

УДК 911.52: 551.46(262.5)

© И.П. Бондарев<sup>1</sup>, И.Э. Ломакин<sup>2</sup>, 2010

<sup>1</sup> Институт биологии южных морей НАНУ, Севастополь

<sup>2</sup> Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАНУ, Киев

## ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА МЕЖДУ ШЕЛЬФОМ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СКЛОНОМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ: ландшафтный подход

*На основе данных, полученных с применением обитаемых подводных аппаратов, рассмотрена проблема положения бровки шельфа как важной структурно- фациальной границы морского бассейна. Описана ландшафтная фациальная зональность в диапазоне глубин 70–220 м в северной части Черного моря. Выявлено, что смена фаций в переходной зоне между шельфом и материковым склоном от бровки шельфа до глубины около 200 м находится в тесной связи с усилением гипоксии до полной аноксии.*

**Введение.** Внешняя часть шельфа и верхняя часть материкового склона являются до сих пор мало изученными зонами, информация о которых весьма скудна. В последнее время интерес к этим зонам возрос с увеличением хозяйственной деятельности в море и в первую очередь в связи с прокладкой коммуникационных линий [5, 14], поиском углеводородов и других полезных ископаемых [15]. Граница шельфа, или бровка, – важный структурно обусловленный элемент рельефа [13, 15, 16, 17], контролирующей смену условий осадконакопления. Для обозначения группы фаций, развитых на внешнем шельфе, существует специальный термин – неритовые фации, которые за бровкой сменяются батимальными [13]. Принято считать, что в Чёрном море перегиб дна имеет место на глубинах 90–110 м [15]. В то же время отмечаются существенные различия в глубине положения бровки в зависимости от структурных особенностей района. На юго-западном продолжении Каркинитского залива она максимальна и находится на глубине до 190 м. У южного Крыма бровка шельфа проходит по изобатам 160–150 м, резко поднимаясь до глубины менее 100 м от меридиана Ялты и далее к востоку, включая Кавказ. На всём северном побережье Черного моря эта граница соответствует изобате 100 м, за исключением небольшого участка к югу от Керченского пролива, где край шельфа опускается до 120 м [16]. Совершенно очевидно, что при столь значительных различиях в глубине ее расположения, фактически достигающих по абсолютным значениям глубины самого шельфа, фациальные условия по обе стороны такой границы между шельфом и материковым склоном не могут быть аналогичными на всем её протяжении. Следовательно, морфологический подход к установлению границы шельф – материковый склон не продуктивен с позиций современного осадкообразования. Проблема установления положения бровки континентального шельфа и смены фациальных обстановок требует комплексного решения, что возможно реализовать в рамках ландшафтного метода.

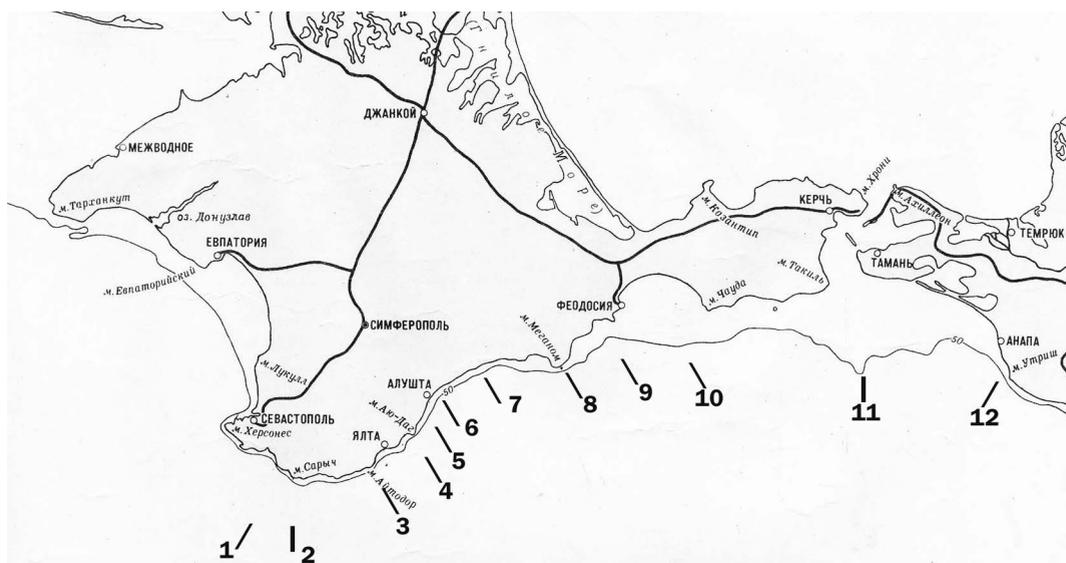


Рис. 1. Положение профилей наблюдения (основные разрезы). Номера профилей соответствуют таблице

