

УДК 551.46

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ ИЗ ЦЕНТРА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, СКВАЖИНА 858В, ХРЕБЕТ ХУАН ДЕ ФУКА

© 2022 г. Б. А. Сахаров^а, *, В. Б. Курносов^а, **

^аГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: sakharovba@gmail.com

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

Поступила в редакцию 09.03.2021 г.

После доработки 14.06.2021 г.

Принята к публикации 27.10.2021 г.

Впервые методом моделирования рентгеновских дифракционных картин в сочетании с методом разложения профиля 060 рефлексов на индивидуальные максимумы, детально изучены глинистые минералы в голоцен-плейстоценовых осадках скв. 858В DSDP, расположенной в 20 м от “черного курильщика” на гидротермальном поле “Dead Dog” в осевой долине срединно-океанического хребта Хуан де Фука. В разрезе осадочного покрова до глубины 38.6 м выделяются 3 группы осадков, в которых последовательные преобразования глинистых минералов отражают высокий температурный градиент. Терригенные глинистые минералы сохранились в интервале 1.97–7.2 м и представлены диоктаэдрическими иллитом, смешанослойным смектит-иллитом и триоктаэдрическим хлоритом. В интервале от 7.2 до 16.7 м сохранились терригенные иллит и хлорит, и сформировались триоктаэдрические фазы: смешанослойный хлорит-смектит и корренситовый минерал. В интервале от 16.7 до 38 м все терригенные глинистые минералы преобразованы в новую ассоциацию триоктаэдрических фаз: корренситовые минералы, смешанослойный тальк-смектит и хлорит. На глубине 38.4 м установлен только хлорит. Структурные переходы глинистых минералов предполагают их формирование на каждом этапе по механизму растворения и синтеза. Металлоносные осадки в интервале 0–1.97 м состоят из смеси частично измененных терригенных глинистых минералов и индикаторного высокожелезистого диоктаэдрического смешанослойного слюда-смектита, который сформировался из гидротермального флюида при смешении его с придонной морской водой. Состав глинистых минералов в осадках интервала 11.65–12.60 м был преобразован за счет высокой температуры гидротермального флюида, внедрившегося из канала разгрузки гидротермальной конвективной системы в тектонический горизонтальный разрыв осадочного покрова в интервале 10.41–11.65 м.

Ключевые слова: глинистые минералы, гидротермальное поле, хребет Хуан де Фука, глубоководные скважины.

DOI: 10.31857/S0024497X22020070

Большинство срединно-океанических хребтов расположено на большом удалении от континентов, которые являются основными поставщиками терригенного материала в океане, и поэтому их осевые зоны, где формирование океанической коры сопровождается образованием гидротермальных систем, не имеют осадочного покрова. В этом случае высокотемпературные гидротермальные источники – “черные курильщики” находятся непосредственно на поверхности дна, сложенной базальтами, а гидротермальные системы охватывают исключительно кристаллические породы в пространстве от магматической камеры до поверхности дна. Напротив, средин-

но-океанические хребты, расположенные около континентов, перекрыты четвертичными терригенными осадками мощностью от нескольких сотен метров до 1–3 км. В таких хребтах, в гидротермально-активных зонах спрединга конвективные гидротермальные системы (основные гидротермальные системы) охватывают не только кристаллический фундамент, но и осадочный покров. При миграции сквозь осадочный покров гидротермальные растворы трансформируются (взаимодействие вода–порода).

К таким объектам с осадочным покровом относится Срединная Долина срединно-океанического хребта Хуан де Фука, расположенного

вблизи Северо-Американского континента (Тихий океан). В северной части Срединной Долины находится гидротермальное поле “Dead Dog”. На этом поле действуют в настоящее время многочисленные высокотемпературные источники — “черные курильщики”. Около одного из них с температурой 276°C (на расстоянии 20 м) пробурена скв. 858В, которая вошла на 38.6 м в осадочный покров, состоящий в основном из гемипелагических глинисто-алевритовых осадков [Davis et al., 1992]. В океане это первая скважина, которая была пробурена так близко к выходу “черного курильщика”. Уникальность этой скважины состоит в том, что она вскрыла разрез осадков, измененных в основной гидротермальной системе в процессе взаимодействия вода–порода в условиях высокого температурного градиента — 10–11°C/м [Buatier et al., 1994], что позволяет изучить образование и преобразование глинистых минералов в разных температурных зонах. Кроме того, в этой скважине в интервале 0–1.97 м находятся металлоносные осадки, а в интервале 10.41–11.65 м встречен слой, состоящий из сульфидов. Происхождение этих отложений связано с гидротермальным рудообразующим флюидом, который поднимается по вертикальному центральному каналу гидротермальной системы. При его разгрузке на дне в гидротермально-осадочных процессах формируются металлоносные осадки, а при его внедрении из центрального канала в неизменные терригенные осадки сформировался слой сульфидов [Davis et al., 1992].

Цель данной статьи — прояснить особенности гидротермальных преобразований глинистых минералов в осадках, поступивших в зону действия активной высокотемпературной гидротермальной системы в центре спрединга срединно-океанического хребта, на примере детального рентгеновского изучения образцов из глубоководных скважин.

Обычно рентгеновское изучение образцов, содержащих смесь глинистых минералов, включая смешанослойные структуры, сводится к качественному анализу позиций и интенсивностей отражений на экспериментальных дифрактограммах, при котором игнорируется распределение интенсивности и профиль всей дифракционной картины. Такой подход не позволяет надежно определять как структурные параметры индивидуальных глинистых фаз, так и их концентрации в образце. Наиболее эффективным методом изучения образцов является получение максимально близкого соответствия рассчитанных и экспериментальных дифрактограмм [Drits et al., 1997, 2002a, б, 2004, 2005; Sakharov et al., 1999; Lindgreen

et al., 2002, 2008; Ferrage et al., 2007; Lanson et al., 2009; McCarty et al., 2009; Курносов и др., 2016, 2019a, б, 2020; Сахаров, Дриц, 2015, 2018]. Но даже такой подход не всегда адекватно описывает реальную структуру и соотношение фаз в образце, поскольку несколько разных структурных моделей глинистых минералов могут одинаково близко соответствовать распределению интенсивности на экспериментальной дифракционной картине [Drits et al., 1997, 2005; Sakharov et al., 1999]. Для выявления наиболее адекватной структурной модели требуется еще один независимый метод. В данной работе впервые используется метод моделирования дифракционных картин в сочетании с разложением профиля рефлекса 060 на индивидуальные максимумы для детального изучения глинистых минералов в голоцен-плейстоценовых осадках, вскрытых скв. 858В ODP.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Срединная Долина хребта Хуан де Фука, в которой накопилось несколько сотен метров голоцен-верхнеплейстоценовых гемипелагических глинисто-алевритовых осадков и небольшое количество мелкозернистых турбидитов [Davis et al., 1992], расположена вблизи Северо-Американского континента в северо-восточной части Тихого океана. Эта долина является тектономагматической структурой среднескоростного спрединга (58–60 мм/год). В ней расположено гидротермальное поле “Dead Dog” с высоким тепловым потоком, до 835 W/m² [Davis, Villinger, 1992] и гидротермальными источниками на дне с температурой от 234 до 276°C. На этом гидротермальном поле через толщу воды 2409 м впервые пробурена уникальная скважина 858В глубиной 38.6 м, которая расположена в 20 м от гидротермального источника (“черного курильщика”) с температурой 276°C. В самой скважине, на глубине 19.5 м, замерена температура 197°C.

У подножия восточного борта Срединной Долины — в районе с низким тепловым потоком, пробурены скважины 855А, 855С, 855D. Осадки, вскрытые этими скважинами, не изменены и содержат холодную морскую воду [Davis et al., 1992]. Глинистые минералы неизменных осадков этих скважин рассматриваются как исходные терригенные, которые были матрицей для формирования аутигенных глинистых минералов в осадках из скважины 858В.

Осадки из скважин, пробуренных на гидротермальном поле “Dead Dog” и у подножия восточного борта Срединной Долины, изучены визуально в керне и в петрографических шлифах, и на

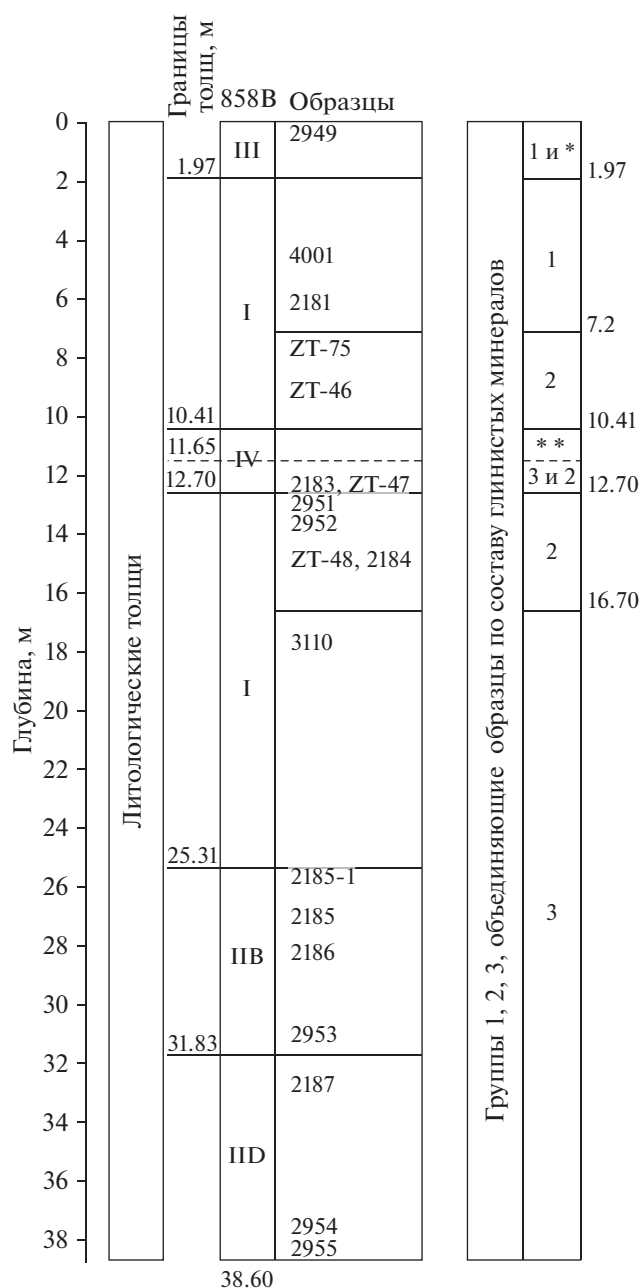


Рис. 1. Колонка скв. 858В ([Davis et al., 1992] с дополнениями).

* – составляющая металлоносного осадка, связанная с рядом расположенным горячим источником; ** – отложения сульфидов.

основании этих результатов подразделены на несколько литологических толщ [Davis et al., 1992]. В скважинах 855А, 855С, 855D представлена Толща I: 855А (0–64.96 м), 855С (0–106.88 м), 855D (0–108.5 м). В скв. 858В выделены Толщи I, II, ID, III, IV. Характеристика выделенных толщ дана ниже, а их распределение по глубине в скв. 858В с привязкой образцов показаны на колонке (рис. 1).

Толща I (голоцен–плейстоцен) – скв. 858В (1.97–10.41 м) и (12.70–25.31 м), гемипелагические осадки и дистальные турбидиты. Среди них преобладают неизменные глины и алевриты, присутствуют песчаные алевриты и редкие прослои алевритовых и кварц-плагиоклазовых песков. Осадки состоят из глинистых минералов, кварца, полевых шпатов, слюды, содержат примесь эпидота, кальцита, амфибола, циркона; в небольших количествах локально присутствуют

пирит, кальцит, глауконит, непрозрачные рудные минералы. Биогенные компоненты – фрагменты раковин моллюсков(?), фораминиферы, диатомеи, радиолярии, наннофоссилии.

Толща IIВ (плейстоцен) – скв. 858В (25.31–31.83 м). Брекчированные гемипелагические осадки и турбидиты, обогащенные ангидритом и карбонатами с локальными концентрациями сульфидов (около 2% объема осадка).

Толща IIД (плейстоцен) – скв. 858В (31.83–38.60 м). Окремненные и гидротермально измененные гемипелагические осадки и турбидиты, состоящие из кварца, полевых шпатов, слюды, цеолита, хлорита, примеси пирита, а также локально встречена примесь сфалерита, цоизита, эпидота.

Толща III (голоцен–поздний плейстоцен) – скв. 858В (0–1.97 м). Толща III перекрывает толщу I. Она представлена окисленными металлоносными глинистыми осадками, сформированными рядом с активным гидротермальным источником – “черным курильщиком” с температурой 276°C. Источник находится в центре холма диаметром 25 м и высотой 7 м, сложенного гидротермально-осадочными рудными отложениями. Осадки толщи III представляют собой смесь продуктов “черного курильщика” и фоновых неизменных гемипелагических глинистых осадков [Davis et al., 1992].

