

УДК 551.8:551.351.2(262.5-16)

Н. В. Тюленева, И. А. Сучков

ИЗМЕНЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

N. V. Tyuleneva, I. A. Suchkov

HOLOCENE BOTTOM SEDIMENTS THICKNESS VARIATION IN THE NORTHWESTERN BLACK SEA SHELF

Наведено дані про потужності голоценових донних відкладів (давньо- і новочорноморський час), а також розраховані швидкості седиментації для розглянутих часових інтервалів в межах височин і депресій північно-західного шельфу Чорного моря. Охарактеризовано виявлені закономірності в розподілі та накопиченні відкладів на основі вивчення геоморфології шельфу та історії геологічного розвитку.

Ключові слова: потужності голоценових відкладів, темп седиментації, палеогеографія, північно-західний шельф Чорного моря.

Приведены данные о мощностях голоценовых донных отложений (древне- и новочерноморское время), а также рассчитаны скорости седиментации для рассматриваемых временных интервалов в пределах возвышенностей и депрессий северо-западного шельфа Черного моря. Охарактеризованы выявленные закономерности в распределении и накоплении осадков на основе изучения геоморфологии шельфа и истории геологического развития.

Ключевые слова: мощности голоценовых осадков, темп седиментации, палеогеография, северо-западный шельф Черного моря.

Data about Holocene bottom sediments thickness were obtained. Sedimentation rates on the elevations and depressions of Northwestern Black Sea shelf were calculated. Sediments distribution and accumulation features on the basis of geomorphologic and paleogeographic data were characterized.

Keywords: Holocene sediments` thickness, sedimentation rates, paleogeography, Northwestern Black Sea shelf.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-западный шельф Черного моря является весьма интересным районом для исследований, что объясняется, с одной стороны, его морфологическими особенностями и геологическим строением (полого-наклоненная субаэральная равнина), где хорошо и достоверно можно проследить ход трансгрессии, а с другой стороны, его экономико-хозяйственным значением.

Эта территория издавна привлекала к себе внимание ученых. Еще в конце XIX – первой половине XX ст. в работах Н. И. Андрусова были заложены основы современных представлений о биостратификации морских четвертичных отложений, а также приведены первые палеогеографические реконструкции и намечены соотношения черноморских отложений с соответствующими террасами Каспийского и Средиземного морей. Детализация истории геологического развития этого региона в позднем плейстоцене — голоцене была выполнена на основе работ таких исследователей как Л. В. Ищенко (1970), Е. Н. Невеский (1967), Л. И. Пазюк (1967, 1972), Ф. А. Щербаков

(1978), Е. Ф. Шнюков (1985, 1999), Ю. И. Иноземцев (1985, 2000), А. Ю. Митропольский (1982, 2008), В. А. Емельянов (1982, 2004), В. В. Янко-Хомбах (2007) и многих других. Изучение скоростей современного осадконакопления в разные годы проводилось Ф. А. Щербаковым (1973), Е. Ф. Шнюковым (1985), О. Е. Фесюновым (2000) и др.

Целью работы является анализ распределения мощностей донных отложений голоцена (древне- и новочерноморское время) и установление их взаимосвязи с рельефом поверхности дна северо-западного шельфа Черного моря.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. охарактеризован рельеф изучаемого района;
2. выполнено построение схем мощностей древне- и новочерноморских осадков;
3. полученные схемы сопоставлены с положениями палеобереговых линий;
4. рассчитаны скорости осадконакопления в рассматриваемые интервалы времени.

РАЙОН РАБОТ, МЕТОДЫ И ОБЪЕКТ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Северо-западная часть шельфа Черного моря расположена между Днестровско-Дунайским взморьем на западе, Днепровско-Днестровским междуречьем и Тендровско-Джарылгачьской косой на севере и полуостровом Тарханкут на востоке, ее ширина до 170 км, протяженность порядка 270 км. Линия, соединяющая устье южного (Георгиевского) рукава Дуная и Евпаторийский мыс, условно считается южной границей шельфа, его бровка обычно находится на глубине около 100 м и выражается в рельефе резким перегибом дна (до 20°) [15]. Максимальные глубины моря на рассматриваемом участке составляют –55 м, минимальные приурочены к прибрежным районам шельфа.

