

Е. Е. Шнюкова, А. А. Пасынков

МАГМАТИЗМ КАК ФАКТОР РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ЛОМОНОСОВСКОГО ПОДВОДНОГО МАССИВА (КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СКЛОН ЧЕРНОГО МОРЯ)

Рельеф континентального склона Черного моря на південно-західному продовженні Гірського Криму переважно визначається геодформаційними властивостями магматичних порід, з яких складається Ломоносовський підводний масив. Магматичні процеси, що сформували ці породи, разом з тектонічними та екзогенними факторами зумовили характерні особливості рельєфу району Ломоносовського масиву, а саме: загальне збільшення кутів нахилу до ложа; переважання крутосхилого броньованого структурно-денудаційного типу рельєфу; східчає занурення схилу у вигляді чергування крутосхилих та субгоризонтальних поверхонь інтенсивну розчленованість дна долинами та каньйонами.

The relief of the Black Sea continental slope on the south-western extension of the Mountainous Crimea is determined mainly by the geodeformation properties of the igneous rocks which the Lomonosov submarine massif is composed of. Magmatic processes that formed these rocks, together with tectonic and exogenic factors are responsible for the characteristic features of the relief in the Lomonosov massif region, namely: general increase in inclination to the bed; predominance of the steeply inclined structure-denudation relief type; stepped lowering of the slope by way of hillside and flat surfaces alternation; intensive ground ruggedness by the valleys and canyons.

Ломоносовский подводный массив (ЛПМ), выявленный впервые на дне Черного моря в процессе морских геологических исследований в 1989 г. [3], охватывает юго-западную часть подводного продолжения орогенных структур Горного Крыма, простирающуюся в субширотном (310°) направлении. Собственно район ЛПМ, с достоверно установленными на данном этапе исследований границами, занимает участок континентального склона с координатами крайней западной точки выходов кристаллических пород $44^\circ 35'$ с. ш. и $32^\circ 35'$ в. д. и крайней восточной точки – $44^\circ 24'$ с. ш. и $33^\circ 04'$ в. д. (рис. 1, а). ЛПМ сложен преимущественно магматическими породами различных фаций глубинности. Осадочные породы распространены мало и представлены филлитовидными аргиллитами карбона, трехкомпонентным таврическим флишем, верхнемеловыми карбонатными глинами и мергелями, нижнемеловыми известняками. Установленная протяженность массива составляет 44 км, а ширина около 6 км (по меридиану 33°). Расширение склоновой поверхности происходит в западном направлении по мере выполаживания и увеличения мощностей покровных осадков антропогена. Западная часть склона ограничена с юга изобатами 1550–1600 м, а для восточного подножья отметки глубин составляют 1700–1750 м и более.

Общей характерной чертой морфологии

континентального склона является наличие зональности [1], которая в пределах ЛПМ выражается в развитии следующих морфогенетических зон (рис. 1, б; 2):

1. *Зона гравитационного сноса осадков* протягивается в виде полосы, заключенной между пологоволнистой аккумулятивной поверхностью шельфа от верхней бровки склона и первым ступенчатым его перегибом, расположенным на глубинах 250–350 м. Перегиб склона выражен почти на всем протяжении в виде субширотного понижения, осложненного невысокими (до 1 м) уступами. По сути это субгоризонтальная или слабонаклонная эрозионно-аккумулятивная поверхность с преобладающими аккумулятивно-гравитационными формами рельефа.

