

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

© 2021 г. М. А. Левитан<sup>а</sup>, \*, Т. Н. Гельви<sup>а</sup>, Л. Г. Домарацкая<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,  
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2020 г.

После доработки 10.11.2020 г.

Принята к публикации 05.12.2020 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена Мексиканского залива по данным глубоководного бурения. Обсчет соответствующих карт, включающих изопахиты, объемным методом А.Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Выявлено возрастание роли терригенных отложений в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Возможные причины этого явления могут быть связаны с эволюцией гидрографической сети США, историей четвертичного оледенения, колебаниями уровня Мирового океана.

**Ключевые слова:** Мексиканский залив, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, массы сухого осадочного вещества, объемы, массы осадков в единицу времени, карбонатные осадки, терригенные осадки, фэн Миссисипи

**DOI:** 10.31857/S0016752521100046

Настоящая статья является частью большого проекта по плейстоценовым отложениям подводных окраин Мирового океана (Левитан и др., 2018, 2019, 2020<sub>1,2</sub> и др.). В этом проекте отдельно рассматриваются неоплейстоцен, т.е. средний и поздний плейстоцен ( $Q_{2+3}$ , округленно 0.01–0.80 млн лет), и эоплейстоцен или ранний плейстоцен [ $Q_1$ , округленно 0.80–1.80 млн лет по “старой” шкале, (Gradstein et al., 2004)].

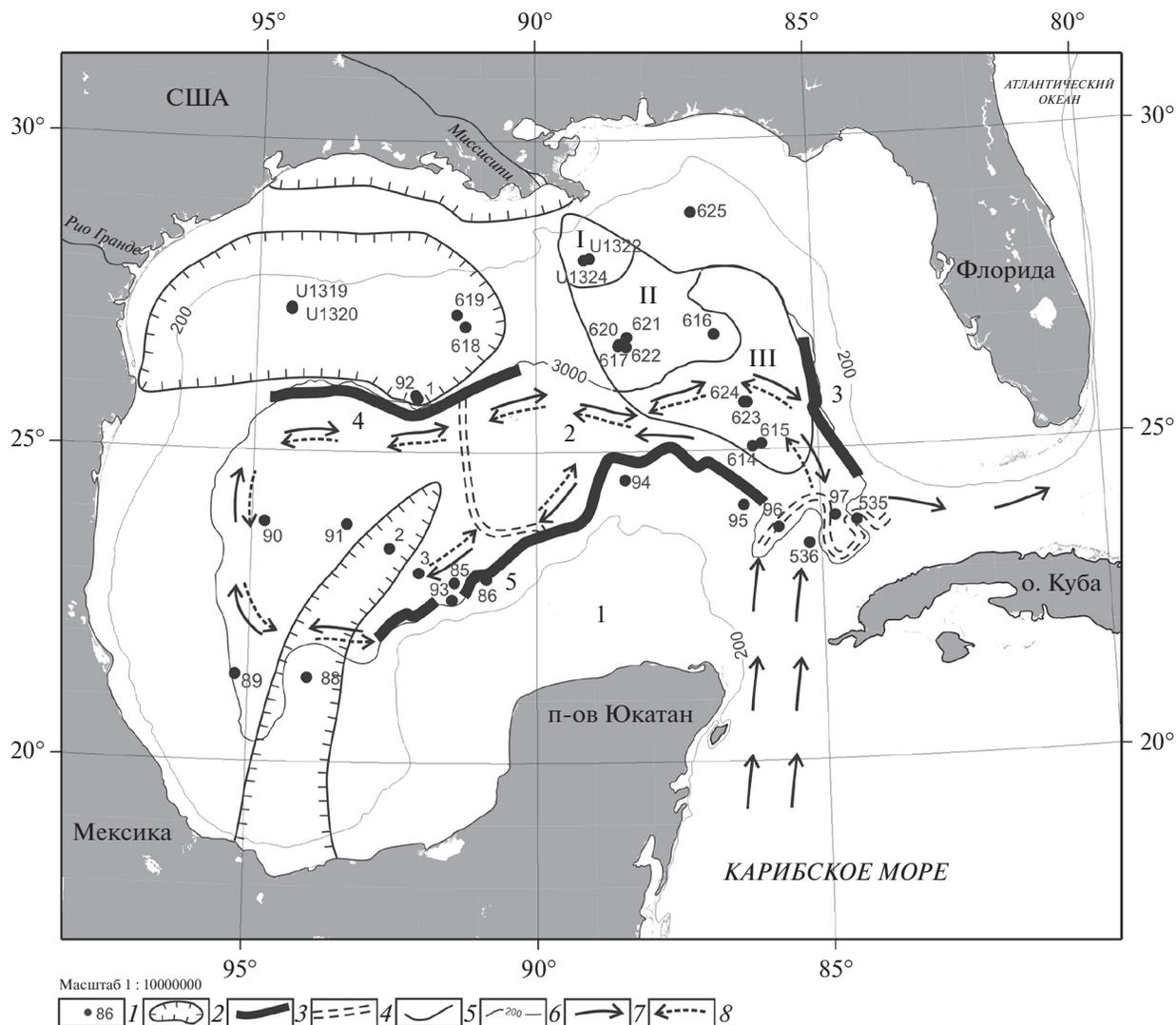
Мексиканский залив относится к типичным пассивным континентальным окраинам Атлантического океана с хорошо выраженными широкими шельфами, разнообразными континентальными склонами и подножьями, а также с глубоководной котловиной. Этот геологический объект отличается хорошей изученностью, однако огромные скорости седиментации в неоплейстоцене существенно затрудняют построение литолого-фациальных карт с изопахитами. Вероятно, поэтому в научной литературе их нет, а предлагаемые в данном разделе картографические построения в значительной степени носят гипотетический характер, особенно для эоплейстоценовых отложений.

### СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Как уже отмечалось, в Мексиканском заливе хорошо развиты континентальные шельфы, отличающиеся особенно большой шириной к запа-

ду от Флориды (Флоридская банка), к западу от дельты Миссисипи и к северу от полуострова Юкатан (банка Кампече) (рис. 1). В глубоководных ограничениях континентальных склонов обращают на себя внимание три эскарпа, возможно, эрозионного происхождения: эскарпы Флориды, Сигсби и Кампече (рис. 1, Bouma et al., 1983). Глубже 3000 м расположена котловина Сигсби, максимальная глубина которой достигает 3800 м. В настоящее время ее поверхностный рельеф представлен фэном Миссисипи в восточной части и абиссальной равниной Сигсби – в западной. Современный фэн Миссисипи состоит из трех частей: верхнего, среднего и нижнего фэнов (рис. 1). В каждом из них существует сложная система каналов и намывных валов (channel-levée complexes), а также пространств между этими комплексами (overbanks). В более древние отрезки четвертичного периода внешние границы фэна располагались южнее и гораздо дальше на запад (Bouma et al., 1986, рис. 1). В западной половине северной континентальной окраины Мексиканского залива и в юго-западной части бассейна находятся поля развития диапиров, сложенных каменной солью позднеюрского возраста (Ewing et al., 1969, рис. 1). Они росли даже в плейстоценовое время, создавая сложный рельеф сочетания куполов и межкупольных впадин и депрессий.