Металлоносные осадки являются самостоятельными отложениями, которые перекрывают разрез, вскрытый в интервале 1.97–38.60 м скв. 858В (см. рис. 1).

Сульфидная толща IV (плейстоцен) находится внутри осадочной толщи I, в интервале 10.41–12.70 м и состоит из двух частей. Верхняя ее часть, в интервале 10.41–11.65 м, представлена отложениями сульфидов и не содержит глинистой составляющей, а нижняя, в интервале 11.65–12.70 м, состоит из осадков с рассеянным пиритом, отдельные кристаллы которого достигают 4 мм. Сульфиды отложились из рудообразующих флюидов, движущихся по латерально-проницаемому горизонту [Davis et al., 1992] (см. рис. 1).

По нашим представлениям, формирование сульфидной толщи IV обусловлено горизонтальным тектоническим разрывом осадочного покрова, который произошел в условиях спрединга океанической коры в Срединной Долине хребта Хуан де Фука. Этот разрыв достиг центрального канала гидротермальной системы, по которому поднимается горячий (около 300–350°C) рудообразующий флюид, свободно разгружающийся на дне в виде “черного курильщика”. При попада-

нии в морскую воду он сбрасывает рудную нагрузку, образуя сульфидную постройку. То же самое произошло и в зоне горизонтального разрыва в осадочном покрове, где в интервале 10.41–11.65 м отложились сульфиды. Единство горячего рудообразующего флюида, поднимающегося по вертикальному каналу в центральной части гидротермальной системы и разгружающегося на дне, и горячего флюида, поступившего в горизонтальный разрыв в осадочном покрове, подтвердилось при сравнении содержания ртути в отложениях сульфидов (толща IV) с металлоносными осадками (толща III), содержащими продукты разрушения рудных отложений “черного курильщика”. В сульфидах (толща IV) и металлоносных осадках (толща III) содержание ртути составляет соответственно 10.3 и 3.23 мкг/г, при фоновом ее содержании в осадках от 0.05 до 0.5 мкг/г [Лучшева и др., 2020].

Срединно-океанический хребет Хуан де Фука характеризуется довольно большой скоростью спрединга – 58 мм/год [Davis et al., 1992]. Обычно спрединг сопровождается образованием в базальтовом фундаменте и в осадочном покрове как вертикальных, так и латеральных разрывов. В участке разреза осадков, вскрытых в скв. 858В, где внутри неизменных алевритовых глин находится слой сульфидов, нет осадков, содержащих более грубозернистые прослойки с хорошей проницаемостью. Более того, в том случае, если слой сульфидов сформировался в результате внедрения рудообразующего флюида в прослойки хорошо проницаемых осадков, то в этом прослое находились бы измененные осадки, насыщенные сульфидами, а не сульфиды в чистом виде.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Микроскопическое изучение образцов осадков выполнено в прозрачных шлифах на оптическом микроскопе VIOptic VP-100. Для всех образцов глинистые минералы определялись во фракции <0.001 мм. Рентгеновское исследование ориентированных препаратов проведено на дифрактометре D8 Advance Bruker на $\text{CuK}\alpha$ излучении в два этапа. Вначале все препараты были сняты со скоростью $2^\circ 2\theta$ в минуту в интервале углов 2.0° – $32^\circ 2\theta$ (экспресс-съемка) в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем (иногда глицерином), и прогретые при 550°C в течение 2 часов. Однотипные дифрактограммы были объединены в группы, из которых были выбраны представительные образцы для детального изучения методом моделирования экспериментальных

дифракционных картин [Drits et al., 1997; Sakharov et al., 1999].

Препараты были приготовлены осаждением суспензии на предметные стекла размером 3.8×2.4 см. Плотность и объем суспензии подбирались таким образом, чтобы поверхностная плотность препарата составляла не менее $7-8$ мг/см². Это позволяло избежать искажения интенсивности рефлексов в больших углах 2θ . Использовались препараты, насыщенные этиленгликолем (иногда глицерином) в эксикаторе при температуре 60°C в течение суток. Съемка проводилась в диапазоне углов $2.0^\circ-52^\circ 2\theta$. Интенсивность измерялась дискретно, с шагом $0.02^\circ 2\theta$ и экспозицией 40 с.

Съемка неориентированных препаратов для определения положения 060 отражений различных глинистых минералов осуществлялась в том же дискретном режиме в диапазоне углов $58^\circ-65^\circ 2\theta$. Аппроксимация этих дифракционных профилей путем их разложения на индивидуальные максимумы проводилась с помощью функции Split-Pearson-VII, задаваемой в программе Fityk [Wojdyr, 2010].

Чтобы определить реальную структуру глинистых фаз и их количественное содержание в образце необходимо провести моделирование его экспериментальной дифрактограммы, т.е. расчитать дифракционные картины для каждой предполагаемой фазы, а затем оптимально просуммировать их вклады в общую дифракционную кривую, чтобы выяснить, насколько близко она соответствует экспериментальной. Изменяя параметры моделей глинистых минералов, следует добиваться максимально близкого совпадения расчетной суммарной и экспериментальной дифракционных картин. Моделирование дифракционных картин [Drits et al., 1997; Sakharov et al., 1999] проведено с использованием программ Б.А. Сахарова и А.С. Наумова, основанных на математических алгоритмах [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov, Lanson, 2013].

Описание структурных моделей смешанослойных глинистых минералов с помощью вероятностных параметров

Для того, чтобы рассчитать дифракционные эффекты от смешанослойной структуры, необходимо задать параметры элементарной ячейки слоя каждого типа, ее состав и атомные координаты; последовательность слоев, определяемую вероятностью встречаемости слоев каждого типа (в случае смешанослойной структуры) W и условные вероятности P , характеризующие чередова-

ние этих слоев; размеры областей когерентного рассеяния (ОКР).

Последовательность слоев в смешанослойной структуре определяется фактором ближнего порядка R , равным числу ближайших предшествующих слоев, влияющим на вероятность встречаемости данного слоя. Если $R = 0$, то слои чередуются в полном беспорядке и достаточно задать только вероятности встречаемости слоев каждого типа W_i , $i=1, 2, \dots, r$, где r – общее число различных типов слоев. При $R = 1$ вероятность встречаемости слоя каждого типа зависит еще и от типа ближайшего предшествующего ему слоя, поэтому помимо вероятностей W_i требуются еще условные вероятности P_{ij} , ($i, j = 1, 2, \dots, r$). Вероятностные параметры W_i и P_{ij} связаны определенными соотношениями. Например, в двухкомпонентной смешанослойной структуре, в которой чередуются слои А и В с фактором $R = 1$, эти соотношения имеют вид: $W_A + W_B = 1$, $P_{AA} + P_{AB} = 1$, $P_{BA} + P_{BB} = 1$, $W_A P_{AB} = W_B P_{BA}$. При $W_A > W_B$ можно выбрать независимыми коэффициенты W_B и P_{BB} , причем $0 < P_{BB} < 1$. Если $P_{AA} > W_A$ и $P_{BB} > W_B$ слои А и В чередуются с тенденцией к сегрегации, если $0 < P_{BB} < W_B$ то слои А и В чередуются с тенденцией к порядку. При $W_A > W_B$ и $P_{BB} = 0$ слои А и В чередуются с максимально возможной степенью порядка при $R = 1$. В случае $W_A = P_{AA} = P_{BA}$ и $W_B = P_{AB} = P_{BB}$ слои А и В чередуются с $R = 0$. Для структур в которых с фактором $R = 1$ чередуются слои трех разных типов, А, В и С, вероятностные параметры и соотношения между ними имеют вид: $W_A + W_B + W_C = 1$, $P_{AA} + P_{AB} + P_{AC} = 1$, $P_{BA} + P_{BB} + P_{BC} = 1$, $P_{CA} + P_{CB} + P_{CC} = 1$, $W_A = W_A P_{AA} + W_B P_{BA} + W_C P_{CA}$, $W_B = W_A P_{AB} + W_B P_{BB} + W_C P_{CB}$, $W_C = W_A P_{AC} + W_B P_{BC} + W_C P_{CC}$. При $W_A > W_B > W_C$ независимыми будут 6 коэффициентов: W_B , W_C и P_{BB} , P_{BC} , P_{CB} , P_{CC} . Если $P_{AA} > W_A$, $P_{BB} > W_B$ и $P_{CC} > W_C$, то слои А, В и С в такой структуре чередуются с тенденцией к сегрегации, если $0 < P_{BB} < W_B$, $0 < P_{CC} < W_C$, то слои А, В и С чередуются с тенденцией к порядку. Максимально возможная степень порядка при $R = 1$ достигается при $P_{BB} = 0$ и $P_{CC} = 0$. В случае $W_A = P_{AA} = P_{BA} = P_{CA}$, $W_B = P_{AB} = P_{BB} = P_{CB}$ и $W_C = P_{AC} = P_{BC} = P_{CC}$ слои А, В и С чередуются с $R = 0$.

Далее мы будем использовать обозначения для наименования смешанослойных минералов, например, смектит-иллит, слюда-смектит, хлорит-смектит, смектит-хлорит и т.д., где на первом месте стоит название преобладающих в структуре типов слоев.

ТЕРРИГЕННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ СКВАЖИН 855А, 855С, 855D

По петрографическим данным [Davis et al., 1992] и по нашим результатам просмотра шлифов, неизменные осадки представлены в основном алевритовыми глинами. По результатам гранулометрического анализа, изученные образцы состоят из алевритовых глин (глинистая фракция <0.001 мм – от 58 до 86%, алевритовая фракция 0.01–0.001 мм – от 14 до 42%) и глинистых алевритов (алеваитовая фракция 0.01–0.001 мм – от 54 до 88%, глинистая фракция <0.001 мм – от 12 до 46%).

Рентгеновская экспресс-съемка образцов неизменных осадков толщи I (скв. 855А, интервал 0–64.80 м, скв. 855С, интервал 56.75–95.75 м, скв. 855D, интервал 94.80–105.00 м) показала, что дифрактограммы глинистых минералов, соответствующие одному и тому же состоянию препарата (воздушно-сухому, насыщенному этиленгликолем или глицерином, прогретому при температуре 550°C), почти не различаются значениями межплоскостных расстояний базальных отражений, но варьируют по соотношению их интенсивностей. Поэтому моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем, проведено для двух представительных образцов 2857 и 2862. Оно показало, что оба образца представлены смесью триоктаэдрического хлорита и диоктаэдрических минералов – иллита и смешанослойного смектит-иллита с близкими концентрациями (табл. 1, рис. 2). В структуре смешанослойного смектит-иллита неупорядоченно чередуются разбухающие с этиленгликолем 17.1 Å смектитовые, 12.9 Å высокозарядные смектитовые (или вермикулитовые) и неразбухающие 9.98 Å слюдистые слои в соотношении 0.75 : 0.20 : 0.05 и 0.65 : 0.20 : 0.15 соответственно (см. табл. 1). Образцы содержат также примесь кварца, полевых шпатов и кристобалита.

На дифрактограммах неориентированных образцов 2857 и 2862 в области углов 56° – 65° 2θ (см. врезки на рис. 2) регистрируются два интенсивных рефлекса 060 с $d = 1.543$ – 1.544 Å и $d = 1.504$ – 1.505 Å, которые свидетельствуют о присутствии триоктаэдрических и диоктаэдрических фаз. Видно, что эти рефлексы частично перекрываются. Кроме того, присутствие в образцах даже незначительного количества кварца приводит к тому, что его отражение 211 с $d = 1.541$ Å накладывается на рефлекс 060 от триоктаэдрических фаз. Поэтому, чтобы оценить содержание этих фаз в образцах, профили всех зарегистрированных рефлексов в указанной области углов 2θ были

разложены на отдельные максимумы с помощью функции Split-Pearson-VII в программе Fituk [Wojdyr, 2010] и с учетом положения и ширины кварцевого рефлекса 211 с $d = 1.541$ Å. Сплошными линиями на врезках рис. 2 показаны только максимумы для три- и диоктаэдрических фаз и кварцевого рефлекса 211. Относительные значения площадей отражений 060, соответствующие соотношению три- и диоктаэдрических фаз 26 : 74 для обр. 2857 и 41 : 59 для обр. 2862 (см. табл. 1), оказались очень близкими к содержанию в этих образцах триоктаэдрического хлорита – 26 и 39, и сумме диоктаэдрических фаз (иллита + смешанослойного смектит-иллита) – $41 + 33 = 74$ и $30 + 31 = 61$, соответственно, которые были получены методом моделирования. Таким образом, сочетание метода моделирования дифракционных картин с разложением рефлексов 060 на индивидуальные максимумы позволило не только правильно диагностировать различные глинистые минералы, но и надежно определить их концентрации в исследуемых образцах.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ ИЗ ЦЕНТРА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, СКВАЖИНА 858В

Глинистые минералы в образцах осадков скв. 858В были вначале определены рентгеновским экспресс-методом, и для 18 из них проведено моделирование дифракционных картин. Результаты моделирования позволили разделить образцы на три группы 1, 2 и 3 (см. рис. 1) по степени преобразования состава исходных терригенных и новообразованных глинистых минералов в гидротермальных условиях при взаимодействии раствора с осадками.