Результаты проведенных исследований базируются на фактическом материале, полученном морской геологосъемочной партией ГРГП «Причерноморгеология», а также лабораторией морской геологии и геохимии ОНУ имени И.И. Мечникова в период 1975–2006 гг. Работа также основана на обобщении существующих литературных источников, посвященных вопросам стратиграфии голоценовых отложений, геоморфологии, истории геологического развития. Изучение закономерностей изменения мощностей древне- и новочерноморских морских донных отложений на шельфе выполнено на основании данных 217 колонковых и более 600 вибропоршневых скважин.

Геоморфологическая характеристика северо-западного шельфа Черного моря.

Северо-западный шельф Черного моря и прилегающая суша имеют довольно сложную и многоэтапную историю развития, связанную с формированием Причерноморской и глубоководной Черноморской впадин. Обстановки осадконакопления в пределах рассматриваемого района изменялись под влиянием серий гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий. Рельеф района исследований унаследован от позднеплейстоценовой поверхности выравнивания и является реликтовым аккумулятивно-эрозионным. До начала черноморской трансгрессии поверхность северо-западного шельфа представляла собой аллювиальную равнину, с водораздельными пространствами, сложенными лессовидными суглинками. Она формировалась под влиянием неоднократных пере-

строек крупных палео-речных систем Дуная, Днестра, Южного Буга, Днепра и др. [2, 4, 16]. В ходе черноморской трансгрессии шельф был затоплен морем, а поверхность рельефа была частично выположена, благодаря накоплению осадков [14]. Рельеф шельфа представляет собой плоскость, наклоненную в юго-восточном направлении (угол наклона незначительный и составляет 1–30). Исследования шельфа, проведенные В.П. Зенковичем [3], Е.Н. Невесским [7], Ю.Г. Моргуновым [6] и другими, позволили установить, что по морфоструктурным особенностям рельеф шельфа во многом схож с рельефом, который сформировался до затопления этой территории морем. Поверхность шельфа усложнена системой палеодолин (палео-Дунай, палео-Днестр, палео-Днепр, палео-Южный Буг, палео-Каланчак), которые сформировались в условиях суши, когда весь район находился выше уровня моря, а также другими палеогеоморфологическими элементами рельефа, такими как палеотеррасы, бары, пересыпи, древние береговые линии. Формирование этой обширной выровненной поверхности произошло в предновозвксинское время, в период позднеюрмского материкового оледенения.

Основные элементы субаэрального рельефа, несмотря на частичную волновую переработку, сохранились и выражаются в рельефе исследуемой территории, хотя они и перекрыты слоем морских отложений. Водораздельные пространства совпадают с положительными элементами дна, а речные долины разного возраста и степени выработанности представлены в виде отрицательных форм. Хорошая сохранность субаэральной поверхности обуславливается особенностями условий, в которых проходила трансгрессия в голоценовое время. К таким особенностям относится отсутствие крутых перепадов в рельефе дна формировавшегося шельфа — затапливаемая аллювиальная равнина обладала достаточно плоским рельефом и пологими склонами долин; черноморская трансгрессия была достаточно быстрой по геологическим масштабам времени и носила скачкообразный характер, что нашло свое отражение в наличии на шельфе древних береговых линий [7, 13]. В морфологической структуре аллювиальной равнины как на суше, так и на шельфе широкое развитие имеют террасы наложенного типа. Наличие подобных террас на дне моря указывает на то, что морфодинамические процессы, связанные

с неоднократными перестроениями речных долин, развивались на огромной территории всего северо-западного шельфа Черного моря, в том числе и на поверхности современного шельфа, когда она в эпоху регрессий становилась сушей. На территории шельфа выделяются положительные и отрицательные формы рельефа, связанные в основном с реликтивными эрозионными и аккумулятивными субэральными образованиями. К положительным формам рельефа в пределах рассматриваемой территории относятся: Одесская и Днестровская банки, Будацкая, Западно-Тендровская и Днестровская возвышенности. Возвышенности представляют собой древние «водораздельные» пространства на шельфе, отличительной чертой которых является наличие столовых форм мезо- и микрорельефа [9]. Участки возвышенностей расположены на глубинах менее 30 м, в среднем в интервале глубин 17–23 м.