С некоторой долей условности можно утверждать, что северная половина Мексиканского зали-



**Рис. 1.** Расположение скважин глубоководного бурения в Мексиканском заливе. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – области развития соляных диапиров; 3 – эскарпы; 4 – древние границы фэна Миссисипи; 5 – границы современных частей фэна Миссисипи; 6 – изобаты (в м); 7 – поверхностные течения; 8 – придонные течения. I – верхний фэн; II – средний фэн; III – нижний фэн. 1 – банка Кампече; 2 – котловина Сигсби; 3 – эскарп Флориды; 4 – эскарп Сигсби; 5 – эскарп Кампече. Дополнительные объяснения даны в тексте.

ва относится к субтропическому климатическому поясу, а южная – к тропическому. Рассматриваемый бассейн – один из наиболее тепловодных в Мировом океане: среднемесячная температура его поверхностных вод колеблется от +17.6°С в феврале до +30.1°С в августе ([www.weatherarchive.ru](http://www.weatherarchive.ru)). Нельзя не отметить, что в Мексиканском заливе часто зарождаются тропические ураганы, обрушивающиеся на южное побережье США.

В заливе выделяются две основные водные массы, горизонтальная циркуляция в которых совершенно различна. В поверхностной водной массе, занимающей объем водной толщи от поверхности моря до 1200 м, господствует антициклонический круговорот, иногда называемый в

публикациях на русском языке Петлевидным течением (Gulf Loop) (рис. 1). Оно продолжает Юкатанское течение Карибского моря, огибает банку Кампече и поворачивает на запад. Далее, следуя общей морфологии рельефа, поворачивает к северу и, затем, на восток и на юг, где по проходу между Кампече и Флоридой впадает во Флоридское течение (DeHaan, Sturges, 2005).

В глубоководной водной массе (от 1200 м до дна), напротив, развит циклонический круговорот. Здесь поток воды, выходящий на глубине из Юкатанского пролива, следует на север вдоль континентальной окраины Флориды, затем вдоль континентальных окраин, соответственно, севера, запада и юга Мексиканского залива устремля-

ется на юг и далее выходит во Флоридский пролив (DeHaan, Sturges, 2005).

Мексиканский залив относится к бассейнам с небольшой первичной продукцией: почти на всей его площади (за исключением прибрежных районов) ее величина составляет порядка 3.0–3.5 г С/м<sup>2</sup>/год, а вблизи береговой линии (особенно рядом с дельтой Миссисипи) возрастает до 4.5–5.0 г С/м<sup>2</sup>/год. Важно отметить, что для района подводной дельты Миссисипи отмечена четкая положительная корреляция между первичной продукцией и суммой нитратов и нитритов в морской воде (Lorenz et al., 1997).

Основными источниками снабжения Мексиканского залива терригенным материалом являются реки. Главную роль при этом играет объединенная гидрологическая система рек Миссури и Миссисипи, занимающая третье место в мире по суммарной длине. Площадь водосборного бассейна составляет более половины площади равнинной части США южнее Канады. До 1960 г. твердый сток был равен около 400 млн т/год (Meade, Moody, 1984). Позже река была сильно зарегулирована и твердый сток сократился примерно на 10%. Здесь важно отметить, что истоки обеих рек находятся вне гористой зоны, расположенной на западе США. Среди водотоков – поставщиков терригенного осадочного вещества – следует указать также на многочисленные небольшие реки полуострова Флорида, штата Техас и на р. Рио Гранде, в своем нижнем течении разделяющую США и Мексику.

Распределение осадков поверхностного слоя на дне Мексиканского залива выглядит следующим образом (Емельянов и др., 1989–1990): континентальные окраины северной части бассейна и северная половина дна котловины Сигсби сложены терригенными осадками, причем пески прибрежной зоны на шельфах сменяются алевритами, которые на внешнем шельфе быстро уступают место алевритово-пелитовым и пелитовым илам, доминирующим на склонах и в абиссали. Содержание СаСО<sub>3</sub> в них, как правило, не превышает 10–15%. Южнее роль карбонатов возрастает, и в южной части котловины и на шельфах Южной Флориды и запада Мексиканского залива отлагаются, в основном, слабокарбонатные тонкие илы с содержанием СаСО<sub>3</sub> порядка 20–40%. Наконец, дно банки Кампече занято биогенно-обломочными карбонатами, а ее склон – фораминиферо-кокколитовыми илами.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В Мексиканском заливе глубоководное бурение проведено в следующих рейсах: DSDP №№ 1 (скважины №№ 1–3) (Ewing et al., 1969), 10 (сква-

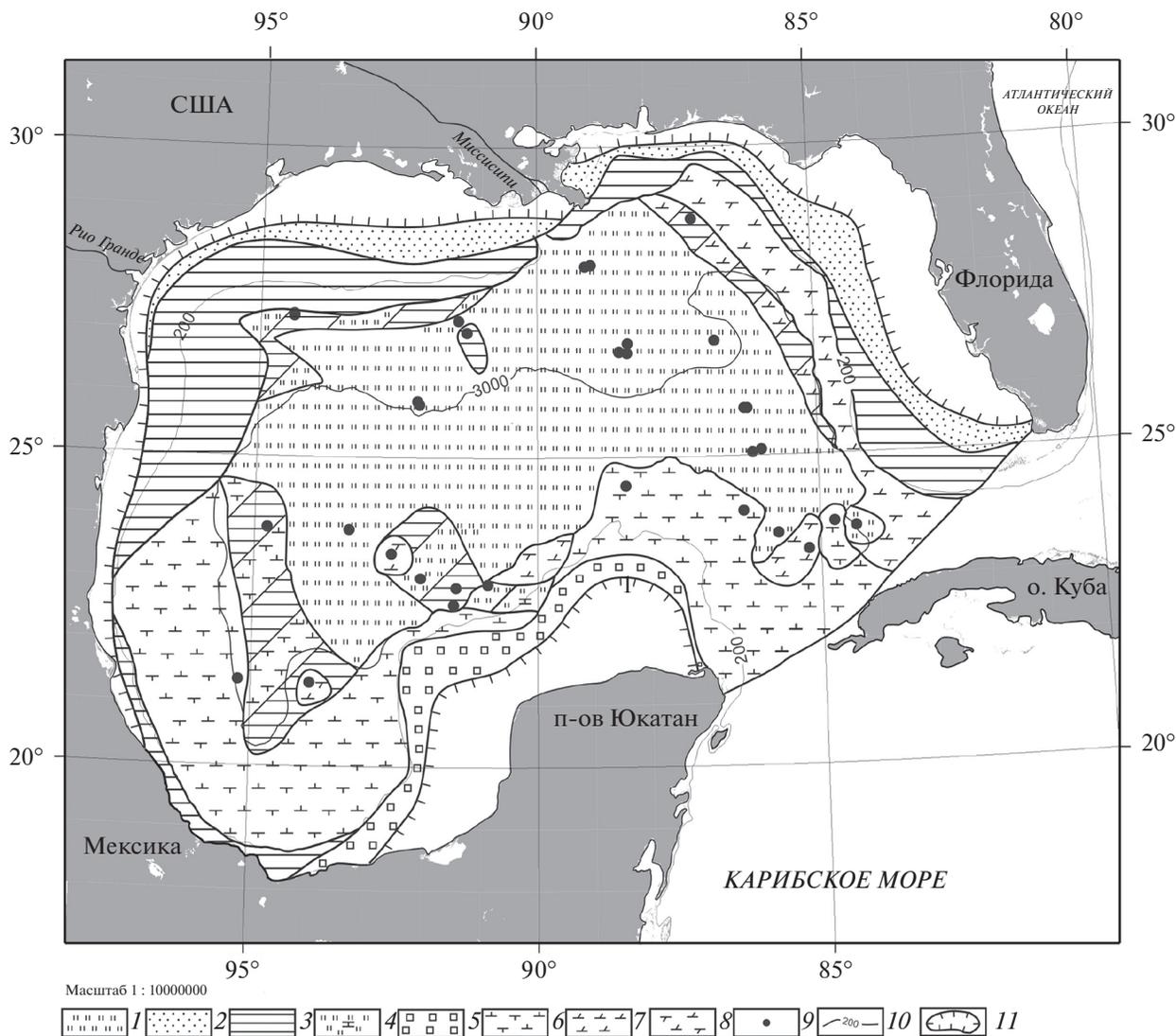
жины №№ 85–97) (Worzel et al., 1973), 77 (скважины №№ 535–540) (Buffler et al., 1984), 96 (скважины №№ 614–624) (Bouma et al., 1986); ODP №№ 100 (скв. 625) (Rabinowitz et al., 1985); IODP № 308 (скважины №№ U 1319–U 1324) (Flemings et al., 2005). На рис. 1 показаны: расположение скважин глубоководного бурения, контуры современного фэна Миссисипи, границы древнего фэна, контуры полей развития соляных диапиров в пределах бассейна, эскарпы, течения в поверхностной и глубинной водных массах.

