Записки Санкт-Петербургского горного института им.Г.В.Плеханова
Т. 133. СПб, 1992

УДК 624.131.1

А.В.КОНДРАТЕНКО, Я.В.НЕИЗВЕСТНОВ

ФОРМИРОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОНКРЕЦИОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЗОНЫ КЛАРИОН-КЛИППЕРТОН ТИХОГО ОКЕАНА

Под формированием инженерно-геологических условий мы понимаем процессы возникновения и историю природных компонентов системы [I4] и их распределение в пространстве, отражающееся в закономерностях изменчивости и распределении неоднородностей свойств этих компонентов.

На формирование мощности, состава и физико-механических свойств донных грунтов региона Кларион-Клиппертон оказали влияние следующие геологические процессы позднего мезозоя - кайнозоя: линейно-трещинный магматизм, пелагическое осадконакопление, прогрессивный и регрессивный литогенез, блоковые тектонические движения и современный вулканизм.

Трещинные излияния толеитовых базальтов, связанные с разрывными нарушениями типа сбросов и раздвигов, проявившиеся на западе региона в самом конце позднего мела - раннем палеогене, а на востоке в олигоцене, образовали базальтовое ложе впадины Кларион-Клиппертон. Внедрение базальтовой магмы продолжалось и в миоцене, за счет чего сформировались межпластовые интрузии типа силлов в нижней части разреза осадочного чехла. Магматические породы океанского ложа образуют так называемый "второй океанический слой", мощность которого в рассматриваемом регионе составляет 400-700 м. Сложен этот слой однородными толеитовыми базальтами, как исключение встречаются габбро и ультрабазиты. Не исключено также наличие во втором слое пачек осадочных пород. Невыветрелые базальты океанического ложа, вследствие условий своего образования, характеризуются довольно однородными свойствами: плотность в среднем 2,70-2,80 г/см^3, прочность на одноосное сжатие I60-240 МПа.

Формирование осадочной толщи так называемого "первого океанического слоя" началось в западной части зоны Кларион-Клиппертон с позднего мела, в восточной - с позднего олигоцена - миоцена. Осадконакопление осуществлялось за счет карбонатных и кремнистых скелетных остатков микрофауны и микрофлоры с привносом обломочного и глинистого терригенного и вулканогенного материала. В зависимости от изменения критической глубины карбонатонакопления, связанного с эвстатическими, тектоническими, климатическими и другими причинами, происходила смена карбонатного, глинисто-карбонатного и крем-

нисто-глинистого осадконакопления. В целом кремнисто-глинистое осадконакопление, меняющееся временами на карбонатное, происходило с кампана по эоцен. В олигоцене - начале миоцена преобладало накопление преимущественно карбонатных и карбонатно-глинистых осадков. С начала - середины миоцена и до сих пор происходит накопление кремнисто-глинистого материала. Лишь на вершинах наиболее высоких подводных гор продолжается аккумуляция карбонатных и карбонатно-глинистых осадков. Общая мощность осадочного чехла, сформировавшегося на этом этапе геологической истории океана, 100-300 м.

Глубоководный океанский седиментогенез и литогенез имеют целый ряд особенностей по сравнению с условиями формирования донных отложений в мелководных бассейнах.

Особенности эти связаны с длительным пребыванием взвеси осадочного материала в толще океанской воды, что зависело и от весьма малых размеров осаждающихся частиц и значительной глубины бассейна осадконакопления, и от наличия относительно интенсивных течений по всему разрезу водной толщи океана. Так, среднеарифметическое значение модуля скорости течений в верхнем 1000-метровом слое меняется от 4 до 35 см/с, в глубинных слоях - от 7 до 16 см/с, а в придонном слое - от 5 до 18 см/с [16]. Длительное пребывание в морской воде взвеси осадочного материала обусловливает окисление органического вещества, растворение карбонатных скелетных остатков и коагуляцию частиц с образованием крупных устойчивых агрегатов.

Окисление небольшой примеси органического вещества, содержащейся во взвешенных в водной толще осадках, приводит и к тому, что почти полностью "сгорает" лабильная реакционно-способная "органика". Результатом этого является практически полное отсутствие редукционных процессов в толще осадков, включая сульфатредукцию.