Одесская банка является крупнейшим аккумулятивным образованием шельфа, ее площадь составляет 178 км², она возвышается на 10–15 м от среднего уровня морского дна. От берега на севере банка отделяется Одесским желобом и удалена от береговой линии на расстоянии от 5 до 8 км. Она простирается на 50 км к западу от Кинбурнского полуострова, западное окончание находится в 20 км к востоку от г. Одесса. Глубины на наиболее мелководных участках банки составляют –5 м, в остальных местах –6–8 м. Банка расположена субпараллельно береговой линии. В пределах изобаты 10 м ширина банки составляет 8–10 км. Северный и западный склоны банки крутые (до 5°), южный склон пологий (1–2°). Ее верхняя часть сложена песчано-ракушечниковыми морскими осадками. Одесская банка начала формироваться в среднем плейстоцене. Она сложена в основном отложениями первой, второй и третьей надпойменных террас палео-Днепра и является подводным продолжением Кинбурнской косы.

Днестровская банка находится в пределах Днестровской возвышенности на шельфе и расположена в 12–16 км от берега, ее длина 12 км, ширина около 6 м, она простирается в меридиональном направлении. Средняя глубина моря над банкой 9–10 м. Банка имеет асимметричную форму — западный склон пологий, восточный — крутой.

Будацкая возвышенность расположена в 10 км от берега, перепады глубин на этом участ-

ке в среднем составляют 10 м. Минимальная глубина над поверхностью составляет –20 м. Западно-Тендровская возвышенность расположена в районе западной части Тендровской косы. Она простирается в субмеридиональном направлении и имеет асимметричную форму: в северной части ее ширина составляет 5 км, в южной — порядка 20 км. Глубина моря над возвышенностью составляет 20 м.

Морская абразионная терраса также относится к положительным формам рельефа. Ширина террасы колеблется от 6 км в районах развития абразионных берегов до полного ее отсутствия напротив пересыпей лиманов. Очертания внешней кромки террасы и береговой линии на большей части акватории повторяют друг друга. Абразионная терраса выработана волноприбоем в основном в неогеновых породах, в позднеплейстоцен-голоценовое время. Внешний край террасы лежит на глубинах моря 10–15 м, глубже крутизна склона увеличивается в 10–20 раз. В виде выступов на поверхности террасы выделяются оползневые блоки, которые представлены породами понтических известняков. Оползневые блоки образовались под воздействием абразионной волновой деятельности, и в последствии были затоплены морем [6].

К отрицательным формам рельефа относятся: Одесский желоб, долины палео-Днепра, палео-Днепра и палео-Сараты.

Одесский желоб имеет асимметричную, корытообразную форму в поперечном разрезе. Дно желоба постепенно понижается в западном направлении. Его ширина изменяется от 4,5 до 9 км, глубина в среднем составляет 12–15 м, максимальная 22 м. Желоб был выработан водами палео-Днепра и его притоком палео-Южным Бугом в позднем плейстоцене (предновозвксинская регрессионная фаза).

В центральной части шельфа расположена палео-долина Днепра. Максимальные глубины здесь отмечаются в южной части и составляют –30 м.

Долина палео-Днепра, так же как и долина палео-Днепра имеет явные очертания в рельефе морского дна. Эти понижения рельефа достаточно широкие (до 10–25 км), имеют корытообразную форму, с плоским и широким днищем и достаточно крутыми склонами (падение до 2 м/км). В их осевых зонах иногда прослеживаются палеоруслы. Уклон поверхности дна сейчас не превышает 0,3–0,5 м/км.

Участок палео-Сарата протягивается в субмеридиональном направлении и расположен на траверсе р. Дунай, находится западнее долины палео-Днестра. При более низком положении береговой линии данный участок представлял собой русло реки. У этой палеодолины гораздо лучше развита вершина, чем нижняя часть, которая в рельефе выражена слабо. Палео-Сарата представляет собой достаточно узкое понижение, шириной 3–5 км, с относительно крутым восточным склоном (примерно 0,2 м/км), который постепенно переходит в подводный склон о. Змеиный, западный склон более пологий. Перепады глубин на этом участке составляют от –25 до –45 м на 50 км. На глубине примерно 25–26 м, палеорусло расширяется (до 15–25 км), и в этом месте в верховья отходят три длинных узких рукава. Два восточных рукава тянутся к Днестровскому лиману, западный — к устью Килийского гирла Дуная. Неизвестно к какой реке принадлежит эта затопленная долина, однако предполагается, что один из ее рукавов был связан с Днестром [4].