Были построены литолого-фациальные карты и схемы изопакит для нео- и эоплейстоцена масштаба 1 : 10000000 в равноплощадной поперечной азимутальной проекции, при этом в качестве батиметрической основы использовалась карта ГЕБКО, опубликованная в 2004 г. ([www.gebco.org](http://www.gebco.org)). С целью получения количественных критериев седиментации вышеупомянутые карты были обработаны с помощью объемного метода.

Необходимо отметить, что построение литолого-фациальных карт, особенно для эоплейстоцена, осуществлялось не только по фактическим данным, но и, в большой степени, по нашим гипотетическим (модельным) соображениям. Дело в том, что скорости седиментации в Мексиканском заливе чрезвычайно высоки. Например, для осадков, накопившихся в течение МИС (морских изотопных стадий) 2–4 в фэне Миссисипи, они нередко превышают 1000 см/тыс. лет без учета уплотнения (Bouma et al., 1986) и, как правило, возраст осадков в забое не выходит за пределы позднего неоплейстоцена. В районе скв. 615 мощность плейстоценовых отложений, судя по геофизическим данным, достигает 1.5 км (Bouma et al., 1986). В некоторых скважинах, вскрывших турбидитовый комплекс, удалось определить соотношение мощностей между неоплейстоценом и эоплейстоценом. Например, в скв. 91 мощность неоплейстоценовых осадков равна 415 м, а эоплейстоценовых – 95 м. В скв. 96 неоплейстоценовые отложения слагают 650 м, а видимая мощность эоплейстоцена составляет 85 м (ниже – перерыв до олигоцена) (Worzel et al., 1973). Следовательно, достоверных данных очень мало и авторы приняли гипотезу о том, что в мощных терригенных комплексах соотношение мощностей неоплейстоцена и эоплейстоцена составляет, видимо, 4 : 1.

#### ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В истории четвертичного осадконакопления в Мексиканском заливе большую роль играли колебания положения уровня моря. Современная береговая линия – результат, в основном, последледникового глобального подъема этого уровня, прекратившегося после среднеголоценового оптимума. В соответствии с ледниково-межледни-



**Рис. 2.** Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений Мексиканского залива. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – пески; 3 – гемипелагические глины; 4 – карбонатные турбидиты; 5 – карбонатно-обломочные осадки; 6 – фораминиферо-кокколитовые илы; 7 – кокколитовые глины; 8 – фораминиферо-кокколитовые глины; 9 – скважины глубоководного бурения; 10 – изобаты (в м); 11 – древняя береговая линия.

ковыми циклами уровень моря поднимался во время межледниковий и, в меньшей степени, интергляциалов и падал во время оледенений. В неоплейстоценовое время максимальные амплитуды положения уровня моря в Мексиканском заливе составляли от  $-120$  до  $+20$  м (Davis, 1991), при этом его средний уровень, по нашим оценкам, был равен примерно  $-70$  м. В эоплейстоцене гляциоэвстатические колебания уровня моря были существенно меньше, чем в неоплейстоцене, а его среднее положение составляло примерно  $-40$  м.

**Неоплейстоцен.** На составленной литолого-фациальной карте неоплейстоценовых отложений Мексиканского залива (рис. 2) береговая линия условно помещена на современную глубину  $70$  м и довольно сильно смещена в сторону моря по

сравнению с современной ситуацией. На северо-западном, северном и восточном средних шельфах были развиты терригенные пески, сменявшиеся на внешних шельфах крупными алевритами и, в основном, мелкоалевритовыми, алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. На банке Кампече накапливались органогенно-обломочные карбонатные осадки практически без литогенной примеси.

Верхняя часть континентального склона Западной Флориды была ареной накопления глинистых фораминиферо-кокколитовых илов, а нижний склон был занят переслаиванием глинистых наноилов и гемипелагических глин, причем считается, что эти глины получали вещество для своего формирования из мощного нефелоидного

слоя, существовавшего над фэном Миссисипи, главным образом, в периоды оледенений (Rabinovitz et al., 1985).

Континентальные склоны Луизианы, Техаса и Северной Мексики в неоплейстоцене были покрыты чехлом гемипелагических глин, вещество для которых поставлялось твердым стоком рек, а далее подхватывалось на границах шельфов и континентальных склонов илистыми потоками (mud flows) и перемещалось на нижние батиметрические горизонты. Мористее пояса глин сменялся тонкими терригенными турбидитами, источниками вещества для которых, помимо определяющей роли речной системы Миссури–Миссисипи, служили реки Техаса и Северной Мексики, особенно Рио Гранде. Континентальные склоны юго-западной и южной частей залива были устланы фораминиферо-кокколитовыми илами.

Огромное поле тонкозернистых терригенных турбидитов, занимающее центральную часть залива, состоит из нескольких частей. На северном континентальном склоне (вероятно, до 90° западной долготы) и в котловине Сигсби господствует фэн Миссисипи. Для осадков, слагающих его верхнюю, среднюю и нижнюю лопасти, типично преобладание алевритово-пелитовых и пелитовых разностей с прослоями силта. Песков относительно мало. Гравийно-песчаный материал встречается, преимущественно, в основании разрезов каналов, характеризую стадии их врезания. Достаточно характерно сочетание литологических разностей, вскрытых в скв. 622 и 623: 5% песка, 60–65% полосчатых силтов и алевритово-пелитовых илов, 20–25% массивных пелитовых и алевритово-пелитовых илов (Vouma et al., 1986). Содержание CaCO<sub>3</sub>, представленных остатками раковин фораминифер и кокколитами, не превышает обычно 15%. Развиты биотурбационные, горизонтально-слоистые и градиционные текстуры. Иногда наблюдаются деформации, связанные с подводными оползнями.

Как правило, осадки фэна Миссисипи обогащены кварцем (Mazullo, 1986) и в них наблюдается повышенное отношение плагиоклазов к калиевым полевым шпатам (Zemmels, Cook, 1973). Судя по минералогическим данным, часть обломочных минералов в фэн Миссисипи поставляется не только из питающей провинции р. Миссисипи, но и реками Западной Флориды (Mazullo, 1986).