**Материал и методика.** В 1980-х гг. в северной части Черного моря были проведены комплексные океанологические исследования с применением подводных обитаемых аппаратов (ПА) «ТИПРО-2», «Лангуст», «Север 2» и подводной лаборатории (ПЛ) «Бентос – 300». С борта ПЛ «Бентос-300», способной работать в подводном положении до 7 дней до глубины 300 м, был получен основной объём информации. Одним из главных направлений исследований было изучение подводных ландшафтов как интегрального результата взаимодействия природных компонентов. В процессе подводных наблюдений гидронавты-исследователи фиксировали все характеристики дна, природные явления и процессы: современные донные осадки, подстилающие реликтовые отложения, коренные горные породы, рельеф, течения и другие характеристики водных масс, донные биоценозы и отдельные организмы. С судов обеспечения ПА и ПЛ осуществлялся отбор проб грунта и бентоса для контроля информации, полученной в процессе наблюдений под водой. При равенстве всех компонентов биокосной системы донного ландшафта, особое внимание при наблюдениях из ПА уделено именно биоте как самому подвижному и визуально различимому индикатору изменения фациальной обстановки. Работа базируется на анализе более 50 погружений ПА и более чем 20 подводных ландшафтных профилей северной части Черного моря от м. Айя (Крым) до м. Б. Утриш (Кавказ), охватывающих глубины от 70 до 220 м, в которых авторы принимали личное участие. На схеме района работ (рис. 1) показано положение 12 профилей, фактически соответствующих отдельным районам, в которых выполнялось по несколько погружений. Наиболее информативные профили с принципиальными вариантами чередования современных ландшафтных фаций приведены на рис. 2.

**Результаты и обсуждение.** Несмотря на известные различия в глубине положения бровки, на шельфе севера Черного моря и большей части Кав-