К более мелким отрицательным формам рельефа относятся подводные продолжения балок: Чабанская, Малофонтанская, Большефонтанская, Люсдорфская, их длина от 800 до 1500 м, ширина до 500 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

Для выявления особенностей процесса современного осадконакопления на шельфе и его взаимосвязи с рельефом дна были построены схемы мощностей древне- и новочерноморских отложений, а также рассчитаны скорости седиментации.

Абсолютное датирование донных отложений, выполненное сотрудниками ГРГП «Причерноморгеология» [10], показывает, что временной интервал формирования древнечерноморских осадков находится в пределах от 10,5 до 7,1 тыс. лет назад. Накопление новочерноморских образований началось приблизительно 7 тыс. лет назад и продолжается в настоящее время.

Древнечерноморские донные отложения.

Согласно региональному стратиграфическому разделению отложений морской формации голоцена района исследований, к древнечерноморскому подгоризонту относятся бугазские и витязевские слои. Распределение мощностей осадков данного временного интервала представлено на схеме (рис. 1). Мощности древнечерноморских отложений изменяются в ши-

роких пределах и варьируют от 0,05 до 1 м на участках шельфа с глубинами более 35 м и от 1 до 10 м в северной части шельфа (палео-Днепр, палео-Днестр, палео-Сарата).

В этих районах мощности осадков намного больше, иногда на порядок выше, чем в южной части рассматриваемого района (интервал глубин 35–55 м). Мощности осадков в пределах палео-Днепра, палео-Днестра изменяются от 0,5 до 2 м, и от 5 до 10 м — в районе Одесского залива и Днепро-Бугского лимана. Максимальная мощность отмечается в Одесском заливе и составляет 18,2 м. В районе Одесской и Днестровской банок, а также полуострова Ягорлыцкий Кут древнечерноморские отложения отсутствуют, так как эти участки дна были относительно приподняты. Сопоставление схемы мощностей древнечерноморских осадков с положением реконструированной береговой линии бугазского времени (начало голоцена) [12] показало, что осадконакопление определялось наличием лиманов ниже современного уровня моря, в которых происходило отложение донных осадков повышенных мощностей. Так, контуры палео-Днепра очерчиваются изопакетами 1–2 м, палео-Днестра и палео-Сараты — 0,5–1 м.

Опираясь на данные результатов радиоуглеродных исследований голоценовых донных осадков [10], были определены темпы осадконакопления в древнечерноморское время. Длительность данного временного интервала в среднем составляет 3400 лет. Максимальная скорость седиментации отмечается в Одесском заливе и составляет 5,35 м/1000 лет, в Днепро-Бугском лимане — до 3,5 м/1000 лет, на Днестровском взморье — до 5,3 м/1000 лет, для палео-Сараты и палео-Днепра — до 0,8–0,6 м/1000 лет соответственно. На участке шельфа с глубинами более 35 м — до 0,3 м/1000 лет. Данные о средних скоростях накопления осадков приведены в таблице 1. Для таких участков как Одесский залив, Днепро-Бугский лиман, Днестровское взморье, палео-Днестр, Днепро-Бугский желоб, палео-Сарата и Западно-Тендровская возвышенность характерны повышенные скорости. В районе Западно-Тендровской возвышенности, в конце древнечерноморского времени, видимо, существовали благоприятные палеогеографические и геоморфологические условия для формирования повышенных мощностей донных отложений.