Тонкозернистые турбидиты нижнего континентального склона Техаса сосредоточены, в основном, в межкупольных впадинах и отличаются, естественно, крайне неравномерным распределением мощностей. Для них характерно несколько повышенное содержание калиевых полевых шпатов (Zemmels, Cook, 1973).

Наконец, на траверзе р. Рио Гранде нижний склон и крайняя западная часть котловины Сигсби заняты тонкозернистыми терригенными турби-

дитами, для которых типичны слегка повышенные содержания обломочных карбонатов (Zemmels, Cook, 1973).

На юго-западе бассейна вышеуказанные поля развития фораминиферо-кокколитовых илов и терригенных турбидитов разделяются меридионально вытянутой полосой переслаивающихся пачек фораминиферо-кокколитовых илов и гемипелагических глин. На северо-западном континентальном подножье банки Кампече найдены терригенно-карбонатные турбидиты, вмещающие обломки доломитизированных известняков средней части мела из Юкатанской карбонатной платформы (Worzel et al., 1973).

В неоплейстоценовых осадках западной части бассейна практически постоянно в качестве акцессорной примеси встречаются вулканические стекла, чье происхождение связано с извержениями вулканов Центральной Америки.

Перед описанием распределения мощностей неоплейстоценовых отложений Мексиканского залива следует остановиться на их специфике. Полная мощность осадков неоплейстоцена вскрыта бурением, главным образом, в западной части бассейна и на континентальном склоне Северной Флориды.

Для турбидитового комплекса полная мощность установлена на его западном окончании (скв. 91, мощность 415 м) и на юго-восточном окончании (скв. 96, мощность 650 м). В верхнем фэне Миссисипи вскрыта видимая мощность неоплейстоценовых отложений, равная 607 м (скв. U 1324), при этом возраст слоев осадков в забое составляет всего лишь 65 тыс. лет (Flemings et al., 2005). Во всех остальных скважинах известны лишь верхние части неоплейстоценового разреза, составляющие, как правило, несколько сот метров. Рассчитанные по стратиграфическим данным скорости седиментации (без учета уплотнения) колеблются от 50 см/тыс. лет (скв. 91) до более 1000 см/тыс. лет (скв. 616, 621, 622). По геофизическим данным предполагается, что в северной части нижнего фэна Миссисипи (в районе скв. 615) мощность неоплейстоценовых отложений может достигать 1200 м. В межсолянокупольных впадинах на континентальном склоне Техаса мощность неоплейстоцена (с учетом явлений подводного оползания), вероятно, составляет от 300 до 400 м.

Чрезвычайно интересны материалы по колебаниям скоростей седиментации во впадинах на континентальном склоне Техаса. Так, в скв. 619 скорости седиментации без учета уплотнения (в см/тыс. лет) в голоцене (МИС 1) были равны 41.7, в МИС 2 – 194.5, в МИС 3 – 23.8, в МИС 4 – 76.0. Соответствующие значения по скв. U 1322 составляют: 89–180, 1220, 320 и более 1600 см/тыс. лет. Таким образом, весьма четко выявлена связь между климатическими колебаниями, на основе которых выделены морские изотопные стадии, и ско-

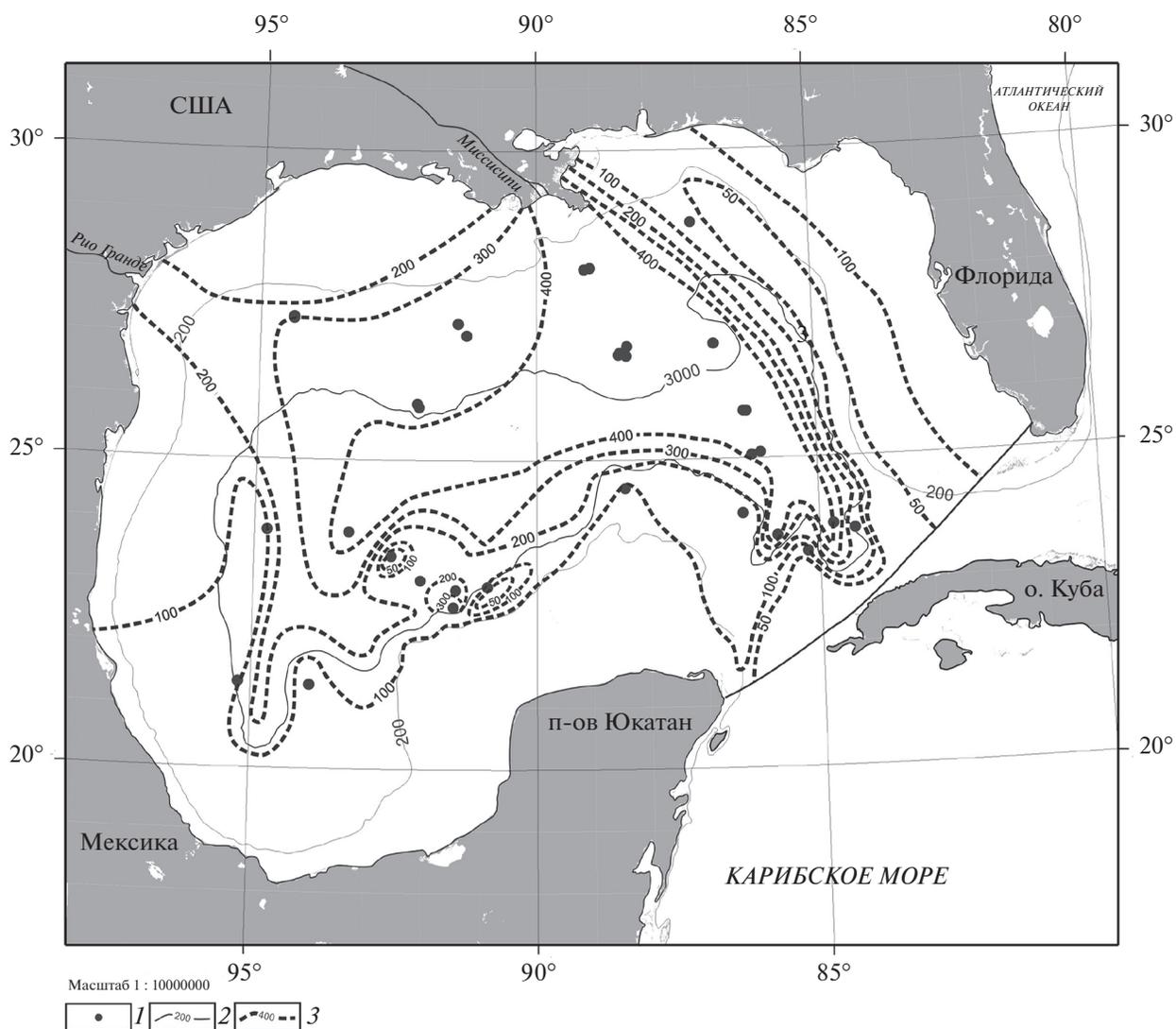
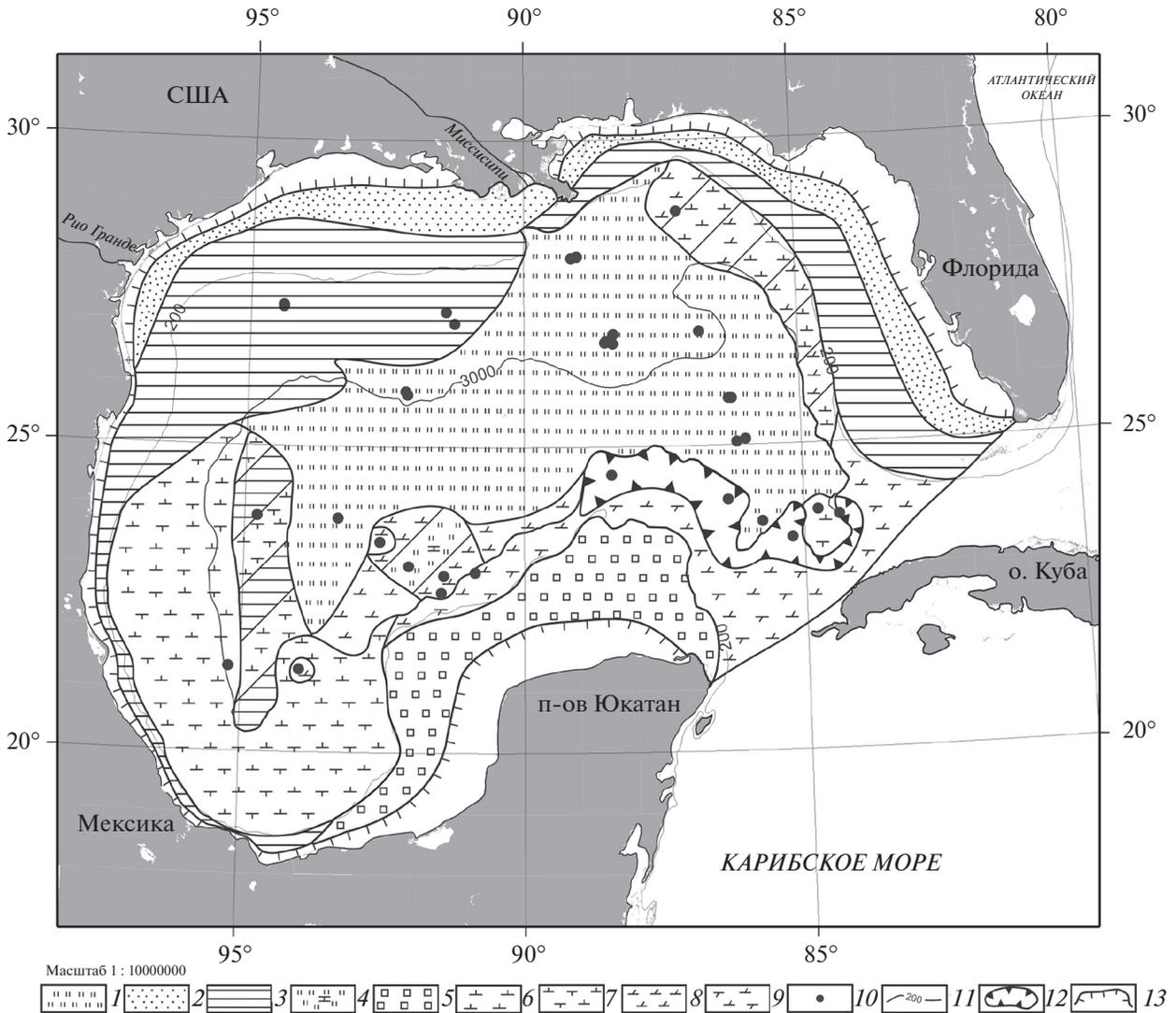