Так, по данным химических анализов поровых вод, отжатых из кремнисто-глинистых и карбонатных осадков, вскрытых трубками в восточной части зоны Кларион-Клиппертон, содержание сульфат-иона по разрезу практически не изменяется [9]. В придонных водах оно составляет 52,5-56,0 мг-экв./л, в кремнесодержащих глинистых осадках позднемиоцен-плейстоценового возраста на расстоянии 1,1-1,5 м от дна - 53-58,5 мг-экв./л, а в верхнеолигоценово-нижнемиоценовых карбонатных осадках в интервале 1,10-1,70 м - 57-60 мг-экв./л.

Растворение биогенных карбонатов происходит в недонасыщенных карбонатом кальция глубинных водах. Вследствие этого в современных осадках, отлагающихся в рассматриваемой области Тихого океана, на глубинах более 4,5-5 км содержание карбонатов падает ниже 10 %. Глубина океана, на которой содержание карбонатов уменьшается до 10 %, называется критической глубиной карбонатонакопления (КГК). По мере же уменьшения глубин океана содержание карбонатов постепенно повышается. Повышение содержания карбонатов в осадках вместе с другими факторами обусловливает увеличение их прочности и плотности. Таким образом формируется одно из главных направлений изменчивости физико-механических свойств донных осадков, связанных с ростом содер-

Таблица 1

Изменчивость сопротивления вращательному срезу четвертичных осадков приповерхностного слоя (5–15 см) в зависимости от глубин океана по восточной части зоны Кларион–Клиппертон

Количество определений	Размах, кПа	Среднее арифметическое	Среднее квадратическое отклонение σ	Коэффициент вариации V	Глубина океана, м
		Кремнисто-глинистые осадки			
6	2,6–5,6	4	1,00	25,15	3900
9	2,2–5,6	3,5	1,02	29,12	4000
9	2,2–5,2	3,5	1,02	29,29	4100
15	1,8–5,2	3,4	1,15	33,8	4200
15	2,1–5,9	3,6	1,03	28,57	4300
15	1,6–6,5	3,7	1,26	34,11	4400
15	1,3–6,8	2,9	1,48	51,11	4500
		Карбонатные осадки			
8	1,6–9,4	4,6	2,17	47,24	4100
8	2,7–7,0	5,1	1,33	26,23	4200
10	1,0–8,3	4,5	2,05	45,75	4300
12	1,1–6,6	4,2	1,43	34,05	4400
5	2,1–5,6	4,3	1,38	32,12	4500

Таблица 2

Гранулометрический состав глинистых и кремнисто-глинистых миоцен-четвертичных осадков (по В.Г.Зайончеку)

Тип осадка	Номер станции	Интервал отбора, см	Содержание фракций (мм), %			
			> 0,05	0,05–0,01	0,01–0,002	< 0,002
Глинистый	13	7–15	9,6	20,1	26,2	44,1
	9	15–20	7,5	19,0	28,2	45,3
	31	5–15	10,7	23,2	23,0	43,1
	3	5–15	7,2	19,3	27,9	45,6
	1	0–10	0,3	22,5	29,5	47,7
Кремнисто-глинистый	15	10–20	10,4	18,4	28,2	43,0
	62	0–10	4,7	14,9	30,4	50,0
	63	5–15	14,4	16,8	28,1	40,7
	69	5–15	0,1	18,3	28,2	53,4
	73	5–15	6,4	15,1	26,8	51,7

жания карбонатов по мере уменьшения глубины океана (табл.I). Критическая глубина карбонатонакопления в океане в целом уменьшается от 5,5 км у экватора до 3 км в приполярных областях [3,4].

Коагуляция частиц с образованием крупных агрегатов является необходимым условием осадконакопления. Дело в том, что осаждение частиц размером менее 0,0I мм, из которых на 70-80 % состоят осадки (табл.2), считается невозможным уже при скорости течений 0,03 см/с, а при скоростях течений более 2 см/с невозможно и отложение песчаных частиц.

Судя по скоростям современных придонных течений, достигающих 25-30 см/с [6,I6], во впадине Кларион-Клиппертон, да и во многих других областях океана, вместо осадконакопления должен происходить размыв.

Обычно осаждение связывают с прохождением осаждающихся частиц через пищевую цепь организмов. При этом утверждается, что донный "пеллетный механизм" доминирует во всей пелагической области [9,I0].