Группа 1 объединяет образцы 4001 и 2182 осадков в интервале глубин от 1.97 до 7.2 м (см. рис. 1). Моделирование дифракционных картин показало, что, по составу глинистых минералов и их концентрациям, они похожи на образцы 2857 и 2862 терригенных осадков из скважин 855А, С (см. табл. 1, рис. 2). Основные различия связаны со структурой высокосмектитовой фазы. В обр. 4001 она представлена мономинеральным диоктаэдрическим смектитом, все слои которого однородно разбухают с этиленгликолем до 16.8 Å, а в обр. 2182 смешанослойный смектит-иллит, по сравнению с соответствующими минералами из осадков скважин 855А и С, не содержит вермикулитовых 12.9 Å слоев, а содержание иллитовых слоев возросло до 0.25 (см. табл. 1). Важно отметить, что в обр. 2182 в небольшом количестве (7%) обнаружен неупорядоченный триоктаэдрический смешанослойный минерал хлорит-смектит (см. табл. 1).

Таблица 1. Глинистые минералы образцов группы 1, их содержание в образце и структурные параметры смешанослойных фаз, полученные методом моделирования дифракционных картин

Глубина (м)	№ обр., скважина, керн-секция, интервал в секции (см)	Содержание минерала в образце (%); высоты чередующихся слоев (Å), их соотношение и фактор ближнего порядка R для смешанослойных фаз					Три-окт : ди-окт** (%)		$C_{ил} : C_{хл}$ (%)
		смектит-иллит (ди-окт)*	иллит (ди-окт)	хлорит (три-окт)*	хлорит-смектит (три-окт)	1	2		
0.00	2857, 855A, 1R-1, 0–5	41 $17.1 : 12.9 : 9.98 = 0.75 : 0.20 : 0.05$ $R = 0$	33	26		26 : 74	26 : 74	56 : 44	
56.75	2862, 855C, 7R-1, 65–67	30 $17.1 : 12.9 : 9.98 = 0.65 : 0.20 : 0.15$ $R = 0$	31	39		39 : 61	41 : 59	44 : 56	
4.83	4001, 858B, 1H-4, 33–37	Смектит (ди) 16.8 51	30	19		19 : 81	18 : 82	61 : 39	
6.14	2182, 858B, 1H-5, 14–18	43 $16.7 : 9.98 = 0.75 : 0.25$ $R = 0$	20	30	⁷ $16.8 : 14.05 = 0.50 : 0.50$ $R = 0$	37 : 63	38 : 62	40 : 60	

Примечание. *(ди-окт), (три-окт) – обозначение диоктаэдрической и триоктаэдрической фазы соответственно; **Три-окт : ди-окт – соотношение триоктаэдрических и диоктаэдрических фаз в образце, полученное методом моделирования дифракционных картин (колонка 1) и аппроксимацией рефлекса 060 индивидуальными максимумами (колонка 2); $C_{ил}$: $C_{хл}$ – соотношение концентраций иллита и хлорита, приведенные к 100%.

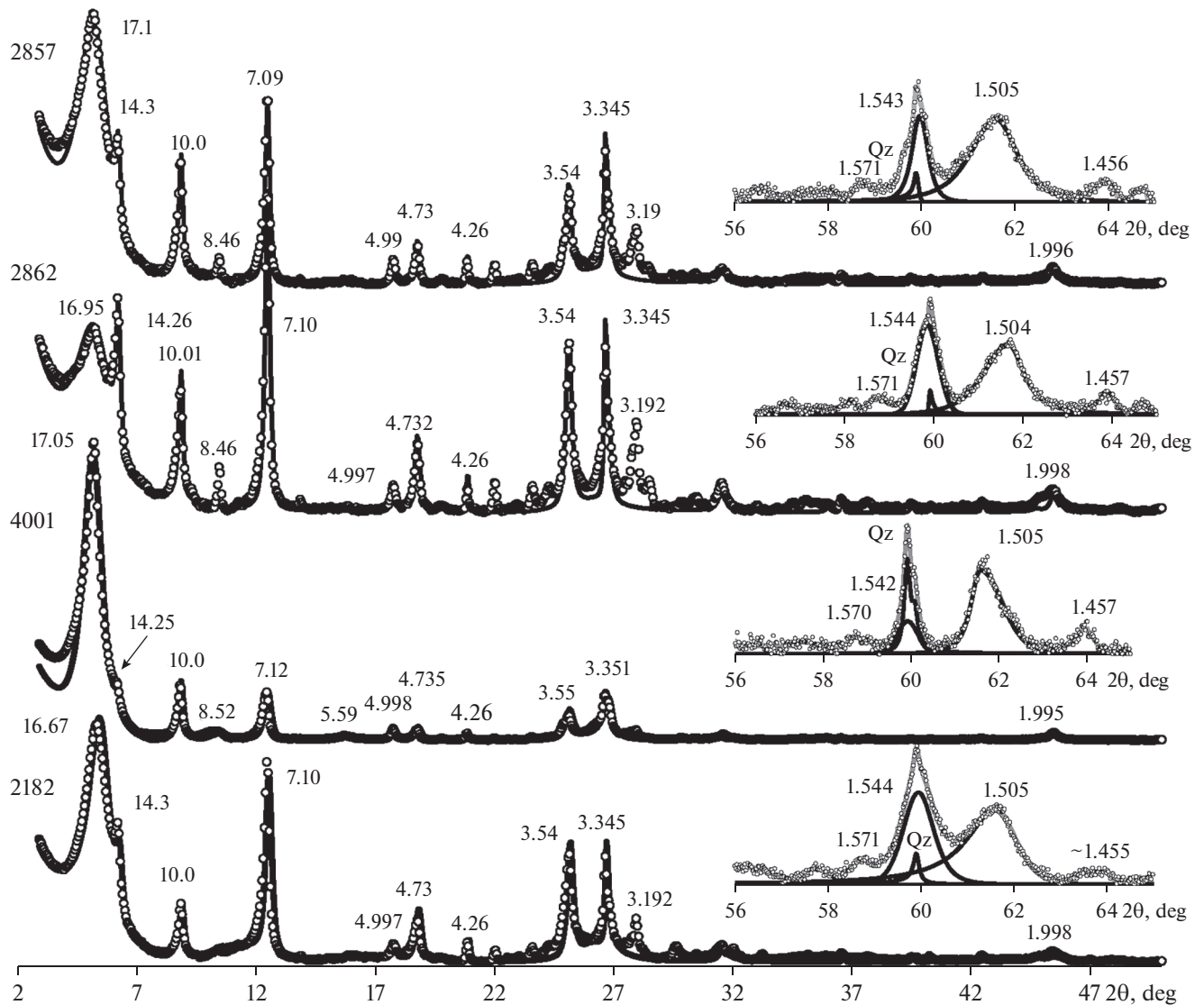


Рис. 2. Экспериментальные дифрактограммы (кружки) образцов сравниваются с рассчитанными дифракционными картинами (сплошные линии). На врезках показаны фрагменты экспериментальных дифрактограмм (кружки) для области рефлексов 060 и дифракционные максимумы (сплошные линии), соответствующие три- и диоктаэдрическим фазам и отражению 211 кварца (Qz).

Разложение рефлексов 060 с $d = 1.542\text{--}1.544 \text{ \AA}$ и $d = 1.505 \text{ \AA}$ на индивидуальные максимумы с учетом перекрывающегося отражения 211 кварца с $d = 1.541 \text{ \AA}$ на дифрактограммах неориентированных препаратов, позволило оценить количественное содержание три- и диоктаэдрических фаз в образцах (см. врезки на рис. 2), которое оказалось очень близким к результатам моделирования дифракционных картин данных образцов (см. табл. 1).

Группа 2. Эта группа объединяет образцы осадков, в которых сформировались новые глинистые минералы, но сохранились неизменными терригенные иллит и хлорит. В скв. 858В это осадки

с глубины 7.2 м до 16.7 м (обр. ZТ–5, 2951, 2952, ZТ–48 и 2184), кроме интервала 10.41–12.70 м, который относится к сульфидной толще IV (см. рис. 1).

Моделирование дифракционной картины образца ZТ–75. На качественном уровне анализ положений и интенсивностей базальных рефлексов на дифрактограмме насыщенного этиленгликолем образца показывает, что в его составе присутствуют смектитовый минерал и в подчиненном количестве хлорит, иллит и, по-видимому, корренситоподобный минерал (рис. 3). Действительно, почти целочисленная серия базальных отражений с $d = 16.85, 8.43, 5.56$ и 3.55 \AA указывает на

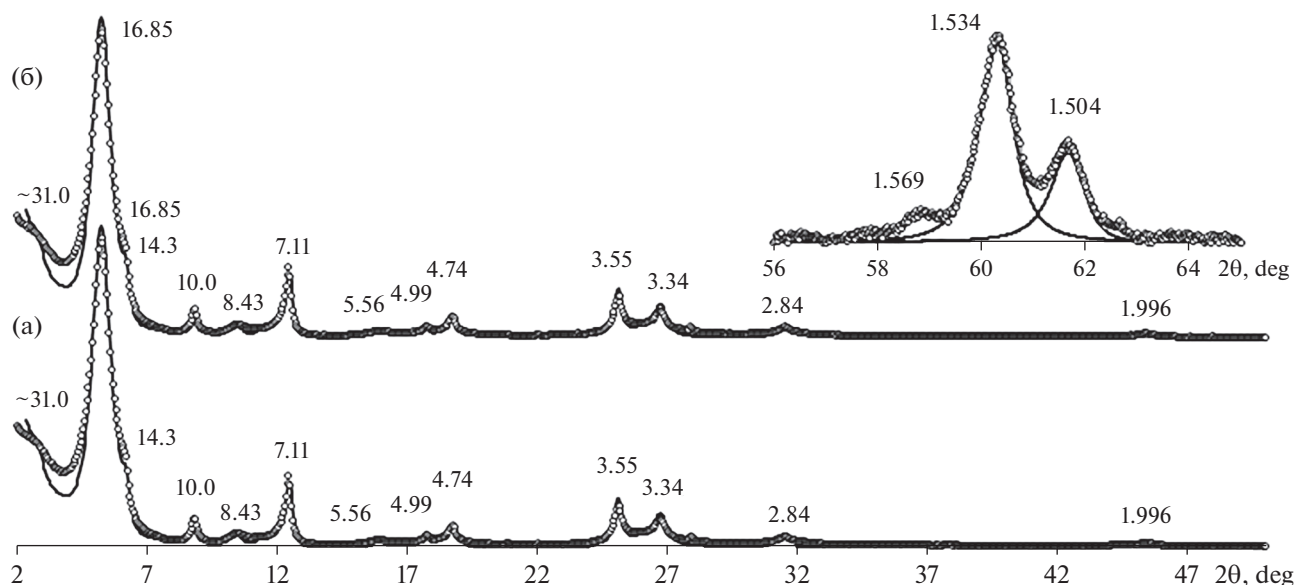


Рис. 3. Экспериментальная дифрактограмма (кружки) образца ZT-75 сравнивается с рассчитанными дифракционными картинками (сплошные линии) для разных структурных моделей (пояснение в тексте). На врезке показан фрагмент экспериментальной дифрактограммы (кружки) в области рефлексов 060 и дифракционные максимумы (сплошные линии), соответствующие три- и диоктаэдрическим фазам.

сметитовый минерал, а с $d = 10.0, 4.99, 3.34$ и $14.3, 7.11, 4.74, 3.55$ Å — на иллит и хлорит соответственно. Слабый рефлекс в области малых углов 2θ в виде “плеча” с $d \sim 31$ Å свидетельствует о присутствии корренситового минерала. Разложение рефлексов 060 с $d = 1.534$ Å и $d = 1.504$ Å на индивидуальные максимумы (см. врезку на рис. 3) выявило соотношение три- и диоктаэдрических фаз в образце, равное 70 : 30.

Присутствие в образце хлорита и иллита, если считать их терригенными, не вызывает вопроса о характере распределения катионов по октаэдрическим позициям в их структурах, тогда как сметитовый минерал может оказаться как диоктаэдрическим, как например в обр. 4001 из группы 1, так и триоктаэдрическим, в зависимости от гидротермальной обстановки в данной зоне осадков. Более того, его кристаллы или их часть, возможно, являются смешанослойными. Поэтому надежная интерпретация дифракционных эффектов для этого образца может быть получена исключительно методом проб и ошибок при сравнении экспериментальной дифрактограммы с рассчитанными для разных структурных моделей сметитового минерала. На рис. 3 такое сравнение показано для моделей, в которых структурные параметры хлорита, иллита и корренситового минерала оставались неизменными, а сметитовый минерал задавался либо мономинеральным диоктаэдрическим сметитом (см. рис. 3а, табл. 2), либо триоктаэдрическим смешанослойным сметит-хлоритом (см. рис. 3б, табл. 2). Для обеих мо-

делей совпадение расчетных картин с экспериментальной оказалось очень близким.