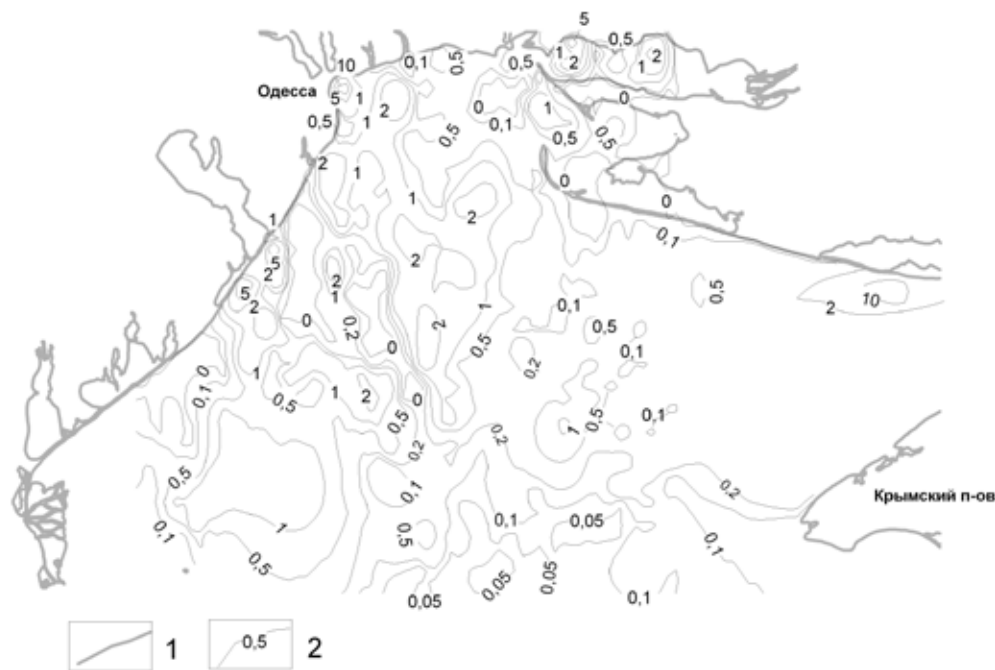


Рис. 1. Схема мощностей древнечерноморских донных отложений
1 — современная береговая линия; 2 — изопахиты древнечерноморских осадков

Новочерноморские донные отложения.

Характер распределения мощностей осадков новочерноморского времени представлен на схеме (рис. 2). Их мощности варьируют от 0,1 до 0,4 м на внешнем шельфе и от 10 до 20 м в приустьевых участках на севере рассматриваемого района, где максимум отмечается в Днепро-Бугском лимане и составляет 20,5 м. Донные отложения новочерноморского возраста повсеместно распространены на шельфе. Одесская банка, Днестровская и Тендровская возвышенности очерчиваются изопахитами 0,5; 0,2–0,5 и 0,3–0,5 м соответственно. Для Днепро-Бугского лимана в среднем характерны мощности отложений от 1,5 до 12 м, для Одесского залива — от 0,5 до 5 м, для палео-Днепра — от 0,3 до 5 м, для палео-Днестра — от 0,5 до 5 м и для палео-Сараты — до 0,15 м. В новочерноморское время области повышенных мощностей донных осадков также тяготеют к желобам, однако эти области имеют меньшую площадь и сдвинуты в северном направлении.

Продолжительность новочерноморского времени в среднем составляет 7100 лет [10]. Максимальная скорость седиментации характерна для Днепро-Бугского лимана и составляет 2,9 м/1000 лет. В Одесском заливе скорости осадконакопления достигают 0,35 м/1000 лет, на Днестровском взморье — до 1,4 м/1000 лет,

в пределах палео-Сараты — до 0,3 м/1000 лет, в Днепровском желобе — до 0,2 м/1000 лет и на участке шельфа с глубинами более 35 м — до 0,1 м/1000 лет. На возвышенностях скорости седиментации незначительные и изменяются от 3 до 7 см в 1000 лет.

Для древне- и новочерноморского времени были рассчитаны средние скорости осадконакопления для некоторых районов северо-западного шельфа Черного моря. Полученные результаты приведены в таблице 1.

Обращают на себя внимание участки шельфа палео-Сарата и Будацкая возвышенность. В древнечерноморское время для участка палео-Сарата были характерны повышенные скорости осадконакопления, тогда как для находящейся рядом Будацкой возвышенности — низкие скорости (см. табл. 1). Этот факт указывает на то, что палео-Сарата в древнечерноморское время выражалась как геоморфологический элемент дна. В новочерноморское время отмечаются наоборот — низкие скорости осадконакопления в пределах палео-Сараты, что видимо, связано с происшедшим в до-новочерноморское время, выполаживанием данного участка дна и заполнением его осадками.