И.О.Мурдмаа и Л.В.Орлова допускают также возможность прямого осаждения глинистых частиц посредством турбулентного перемешивания [I2,I5]. Однако оба эти процесса никак не могут объяснить ни устойчивого осаждения частиц без последующего размыва при смене интенсивности течений, ни формирования относительно устойчивой структуры донных осадков при пористости 80-92 %.

Наши исследования показали, что донные осадки различного состава и возраста обладают крупноагрегатной структурой (табл.3), причем агрегатная структура свойственна всему разрезу неконсолидированных осадков мощностью в несколько десятков сотен метров. Формирование агрегатов, по-видимому, осуществляется за счет электролитической коагуляции в водной морской среде. Происходит последовательное соединение отдельных частиц в микроагрегаты, а микроагрегатов во все более крупные частицы, вплоть до образования макроагрегатов псаммитового размера. Скорость осаждения агрегированных частиц при этом увеличивается до 5-30 м/сутки. Плотность макроагрегатов заметно отличается от плотности минеральных частиц, приближаясь к плотности среды осаждения [8], что свидетельствует о достижении внутриагрегатной пористости, равной примерно 90 %. Пористость осадка складывается из внутри- и межагрегатной пористости. Она может быть как несколько выше пористости агрегатов, так, при наличии уплотнения, и несколько ниже. Физико-химическое обоснование возможности формирования устойчивых минеральных агрегатов в водной толще с последующим их осаждением выполнено С.А.Кезловым [8].

Величина удельного сцепления, обусловленная дальними коагуляционными связями в самом верхнем слое (0-I5 см) разжиженных осадков составляет I,0-6,4 кПа, что определяет устойчивость их к размыву при небольших скоростях придонных течений.

Вопрос о постседиментационных преобразованиях океанских осадков и в первую очередь об их уплотнении остается наиболее спорным. Основываясь на слабой уплотненности, как правило, всего разреза осадочного чехла океанских впадин утверждается, "что в пелагических областях давление столба воды

Таблица 3

Агрегатный состав глинистых и кремнисто-глинистых миоцен-четвертичных осадков

Тип осадка	Номер станции	Интервал отбора, см	Содержание фракций (мм), %				
			> 0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
Глинистый	1	0-10	22,8	37,9	29,2	6,9	3,2
	3	5-15	27,4	44,9	27,7	-	-
	29	10-20	32,9	48,7	18,4	-	-
	31	40-50	27,1	40,0	32,9	-	-
Кремнисто-глинистый	15	10-20	3,3	70,2	26,5	-	-
	73	5-15	2,0	69,9	28,1	-	-

вызывает, вследствие особенностей состава отложений, взвешивающий эффект, который замедляет, а не ускоряет уплотнение осадков ... . В приконтинентальных областях, напротив, гидростатическое давление воздействует на осадки в том же направлении, что и литостатическое" [4, с.336]. Нам представляется очевидным, что гидростатическое давление везде воздействует на осадки одинаково. Область применения законов Архимеда и Паскаля на Земле не определяется какими-либо физико-географическими границами. Процесс уплотнения донных отложений состоит из упругого сжатия и фильтрационной консолидации. Гидростатическое давление в водной толще и в толще высокопористых осадков, обладающих свойствами жидкости [14], воздействует лишь на упругое сжатие, следы которого в пробах, поднятых на борт, установить не удается. Однако в точных расчетах, в которых фигурирует естественная плотность осадков, это увеличение плотности с повышением гидростатического давления необходимо учитывать, исходя из значений коэффициентов сжимаемости воды. Основная, легко фиксируемая составляющая уплотнения обусловлена фильтрационной консолидацией, интенсивность которой зависит не от величины давления, а от градиента гравитационных потенциалов поровой воды, формирующегося в толще осадков.