Таким образом, применение только метода моделирования дифракционных картин, не позволяет различать структурные модели сметитовых минералов с разным характером распределения их октаэдрических катионов. Более того, оказалось, что соотношения три- и диоктаэдрических фаз 43 : 57 и 87 : 13, полученные для этих моделей (см. табл. 2), существенно отличаются от результата разложения экспериментальных рефлексов 060, который показывает 70 : 30. Следовательно, обе модели, несмотря на хорошее соответствие экспериментальной дифрактограмме, не воспроизводят реальную структуру глинистых минералов в данном образце.

Соотношение три- и диоктаэдрических фаз в образце ZT-75 близкое к экспериментальному было получено при моделировании дифракционной картины для смеси триоктаэдрических минералов: смешанослойного сметит-хлорита и корренсита с диоктаэдрическими: сметитом и иллитом (см. рис. 3, табл. 3).

Моделирование дифракционных картин для образцов 2951, 2952 и ZT-48 (рис. 4) показало, что главное их отличие от образцов из группы 1 состоит в том, что в их составе отсутствует терригенный диоктаэдрический сметит-иллит (или сметит), а иллит и хлорит сохраняются примерно на том же уровне, что и в группе 1 (см. табл. 1, 3). Все три образца содержат новый триоктаэдрический смешанослойный минерал хлорит-сметит,

Таблица 2. Глинистые минералы, их содержание и параметры смешанослойных фаз, полученные методом моделирования дифракционных картин для образца ZT-75

Содержание минерала в образце (%); высоты чередующихся слоев (Å), их соотношение и фактор ближнего порядка R для смешанослойных фаз					Три-окт : ди-окт * (%)
сметит (ди-окт)	сметит-хлорит (три-окт)	иллит (ди-окт)	хлорит (три-окт)	корренситовый минерал (три-окт)	
48	—	9	18	25 30.8 : 14.24 = 0.20 : 0.80 $P_{kk} = 0.7, R = 1$	43 : 57
—	54 16.67 : 14.25 = = 0.90 : 0.10, $R = 0$	13	20	13 30.8 : 14.24 = 0.20 : 0.80 $P_{kk} = 0.7, R = 1$	87 : 13

Примечание. * Три-окт : ди-окт – соотношение триоктаэдрических и диоктаэдрических фаз в образце, полученное методом моделирования дифракционных картин; P_{kk} – независимый вероятностный коэффициент в модели корренситовой смешанослойной структуры с фактором $R = 1$, характеризующий условную вероятность встретить корренситовый слой, следующий за корренситовым слоем.

сформированный вместо терригенного сметит-иллита (или сметита). В его структуре хлоритовые слои преобладают над сметитовыми (0.85 : 0.15 для обр. 2951 и 0.65 : 0.35 для обр. 2952 и ZT-48), а их чередование осуществляется с тенденцией к сегрегации при факторе $R = 1$, так как значения вероятностных коэффициентов $P_{cc} > W_c$, где W_c – концентрация сметитовых слоев, а P_{cc} вероятность найти в структуре сметитовые слои, следующие за сметитовыми слоями (см. табл. 3).

В обр. 2952, как и в обр. ZT-75 из этой группы 2, впервые встречен корренситовый минерал, в структуре которого чередуются ~31 Å истинно корренситовые слои, образованные сдвоенной парой из хлоритового и сметитового слоев (14 + 17 = 31), и ~14 Å хлоритовые слои с тенденцией к сегрегации и с фактором $R = 1$ ($P_{kk} > W_k$, где W_k – концентрация корренситовых слоев, а P_{kk} – вероятность за корренситовыми слоями, см. табл. 3). В обр. ZT-48 обнаружены следы корренсита, а в обр. 2951 – небольшое содержание триоктаэдрического сметита (9.5%) (см. табл. 3).

Моделирование дифракционной картины образца 2184 показало, что в его состав входят только иллит (35%) и триоктаэдрический хлорит (65%) (см. табл. 3).

По результатам разложения рефлексов 060 (см. врезки на рис. 4) соотношения три- и диоктаэдрических фаз для всех образцов группы 2 оказались близкими к значениям соответствующих концентраций этих фаз, полученных методом моделирования (см. табл. 3).

Группа 3. Осадки, в которых сформировались глинистые минералы, выделенные в группу 3, расположены в скв. 858В в интервале 16.7–38.6 м

(образцы 3110, 2185–1, 2185, 2186, 2953, 2187, 2954, 2955, см. рис. 1). Моделирование дифракционных картин и разложение рефлексов 060 на индивидуальные максимумы для образцов этой группы (рис. 5а, б) показало, что в их составе, в отличие от образцов из групп 1 и 2, нет иллита, а все глинистые минералы являются триоктаэдрическими (табл. 4).

Отличительной особенностью этой группы является присутствие во всех образцах корренсита или корренситового минерала, кроме самого нижнего обр. 2955 в разрезе, содержащего только хлорит. В структуре корренсита ~14 Å-хлоритовые и ~17 Å-сметитовые слои встречаются с равной вероятностью (50 : 50), а их чередование осуществляется с максимально возможной степенью порядка ($P_{cc} = 0$) и с фактором ближнего порядка $R = 1$ по закону АВАВ... (обр. 2185, 2953 и 2187, см. табл. 4). Небольшое отклонение от соотношения 50 : 50 при той же максимально возможной степени порядка в чередовании слоев ($P_{cc} = 0$), характеризуют корренситовый минерал в обр. 2186 (см. табл. 4). Еще три образца (3110, 2185 и 3954) содержат корренситовый минерал, в структуре которого ~31 Å истинно корренситовые слои и ~14 Å-хлоритовые слои чередуются с тенденцией к сегрегации при факторе $R = 1$ ($W_k < W_x$, $P_{kk} > W_k$ и $W_k > W_x$, $P_{xx} > W_x$, см. табл. 4). Содержание корренсита или корренситового минерала в образцах группы 3 изменяется от 9 до 100%, причем в верхней части разреза (16.7–29 м), по сравнению с нижней (29–38 м), оно существенно преобладает.

Другая отличительная черта глинистых минералов группы 3 – это появление в составе образцов 2953, 2187, 2954 из нижней части разреза (31.5–38 м), наряду с корренситовым минералом, триоктаэдрического хлорита, присутствие которого не наблюдалось в образцах из верхней части

Таблица 3. Глинистые минералы образцов группы 2, их содержание в образце и структурные параметры смешанослойных фаз, полученные методом моделирования дифракционных картин

Глубина (м)	№ обр., скважина, керн-секция, интервал в секции (см)	Содержание минерала в образце (%); высоты чередующихся слоев (Å), их соотношение и фактор ближнего порядка R для смешанослойных фаз				Три-окт : ди-окт (%)		$C_{ил} : C_{хл}$ (%)
		хлорит-смектит (три-окт)	иллит (ди-окт)	хлорит (три-окт)	корренситовый минерал (три-окт)	1	2	
7.53	ZT-75, 858B, 2Н-1, 33–35		12	20	17 30.8 : 14.24 = 0.20 : 0.80 $R_{кк} = 0.7, R = 1$	73 : 27	70 : 30	37 : 63
			Смектит (ди-окт) 15		Смектит-хлорит(три-окт) 37 16.67 : 14.25 = 0.90 : 0.10, $R = 0$			
13.01	2951, 858B, 2Н-4, 131–133	29 14.20 : 16.80 = = 0.85 : 0.15 $R_{cc} = 0.3, R = 1$	31	30	Смектит (три-окт) 10	69 : 31	–	51 : 49
13.67	2952, 858B, 2Н-5, 47–52	39 14.25 : 16.70 = = 0.65 : 0.35 $R_{cc} = 0.65, R = 1$	29	17	15 31.0 : 14.22 = 0.25 : 0.75 $R_{кк} = 0.53, R = 1$	71 : 29	74 : 26	63 : 37
15.16	ZT-48, 858B, 2Н-6, 46–48	47 14.27 : 16.85 = = 0.65 : 0.35 $R_{cc} = 0.6, R = 1$	23	30	Следы 14.18 : 16.65 = 0.50 : 0.50 $R_{cc} = 0, R = 1$	76 : 24	73 : 27	44 : 56
15.39	2184, 858B, 2Н-6, 69–71		35	65		65 : 35	62 : 38	35 : 65

Примечание. R_{cc} – независимые вероятностные коэффициенты в моделях двухкомпонентных смешанослойных структур с фактором $R = 1$, характеризующие основную вероятность встречаемости смектитовых и корренситовых слоев, следующих соответственно за смектитовыми и корренситовыми слоями. Остальные обозначения см. табл. 1.

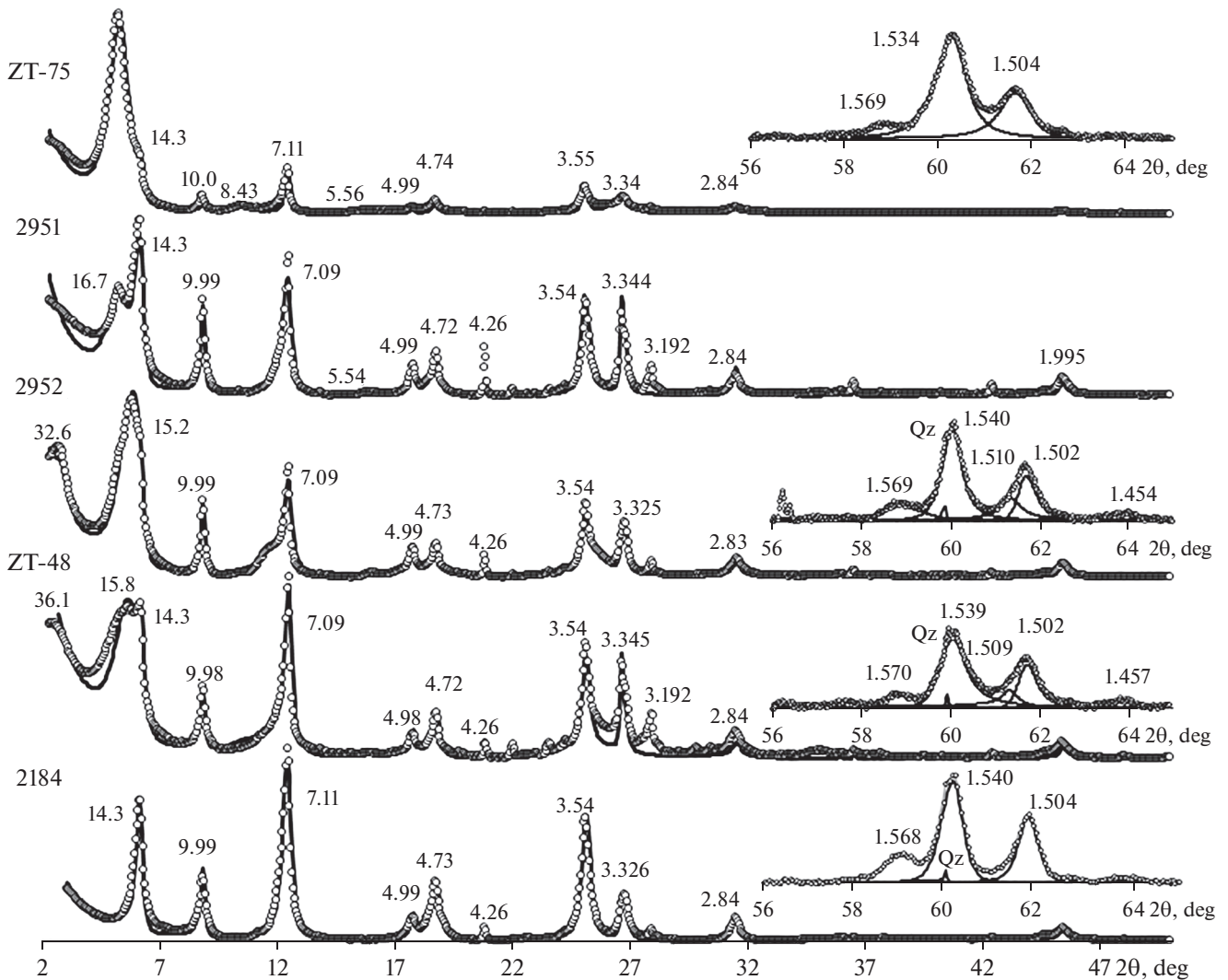


Рис. 4. Экспериментальные дифрактограммы (кружки) образцов ZT-75, 2951, 2952, ZT-48 и 2184 (группа 2) сравниваются с рассчитанными дифракционными картинками (сплошные линии). На врезках показаны фрагменты экспериментальных дифрактограмм (кружки) в области рефлексов 060 и дифракционные максимумы (сплошные линии), соответствующие три- и диоктаэдрическим фазам и отражению 211 кварца (Qz).

разреза (16.7–29 м). Самый нижний обр. 2955 (38.37 м) полностью сложен хлоритом (см. табл. 4).