Проведенные исследования подтверждают ранее полученные результаты [1, 15], в древне-

Таблица 1. Средние значения скоростей осадконакопления, (м/1000 лет)

Районы шельфа	Древнечерноморское время	Новочерноморское время
Одесский залив	4,95	0,22
Днепро-Бугский лиман	0,67	1,4
Днестровское взморье	1,35	0,36
Днестровская возвышенность	0,06	0,096
палео-Днестр	0,4	0,05
Днепровский желоб	0,33	0,14
Будакская возвышенность	0,09	0,12
палео-Сарата	0,2	0,07
Западно-Тендровская возв.	0,1	0,08
Центральная часть шельфа	0,02	0,05

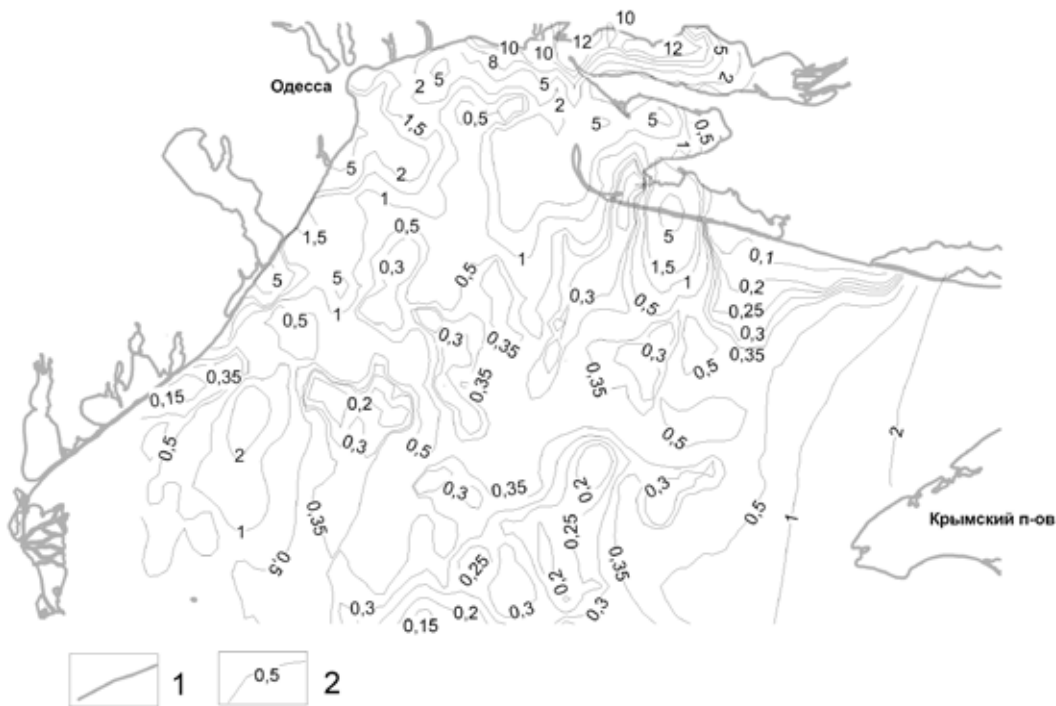


Рис. 2. Схема мощностей новочерноморских донных отложений
1 — современная береговая линия; 2 — изопахиты новочерноморских осадков

и новочерноморское время, приустьевым зонам и депрессиям на северо-западном шельфе соответствовали области лавинного осадконакопления.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Распределение мощностей древне- и новочерноморских отложений тесно связано с рельефом дна рассматриваемого района. В периоды существования суши на территории современного шельфа, вырабатывался рельеф, обусловивший впоследствии накопление повышенных мощностей донных отложений на пониженных участках дна.

В древнечерноморское время осадконакопление определялось наличием лиманов ниже современного уровня моря, которые в свою очередь соответствуют положению палеодолин рек, в которых накапливались отложения значительных мощностей (от 5 до 10 м). Высокие скорости осадконакопления характерны для Одесского залива, Днепро-Бугского лимана, Днестровского взморья, палео-Днестра, Днепровского желоба, палео-Сарата, что связано с поступлением больших объемов осадочного материала с терригенным стоком рек. В Днепровском и Днестровском желобах происходило отложение осадочного материала вблизи

древней береговой линии начала голоценового времени. Вследствие перемещения береговой линии в северном направлении изменился характер распределения мощностей осадков. Помимо твердого речного стока, вклад в формирование аккумулятивных тел, таких как Одесская и Днестровская банки, вносит размыв и переотложение более древних аккумулятивных образований [5] и абразия берегов [1]. Так, отложения этого возраста района Одесской банки представлены ракушками, которые ниже по разрезу переходят в темно-серые илы с детритом и разнозернистыми песками. Источником поступления песков в этом районе шельфа являются аллювиальные образования Днепра. Согласно литературным данным [8], отмечается схожесть минерального состава песков Одесской банки и современных аллювиальных образований р. Днепр, что свидетельствует о том, что питание терригенным материалом в этом районе происходило за счет твердого стока рр. Днепр и Южный Буг.