На донной поверхности градиент гравитационного потенциала из-за горизонтальности уровня океана практически равен нулю. С погружением осадков в результате осадконакопления в их толще может возникнуть градиент гравитационного потенциала, обусловливающий фильтрацию поровой воды. Градиент гравитационного потенциала в толще осадков возникает при превышении литостатического давления над гидростатическим. Однако из-за высокой пористости осадков, особенно кремнистых и кремнисто-глинистых, что связано с агрегатной структурой, формирующейся, как показано выше, еще в процессе седиментогенеза, их плотность лишь незначительно превышает плотность морских вод. Так, средняя плотность кремнисто-глинистых плейстоценовых осадков 1,20-1,23 г/см^3; карбонатных 1,26-1,28 г/см^3 при средней плотности морской воды 1,03-1,04 г/см^3. Из сравнения данных по плотности следует, что градиент гравитационного потенциала, формирующийся под воздействием литостатического

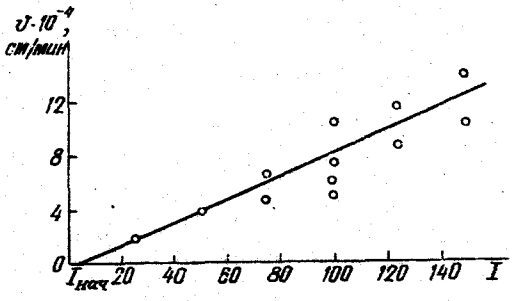


Рис.1. Зависимость между скоростью фильтрации v и гидравлическим градиентом I для плейстоценовых кремнисто-глинистых осадков зоны Кларион-Клиппертон при неизменной величине коэффициента фильтрации в течение всего испытания (фильтрация воды в образце ведется снизу вверх, испытание начинается с минимальных значений гидравлического градиента $I_{нач}$)

давления, не превышает 0,16-0,25 в интервале 0,1-1,0 м. В то же время начальный градиент фильтрации, определенный в лаборатории (рис.1), при подаче воды в глинистые водонасыщенные осадки снизу вверх, что в какой-то степени имитирует процесс элизии, оказался равным 10 [2]. Такое соотношение градиентов гравитационного потенциала и начального градиента фильтрации обусловливает отсутствие или весьма слабое проявление процессов фильтрационной консолидации, что отражается в сохранении практически постоянной плотности (рис.2) и пористости донных осадков и отложений на глубину до нескольких сотен метров [19].

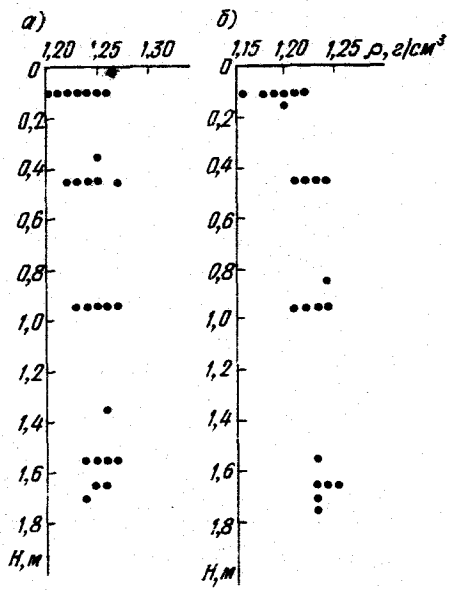


Рис.2. Изменение плотности ρ глинистых (а) и кремнисто-глинистых (б) миоцен-четвертичных осадков в зависимости от глубины залегания (ниже донной поверхности) H

Плотность глинистых осадков с примесью аморфного кремнезема позднемиоцен-четвертичного возраста, по данным около 1000 определений, равна 1,20-1,28 г/см^3, а в среднем 1,23-1,25 г/см^3 при пористости 81-89 %. Пористость 80-84 % при плотности 1,18-1,25 г/см^3 сохраняется и для кремнисто-глинистых отложений среднего - верхнего эоцена, залегающих на глубине до 95 м [19]. Тем не менее, даже в условиях практически полного отсутствия уплотнения с глубиной, что свойственно почти всем глубоководным кремнистым и кремнисто-глинистым осадкам [18-20], по мере их "старения" происходит формирование слабых цементационных связей. Прочность на сдвиг и индекс тиксотропной чувствительности таких осадков увеличивается при значительном снижении коэффициента структурного упрочнения. Особенно заметное увеличение прочности происходит в верхней части разреза неоген-четвертичных кремнисто-глинистых осадков, что хорошо видно на диаграммах статического зондирования, полученных в восточной части региона донной установкой УГИ