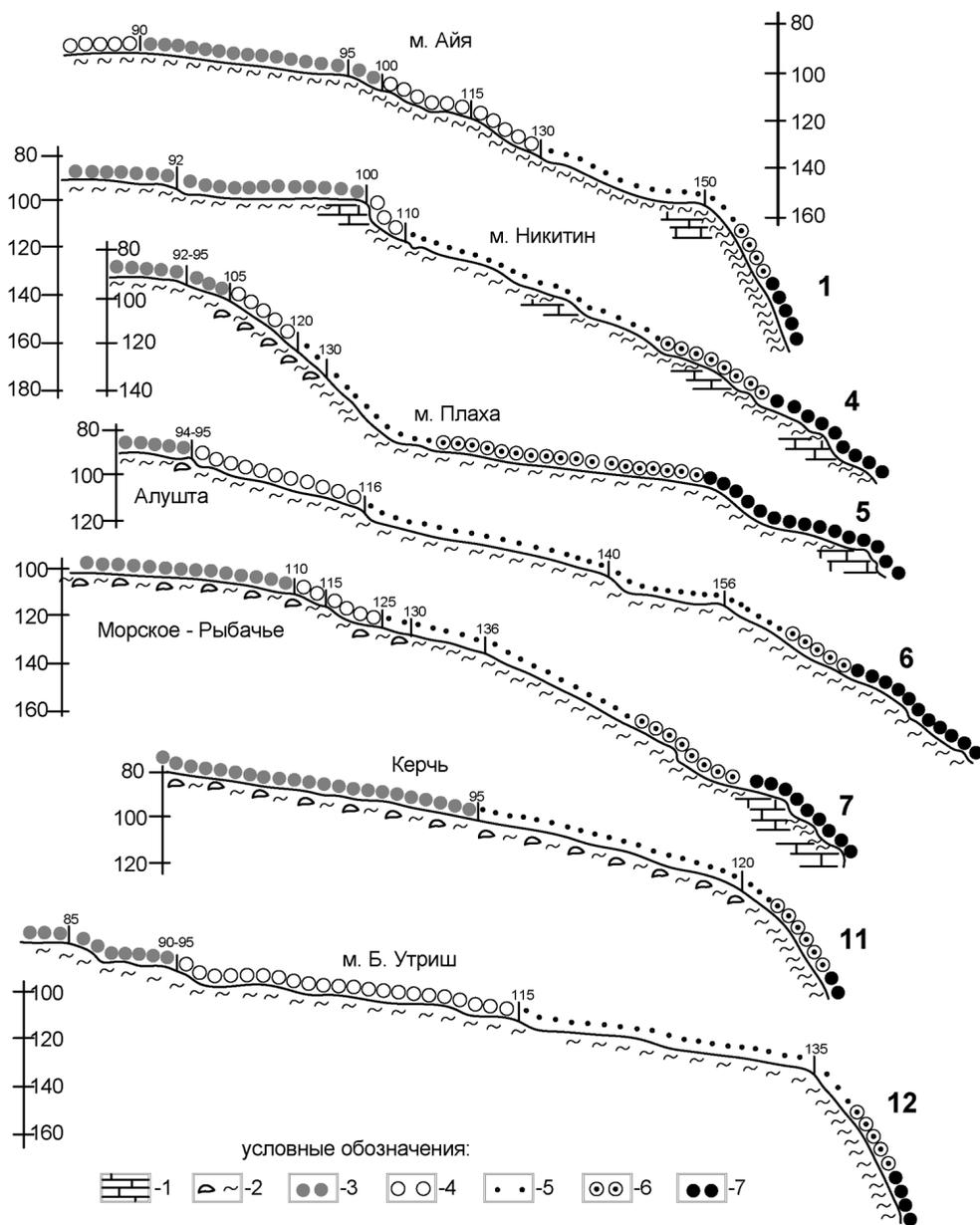


Рис. 2. Ландшафтные профили шельфа и верхней части континентального склона на севера Черного моря.

Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – каламитские мидиевые илы; 3–5 – биоценозы фазеолины (3 – развитый, 4 – разреженный, 5 – единичные организмы); 6 – условия гипоксии; 7 – условия анокии. Цифрой показаны номера профилей, соответствующие таблице и рис. 1. Цифры на профилях – характерные глубины изменения условий и обстановок. Горизонтальный масштаб профилей: № 4–7 – 1:10000, № 1, 12 – 1:20000, № 11 – 1:130000

казского побережья на схемах элементов рельефа обычно поднимается изобата 100 м, при этом участки с краем, погруженным ниже «нормы» расцениваются как аномальные [16]. Анализ ландшафтных профилей, полученных с помощью подводной техники, показал, что перегиб склона, который

**Положение перегибов склона и границ зон различных концентраций бентоса**

№ профиля	1	2	3	4	4а	5	6	6а	7	8	9	10	11	12
Основной перегиб склона	150	140	150	10	92-95	92-95	94-95	105	115	115	107	100	120-130	135
Второстепенный перегиб склона	92-95-115	95-115	92	92	92-95	92-95	116	115	136					115
Нижняя граница биоценоза фазеолины	100	100	100	100	102-105	105	95	110	110	115	110	90-100	95	100
Граница разреженного биоценоза фазеолины	120	120	120	120	120	120	130	125	125	130	120			
Граница эпибентоса верхняя	130	130	130	130	130	120	130	125	125	130	125	100	95	130

*Примечание.* Глубины указаны в метрах. Номера профилей соответствуют рис.1, 2: 1 – м. Айя. 2 – м. Сарыч. 3. – м. Айтодор. 4 – м. Никитин. 5 – м. Плаха. 6 – Алушта. 6 а – Рыбачье. 7 – Морское. 8 – Меганом. 9 – Кара-Даг. 10 – Феодосия. 11 – Керчь. 12 – м. Утриш.