Рис. 3. Схема изопахит неоплейстоценовых осадков. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изобаты (в м); 3 – изопахиты (в м).

ростями седиментации: для нечетных стадий, характеризующихся относительными потеплениями и подъемом уровня моря, типичны пониженные скорости седиментации, а для четных (с противоположными характеристиками) – повышенные.

С учетом вышеизложенных материалов рассмотрим составленную нами схему расположения изопахит неоплейстоценовых отложений (рис. 3). Необходимо отметить, что в областях развития солянокупольной тектоники развит очень расчлененный рельеф и требуются весьма детальные геолого-геофизические данные для построения карт изопахит. Поскольку такими данными авторы не располагают, то для этих областей при схематическом картировании мощностей принят принцип интер- и экстраполяции максимальных мощностей неоплейстоценовых отложений, аккумулярованных в межкупольных впадинах.

Итак, на шельфах Флориды и Луизианы, а также на банке Кампече мощности составляют от 50 до 100 м. Шельфы Техаса и Северной Мексики обладают более мощным чехлом неоплейстоценовых отложений – от 100 до 200 м. В верхней части континентального склона Флориды и участками на континентальном склоне банки Кампече встречаются участки развития маломощного покрова неоплейстоцена – 50 м и менее. В основном, однако, на континентальных склонах мощности возрастают по направлению к депоцентру, находящемуся в глубоководной котловине Сигсби, и составляют 200–400 м и более. Наибольшие мощности на рис. 3 околнурены изопахитой 400 м, но при анализе необходимо иметь в виду приведенные выше материалы о полной мощности неоплейстоценовых отложений и понимать, что местами в фэне Миссисипи эта величина может превышать 1000 м и даже больше.



**Рис. 4.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений Мексиканского залива. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – пески; 3 – гемипелагические глины; 4 – карбонатные турбидиты; 5 – карбонатно-обломочные осадки; 6 – кокколитовые илы; 7 – фораминиферо-кокколитовые илы; 8 – кокколитовые глины; 9 – фораминиферо-кокколитовые глины; 10 – скважины глубоководного бурения; 11 – изобаты (в м); 12 – область отсутствия осадков; 13 – древняя береговая линия.

**Эоплейстоцен.** Выше уже отмечалось, что в большом числе скважин, пробуренных в Мексиканском заливе, не удалось вскрыть эоплейстоценовые отложения из-за огромной мощности неоплейстоцена. Однако в юго-восточной части бассейна осадки эоплейстоцена отсутствуют по другой причине: здесь как минимум в 4–5 скважинах обнаружен перерыв в седиментации между отложениями верхнего неоплейстоцена и неогеновыми или даже олигоценными осадками (рис. 4). Поэтому надежных данных об эоплейстоцене очень мало и составленная нами литолого-фациальная карта (рис. 4), скорее, является гипотетической схемой или моделью на качественном уровне.

В эоплейстоцене береговая линия располагалась, видимо, на глубине, не превышающей 40 м.

В общих чертах литолого-фациальные карты нео- и эоплейстоцена очень похожи (рис. 2 и 4). Проще не описывать карту эоплейстоцена в деталях, а указать на основные отличия от неоплейстоценовой карты. Они заключаются, во-первых, в наличии области отсутствия осадков данного возраста на юго-востоке бассейна (рис. 4); во-вторых, в том, что на континентальном склоне Флориды накапливались более карбонатные осадки (переслаивающиеся глинистые наноилы и наноилы); в-третьих, в смещении северо-западной границы поля развития турбидитов в юго-восточном направлении. Остальные отличия не носят существенный характер.