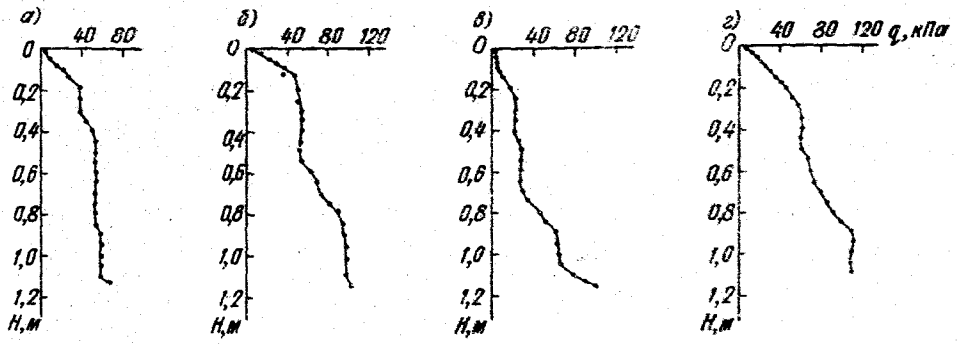


Рис.3. Характерные диаграммы статического зондирования для разреза глинистых и и кремнисто-глинистых миоцен-четвертичных осадков: а, б, в и г – станции УАО3 (точка зондирования 2), УАО4 (точки зондирования 10 и 19) и УАО5 (точка зондирования 14) H – глубина зондирования, м; q – удельное сопротивление грунта под конусом зонда

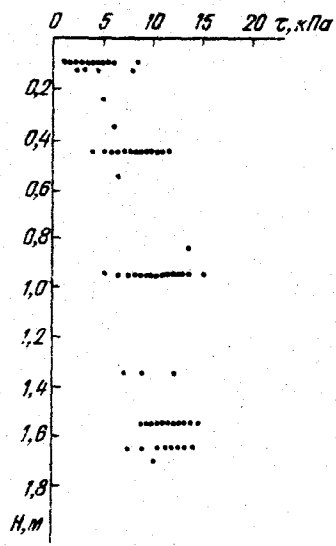


Рис.4. Изменение сопротивления вращательному срезу τ глинистых миоцен-четвертичных осадков в зависимости от глубины залегания (ниже донной поверхности) H

(рис.3). Здесь в интервале 0–0,1 м удельное сопротивление осадка под конусом зонда изменяется, как правило, от 0 до 20 кПа, увеличиваясь на глубине 1 м до 60–120 кПа.

Сопротивление сдвигу, определенное методом вращательного среза, увеличивается с 1,0 до 15,0 кПа на глубинах от 0,1 до 1,7 м (рис.4). Постепенное повышение прочности с глубиной закономерно. Так, в скважине 163 [19] прочность на сдвиг (вращательный срез) среднеэоценовых кремнисто-глинистых отложений на глубине 55 м составила 27,2 кПа.

Формирование слабых цементационных связей, видимо, связано с перераспределением кремнезема в осадках, что отражается в составе поровых вод в увеличении на порядок по сравнению с придонной водой содержания растворенного кремнезема: в придонной воде его характеризует величина 7,2–9,6 мг/л, в поровых водах оно увеличивается от 17 мг/л, в придонных слоях до 107 мг/л в зоне кремнеобразования [9, 21]. В целом между твердой и жидкой фазой осадков в условиях отсутствия фильтрационной консолидации в поддонном слое мощностью 100–200 м сохраняется термодинамическое равновесие фаз. Глубже за счет повышения давления и температуры система достигает критического состояния по Гиббсу и происходит термодинамическое расслоение вещества с формированием неоднородностей.

В разрезе скважины 163 [19], например, этот процесс, по-видимому, проявился в образовании на глубинах 100-140 м, в толще тугопластичных осадков, довольно многочисленных тонких кремнистых прослоев [13]. В какой-то мере сходные процессы под влиянием высокого всестороннего давления имеют место при выплавке металлов [11].

Кремнисто-глинистые осадки подвергаются фильтрационной консолидации лишь как исключение под влиянием нагрузки вышележащих пород. Однако процесс этот не выходит из своей начальной стадии. Так, в скважине 161 [19] под 200-метровой толщей карбонатных отложений плотностью до 1,8 г/см^3 плотность кремнисто-глинистых отложений (радиоляритов) позднеэоценового возраста близ контакта с подстилающими базальтами на глубине 236 м достигла 1,61-1,65 г/см^3 при пористости 69-79 %. По критериям, используемым на суше [1], такие грунты относятся все еще к "слабым" грунтам. Кремнистые прослои и в таких толщах представляют собой инженерно-геологические неоднородности.

