore D.G.* Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. V. 84. P. 1884–1906.
- 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.
- Rusnak G.F., Fisher R.L.* Structural history and evolution of Gulf of California // Marine Geology of the Gulf of California: a symposium / Eds Tj. H. Van Andel, G.G. Shor. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1964. P. 144–156.
- Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A.* Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-Ray diffraction profile fitting // Clay and Clay Miner. 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. Part B. Techniques and Applications / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.
- 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.

CLAY MINERALS IN SEDIMENTS FROM CONTACT ZONES WITH BASALT SILLS

V. B. Kurnosov*, B. A. Sakharov, A. R. Geptner, Yu. I. Konovalov, E. O. Goncharov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

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

Received May 31, 2017

Clay minerals (fraction <0.001 mm) of Upper Pleistocene clayey-sandy-silty sediments recovered by DSDP Holes 481 and 481A in the Northern Trough, Guaymas Basin, Gulf of California, were studied by X-ray based on the modeling of diffraction patterns and their comparison with experimental diffractograms. Terrigenous clay minerals are represented mainly by dioctahedral micaceous varieties (mixed-layer disordered illite-smectites, illite) with the chlorite admixture and by kaolinite in the upper section of unaltered sediments. Intrusion of hot basalt sills (total thickness of the complex is about 27 m) provoked alterations in the phase composition of clay minerals in sediments (7.5 m thick) overlying the sill complex. These sediments include newly formed trioctahedral layered silicates (mixed-layer chlorite-smectites, smectite). Sediments inside the sill complex include trioctahedral mixed-layer mica-smectite-vermiculite or trioctahedral smectite. The trioctahedral mixed-layer chlorite-smectite coexisting with smectite was found in a single sample of the same complex.

Keywords: *clay minerals, Guaymas Basin, sills in sediments, deep-sea holes.*

DOI: 10.31857/S0024-497X20193234-247