Вероятно, более важными являются различия в мощностях. Сравнение рис. 3 и 5 показывает, что в

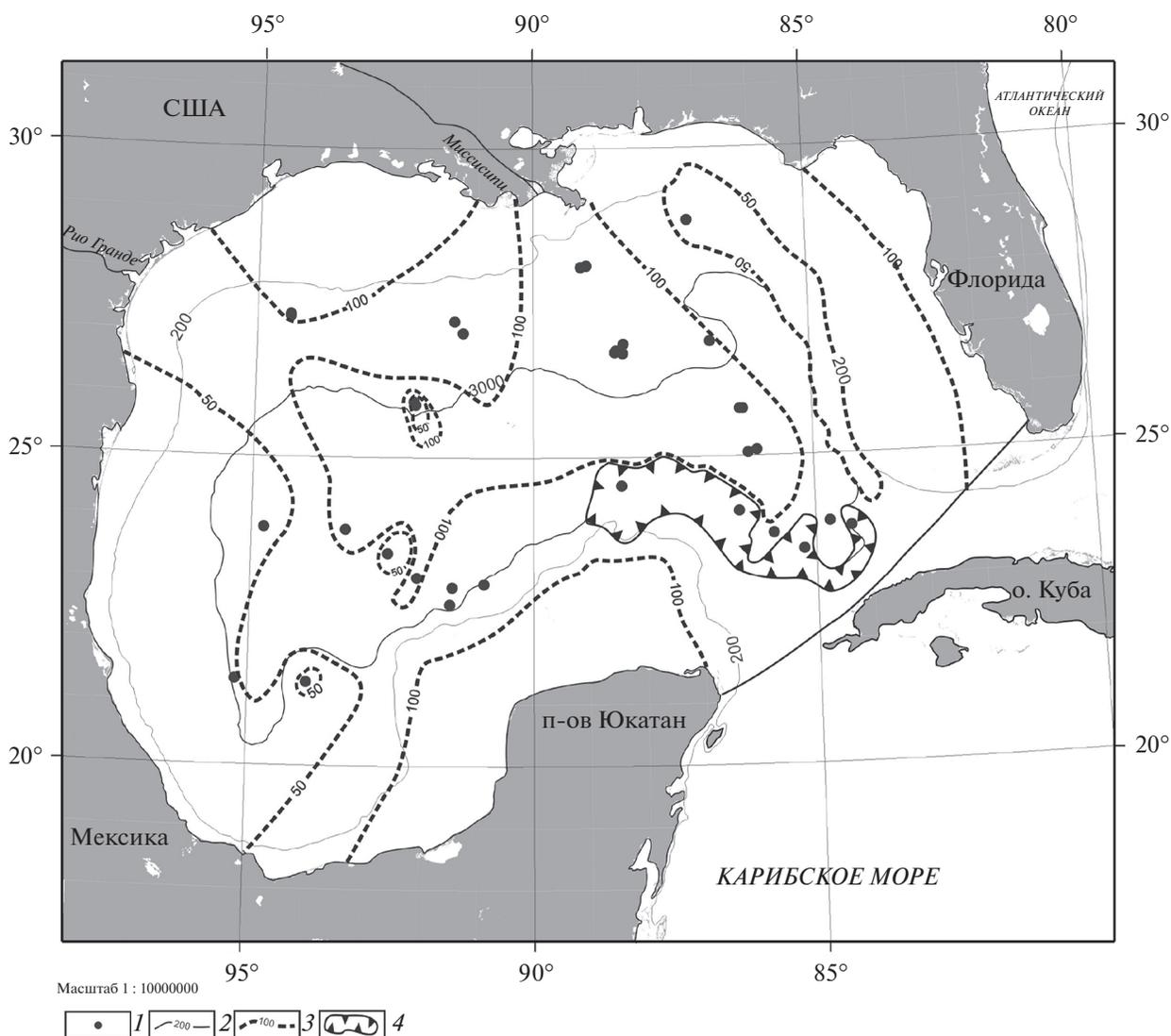


Рис. 5. Схема изопахит эоплейстоценовых осадков. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изобаты (в м); 3 – изопахиты (в м); 4 – область отсутствия осадков.

эоплейстоцене (несмотря на его большую продолжительность чем неоплейстоцена) изопахита 200 м оконтуривает совсем небольшую площадь в районе эскарпа Сигсби. Изопахиты 300 и 400 м отсутствуют. Наконец, как отмечалось выше, на юго-востоке залива в нижней части континентального склона и на континентальном подножье закартирована площадь с “нулевыми” мощностями.

**Количественные параметры седиментации.** В табл. 1 приведены данные по площадям и объемам закартированных осадков. В неоплейстоцене площадь распространения осадков составила 1179.1 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 239.6 тыс. км<sup>3</sup>. По убыванию площадей получился такой ряд: терригенные турбидиты (462.3 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферово-кокколитовые илы (262.0 тыс. км<sup>2</sup>), гемипелагические глины (173.2 тыс. км<sup>2</sup>), фораминифе-

рово-кокколитовые глины (66.8 тыс. км<sup>2</sup>). Другие типы осадков, включая их переслаивания, занимают меньшую площадь. По уменьшению объемов (в процентах от общего объема неоплейстоценовых осадков) ряд выглядит следующим образом: терригенные турбидиты (62.1), гемипелагические глины (16.0), фораминиферово-кокколитовые илы (12.0), все остальные осадки – менее 3.5% каждый (табл. 1).

В эоплейстоцене площадь распространения осадков составила 1193.8 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 114.2 тыс. км<sup>3</sup>. Область отсутствия осадков равна 32.4 тыс. км<sup>2</sup>. По убыванию площадей получился такой ряд: гемипелагические глины (318.8 тыс. км<sup>2</sup>), терригенные турбидиты (307.6 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферово-кокколитовые илы (243.6 тыс. км<sup>2</sup>), карбо-

**Таблица 1.** Площади ( $S$ , тыс. км<sup>2</sup>) и объемы ( $V$ , тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений Мексиканского залива

Возраст	Пески		Гемипелаг. глины		Терриг. турбидиты		Форам.- наноилы		Форам.- наноглины		Нано- глины		Карбонатно- обломочные отложения		Карбо- натные турбидиты		Наноилы		Все осадки	
	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$
Неоплей- стоцен	54.4	7.7	280.0	38.3	506.8	148.8	307.5	28.8	66.8	4.5	23.2	4.5	47.2	3.5	6.4	0.1	0	0	1179.1	239.6
Эоплей- стоцен	89.8	8.9	318.8	25.1	307.6	42.5	243.6	10.8	94.0	7.7	79.2	3.7	97.6	14.0	20.0	0.6	47.2	0.9	1193.8	114.2

**Таблица 2.** Массы сухого осадочного вещества ( $M$ ,  $10^{18}$  г) и скорости накопления ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет) плейстоцено- вых отложений Мексиканского залива

Возраст	Пески		Гемипелаг. глины		Терриг. турбидиты		Форам.- наноилы		Форам.- наноглины		Наноглины		Карбонатно- обломочные отложения		Карбонатные турбидиты		Наноилы	
	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$
Неоплей- стоцен	8.3	10.5	27.6	34.9	188.6	238.7	21.6	27.3	3.2	4.0	3.1	3.9	3.5	4.4	0.1	0.1	0	0
Эоплей- стоцен	10.7	10.7	20.7	20.7	59.5	59.5	9.2	9.2	5.8	5.8	2.8	2.8	15.5	15.5	0.8	0.8	0.7	0.7

натно-обломочные отложения ( $97.6$  тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферо-кокколитовые глины ( $94.0$  тыс. км<sup>2</sup>). Другие типы осадков, включая их переслаивания, занимают меньшую площадь. По уменьшению объемов (в процентах от общего объема эоплейстоценовых осадков) ряд выглядит следующим образом: терригенные турбидиты ( $37.2$ ), гемипелагические глины ( $22.0$ ), карбонатно-обломочные отложения ( $12.3$ ), все остальные осадки – менее  $10.0\%$  каждый (табл. 1).