можно считать бровкой шельфа, можно ассоциировать с изобатой 100 м только приблизительно. Наименьшая глубина первого заметного перегиба шельфа характерна для районов м. Никитин (см. рис. 1, 2, профиль 4; таблица) и м. Аю-Даг (см. рис. 1, проф. 5), где бровка расположена на глубине 92 м. При этом именно для района м. Никитин самый заметный перегиб профиля дна соответствует изобате 100 м, где на крутом (до 70°) склоне фрагментарно обнажаются известняки. Глубже 105 м профиль склона имеет средний уклон 20°–30° и осложнён более крутыми участками, иногда с обнажениями известняков. Этот профиль наиболее соответствует классическому представлению о границе перехода между шельфом и континентальным склоном северной части Черного моря. На шельфе в р-не г. Алушта субгоризонтальная поверхность дна приобретает угол наклона около 10° на глубине 94–95 м (см. рис. 1, 2: проф. 6, таблица). Поверхность дна на траверзе Алушты имеет самый пологий для района исследований профиль, осложнённый более крутыми (35–40°) уступами, верхняя кромка которых соответствует глубинам 116, 140 и 150 м. У м. Плаха (см. рис.1, 2, проф.5; таблица) и п. Рыбачий бровка шельфа трассируется по изобате 105 м; между п. Рыбачий и п. Морское (см. рис. 1, 2: проф. 7, табл.), у п. Морское и м. Меганом (рис. 1, проф. 8) – 115 м. У Кара- Дага (рис. 1, проф. 9) и в Феодосийском заливе (рис. 1, проф. 10) бровка склона поднимается до 107 м и 105 м соответственно, а в Керченско-Таманском районе – до 100 м, опускаясь непосредственно в Керченском предпроливье (см. рис. 1,2: проф. 11, таблица) до 120–130 м. Необходимо отметить, что даже в районе юго-западного Крыма (рис. 1, проф. 1, 2, 3), где явный перегиб склона, который обычно трактуется как бровка шельфа, расположен на глубинах 160–140 м, на профилях дна отмечается более или менее заметный перегиб около изобаты 95 м и 115 м (рис. 1, 2: проф. 1, таблица). На этих глубинах крутизна склона увеличивается до 10° и более. В основном этот перегиб является внешней (мористой) границей террасовидных площадок, что подтверждают геоморфологические исследования, основанные на данных батиметрических промеров [5]. В районе м. Большой Утриш (рис. 1, 2: проф. 12, таблица) наиболее

выраженный перегиб профиля дна расположен на глубине 135 м, при этом на некоторых профилях менее заметные перегибы отмечены из ПЛ на глубинах 85 м, 90–95 м и 115 м.

С ландшафтных позиций зону внешнего шельфа до глубин 92–115 м можно охарактеризовать как аккумулятивную (слабо) террасированную равнину, наклонённую в сторону моря под углом 1–5°, покрытую существенно пелитовым илом с развитым биоценозом *Modiola phaseolina* (фацция фазеолинового ила). Распределение фазеолины имеет склонность к агрегированию в пятна и полосы, проективное покрытие дна составляет от 10 до 80% (в среднем 20–50%).

Мористее, на глубинах до 130 м углы наклона поверхности дна и контрастность уступов и террас увеличиваются местами до 50°. Этому участку соответствует разреженный биоценоз фазеолины, где этот моллюск встречается одиночно или в мелких до (10 см) пятнах. Поверхность ила приобретает все более чёрный цвет, свидетельствующий о наличии сероводорода. На поверхности грунта появляются пятна «плесени» – бактериально-грибковых образований, природа которых не изучена [4, 8, 10]. Очевидно, эта зона подвержена (временному) воздействию сероводородной толщи, за счёт флуктуаций её границы во время штормов или других гидрологических процессов [2]. В пределах этой зоны в местах перегибов склона и на некрутых уступах, а в районе Керченского предпроливья – и на ровной поверхности, обнажается фацция древнего (каламитского) мидиевого ила иногда со значительным (до 60 %) содержанием крупных створок *Mytilus galloprovincialis*. Крутые уступы сложены органогенными или органогенно-обломочными известняками.

На глубинах 130–170 м эпибентос практически отсутствует, за исключением единичных губок, асцидий, и отмечается присутствие единичных придонных рыб, возможно добывающих инфауну. Склон, представляющий либо пологонаклонную (до 10°) аккумулятивную равнину с илом от серозелёного до черного (преобладающего), либо террасированную поверхность со следами оползания осадка на более крутых склонах [2]. Возможно, что информация о нахождении живых особей фазеолины на глубине 174 м [7] связана именно с процессами оползания грунта. Гипоксические условия в этой зоне носят более явный и устойчивый характер, что ведёт к угнетению бентофауны, вплоть до исчезновения. У южного Крыма в этой зоне на глубинах 140–160 м находится крутой перегиб склона, трактуемый как бровка шельфа [17]. В диапазоне глубин от 170 до 200 м происходит изменение условий от выраженной гипоксии к аноксии. Склон этой зоны при средних углах наклона 20–30°, имеет террасированный профиль с уступами и грядами известняка высотой до 7 м. Макробентос и рыбы не отмечены. Изобата 200 м соответствует очень важной фациальной границе, глубже которой на поверхности дна преобладают восстановительные процессы в условиях аноксии.