Наконец, еще одна важная особенность глинистых минералов группы 3. В составе двух образцов 2187 и 2954 из нижней части разреза, вместе с корренситовым минералом и хлоритом впервые встречен смешанослойный тальк-сметтит (тальк-сапонит), в структуре которого триоктаэдрические тальковые и сметтитовые слои чередуются как с тенденцией к сегрегации ($Pcc > Wc$), так и с тенденцией к порядку ($Pcc = 0$) при факторе $R = 1$ (см. табл. 4).

В двух обр. 2185-1 и 2953 из группы 3 обнаружены неупорядоченные смешанослойные триоктаэдрические минералы хлорит-сметтит и смек-

тит-хлорит, в структуре которых преобладают либо хлоритовые, либо смектитовые слои (см. табл. 4).

Толща III. Литологическая толща III, состоящая из металлоносных осадков, находится в верхней части разреза скв. 858В (см. рис. 1); из нее изучен обр. 2949 с глубины 0.57 м. Экспресс-съемка обр. 2949, показала, что в его составе в небольших концентрациях присутствуют иллит и хлорит, которые характерны для ассоциации терригенных глинистых минералов в неизмененных осадках толщи I (скв. 855А, 855С и 858В). Помимо этих минералов, большая часть образца представлена, по-видимому, смектитом и/или смешанослойным слюда-сметтитом. Все попытки однозначно установить структуру и ди- или триоктаэдрическую природу этих минералов одним

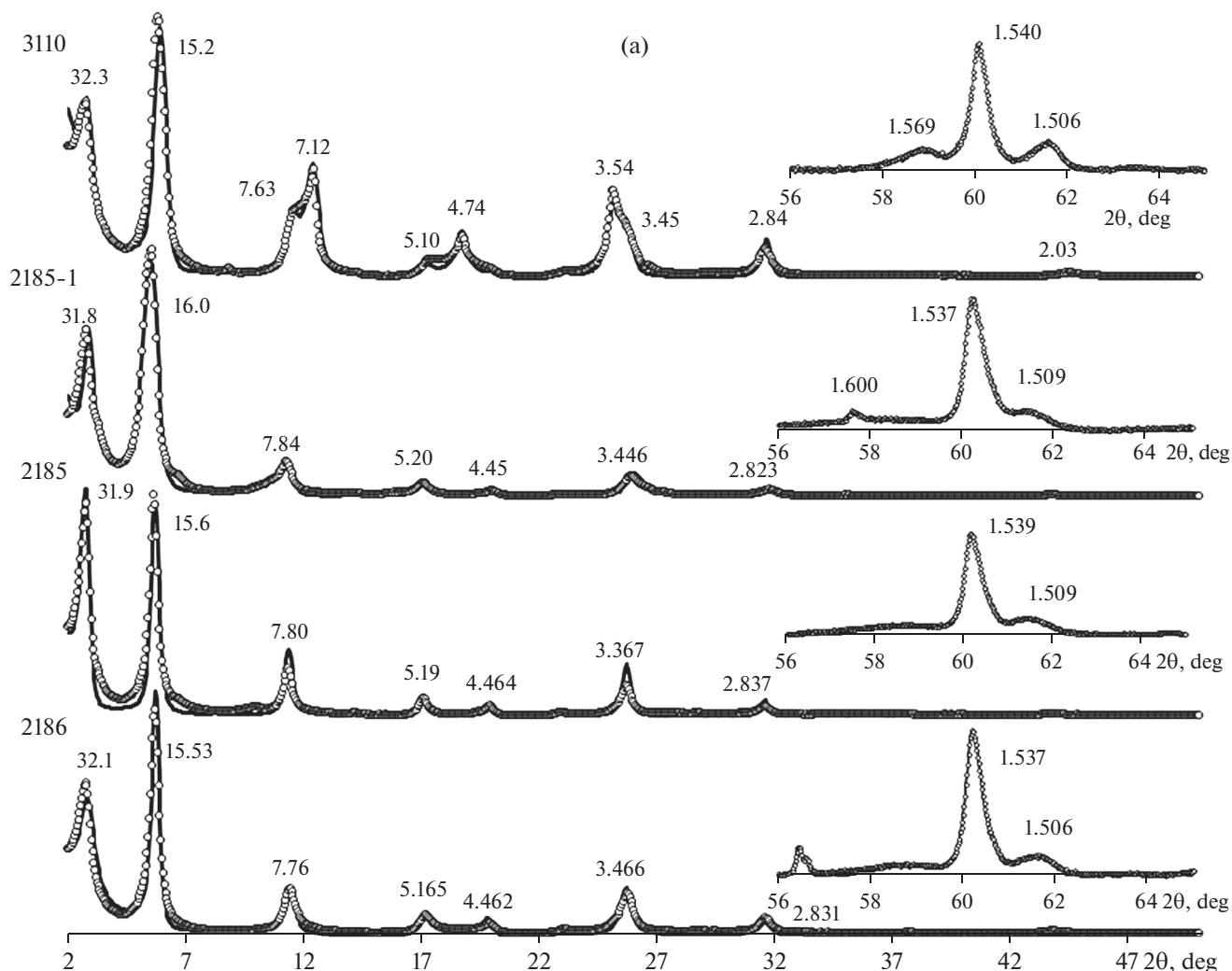


Рис. 5. Экспериментальные дифрактограммы (кружки) образцов 3110, 2185-1, 2185, 2186 (а) и 2953, 2187, 2954, 2955 (б) (группа 3) сравниваются с рассчитанными дифракционными картинками (сплошные линии). На врезках показаны фрагменты экспериментальных дифрактограмм (кружки) в области рефлексов 060 и дифракционные максимумы (сплошные линии), соответствующие триоктаэдрическим фазам.

только методом моделирования не удалось. Как было показано для образца ZT-75 из группы 2, только сочетание метода моделирования дифракционных картин с анализом интегральных интенсивностей 060 рефлексов ди- и триоктаэдрических фаз позволяет различать их структуры и правильно оценивать их содержание.

На порошкограмме обр. 2949 в области отражений 060 регистрируется широкий асимметричный профиль сложной формы, составленный из рефлексов 060 перечисленных выше глинистых минералов и отражения 211 кварца (рис. 6). Такой профиль, в котором четко не проявлены положения рефлексов 060 для каждого минерала, трудно однозначно разложить на индивидуальные максимумы. Тем не менее, если сравнивать данный

профиль с рефлексами 060 образцов терригенных осадков, то можно заметить их различие, которое состоит в том, что главное отражение 060 диоктаэдрической фазы у обр. 2949 существенно сдвинуто в сторону высоких значений d (~ 1.511 Å, см. врезку на рис. 6) по сравнению с величинами d (~ 1.504 – 1.505 Å) образцов группы 1 (см. рис. 1). Можно полагать, что сильный рефлекс с $d \sim 1.530$ Å относится к триоктаэдрическим фазам, а “плечо” с $d \sim 1.511$ Å соответствует высокожелезистому диоктаэдрическому минералу. Малое содержание иллита с $d(060) \sim 1.504$ – 1.505 Å, по-видимому, не проявилось в виде индивидуального максимума из-за его перекрытия с указанным “плечом”. Пик с $d \sim 1.541$ Å принадлежит 211 отражению кварца.

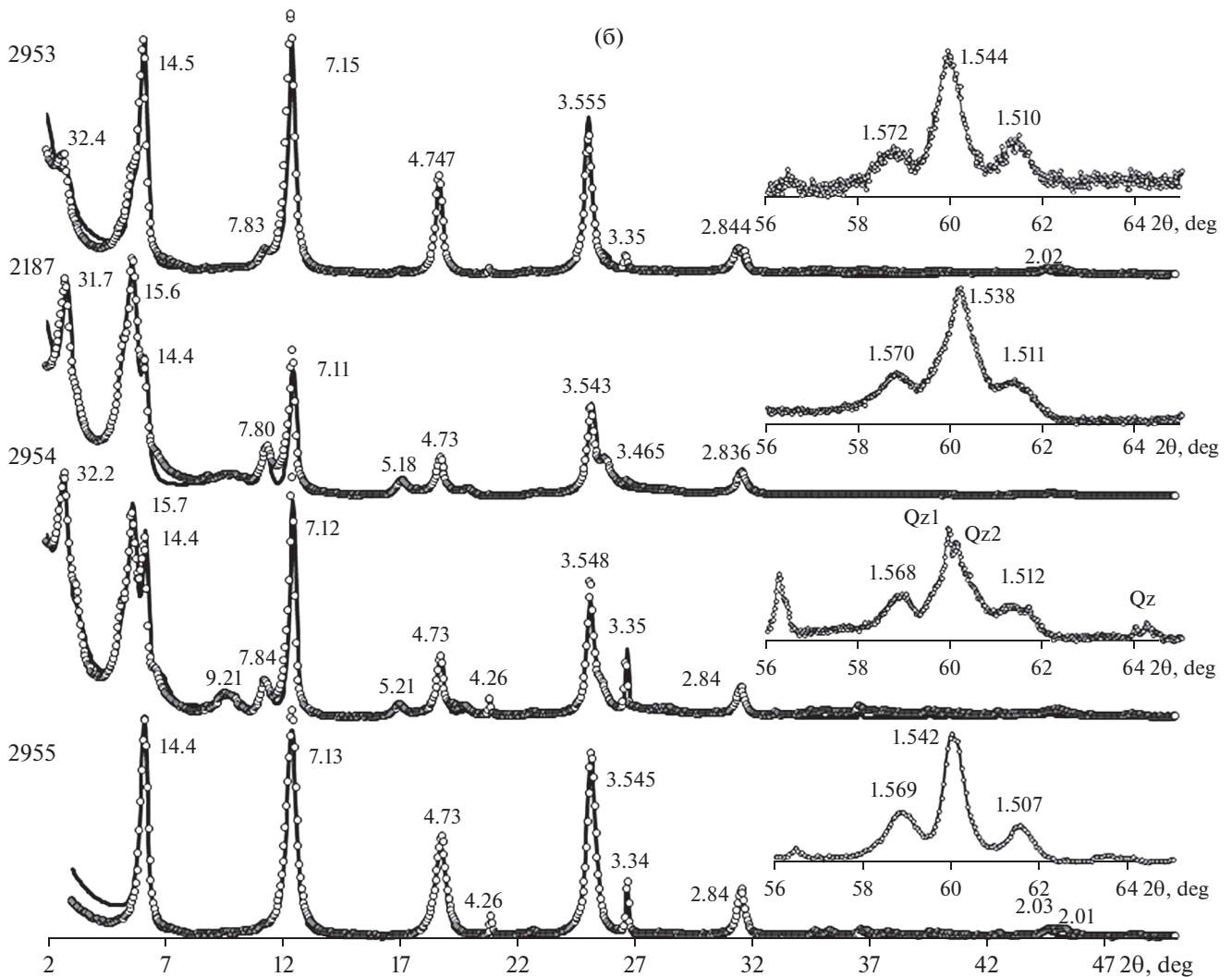


Рис. 5. Окончание

Моделирование дифрактограммы обр. 2949 для разного фазового состава совместно с разложением экспериментального профиля 060 рефлексов позволило получить согласованные значения содержаний глинистых минералов в образце по обоим методам (табл. 5, рис. 6). Оказалось, что “плечо” с $d \sim 1.511 \text{ \AA}$ соответствует диоктаэдрическому Fe-богатому смешанослойному слюда-сметкиту (возможно глауконит-нонтрониту или селадонит-нонтрониту), в структуре которого в равных пропорциях чередуются высокожелезистые слюдистые и сметкитовые слои, а сильный рефлекс с $d \sim 1.530 \text{ \AA}$ обусловлен присутствием хлорита и триоктаэдрического сметкита (см. табл. 5). Разложение сложного профиля перекрывающихся отражений 060 на отдельные максимумы показано на врезке рис. 6, а его численный результат приведен в табл. 5.

Толща IV. Глинистые минералы толщи IV, состоящей из осадков, обогащенных сульфидами, изучены в обр. 2183 (12.32 м) и ZT-47 (12.66 м) (см. рис. 1). Ассоциация глинистых минералов в обр. 2183 аналогична по составу двум образцам 2187 (32.83 м) и 2954 (37.8 м) из группы 3, которые отобраны в нижней части разреза скважины 858В. Эта ассоциация состоит только из триоктаэдрических минералов: корренсита (36%), хлорита (39%) и смешанослойного тальк-сметкита (25%) (см. табл. 4, 5, рис. 6); в виде следов присутствует иллит. На порошкограмме образца 2183 видны: интенсивный рефлекс 060 с $d = 1.538 \text{ \AA}$ и два слабых отражения 208 и 062 с $d = 1.570 \text{ \AA}$ и 1.510 \AA соответственно, типичные для триоктаэдрических хлоритовых и корренситовых минералов [Brown, Bailey, 1962].