Пересчет объемов натуральных осадков в массы сухого осадочного вещества ( $M$ ,  $10^{18}$  г) был произведен с учетом материалов по влажности и плотности натуральных осадков, приведенных в вышеперечисленных отчетах по рейсам глубоководного бурения.

Затем массы были пересчитаны в скорости накопления ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет) с учетом принятой продолжительности (Gradstein et al., 2004) неоплейстоцена ( $0.79$  млн лет) и эоплейстоцена ( $1.0$  млн лет) (табл. 2).

По массам осадки неоплейстоцена убывают в следующем ряду: терригенные турбидиты ( $188.6 \times 10^{18}$  г), гемипелагические глины ( $27.6 \times 10^{18}$  г), фораминиферо-кокколитовые илы ( $21.6 \times 10^{18}$  г). Массы сухого осадочного вещества в других типах осадков составляют менее  $10 \times 10^{18}$  г. Естественно, что именно в этом ряду убывают и скорости накопления (табл. 2).

В эоплейстоцене массы сухого осадочного вещества по убывающей образовали такой ряд: терригенные турбидиты ( $59.5 \times 10^{18}$  г), гемипелагиче-

ские глины ( $20.7 \times 10^{18}$  г), карбонатно-обломочные отложения ( $15.5 \times 10^{18}$  г), пески ( $10.7 \times 10^{18}$  г). Массы сухого осадочного вещества в других типах осадков составляют менее  $10 \times 10^{18}$  г. В таком же ряду убывают и скорости накопления (табл. 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представляется логичным обсудить полученные результаты отдельно для аккумуляции терригенных и карбонатных осадков.

**Терригенная седиментация.** Как следует из всего вышеизложенного и, особенно, из табл. 2, в изученном регионе (особенно в его северной части), безусловно, в плейстоцене доминировала терригенная седиментация. Скорость накопления терригенного вещества в неоплейстоцене превышала скорость накопления карбонатного материала в 8 раз, а в эоплейстоцене – в 3 раза.

При этом ведущую роль играла поставка терригенного материала флювиальными потоками, среди которых, без сомнения, преобладала объединенная речная система Миссисипи–Миссури. Именно эта система поставила абсолютно большую часть терригенного вещества, образовавшегося из материала турбидных течений грандиозный плейстоценовый фэн Миссисипи. Нельзя не отметить, что его площадь в плейстоцене была гораздо больше, чем в голоцене и в современную эпоху (Vouza et al., 1986). Помимо этого фэна необходимо отметить обширные поля развития гемипелагических глин, которые, судя по детальным литологическим описаниям в отчетах по глубоковод-

водному бурению, накапливались в основном из нефелоидного слоя над внешними шельфами и континентальными склонами севера Мексиканского залива. Оставшаяся часть пелитового материала распространялась в верхних горизонтах водной толщи и разносилась предшественниками тех течений, которые существуют и сейчас (см. раздел “Современные условия седиментации”).

Обсчет данных табл. 2 показал, что отношение скорости накопления терригенного вещества в неоплейстоцене к этому же параметру в эоплейстоцене равно 3.0. При этом изменилась и структура терригенной седиментации: если в неоплейстоцене отношение масс сухого осадочного материала терригенных турбидитов к массе гемипелагических глин составляло 6.8, то в эоплейстоцене — только 5.6. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом не только резко выросла скорость накопления терригенного вещества, но и изменилось соотношение между основными агентами его аккумуляции. Нельзя не отметить, что точно такие же выводы принесло изучение плейстоценовой пелагической седиментации в Тихом океане (Левитан и др., 2013).

Что же явилось причиной, вызвавшей столь резкое возрастание потоков терригенного материала и смену структуры агентов аккумуляции в бассейне Мексиканского залива в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом? Следует еще раз подчеркнуть, что даже самые верхние притоки системы Миссисипи—Миссури не дренируют очень активный в неотектоническом отношении горный пояс Кордильер. Относительно слабая неотектоническая активность Аппалачей (Roag et al., 1989), скорее всего, не в состоянии объяснить наблюдаемый феномен. Гляциоизостатическое поднятие после определенных периодов оледенений было наиболее мощным после позднего висконсина (МИС 2) (Andrews, 1991) и, соответственно, также не может служить важной причиной описанного явления. Тем не менее, ранняя дегляциация со скоростями воздымания до 10 м/100 лет внесла свой вклад.

Выше на основе материалов отчетов по рейсам глубоководного бурения в Мексиканском заливе было доказано, что скорости седиментации в фэне Миссисипи и во впадинах на северном континентальном шельфе заметно возрастали в периоды оледенений и падали — в периоды межледниковий. В неоплейстоцене наиболее сильное оледенение на территории США произошло в позднем висконсине и по масштабам оно намного превосходило все предшествовавшие оледенения плейстоцена (Ehlers, Gibbard, 2012). На юге граница распространения Лаврентийского ледникового щита доходила до 36° с.ш. Сопровождавшие это оледенение поля развития мощных перигляциальных отложений размывались верх-

ними притоками Миссисипи—Миссури и осадочный материал в значительной степени доходил до Мексиканского залива. Представляется, что, возможно, именно это обстоятельство во многом объясняет описываемый феномен.

Дополнительным объяснением может явиться история колебаний уровня Мирового океана в заливе, с его повышениями во время межледниковий, падениями в периоды оледенений и общим трендом падения от эоплейстоцена к неоплейстоцену (Davis, 1991). Такие изменения базиса эрозии для гидрологической системы США, действительно, могли сыграть свою роль в изменениях потока поступавшего в бассейн терригенного вещества.

Повышение относительной роли турбидных потоков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, безусловно, было связано с резким возрастанием самого потока осадочного вещества с водосборного бассейна в бассейн седиментации.

**Карбонатная седиментация.** В Мексиканском заливе карбонатные осадки в плейстоцене, как и в современную эпоху, были распространены в южной части бассейна (рис. 2 и 4). Среди карбонатных литотипов явно доминировали планктонные отложения, состоящие, главным образом, из раковинок планктонных фораминифер и кокколитов (табл. 1 и 2). Отмечены редкие птероподы. Река Рио Гранде поставляла небольшое количество обломочных карбонатов. На банке Кампече в четвертичное время накапливались карбонатно-обломочные бентогенные отложения, сложенные в основном раковинами двустворчатых моллюсков и гастропод. По каньонам континентального склона этой банки временами сходили турбидные потоки карбонатного вещества, представленного не только плейстоценовыми раковинами шельфовых моллюсков, но и средне меловыми скелетными формами карбонатной платформы Кампече.

В среднем карбонатность эоплейстоценовых отложений выше, чем неоплейстоценовых. Интересно, что в неоплейстоценовых терригенных осадках в периоды межледниковий на фоне уменьшавшихся потоков терригенного вещества возросла относительная роль карбонатных раковинок планктонных организмов, т.е. имело место, главным образом, пассивное обогащение карбонатами за счет сокращения разубоживания литогенным веществом. Увеличение продуктивности карбонатов в эвфотическом слое играло второстепенную роль.

Отношение суммарной скорости накопления карбонатов в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом равно 1.2. Таким образом, в Мексиканском заливе продукция карбонатных организмов в неоплейстоцене была несколько выше, чем в эоплейстоцене. Вероятно, это явле-

ние здесь следует связать с ростом поступления питательных веществ с речным стоком (см. раздел “Современные условия седиментации”).