Глубже 200 м расположена зона континентального склона с углами наклона, как правило, превышающими 30°, осложнённая чередованием террас и уступов, в которых фрагментарно обнажаются известняки. Для этой зоны характерно преобладание транзита осадочного материала над

седиментацией, консервация органической компоненты осадка с последующим транзитом его по континентальному склону до материкового подножия, где органическое вещество формирует мощную толщу биодетритной фации [3].

В исследованном районе достаточно широко распространены подводные каньоны и врезы, являющиеся аazonальными элементами ландшафта верхней части материкового склона и внешнего шельфа.

Формирование экосистемы Черного моря теснейшим образом связано со взаимодействием пресного стока рек и солёных вод Средиземного моря, поступающих через Босфор, что явилось причиной образования сероводородной толщи. Поднятие уровня вод Черного моря – также важнейший процесс, который отражён в наличии сравнительно мелководных фаций, как например, древний (каламитский) мидийный ил, на глубинах около 100 м. Ландшафтные фации – результат совокупности природных процессов, сформировавших среду обитания биоты. Последняя является хорошим индикатором различий и изменений в комплексе факторов среды. Таких изменений, причём довольно существенных, мы вправе ожидать по различные стороны от бровки шельфа, как границы раздела структур морского дна второго порядка. Результаты наших исследований подтверждают, что с точки зрения литологии зона распространения комплекса фазеолиновых илов, выделенных ещё А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [1], отличается в основном по органогенной составляющей, где явно доминируют створки *Modiola phaseolina*. Смена ландшафтных фаций изучаемой зоны не может контролироваться современным осадконакоплением, поскольку она полностью находится в области распространения пелитовых илов.

Температура имеет важное значение для распространения живых организмов, поэтому на глубинах свыше 70 м из массовых видов двустворок обитает только фазеолина, способная выдерживать температуры холодного промежуточного слоя (7.2–7.5°C). Влияние температур на фациальную изменчивость исключается, поскольку исследуемая зона не выходит за пределы гомотермической толщи с годовыми значениями в диапазоне 8–9°C. Солёность в пределах изучаемой зоны колеблется в очень узких пределах 21–22‰ и также не способна повлиять на смену биоценозов.

Как показал анализ ландшафтных профилей, фациальные границы не всегда совпадают с изменениями морфологии дна. Наиболее показательным с этой точки зрения является район Керченского предпроливья, где биоценоз фазеолины распространён только до глубины 95 м, при наличии благоприятного для оседания моллюсков субстрата (древнего мидийного ила) и неизменной морфологии дна до глубин 120–130 м (рис. 2, проф. 11, таблица).

Косвенные признаки: наличие бактериальных матов, изменение цвета грунта и, главное, уменьшение количества и разнообразия биоты говорят об усилении гипоксии от бровки шельфа к аноксиейной сероводородной толще, и именно этот фактор определяет смену фаций. Материалы исследований ПА позволяют установить проявления гипоксии уже с глубины около 100 м, тогда как стандартные океанологические инструментальные средства замеров технически не способны определить концентрацию сероводо-

рода непосредственно у дна и дают информацию о появлении гипоксийных условий на больших глубинах [3, 7].

Главной фациальной границей в Чёрном море следует признать положение верхней границы сероводородной толщи, которая приблизительно соответствует среднестатистической глубине положения бровки шельфа Мирового Океана (190–200 м), и именно за ней начинаются условия собственно континентального склона. Зона, находящаяся между этой границей и «официальной» бровкой шельфа, соответствующей приблизительно 100-метровой изобате, является переходной от шельфа к материковому склону. Эта зона характеризуется сменой фациальной обстановки с аэробной на анаэробную. При этом от верхней границы к нижней происходит усиление гипоксии от фрагментарно- кратковременной до устойчиво-повсеместной.

**Выводы.** Положение и степень выраженности первого перегиба склона, соответствующего бровке шельфа, зависит от структурно- геологических особенностей района и в северной части Чёрного моря соответствует глубинам 85–90 м (м.Большой Утриш), 92 м (м. Никитин, м. Аюдаг), 95 м (Алушта, м. Б.Утриш), 100 м (Феодосия, Керчь – Тамань), 105 м (п. Рыбачий), 107 м (Карадаг), 115 м (п.Морское).