2. *Зона спокойной аккумуляции алевроитопелитовых осадков* на гравитационно-структурной поверхности склона расположена на террасовидных участках в интервале глубин 350–600 м. Верхней ее границей служит продольное понижение склона, обусловленное сбросово-ступенчатым уступом, а нижняя граница соответствует условной линии распространения зоны современного осадконакопления. Ширина ее составляет от 2 до 3,5 км. Природа этой средненаклонной аккумулятивно-эрозионной поверхности связана со сбросовыми опусканиями склона и последующей аккумуляцией на них продуктов гравитационного сноса, транзита и естественно-го осадконакопления. В рельефе склона здесь

© Е. Е. Шнюкова, А. А. Пасынков, 2003

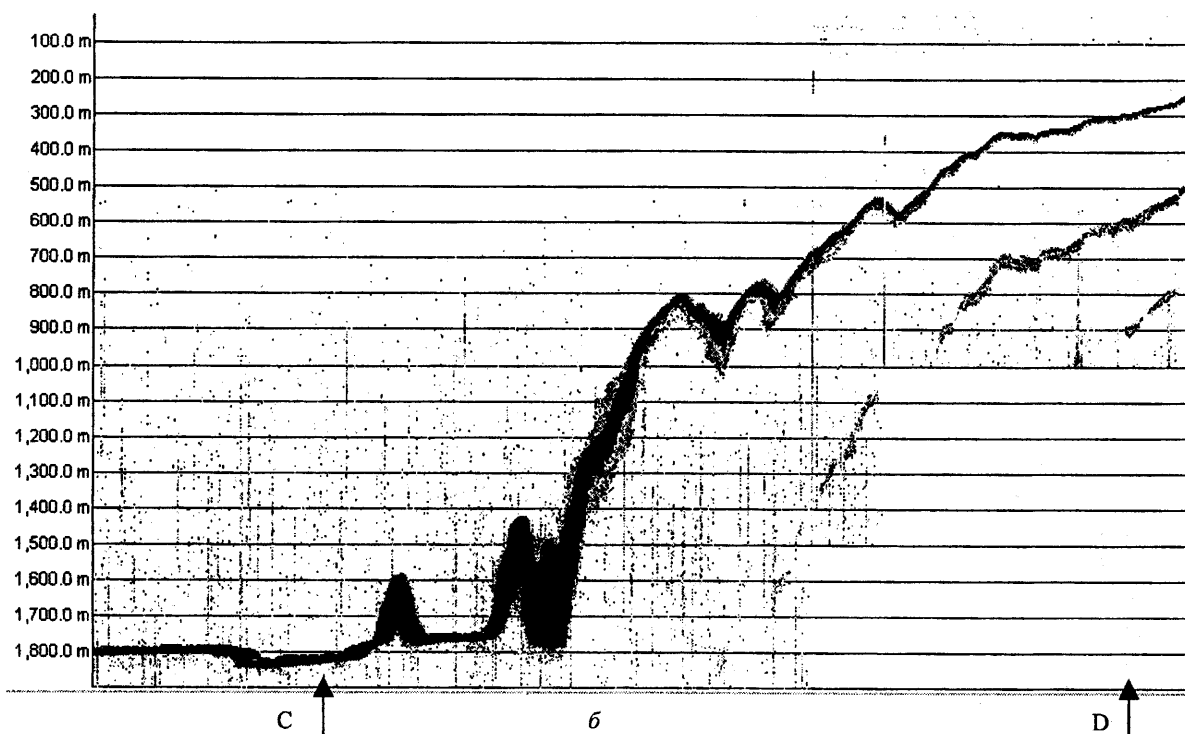
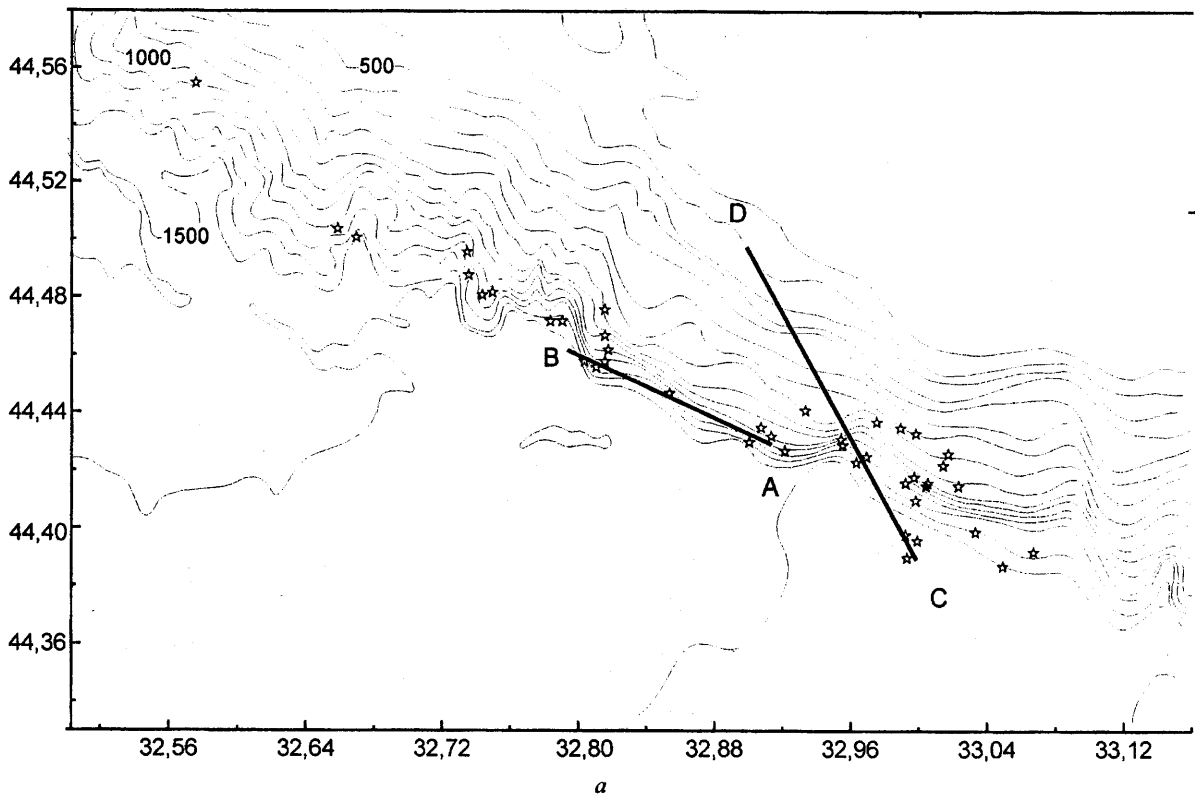