Литогенез океанских карбонатных осадков характеризуется несколько более интенсивным уплотнением с глубиной, что, по-видимому, связано с их меньшей удельной поверхностью и существенно более низкими начальными градиентами фильтрации.

Плотность "чистых" карбонатных осадков изменяется от 1,29-1,56 г/см^3 при пористости 67-85 % в миоцен-плейстоценовых слоях, слагающих донную поверхность, до 1,52-1,92 г/см^3 при пористости 51-66 % в олигоценовых-верхнемеловых слоях на глубинах 50-200 м по скважинам 159, 160, 161, 163 [19]. Прочность карбонатных отложений на сдвиг при этом растет от 1,5-5 до 60-120 кПа, т.е. слабые карбонатные осадки превращаются в полутвердые отложения, приближаясь по прочности к полускальным породам [13]. Плотность и прочность глинисто-карбонатных отложений на тех же глубинах в большинстве случаев характеризуется несколько более низкими значениями, чем для "чистых" карбонатных [7].

Формирование состава и инженерно-геологических свойств пород осадочной толщи происходило также за счет регрессивного литогенеза, особенно в эпохи перерывов в осадконакоплении, когда происходил размыв океанского дна.

Так, палеоген-миоценовые глинисто-карбонатные отложения, слагающие основную часть разреза осадочной толщи зоны Кларион-Клиппертон, связаны постепенными переходами с перекрывающими темно-коричневыми землистыми цеолитсодержащими глинами, являющимися, по-видимому, продуктами их подводного выщелачивания. Не вдаваясь в анализ вещественного состава "материнских" пород и отложений подводных кор выветривания, что уже выполняется рядом исследователей [17], приведем данные по текстуре и некоторым физико-механическим свойствам покровных глин, которые, по нашему мнению, являются доказательством гальмиролитического происхождения последних. При визуальном осмотре рассматриваемых глин обнаруживается их макропористость. Макропоры содержат свободную воду, которая в небольшом количестве выделяется из образцов.

Макропористость также отражается в физических свойствах. Плотность рассматриваемых глин в ряде случаев ниже, чем плотность осадков самого верхнего разжиженного слоя, составляя в восточной части региона в среднем 1,20 г/см^3 (по данным 12 определений), при минимальных значениях 1,11-1,16 г/см^3. Средняя плотность верхнего разжиженного слоя осадков 1,25 г/см^3. (минимальная - 1,20-1,21 г/см^3). В то же время средняя прочность (вращательный срез) для самого верхнего и полужидкого конкрециеносного слоя ниже на порядок, чем у макропористых глин. В верхней части разреза глин с миоценовой фауной, залегающих на карбонатных отложениях, макропористость глин исчезает, средняя плотность увеличивается до 1,27 г/см^3, а средняя прочность уменьшается почти в два раза (до 6,7 кПа). Этот слой мог образоваться в результате переотложения глин коры выветривания карбонатов.

Отличие "древних" глин и карбонатных отложений от более молодых осадков также весьма существенно и по тиксотропным свойствам. По мере появления цементационных связей у более древних отложений их коэффициент относительного тиксотропного упрочнения уменьшается от 0,73 для миоцен-четвертичных глинистых осадков до 0,24 у верхнеолигоцен-миоценовых глин и 0,17 у глинисто-карбонатных отложений среднего эоцена-олигоцена [7].

На участках дна, где макропористые глины выходят на донную поверхность, на них нередко формируются глинисто-железомарганцевые корки мощностью до 10-13 см, отличающиеся от субстрата повышенной прочностью. Удельное сопротивление пенетрации для корок составляет 521-1400 кПа.

Железомарганцевые конкреции также представляют собой своеобразную кору выветривания, образующуюся на участках размыва вокруг отдельных ядер.