Наличие явного или второстепенного перегиба дна в диапазоне глубин 92–115 м, совпадающего с контурами распространения развитого биоценоза фазеолины, позволяет считать его границей шельфа и верхней части материкового склона.

Смена фациальных зон в верхней части материкового склона тесно связана с усилением гипоксии по мере приближения к сероводородной толще.

Диапазон глубин приблизительно от 100 до 200 м можно рассматривать как переходную зону между шельфом и континентальным склоном, где фациальные условия меняются по мере усиления гипоксии до полной аноксии.

Поскольку понятие ландшафтной фаии по своему содержанию практически совпадает с понятием современной геологической фаии, являясь её актуальным выражением и аналогом, ландшафтный подход иногда может быть более продуктивным, чем геоморфологический для установления геологических границ и обособления структур морского дна различного порядка.

Работа выполнена при поддержке международного проекта НУРОХ 226213.

1. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Чёрного моря. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – 226 с.
2. *Бондарев И.П.* Проблема нестабильности подводного ландшафта (на примере северной части Чёрного моря). // Учёные записки ТНУ им. Вернадского. Сер. География. 2008. - Т.21(60), № 2. – С. 128–133.
3. *Бондарев И.П., Ломакин И.Э.* Ландшафт переходной зоны от материкового склона к материковому подножию юго-западного Крыма.// Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – К. 2008.– №4 – С. 76–82.
4. *Бураков В.И., Семёнов Д.В.* Изучение донных ландшафтов шельфа Чёрного моря с помощью обитаемых подводных аппаратов, 1989. – 37 с. (Препр./ «Гидронавт» МРХ СССР). – Севастополь.

5. Гожик П.Ф., Шелкопляс В.Н. Рельеф шельфа горного Крыма и Керченского полуострова. // Геологический журнал. – К., 2003. – №1. – С. 28–33
6. Емельянов В.А., Митропольский А.Ю., Наседкин Е.И. и др. Геоэкология Черноморского шельфа Украины – К.: Академперіодика, 2004. – 295 с.
7. Киселёва М.И. Бентос рыхлых грунтов Чёрного моря. // – К.: Наук.думка, 1981. – 165 с.
8. Королёв А.Б. Бентос – 300. Пять тысяч часов под водой. – М.: ВНИРО «Нерей», 1992. – 205 с.
9. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: Высшая школа, 1979. – 287 с.
10. Малахов В.П., Семёнов Д.В., Повчун А.С. Геоморфологические особенности и ландшафты шельфа юго-восточной части Крымского полуострова. // Геоэкология морских ландшафтов. – Калининград, 1992. – С. 75–89.
11. Мельник В.И. Подводные каньоны Чёрного моря. // Геологический журнал. – 1986. – № 3. – С. 72–79.
12. Петров К.М. Подводные ландшафты. Теория, методы исследования. – Л.: Наука, 1989. – 126 с.
13. Шепард Ф.П. Морская геология. – Л.: Недра. 1976. – 4 с.
14. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Минеральные богатства Чёрного моря. – К., 2004. – 277 с.
15. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского шельфа и глубоководной части Черного моря. // Геологический журнал. – К., 2003. – №1. – С. 9–23.
16. Щербаков Ф.А. Некоторые особенности седиментогенеза на континентальной окраине Чёрного моря. Океанология. – 1978. – XVIII, вып. 5. М.: Наука. – С. 880–885.
17. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Чёрного моря. – М.: Наука. 1978. – 211 с.

*На основі даних, отриманих із застосуванням підводних апаратів, розглянуто проблему положення бровки шельфу як важливої структурно-фаціальної межі морського басейну. Описано ландшафтну фаціальну зональність в діапазоні глибин 70–20 м у північній частині Чорного моря. Виявлено, що зміна фацій у перехідній зоні між шельфом і материковим схилом від бровки шельфу до глибини близько 200 м тісно пов'язана із збільшенням гіпоксії до повної аноксії.*

*The problem of continental shelf break position as an important structural – facial marine basin boundary discussed on the basis of manned submersibles' data. The range and setting of Northern Black Sea facial zones in the depths interval 70–220m are described. It's found that the facial changes are related closely with hypoxia increasing to complete anoxia from the shelf break to the depth of about 200 m.*

Получено 13.05.2010 г.