Таблица 4. Глинистые минералы образцов группы 3, их содержание в образце и структурные параметры смешанослойных фаз, полученные методом моделирования дифракционных картин

Глубина (м)	№ обр., скважина, интервал в секции (см)	Содержание минерала в образце (%); высоты чередующихся слоев (Å), их соотношение и фактор ближнего порядка R для смешанослойных фаз			
		корренситовый минерал (три-окт)	талк-смектит (три-окт)	хлорит (три-окт)	хлорит-смектит (смектит-хлорит) (три-окт)
17.88	3110, 858В, 3Н-1, 118–123	100 31.0 : 14.22 = 0.20 : 0.80 $P_{Ккк} = 0.6, R = 1$			
25.57	2185-1, 858В, 5Н-2, 17–19	77 14.15 : 16.9 = 0.5 : 0.5 $P_{Сс} = 0, R = 1$			23 14.05 : 16.7 = 0.2 : 0.8 $R = 0$
27.11	2185, 858В, 5Н-3, 21–24	100 31.2 : 14.22 = 0.80 : 0.20 $P_{Хх} = 0.6, R = 1$			
28.67	2186, 858В, 5Н-4, 27–29	100 14.18 : 17.0 = 0.57 : 0.43 $P_{Сс} = 0, R = 1$			
31.55	2953, 858В, 6Н-1, 6–8	9 14.25 : 16.9 = 0.50 : 0.50 $P_{Сс} = 0, R = 1$		61	30 14.25 : 16.85 = 0.9 : 0.1 $R = 0$
32.83	2187, 858В, 8Х-1, 13–15	39 14.25 : 16.9 = 0.50 : 0.50 $P_{Сс} = 0, R = 1$	17 9.38 : 16.86 = 0.60 : 0.40 $P_{Сс} = 0.7, R = 1$	44	
37.8	2954, 858В, 8Х-5, 10–14	24 31.3 : 14.2 = 0.80 : 0.20 $P_{Хх} = 0.6, R = 1$	15 9.38 : 16.86 = 0.60 : 0.40 $P_{Сс} = 0, R = 1$ 14 9.38 : 16.86 = 0.60 : 0.40 $P_{Сс} = 0.8, R = 1$	46	
38.37	2955, 858В, 9Х-Сс, 7–12			100	

Примечание. $P_{Хх}$ – независимые вероятностные коэффициенты в моделях двухкомпонентных смешанослойных структур с фактором $R = 1$, характеризующие условную вероятность встречаемости хлоритовых слоев, следующих за хлоритовыми слоями. Остальные обозначения см. табл. 1 и 3.

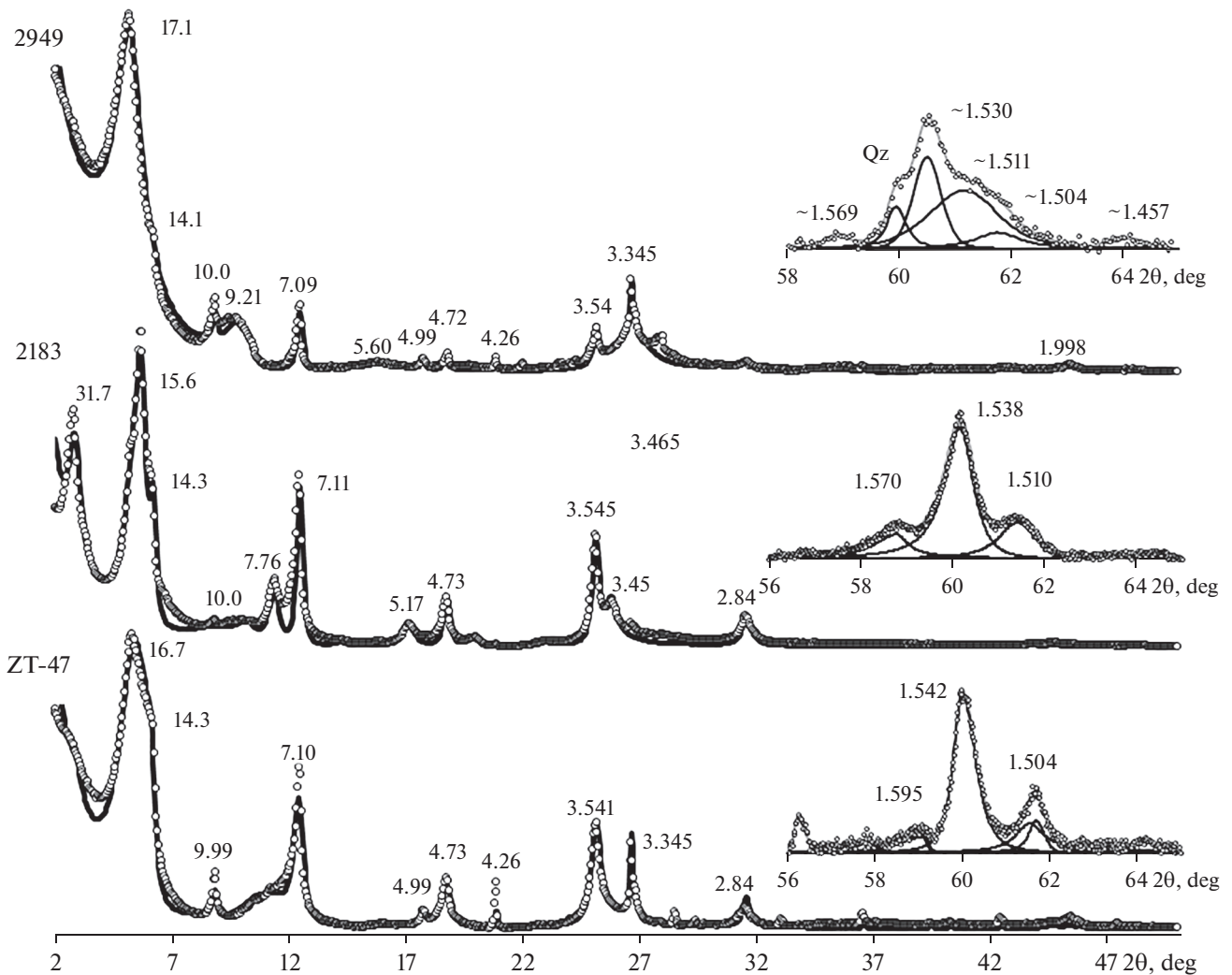


Рис. 6. Экспериментальные дифрактограммы обр. 2949 из металлоносных осадков (толща III) и обр. 2183, ZT-47 из осадков, обогащенных сульфидами (толща IV), сравниваются с рассчитанными дифракционными картинками (сплошные линии). На врезках показаны фрагменты экспериментальных дифрактограмм (кружки) в области рефлексов 060 и дифракционные максимумы (сплошные линии), соответствующие три- и диоктаэдрическим фазам и отражению 211 кварца (Qz).

Глинистые минералы в обр. ZT-47 представлены иллитом (15%), хлоритом (15%) и триоктаэдрическим смешанослойным хлорит-сметитом (49%), которые по своим структурным параметрам очень близки соответствующим характеристикам таких же фаз в образцах 2951, 2952 и ZT-48 из группы 2 (см. рис. 6, табл. 3, 5). Кроме них в состав обр. ZT-47, как и в обр. 2951, входит триоктаэдрический смектит (18%), а также корренсит (2%), как в обр. 2952 и ZT-48. Разложение дифракционного профиля в области рефлексов 060 (см. врезку на рис. 6) с учетом слабых отражений 208 и 062 хлорита и хлорит-сметита, а также 211 рефлекса кварца показало соотношение три- и диоктаэдрических фаз, равное 85 : 15, что совпа-

дает с содержанием этих минералов, полученным методом моделирования (см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образцы группы 1. Глинистые осадки из верхней части скв. 858В (от 1.97 до 7.2 м), расположенной вблизи гидротермального источника, по-видимому, слабо подвергались гидротермальному воздействию. Действительно, если сравнивать образцы 4001 и 2182 с образцами 2857 и 2862 неизмененных осадков скважин 855А и 855С, расположенных в районе с низким тепловым потоком (см. табл. 1), то можно видеть, что по составу и концентрациям глинистых минералов они очень близки. Исключение составляет обр. 2182, в со-

Таблица 5. Глинистые минералы образцов из толщ III и IV, их содержание в образце и структурные параметры смешанослойных фаз, полученные методом моделирования дифракционных картин

Толща	Глубина (м)	№ обр., скважина, керн-секция, интервал в секции (см)	Содержание минерала в образце (%); высоты чередующихся слоев (Å), их соотношение и фактор ближнего порядка R для смешанослойных фаз				Три-окт : ди-окт (%)	
			Fe слюда-смектит (ди-окт)	иллит (ди-окт)	хлорит (три-окт)	смектит (три-окт)	1	2
III	0.57	2949, 858В, 1Н-1, 57–61	58 9.99 : 16.75 = = 0.50 : 0.50 $R = 0$	15	8	19 16.70	27 : 73	32 : 67
			Корренсит (три-окт)	Иллит (ди-окт)	Хлорит (три-окт)	Тальк-смектит (три-окт)	100 : 0	100 : 0
IV	12.32	2183, 858В, 2Н-4, 62–64	36 14.25 : 16.8 = = 0.52 : 0.48 $R_{cc} = 0, R = 1$	Следы	39	25 9.38 : 16.86 = = 0.55 : 0.45 $R_{cc} = 0.75, R = 1$	100 : 0	100 : 0
			Корренсит (три-окт)	Иллит (ди-окт)	Хлорит (три-окт)	Хлорит-смектит (три-окт)	85 : 15	85 : 15
	12.66	ZI-47, 858В, 2Н-4, 96–98	2 31.2 : 14.22 = = 0.70 : 0.30 $R_{cc} = 0.6, R = 1$	15	15	18 16.50	49 14.20 : 16.80 = = 0.85 : 0.15 $R_{cc} = 0.35, R = 1$	85 : 15

Примечание. Обозначения см. табл. 1, 2 и 3.

ставе которого установлено невысокое содержание (7%) новообразованного триоктаэдрического смешанослойного хлорит-сметита, формирование которого, по-видимому, произошло в результате синтеза и связано с воздействием гидротерм на исходный глинистый материал.

Образцы группы 2. При сравнении концентраций хлорит-сметита, иллита и хлорита в обр. 2951, 2952 и ZT-48 (группа 2) с соответствующими значениями, полученными для терригенных глинистых минералов смектит-иллита, иллита и хлорита в обр. 2857, 2862, 4001, 2182 (группа 1) (см. табл. 1, 3), можно увидеть, что они близки. Это значит, что формирование триоктаэдрического хлорит-сметита (образцы группы 2) происходило по матрице (или за счет) диоктаэдрического смектит-иллита (образцы группы 1). Появление в обр. 2951 триоктаэдрического смектита (10%), а в обр. 2952 и ZT-48 – корренситового минерала (15% и <1% соответственно), возможно, также связано с формированием за счет диоктаэдрического смектит-иллита (см. табл. 3).

В самом нижнем по разрезу образце 2184 из рассматриваемой группы 2, (на глубине 15.39 м), не установлено ни новообразованных минералов, как в других образцах из группы 2, ни терригенного смектит-иллита (или смектита), как в образцах группы 1, а присутствуют только иллит (35%) и хлорит (65%). На первый взгляд, содержание хлорита в этом образце (65%) почти в 2–4 раза превышает концентрацию этого минерала в других образцах из групп 1 и 2 (см. табл. 1, 3). Поэтому можно было бы предположить, что в этом образце присутствуют два хлорита – терригенный и новообразованный. Однако если подсчитать относительные концентрации иллита и хлорита в образцах групп 1 и 2 без учета других фаз, то оказывается, что их соотношение изменяется в достаточно узком диапазоне от 37 : 63 до 63 : 37 (см. значения $C_{ил} : C_{хл}$ в табл. 3). Скорее всего, это связано с неравномерным поступлением обломочного материала в осадочный бассейн и указывает на терригенное происхождение иллита и хлорита, принадлежащих общему источнику сноса. Образец 2184 с соотношением 35 : 65 попадает на нижнюю границу этого диапазона (см. табл. 3), следовательно, можно предполагать, что оба минерала в этом образце (и хлорит, и иллит) являются терригенными, так же как и во всех других образцах групп 1 и 2. Скорее всего, гидротермальные растворы в этом интервале толщи осадков селективно растворяли нестойкий терригенный смектит-иллит и выносили его компоненты за пределы данной зоны, а терригенные иллит и хлорит оставались не затронутыми этими растворами. Под-

тверждением этой интерпретации может служить то обстоятельство, что образцы 3110, 2185–1, 2185 и 2186 из группы 3, следующие сразу за обр. 2184 вниз по разрезу, не содержат ни иллита, ни хлорита, а еще ниже – в образцах 2953, 2187, 2954 и 2955 появляется только хлорит (по-видимому, аутигенный), но без иллита (см. табл. 4).