Наблюдаются определенные изменения в структуре карбонатного осадконакопления в течение плейстоцена: заметно возросла роль планктоногенной седиментации по сравнению с бентогенной и формированием карбонатных турбидитов (табл. 2). Необходимо признать, что данных по бентогенным карбонатам совершенно недостаточно, т.к. материалов по бурению на шельфе банки Кампече у авторов нет (рис. 1). Однако суммарная скорость накопления планктоногенных карбонатов действительно выросла (табл. 2): отношение скоростей их аккумуляции в неоплейстоцене к величине этого же параметра в эоплейстоцене равно 2.2. Причина этого явления указана выше.

Более заметная роль карбонатных турбидитов на северо-западном континентальном склоне банки Кампече в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом может быть объяснена большей активностью тектонических движений в это время, что совпадает и с формированием области отсутствия эоплейстоценовых отложений на северо-восточном континентальном склоне (рис. 5).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мексиканский залив является частью системы подводных пассивных континентальных окраин Атлантического океана. Он отлично изучен в геолого-геофизическом отношении, в частности, в ходе шести рейсов глубоководного бурения. С некоторой долей условности можно считать, что северная часть исследуемого бассейна находится в субтропическом, а южная – в тропическом климатическом поясе. Соответственно, шельфы и континентальные склоны северной части являются сейчас и являлись в плейстоцене ареной, в основном, терригенной седиментации, а южной части – карбонатной.

В глубоководной части залива – котловине Сигсби – доминирует огромный фэн Миссисипи, сложенный, главным образом, тонкими терригенными турбидитами. Скорости осадконакопления в нем огромны и, особенно в ледниковые эпохи неоплейстоцена, достигали значений более 1000 м/тыс. лет. В эпохи межледниковий скорости седиментации заметно снижались.

Из-за этого многие скважины не только не достигли эоплейстоценовых отложений, но и остановились в осадках не старше позднего неоплейстоцена. Поэтому принятые нами соотношения мощностей нео- и эоплейстоцена основаны только на незначительном числе скважин и во многом являются гипотетическими, что сказалось и на убедительности ряда выводов.

Тем не менее, предполагается, что вывод о резком возрастании притока терригенного вещества в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом достаточно обоснован. Этот феномен, по нашему мнению, связан, прежде всего, с вовлечением в речную эрозию гидрологической системой Миссисипи–Миссури и другими реками огромных объемов верхнеооплейстоценовых перигляциальных рыхлых отложений. Меньшую роль при этом сыграли такие геологические процессы как ранняя дегляциация в конце МИС 2, неотектонические воздымания Аппалачей, колебания уровня Мирового океана на фоне его общего понижения в плейстоцене.

Увеличение скорости накопления карбонатных планктоногенных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом связано с увеличением поставки питательных веществ с речным стоком. Таким образом, возрастание карбонатности отложений межледниковий в неоплейстоценовое время и в современных осадках связано, прежде всего, с уменьшением поставки разубоживающего терригенного материала, а во вторую очередь – с увеличением продуктивности карбонатконцентрирующих организмов планктона. Более карбонатный состав планктоногенных отложений эоплейстоцена обусловлен исключительно резким падением поставки терригенного осадочного вещества по сравнению с неоплейстоценом.

*Статья написана при финансовой помощи гранта РФФИ № 17-05-00157 и Программы Президиума РАН I.49П. Работа выполнена по теме госзаказа № 0137-2016-0008.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Емельянов Е.М., Ильин А.В., Лисицын А.П. и др. (1989–1990) Типы донных осадков. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана (под ред. Удинцева Г.Б.). М.: МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР. С. 137.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Кольцова А.В. (2019) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Восточной Австралии. *Геохимия*. **64** (6), 634–643.
- Levitan M.A., Antonova T.A., Koltsova A.V. (2019) Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments from the East Australian continental margin. *Geochem. Int.* **57**(6), 698–708.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Кольцова А.В. (2020<sub>2</sub>) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной окраины Кордильер. *Геохимия*. **65**(5), 473–484.
- Levitan M.A., Antonova T.A., Koltsova A.V. (2020<sub>2</sub>) Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments of the Cordilleran submarine margin. *Geochem. Int.* **58**(5), 539–548.

- Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. (2013) Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане. *Геохимия*. (5), 387-395.
- Levitan M.A., Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gelvi T.N. (2013) Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the Pacific Ocean. *Geochem. Int.* **51**(5), 345-352.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. (2018) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря. *Геохимия*. (4), 321-335.
- Levitan M.A., Gelvi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.D. (2018) Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments of the Bering Sea. *Geochem. Int.* **56**(4), 304-317.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г. (2020<sub>1</sub>) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной окраины Анд. *Геохимия*. **65**(4), 392-404.
- Levitan M.A., Gelvi T.N., Domaratskaya L.G. (2020<sub>1</sub>) Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments of the Andean submarine margin. *Geochem. Int.* **58**(4), 435-446.
- Andrews J.T. (1991) Late Quaternary glacial isostatic recovery of North America, Greenland, and Iceland; A neotectonics perspective. In: Slemmons D.B., Engdahl E.R., Zoback M.D., Blackwell D.D. (eds.) (1991) Neotectonics of North America. Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., Decade Map Volume 1. P. 473-486.
- Bouma A.H., Coleman J.M., Meyer A.W. (1986) *Init. Repts. DSDP, 96*: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Buffler R.T., Schlager W. (1984) *Init. Repts. DSDP, 77*: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Coleman J.M., Roberts H.H., Stone G.W. (1988) Mississippi River Delta: An Overview. *J. Coastal Res.* **14**, 698-716.
- Davis R.A. (1991) *Sea-Level Change in the Gulf of Mexico*. Texas A&M University Press.
- DeHaan Ch.J., Sturges W. (2005) Deep cyclonic circulation in the Gulf of Mexico. *Journ. Phys. Oceanogr.* **35**, 1801-1812.
- Ehlers I., Gibbard P.I. (eds.) (2012) *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part II – North America*. Amsterdam: Elsevier.
- Ewing M., Worzel J.L., Burk C.A. (1969) *Init. Repts. DSDP, 1*: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Flemings P.B., Behrmann J.H., John C.M. and Expedition 308 scientists (2005) *Init. Repts. IODP, 308*: College Station TX (Ocean Drilling Program).
- Lorenz S.E., Fahnenstiel G.L., Redalje D.G., Lang G.A., Chen X., Dagg M.J. (1997) Variations in primary production of northern Gulf of Mexico continental shelf waters linked to nutrient inputs from the Mississippi River. *Marine ecology progress series.* **155**, 45-54.
- Mazzullo J. (1986) Sources of sand for the Mississippi Fan // In: Bouma A.H., Coleman J. M., Meyer A. W. *Init. Repts. DSDP, 96*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). P. 533-539.
- Poag C.W., Sevon W.D. (1989) A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. Middle Atlantic continental margin. *Geomorphology.* **2**(1-3), 119-157.
- Rabinovitz Ph.D., Merrell W.J., Garrison L.E., Kidd R.B. et al. (2005) *Init. Repts. ODP, 100*: College Station TX (Ocean Drilling Program).
- weatherarchive.ru
- Worzel J.L., Bryant W. (1973) *Init. Repts. DSDP, 10*: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- www.gebco.org
- www.weatherarchive.ru
- Zemmels I., Cook H.E. (1973) X-ray mineralogy studies of Leg 10 cores in the Gulf of Mexico. In: Worzel J.L., Bryant W. *Init. Repts. DSDP, 10*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). P. 337-373.