Тектонические движения земной коры в Северо-Восточной котловине Тихого океана проявились в формировании блоковой структуры океанского ложа по густой сети разломов. Относительные тектонические перемещения по гигантским разломам субширотного простирания сформировали своеобразную "клавишную" структуру, состоящую из блоков протяженностью 4-5 тыс.км шириной 2-2,5 км, приподнятых друг относительно друга на 300-500 м [5]. Одним из таких блоков и является впадина Кларион-Клиппертон, граничащая через разлом Кларион на севере с впадинами Южно-Гавайской и Молокаи-Кларион, на юге через разлом Клиппертон с поднятием Гагарина и впадиной Клиппертон-Галапагос.

Базальтовое ложе впадины Кларион-Клиппертон, в свою очередь, системой разломов субширотного и субмеридионального простираний расчленено на блоки, вытянутые вблизи разломов Кларион и Клиппертон в субширотном направлении, а на удалении от них - в субмеридиональном.

Наиболее интенсивные тектонические подвижки осуществлялись по сбросам субширотного простирания вблизи гигантских разломов, окаймляющих впадину Кларион-Клиппертон, что нашло свое отражение в формировании цепей крупных абиссальных холмов и гор высотой до 300-2500 м. С разломами связаны процессы вулканизма и магматизма, проявившиеся в формировании вулканов центрального типа и трещинного излияния магмы на поверхность. Относительные

блоковые перемещения на удалении от гигантских разломов с амплитудами 100–300 м обусловили создание системы горстов и грабенов, выражающихся в донном рельефе грядами, овальными холмами и разделяющими их ложбинами шириной 2–10 км, вытянутыми в близмеридиональном направлении. В основании и на склонах приподнятых блоков в ряде случаев на донную поверхность выходят базальты, образуя крутые, почти отвесные уступы высотой до нескольких десятков метров, и перекрывающие их дочетвертичные отложения, прочность которых в несколько раз превышает прочность покровных осадков. В большинстве же случаев блоковое строение ложа в осадочном чехле отражается складчатыми нарушениями типа брахиантиклиналей. Имеет место и облекающая слоистость осадков, перекрывающих межблоковые разрывные нарушения.

Высокопористые осадки и отложения осадочного чехла полностью насыщены водой морского типа, формирующейся в процессе седиментогенеза и литогенеза. Существенного изменения общего химического состава вод, захороненных вместе с осадками не происходит [9].

В кремнистых (кремнисто-глинистых) осадках только увеличивается содержание в поровых водах (растворенного) кремнезема, а в карбонатных осадках происходит перераспределение катионов между твердой и жидкой фазами с увеличением содержания на несколько единиц или десятков миллиграмм-эквивалентов на килограмм кальция и соответствующее уменьшение магния в поровом растворе. Отмечаются незначительные изменения и других ингредиентов химического состава, что, впрочем, практически не отражается на общей минерализации поровых вод, весьма близкой к минерализации океанских вод (34,9–35,7 г/л), только щелочность вод несколько ниже: так pH = 6,8÷7,2, против 7,0–8,4 в придонном слое [9].

Несмотря на то, что химический состав и физико-химические свойства поровых вод в свободном объеме относительно придонных океанских вод изменяются незначительно, коррозионная активность пористой водонасыщенной среды донных осадков повышается по отношению к морской среде. Повышение коррозионной активности установлено непосредственными замерами Н.А.Куринного по потере массы стального стержня. Видимо, донные осадки, обладающие весьма высокой удельной поверхностью, выступают в роли катализатора, усиливающего способность поровых вод к коррозии металлов.

Геологические процессы и явления, имеющие инженерно-геологическое значение, возникают под влиянием двух основных факторов: современных вертикальных движения земной коры и гидродинамики водной толщи океана. Об интенсивных современных вертикальных подвижках земной коры можно судить по рельефу дна, имеющему довольно резкие формы, особенно вблизи гигантских разломов Кларион и Клиппертон, с вертикальными базальтовыми уступами высотой в несколько десятков метров в основании приподнятых тектонических блоков. Вертикальные движения нарушают равновесие осадков на склонах. Сдвигающие гравитационные силы, направленные параллельно склону, увеличиваются пропорционально синусу угла наклона. При достижении напряжений, превышающих критические, начинается течение грунтов по склонам. Напряжения, превышающие соп-

ротивление сдвигу, вызывает оползни; на скальных склонах могут происходить обвалы, следами которых являются обломки базальтов, залегающих на современных осадках. Поднятия донной поверхности приводят к нарушению равновесия между размерами агрегатов, слагающих донную поверхность, и скоростями придонных течений и вызывают размыв вершин и склонов гряд с формированием придонных потоков наносов и переотложением их в депрессиях.