Образцы группы 3. Можно считать, что первоначальный состав образцов группы 3 так же, как образцов группы 2, был близок к ассоциации неизмененных терригенных минералов (смешанослойный смектит-иллит, иллит и хлорит). Как было показано выше, в образцах группы 2 терригенные иллит и хлорит еще сохранились, а в образцах группы 3 из верхней части разреза (16.7–29 м) всех этих минералов уже нет. Это значит, что в образцах группы 3 исходные терригенные глинистые минералы были преобразованы под действием гидротермальной системы. В верхней части разреза (16.7–29 м) сформировались корренсит и корренситоподобные минералы, а в нижней части (29–38 м) также и триоктаэдрический хлорит, который также можно считать аутигенным новообразованием, отличным от терригенного хлорита. Таким образом, в интервале глубин от 16.7 до 38.6 м произошла глубокая трансформация исходных терригенных глинистых минералов. Вместо них сформировалась ассоциация глинистых минералов, состоящая только из триоктаэдрических фаз и отражающая быстрый рост температуры при движении вниз по разрезу толщи осадков. Действительно, соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатных конкрециях и карбонатном цементе [Frü-Green et al., 1994; Buatier et al., 1995] указывают на существенный температурный градиент (10–11 °C/м) в осадках скв. 858В.

Если сравнивать концентрации корренситовых минералов в осадках по всему разрезу скважины 858В, то легко заметить, что в образцах группы 2 (7.2–16.7 м) максимальные значения не превышают 20% (см. табл. 3). Напротив, в образцах группы 3 из верхней части разреза (17.2–29 м) концентрации этих минералов в 4–5 раз выше и существенно уменьшаются в образцах из нижней части разреза (29–38 м) одновременно с появлением в них смешанослойного тальк-сметита (см. табл. 4). Такое распределение корренситовых минералов и смешанослойного тальк-сметита по разрезу может указывать на постепенное увеличение температуры с глубиной, при котором вначале (в верхних горизонтах толщи осадков) формируются упорядоченные корренситы или частично упорядоченные корренситовые минералы, а ниже – высокотемпературный тальк-

сметит. По-видимому, аутигенный хлорит (обр. 2955) является конечным продуктом в ряду преобразований исходных терригенных глинистых минералов в смешанослойные хлорит-сметит, корренсит, корренситовые минералы, тальк-сметит, а затем в хлорит под действием гидротермальных растворов.

Образцы из толщи III (металлоносные осадки). Обр. 2949 отобран в самой верхней части разреза этой толщи (см. рис. 1), над образцами 4001 и 2182 из группы 1 (толща I), и поэтому, с точки зрения воздействия основной гидротермальной системы, не должен был бы отличаться от терригенного состава последних. В обр. 2949 присутствуют иллит и хлорит в небольших количествах (15% и 8%), но их соотношение, равное 64 : 36, укладывается в диапазон значений $C_{ил} : C_{хл}$, характерный для образцов групп 1 и 2 (см. табл. 1, 3), что, указывает на терригенное происхождение этих минералов. Кроме них, большая часть образца представлена триоктаэдрическим сметитом и высокожелезистым диоктаэдрическим смешанослойным слюда-сметитом (глауконит-нонтронитом или селадонит-нонтронитом), которые, по-видимому, являются гидротермальными продуктами действующего рядом горячего источника.

Можно полагать, что высокожелезистый диоктаэдрический слюда-сметит является минералом-индикатором, который сформировался из высокотемпературного рудообразующего раствора, изливающегося на дне, при смешении его с придонной морской водой. Высокая железистость и диоктаэдрическая природа этой фазы, по-видимому, контролировались характером минералообразующего флюида. Близкие по структуре индикаторные минералы генетического ряда от нонтронита через смешанослойные фазы селадонит-нонтронитового состава до селадонита были установлены в современных рудоносных осадках впадины Атлантис II в Красном море [Бутузова и др., 1979, 1983] и в скважинах, пробуренных на гидротермальных холмах Галапагосской рифтовой зоны [Honnore et al., 1983, Varentsov et al., 1983, Kurnosov et al., 1983].

По-видимому, под действием этого же гидротермального источника, терригенный диоктаэдрический сметит-иллит (или сметит) был преобразован в триоктаэдрический сметит (см. табл. 5). Подтверждением этого предположения может служить близкое соотношение концентраций иллита (35%), хлорита (20%) и триоктаэдрического сметита (45%), рассчитанного для обр. 2949 (без учета содержания в нем Fe-слюда-сметита), с соответствующими концентрациями ил-

лита, хлорита и диоктаэдрического сметит-иллита в образцах 2857 (33, 26, 41%) и 4001 (30, 19, 51%, см. табл. 1) из группы 1. Таким образом, в толще металлоносных осадков ассоциация глинистых минералов представляет собой смесь, состоящую из глинистых минералов частично измененных гемипелагических осадков и продуктов взаимодействия горячего гидротермального флюида с придонной морской водой.

Образцы из осадков толщи IV. Можно считать, что ассоциация глинистых минералов толщи IV сформировалась в результате действия основной гидротермальной системы и под влиянием горячего рудообразующего флюида, который заполнил горизонтальный разрыв в осадочном покрове (интервал 10.75–11.65 м). Действительно, по составу глинистых минералов образец 2183 (глубина 12.32 м) отличается от образцов 2951 и 2952 (группа 2), отобранных рядом, но близок обр. 2187 и 2954 (группа 3), которые отобраны в самой нижней части разреза на глубинах 32.83 м и 37.8 м (см. табл. 3, 4, 5, рис. 1). Вследствие высокого температурного градиента (10–11°C/м), температура на глубине 32.83–37.8 м (обр. 2187 и 2954) и на глубине 12.32 м (обр. 2183) может различаться на 205–280°C. При формировании ассоциации глинистых минералов обр. 2183, сходной по составу обр. 2187 и 2954, это температурное различие, по-видимому, обеспечивалось за счет высокой температуры горячего флюида в пределах данного интервала осадочной толщи.

В то же время обр. ЗТ–47, отобранный ниже обр. 2183 на глубине 12.66 м, оказался не затронут действием горячего флюида, из которого сформировался слой сульфидов. Этот образец по составу очень близок к образцам 2951, 2952 и ЗТ–48 из группы 2, в нем так же присутствуют иллит и хлорит. В то же время, в этом образце присутствует корренситовый минерал, также как в обр. 2952, ЗТ–48, и триоктаэдрический сметит, такой же, как в обр. 2951. Соотношение иллита и хлорита, равное 50 : 50, оказывается в границах величин $C_{ил} : C_{хл}$, установленных для всех терригенных минералов (см. табл. 1, 3). Следовательно, можно предполагать, что иллит и хлорит в обр. ЗТ–47 имеют обломочное происхождение, а триоктаэдрический сметит, смешанослойный хлорит-сметит и корренситовый минералы являются новообразованными так же как в образцах 2951, 2952 и ЗТ–48 из группы 2. Таким образом, ассоциация глинистых минералов, установленная в образце ЗТ–47, сформировалась под действием основной гидротермальной системы, а рудообразующий флюид не оказал на нее существенного влияния.

Температуры формирования глинистых минералов

Изучение изотопного состава кислорода в аутигенных карбонатах из осадков гидротермального поля “Dead Dog” [Frü-Green et al., 1994; Buatier et al., 1995] выявило вертикальные температурные градиенты $2.2^{\circ}\text{C}/\text{м}$ в дистальных скважинах 858А и 858С и до $10^{\circ}\text{C}/\text{м}$ в центральной скважине 858В. Более высокий температурный градиент согласуется с данными по изотопии кислорода в богатых магнием аутигенных глинах и кварце, которые дают температуру фракционирования изотопов приблизительно 265°C на глубине 32 м в скв. 858В. В самой скважине, на глубине 19.5 м, замерена температура 197°C [Davis et al., 1992], а максимальная температура была примерно оценена в 320°C [Frü-Green et al., 1994; Peter et al., 1994]. Эти результаты позволяют оценить температуры, при которых происходило преобразование глинистых минералов в выделенных группах осадков скв. 858В.

Так, например, на глубине 7.2 м, где проходит нижняя граница осадков, выделенных в группу образцов 1, температура должна составлять $\sim 17^{\circ}\text{C}$. Очевидно, что при такой температуре никаких преобразований терригенных глинистых минералов не происходило.

В интервале глубин 7.2–16.7 м (образцы группы 2) произошло преобразование исходного диоктаэдрического смектит-иллита в триоктаэдрический хлорит-смектит, а терригенные иллит и хлорит остались неизменными (см. табл. 1, 3). Если рассчитывать температуры этого перехода по температурному градиенту [Frü-Green et al., 1994; Buatier et al., 1995], то они составят от 17 до 112°C .

Группа 3 объединяет образцы осадков из интервала 16.7–38.6 м, в котором появились новообразованные триоктаэдрические фазы: корренситовые минералы, смешанослойный тальк-смектит и хлорит. Температурный интервал формирования этих минералов, оцененный по температурному градиенту [Frü-Green et al., 1994; Buatier et al., 1995], составляет $112\text{--}330^{\circ}\text{C}$.

Ассоциации новообразованных глинистых минералов, возникающие при определенных температурах, установленные в осадках изученного разреза, в целом близки данным, полученным при изучении керна скважин, пробуренных в спрединговом рифте на гидротермальном поле Рейкьянес в Исландии [Kristmannottir, 1975, 1976; Kristmannottir, Tomasson, 1978]. В этих работах было показано, что триоктаэдрический смектит формируется при температурах $100\text{--}200^{\circ}\text{C}$ и ниже, смешанослойный смектит-хлорит —

в интервале температур от 200 до 270°C , а хлорит образуется при температурах выше 270°C .

Механизм образования глинистых минералов

Одной из важных проблем генезиса глинистых минералов, сформировавшихся в гидротермальных условиях, является выяснение структурных механизмов их образования. По аналогии с иллитизацией смектитов, одна из точек зрения рассматривает ряд последовательных структурных переходов: триоктаэдрический смектит (сапонит)—смешанослойный смектит-хлорит—корренсит—смешанослойный хлорит-смектит—хлорит, в процессе которых путем твердофазовой реакции слои одного типа (сапонитовые) постепенно замещаются слоями другого типа (хлоритовыми) [Segonzac, 1969; Chang et al., 1986; Reynolds, 1988]. Другая точка зрения утверждает, что могут существовать только термодинамически устойчивые сапонит, корренсит и хлорит, а также смешанослойные структуры с ограниченным соотношением смектитовых и хлоритовых слоев, а структурные переходы между ними осуществляются скачкообразно путем перекристаллизации [Inoue, 1987; Inoue, Utada, 1991].

Результаты настоящей работы показывают, что терригенный диоктаэдрический смектит-иллит из осадков группы 1 превращается в триоктаэдрический смешанослойный хлорит-смектит в осадках группы 2 (см. табл. 1, 3). Очевидно, что структурная перестройка диоктаэдрического минерала в триоктаэдрический могла произойти только в результате разложения первого и синтеза второго. Важно отметить, что среди новообразованных минералов в осадках группы 2, в интервале 7.3–13.0 м нами обнаружены триоктаэдрический смектит (сапонит) и смешанослойный смектит-хлорит (0.90 : 0.10) (см. табл. 3). По-видимому, эти минералы образуются первыми в схеме структурного преобразования диоктаэдрического смектит-иллита в триоктаэдрический хлорит-смектит. Как было показано выше, образец 2184, в котором остались только терригенные иллит и хлорит, тоже свидетельствует о разложении диоктаэдрического смектит-иллита.

Ниже по разрезу толщи осадков, с увеличением температуры в образцах группы 3 образуются корренситы ($W_x : W_c = 0.5 : 0.5$, $P_{cc} = 0$), смешанослойные корренсит-хлориты ($W_k : W_x = 0.8 : 0.2$, $P_{xx} = 0.6$), или хлорит-корренсит ($W_k : W_x = 0.2 : 0.8$, $P_{kk} = 0.6$), причем в двух последних структурах чередование хлоритовых и корренситовых слоев осуществляется с высокой тенденцией к сегрегации (см. табл. 4). Очевидно, что пред-

шественниками этих минералов могли быть терригенные иллит, хлорит и неупорядоченный смектит-иллит из группы 1, а возможно и аутигенный хлорит-смектит из группы 2 с тенденцией чередования его разнотипных слоев к сегрегации. Поэтому сформировать упорядоченную структуру корренсита путем трансформации любой из этих структур невозможно, а значит, он мог возникнуть только в результате перекристаллизации. К аналогичному выводу пришли Д. Бофор с соавторами [Beaufort et al., 1997], которые изучали корренситовые минералы из скважины Sencerge_Couy (Франция). С их точки зрения, корренсит должен рассматриваться не как регулярная смесь 50 : 50 хлоритовых и смектитовых слоев, а как истинная термодинамически стабильная фаза. В рамках этой структурной модели впервые были успешно смоделированы дифракционные картины для корренситовых смешанослойных образований из глауконитовых песчано-глинистых пород Анабарского поднятия в Северной Сибири [Дриц и др., 2011], а также корренсит-хлориты ($W_k > W_x$) и хлорит-корренситы ($W_k < W_x$) в данной работе (см. рис. 5а, б, табл. 4).