В распределении мощностей новочерноморских донных осадков отмечаются следующие тенденции: так же как и в древнечерноморское время, повышенные мощности отложений формировались в палеодолинах рек на шельфе; такие участки имеют меньшую площадь и смещены в сторону современной береговой линии, что видимо, связано с постепенным выглаживанием рельефа дна. Примером может служить район палео-Сараты, который в современном рельефе проявлен слабо, в результате выглаживания поверхности за счет накопленных ранее осадков.

Палеогеография района исследований (положение береговой линии, рельеф поверхности дна) оказывает значительное влияние на распределение донных отложений. В течении всего голоцена отмечается взаимосвязь мощностей донных отложений и форм рельефа дна. Максимальные мощности приурочены к депрессиям и приустьевым участкам в пределах шельфа. Процессы осадконакопления на северо-западном шельфе Черного моря в голоцене привели к выглаживанию поверхности дна.

1. *Геология шельфа УССР. Литология* / [Е.Ф. Шнюков, В.И. Мельник, Ю.И. Иноземцев и др.]; Гл. ред. Шнюков Е. Ф. — К: Наукова думка, 1985. — 190 с.
2. *Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря.* — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — Т. 2. — 215.

3. *Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов.* — М.: Наука, 1962. — 156 с.
4. *Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование.* — М.: Мысль, 1987. — 190 с.
5. *Ищенко Л. В. Динамика наносов верхней части шельфа на взморье Днестровского лимана* [сборник статей; отв. ред. Е. Н. Невесский, О. К. Леонтьев] // *Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов.* — М.: Наука, 1971. — С. 148–154.
6. *Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. Тектоника платформенного чехла северо-западной части Черного моря* // *Вестн. Моск. ун-та.* — 1976. — №3. — С. 18–29. — (Серия геология).
7. *Невесский Е. Н., Невеская Л. А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений* // *Труды Ин-та геологии АН Эст. ССР.* — 1961. — Т. 8. — С. 118–125.
8. *Пазюк Л. І., Ричковська Н. І. Про мінералогічний склад та генезис пісків центральної частини Одеської банки на Чорному морі* // *Геологія узбережжя і дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР.* — К., 1972. — Вип. 5. — С. 43–51.
9. *Радзівілл А. Я., Половка С. Г. Вплив тектономагматичних і структурно-геоморфологічних факторів на сучасне рельєфоутворення шельфу і північно-західної частини Чорного моря та формування родовищ корисних копалин* // *Геологічний журнал.* — 2002. — №2. — С. 42–48.
10. *Сибирченко М. Г., Карпов В. А., Иванов В. Г. Отчет по изучению литологического состава донных отложений шельфа Черного моря с целью составления геологическо-литологической карты в пределах листов L-36-XX, XXV, XXVI, XXXI, XXXII, L-35XXX. Морская геологосъемочная геологопоисковая партия.* — Одесса, 1983.
11. *Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Куприн П. Н. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря.* — М.: Наука, 1981 — 243 с.
12. *Тюленева Н. В. Условия формирования донных отложений на северо-западном шельфе Черного моря в бузаское время (ранний голоцен)* // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана* — 2010. — №4 (22). — С. 65–74.
13. *Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы истории Черного моря.* — М., 1963. — 160 с. — (Труды Геологического института; вып. 88).
14. *Федорончук Н. А., Сучков И. А., Тюленева Н. В. Основные черты современного осадконакопления в районе острова Змеиный* // *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України.* — 2010. — Вип. 3. — С. 204–211.
15. *Фесюнов О. Е. Геоэкология северо-западного шельфа Черного моря.* — Одесса: АстроПринт, 2000. — 100 с.
16. *Фесюнов О. Е. Донные ландшафты северо-западного шельфа Черного моря.* — *Природа.* — 1996, №2, С. 71 — 76.

Одесский национальный университет
имени И. И. Мечникова, Одесса