Особенно интенсивные перемещения осадков во взвешенном состоянии течениями и гравитационные процессы на склонах подводных возвышенностей могут возникнуть в процессе добычи железомарганцевых конкреций под влиянием взмучивания, сброса и осадков, поднятых вместе с конкрециями добычным судном, в водную толщу океана, подработки склонов подводных возвышенностей и других нарушений природного залегания грунтов.

Инженерно-геологические условия подводной добычи конкреций, сформировавшиеся под влиянием вышеперечисленных процессов, характеризуются как сложные. Сложность их обусловлена, во-первых, широким развитием с поверхность весьма слабых осадков, обладающих низкой несущей способностью и высокой коррозионной активностью к металлам. Осадки под влиянием механического воздействия способны к разжижению, течению на склонах, взмучиванию. Во-вторых, наряду со слабыми осадками, донная поверхность сложена относительно прочными "древними" осадочными породами и базальтами океанского ложа, слагающими крутые, часто отвесные склоны большой протяженности. По оценкам специалистов и данным придонного теле- и фотопрофилирования, относительная площадь выходов базальтов на донную поверхность составляет около 10 % [17], что также говорит о неоднородности инженерно-геологических условий.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. А м а р я н Л.С. Свойства слабых грунтов и методы их изучения. М.: Недра, 1990. 220 с.

2. Б е в з ю к В.М., Т е с т о в а Н.П. Лабораторное определение водопроницаемости глубоководных глинистых грунтов // Методы изучения физико-механических свойств донных отложений Мирового океана / ПГО "Севморгеология". Л., 1989. С. 38-46.

3. Б о г д а н о в Ю.А., Г у р в и ч Е.Г., Л и с и ц и н А.П. Биогенная дифференциация осадочного материала и вопросы зональности пелагической седиментации в Тихом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 102-113.

4. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.

5. Г о л о в и н с к и й В.Н. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.

6. И в а н о в В.Н., К о н д р а т е н к о А.В. Инженерно-геологические условия района Кларион-Клиппертон // Кайнозойское морское осадконакопление и рудогенез: Сборник статей / ПГО "Севморгеология". Л., 1984. С. 72-85.

7. Изменчивость придонного слоя Тихого океана в районе развития железомарганцевых конкреций / Т.А.Демидова, Е.А.Контарь, А.М.Беляев, И.И.Солтановский // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 9. С. 42-52.

8. Козлов С.А. Изучение структурных особенностей глубоководных океанских отложений // Кайнозойское морское осадконакопление и рудогенез: Сборник статей / ПГО "Севморгеология". Л., 1984. С. 19-28.

9. Куринный Н.А. Поровые воды глубоководных донных осадков и особенности их изучения // Методы изучения физико-механических свойств донных отложений Мирового океана: Сборник статей / ПГО "Севморгеология". Л., 1989. С. 86-91.

10. Лисицин А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.

11. Любов Б.Я. Кинетическая теория фазовых превращений. М.: Металлургия, 1989. 263 с.

12. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

13. Неизвестнов Я.В. Общая инженерно-геологическая классификация донных грунтов океана // Методы изучения физико-механических свойств донных отложений Мирового океана: Сборник статей / ПГО "Севморгеология". Л., 1989. С. 47-58.

14. Неизвестнов Я.В., Бронин В.Н. Теоретические основы инженерной геологии глубоководных областей океана // Там же. С. 7-18.

15. Орлова Л.В. Характеристика донных осадков приэкваториальной зоны Тихого океана // Геолого-физические исследования в Тихом океане / ПГО "Севморгеология". Л., 1985. С. 60-68.

16. Результаты океанологических исследований в восточной части тропической зоны Тихого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 293 с.

17. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций в Мировом океане. М.: Недра, 1987.

18. Hamilton E.L. // Jorn. of sediment. Petrology. 1976. Vol. 46. P. 289-300.

19. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wastington. 1973. Vol. 16. 949 p.

20. Keller G.H. // In Marina sci Vol. 2. Deep Sea sediment. Phys. and Mech propert. V.4. London. 1974. P. 77-100.

21. Sayles F.L., Manhein F.T. // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39. P. 103-127.