Рис. 1. Рельеф участка Ломоносовского подводного массива

a – карта батиметрии с нанесенными результативными станциями драгирования (звездочки) и линиями профилей, изобаты проведены через 100 м; *б* – профиль дна по линии С – D (57-й рейс НИС “Профессор Водяницкий”, скорость 12 уз);

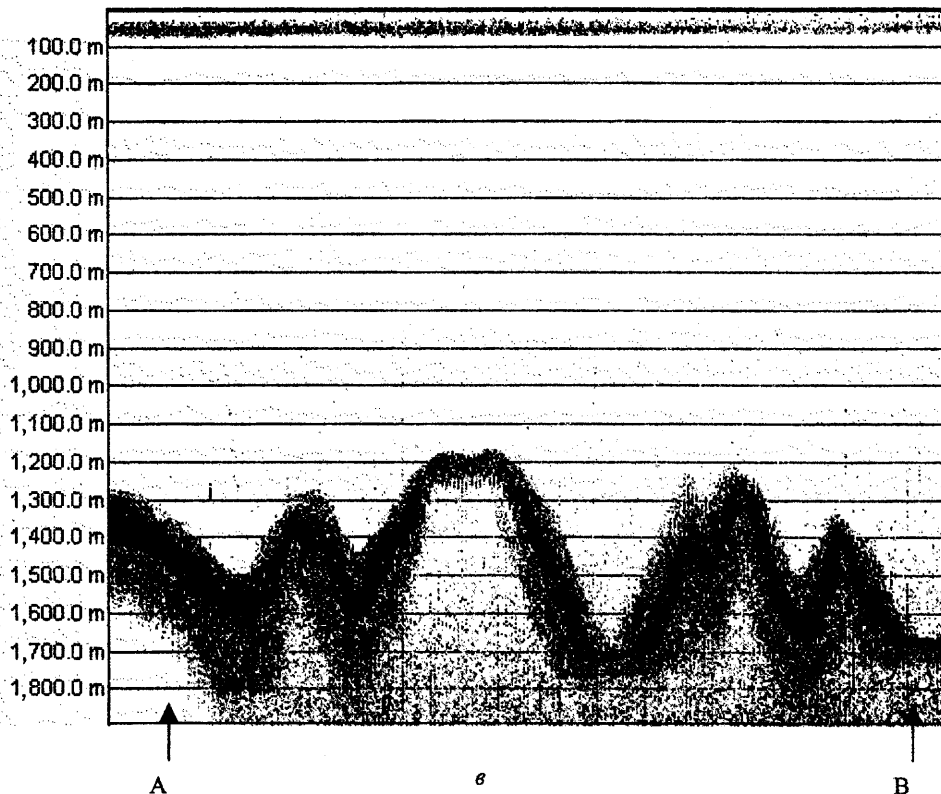


Рис. 1. Рельеф участка Ломоносовского подводного массива

в – профиль дна по линии А – В (56-й рейс НИС “Профессор Воляницкий”, скорость 10 уз)

имеются ступени с обратным уклоном, приуроченные к плоскостям сместителей сбросов. Осадки склона представлены пелитообразными илами, а в основании уступов – гравитационными накоплениями.

3. *Зона сноса и транзита осадков* по склону, подводным долинам и каньонам приурочена к средней наиболее крутонаклонной части континентального склона на глубинах от 600 до 1550 м; в некоторых участках она снижается до глубины 1600–1750 м. Зона интенсивно расчленена долинообразными понижениями и каньонами. Для континентального склона Черного моря средние уклоны поверхности дна в этой зоне составляют от 5 до 25°, в то время как в районе ЛПМ значения уклонов намного выше. Здесь преобладают круто- и средненаклонные структурно-денудационные, гравитационно-денудационные и бронированные поверхности на коренных породах ЛПМ.

4. *Зона интенсивной аккумуляции пелитовых осадков* подножья континентального склона слагает переходную полосу к глубоководному ложу Черноморской впадины. Ее субгоризонтальная аккумулятивная поверхность слабо на-

клонена к ложу, углы наклона не превышают 5°. Зона сложена продуктами интенсивного осадконакопления, представленного текучими и мягкопластичными илами, содержащими обломочный терригенный материал.

Профиль континентального склона Черного моря практически на всем его протяжении выгнутый и террасированный. В районе ЛПМ эта черта проявлена наиболее ярко: строение склона определяется сочетанием крутонаклонных и субгоризонтальных поверхностей, а также скальных обрывов. В этом отношении рельеф морского дна удивительно напоминает горные страны суши, изобилующие хребтами, отдельными скальными выступами и глубокими долинами. Обнажения магматических пород в ЛПМ приурочены к зоне сноса и транзита осадков по склону и, в редких случаях, к его подножью, поэтому характеристика именно этих зон приводится ниже подробно.

Как уже отмечалось, исключительность ЛПМ проявляется в общем резком увеличении углов наклона поверхности дна в местах коренных выходов кристаллических пород. Средние значения уклонов для западной части ЛПМ со-