Если предположить, что корренсит был минералом предшественником, по которому трансформационным путем формировались корренсит-хлориты и хлорит-корренситы, то тогда смектитовые межслои в корренситовых пакетах (смектитовый слой + хлоритовый слой) должны были постепенно замещаться на бруситовые сетки, образуя новые хлоритовые слои и одновременно создавая их высокую сегрегацию в структуре. Вместе с тем можно допустить, что формирование корренсит-хлоритов и хлорит-корренситов происходило посредством их синтеза, так же как и корренсита. Косвенное свидетельство предпочтения этого механизма можно найти в гетерогенности состава корренситовых минералов (с $W_k > W_x$ и $W_k < W_x$) и в неоднородном распределении по разрезу корренсит-хлоритов, хлорит-корренситов и корренситов, формирование которых, по-видимому, было обусловлено вариациями физико-химических условий среды минералообразования. Возможно, что схожие вариации гидротермальных условий привели к формированию тальк-смектитов (тальк-сапонитов) с разным характером распределения тальковых и смектитовых слоев — от максимально упорядоченного до сегрегационного.

Появление в нижней части разреза мономинерального хлорита не вызывает сомнения в его аутигенном происхождении и скорее всего связано с высокой температурой, при которой термо-

динамическое равновесие обеспечило формирование однородной фазы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод моделирования дифракционных картин [Drits et al., 1997; Sakharov et al., 1999] в сочетании с разложением рефлексов 060 на индивидуальные максимумы, позволил однозначно установить структуру глинистых минералов и их концентрации в образцах осадков, сформировавшихся в центре гидротермальной системы рядом с вертикальным каналом, по которому поднимается горячий рудообразующий флюид. Полученные результаты выявили особенности преобразования исходных терригенных глинистых минералов в аутигенные фазы и последующую трансформацию их структур в гидротермальных высокотемпературных условиях. Сверху вниз по разрезу первым среди исходных терригенных глинистых минералов преобразуется смешанослойный смектит-иллит, тогда как иллит и хлорит еще сохраняются. Следующие ниже преобразования захватывают все терригенные глинистые минералы, образуя структурный ряд: триоктаэдрический смектит → триоктаэдрический смешанослойный хлорит-смектит → корренсит → хлорит + тальк-смектит → хлорит, который отражает высокий температурный градиент 10–11°C/м. Структурные переходы одних глинистых минералов в другие предполагают их формирование на каждом этапе по механизму растворения и синтеза.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за выделение из осадков фракции <0.001 мм и подготовку препаратов для рентгеновской дифрактометрии и Е.В. Покровской за проведение рентгеновских съемок образцов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

В данном исследовании использованы образцы пород, отобранные в кернохранилище Программы океанского бурения — ODP (Ocean Drilling Program) при Техасском университете (Texas A&M University) в г. Колледж Стейшн (College Station).

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ № 0135-2019-0053 и № 0135-2019-0068.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А., Цитурский С.И., Дмитрик А.Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-П

- (Красное море) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1. С. 30–42.
- Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А., Ципурский С.И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море) // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 82–88.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Дриц В.А., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Горькова Н.В., Покровская Е.В., Савичев А.Т. Смешанослойные корренсит-хлориты и механизм их образования в глауконитовых песчано-глинистых породах (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 6. С. 635–665.
- Курносков В.Б., Сахаров Б.А., Блинова Е.В. Глинистые минералы в осадках гидротермально активного южного трюга впадины Гуаймас, Калифорнийский залив // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 287–306.
- Курносков В.Б., Сахаров Б.А., Гентнер А.Р., Коновалов Ю.И., Гончарова Е.О. Глинистые минералы в осадках из контактных зон с базальтовыми силами // Литология и полез. ископаемые. 2019а. № 3. С. 234–247.
- Курносков В.Б., Сахаров Б.А., Гентнер А.Р., Коновалов Ю.И., Гончарова Е.О. Глинистые минералы в осадках центральной части впадины Гуаймас, Калифорнийский залив, скважина 478 // Тихоокеанская геология. 2019б. Т. 38. № 5. С. 92–104.
- Курносков В.Б., Сахаров Б.А., Гентнер А.Р., Коновалов Ю.И., Гончарова Е.О. Глинистые минералы в базальтовых сланцах из осадочного покрова, Восточно-Тихоокеанское поднятие // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 1–14.
- Лучшева Л.Н., Курносков В.Б., Коновалов Ю.И. Термоформы рутиты и особенности их распределения в осадочной толще хребта Хуан де Фука // Геохимия. 2020. Т. 65. № 8. С. 786–796.
- Сахаров Б.А., Дриц В.А. Методика определения содержания смектитовых слоев в дисперсных диоктаэдрических К-содержащих слюдястых минералах // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 1. С. 55–86.
- Сахаров Б.А., Дриц В.А. Определение небольших содержаний смектитовых слоев в дисперсных диоктаэдрических К-содержащих слюдястых минералах илитового, алюмосилкатного и глауконитового состава // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 2. С. 103–120.
- Beaufort D., Baronnat A., Lanson B., Meunier A. Corrensite: a single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancerre-Couy deep drill hole (France) // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 109–124.
- Brown B.E., Bailey S.W. Chlorite polytypism: 1. Regular and semi-random 1layer structures // Amer. Mineral. 1962. V. 47. P. 819–850.
- Buatier M.D., Karpoff A.M., Boni M. et al. Mineralogical and petrographic records of sediment–fluid interaction in the sedimentary sequence at Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 133–154.
- Buatier M.D., Gretchen L. Früh-Green, Anne-Marie Karpoff. Mechanisms of Mg-phyllosilicate formation in a hydrothermal system at a sedimented ridge (Middle Valley, Juan de Fuca) // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 122. P. 134–151.
- Chang H.K., Mackenzie F.T., Schoonmaker J. Comparison between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins // Clay Clay Miner. 1986. V. 34. P. 407–423.
- Davis E.E., Mottl M.J., Fisher A.T., et al. Init. Repts., 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. 1026 p.
- Davis E.E., Villinger H. Tectonic and thermal structure of the Middle Valley sedimented rift, northern Juan de Fuca Ridge. Init. Repts, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 9–41.
- Drits V.A., Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A. Sequential structural transformation of illite-smectite-vermiculite during diagenesis of Upper Jurassic shales from North Sea and Denmark // Clay Miner. 1997. V. 32. P. 351–371.
- Drits V.A., Lindgreen H., Sakharov B.A. et al. Tobelization of smectite during oil generation in oil source shales. Application to North Sea illite-tobelite-smectite-vermiculite // Clay Clay Miner. 2002a. V. 50. P. 82–98.
- Drits V.A., Sakharov B.A., Dainyak L.G. et al. Structural and chemical heterogeneity of illite-smectites from Upper Jurassic mudstones of East Greenland related to volcanic and weathered parent rocks // Amer. Mineral. 2002b. V. 87. P. 1590–1607.
- Drits V.A., Lindgreen H., Sakharov B.A. et al. The detailed structure and origin of clay minerals at the Cretaceous/Tertiary boundary, Stevns Klint (Denmark) // Clay Miner. 2004. 39. P. 367–390.
- Drits V.A., Sakharov B.A., Salyn A.L., Lindgreen H. Determination of the content and distribution of fixed ammonium in illite-smectite using a modified X-ray diffraction technique: Application to oil source rocks of western Greenland // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 71–84.
- Drits V.A., Tchoubar C. X-Ray diffraction by disordered lamellar structures. Heldenberg: Springer-Verlag, 1990. 371 p.
- Ferrage E., Lanson B., Sakharov B.A. et al. Investigation of dioctahedral smectite hydration properties by modeling of X-ray diffraction profiles: influence of layer charge and charge location // Amer. Mineral. 2007. V. 92. P. 1731–1743.
- Früh-Green G.L., McKenzie J.A., Boni M. et al. Stable isotope and geochemical record of convective hydrothermal circulation in the sedimentary sequence of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 291–306.

- Honnorez J., Karpoff A.-M., Trauth-Badaut D.* Sedimentology, Mineralogy, and Geochemistry of Green Clay Samples from the Galapagos Hydrothermal Mounds, Holes 506, 506C, and 507D, Deep Sea Drilling Project Leg 70 (Preliminary Data). Init. Repts. DSDP, 70: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1983. P. 211–224.
- Inoue A., Utada M.* Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. P. 628–640.
- Inoue A.* Conversion of smectite to chlorite by hydrothermal diagenetic alterations, Hokuroku Kuroko mineralization area, Northeast Japan. Proceeding of the International Clay Conference, Denver // *Clay Minerals Society.* 1987. V. 8. P. 158–164.
- Kristmannsdottir H.* Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland // *Jökull.* 26. 1976. P. 30–39.
- Kristmannsdottir H., Tomasson J.* Zeolite zones in geothermal areas in Iceland / *Natural Zeolites, Occurrences, Properties, Use* / Eds L.B. Sand, F.A. Mumpton. Oxford: Pergamon Press, 1978. P. 199–220.
- Kristmannsdottir H.* Clay minerals formed by hydrothermal alteration of basaltic rocks in Iceland geothermal fields // *Geol. Fören Stockholm.* 1975. V. 97. P. 289–292.
- Kurnosov V.B., Chudaev O.V., Shevchenko A.Y.* Mineralogy and Geochemistry of Sediments from Galapagos Hydrothermal Mounds, Leg 70, Deep Sea Drilling Project. Init. Repts. DSDP, 70: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1983. P. 225–233.
- Lanson B., Sakharov B.A., Claret F., Drits V.A.* Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: a reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method // *Am. J. Sci.* 2009. V. 309. P. 476–516.
- Lindgreen H., Drits V.A., Sakharov B.A. et al.* The structure and diagenetic transformation of illite-smectite and chlorite-smectite from North Sea Cretaceous Tertiary chalk // *Clay Miner.* 2002. V. 37. P. 429–450.
- Lindgreen H., Drits V.A., Jakobsen F.C., Sakharov B.A.* Clay mineralogy of the Central North Sea Upper Cretaceous Tertiary chalk and formation of clay rich layers // *Clay Clay Miner.* 2008. V. 56. P. 693–710.
- McCarty D.K., Sakharov B.A., Drits V.A.* New insights into smectite illitization: a zoned K-bentonite revisited // *Amer. Mineral.* 2009. V. 94. P. 1653–1671.
- Peter J.M., Goodfellow W.D., Leybourne M.I.* Fluid inclusion petrography and microthermometry of the Middle Valley hydrothermal system, Northern Juan de Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A. Fisher, J.F. Slack. Ocean Drilling Program, College Station, USA, Proc. Sci. Rep. 139. 1994. P. 411–425.
- Reynolds R.C.* Mixed layer chlorite minerals // *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)* / Ed. S.W. Bailey. Washington: Mineralogical Society of America, 1988. (Reviews in Mineralogy. V. 19). P. 601–609.
- Segonzac D.G.* Les mineraux argileux dans la diagenese-passage au metamorphisme // *Mem. Serv. Carte Geol. Als Lorr.* 1969. V. 29. P. 1–320.
- Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A.* Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting // *Clay 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.
- Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. et al.* Hydrothermal Deposits of the Galapagos Rift Zone, Leg 70: Mineralogy and Geochemistry of Major Components. Init. Repts. DSDP, 70: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1983. P. 235–268.
- Wojdyr M.* Fityk: a general-purpose peak fitting program // *J. Appl. Cryst.* 2010. V. 43. P. 1126–1128.

Peculiarities of the Formation of Clay Minerals in Sediments from the Center of the Hydrothermal System, Hole 858B, Juan De Fuca Ridge

B. A. Sakharov^{1, *}, V. B. Kurnosov^{1, **}

¹*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: sakharovba@gmail.com*

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

For the first time, clay minerals in Holocene-Pleistocene sediments from Hole 858B DSDP, that was drilled in 20 m from the “black smoker” at the hydrothermal field “Dead Dog” in the axial valley of the mid-ocean ridge Juan de Fuca, were studied in detail by the modeling of the X-ray diffraction patterns in combination with the decomposition of 060 reflection profiles into individual maxima. In the section of the sedimentary cover, drilled to a depth of 38.6 mbsf, 3 groups of sediments are distinguished, in which successive transformations of clay minerals reflect a high temperature gradient. Terrigenous clay minerals (dioctahedral illite and mixed-layer smectite-illite, and trioctahedral chlorite) are preserved in the 1.97–7.2 mbsf interval. Terrigenous illite and chlorite were preserved and trioctahedral mixed-layer chlorite-smectite and corrensite were formed in the interval from 16.7 to 38 mbsf. In the interval from 16.7 to 38 mbsf, all terrigenous clay min-

erals were transformed into a new association of trioctahedral phases: corrensite minerals, mixed-layer talc-smectite, and chlorite. Chlorite alone was found at 38.4 mbsf. Structural transitions of clay minerals imply their formation at each stage by the dissolution and synthesis. Metalliferous sediments in the 0–1.97 mbsf interval consist of a mixture of partially altered terrigenous clay minerals and the indicator high-iron dioctahedral mixed-layer mica-smectite, which was formed from a hydrothermal fluid at mixed with seawater. The composition of clay minerals in the 11.65–12.60 mbsf interval was transformed by the high temperature of the hydrothermal fluid penetrated from the discharge channel of the hydrothermal convective system into the tectonic horizontal rupture of the sedimentary cover in the 10.41–11.65 mbsf interval.

Keywords: clay minerals, hydrothermal field, Juan de Fuca ridge, deep-seawater holes.