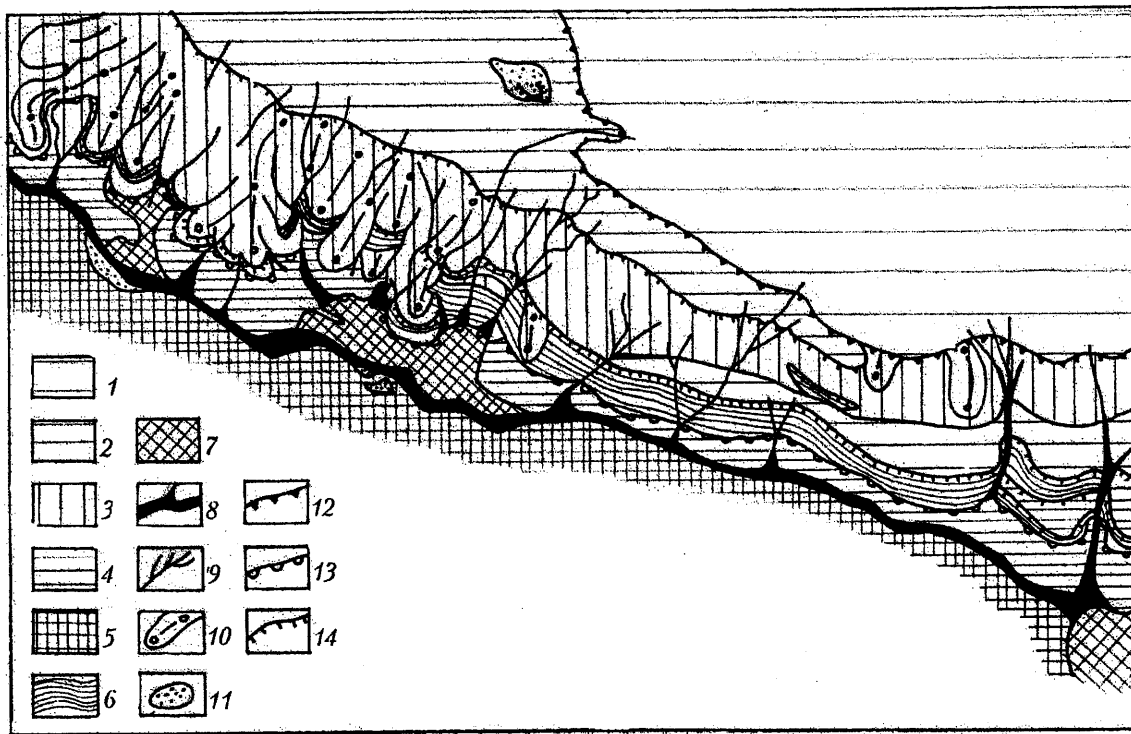


Рис. 2. Геоморфологическая схема района Ломоносовского подводного массива

1 – полого наклонная слабоволнистая аккумулятивная поверхность шельфа; 2 – субгоризонтальная или слабонаклонная эрозионно-аккумулятивная поверхность континентального склона (КС); 3 – средненаклонная аккумулятивно-эрозионная поверхность КС; 4 – слабонаклонная или субгоризонтальная эрозионно-денудационная поверхность подножья КС; 5 – субгоризонтальная аккумулятивная поверхность глубоководного ложа Черноморской впадины; 6 – крутосклонные структурно-денудационные, гравитационно-денудационные и бронированные поверхности на коренных магматических породах КС; 7 – субгоризонтальные аккумулятивные поверхности глубоководных депрессий; 8 – борта и днище структурно-денудационной депрессии глубоководного желоба у подножья КС; 9 – каньоны КС; 10 – подводные хребты; 11 – останцовые возвышенности; 12 – кровля КС; 13 – подошва КС; 14 – крутые уступы

ставляют около 20° , а для восточной, сложенной исключительно магматическими породами, – до 45° , увеличиваясь в отдельных участках до 80° . На редких участках преимущественного развития рыхлых осадочных пород преобладают более пологие сглаженные и выровненные грани рельефа.

Характерной особенностью района ЛПМ является также высокая степень расчлененности поверхности дна, проявленная в виде долинообразных понижений и каньонов. Долинообразные понижения имеют среднюю ширину 60–80 м при средней глубине 10–15 м. Склоны долин обладают различной крутизной, достигающей 60° , а корытообразный профиль днищ осложнен поперечными уступами высотой от 0,5 до 10 м и более. Тела уступов представляют собой выходы коренных пород, ограниченные плоскостями гравитационного отрыва. Наибо-

лее контрастная расчлененность отмечена в восточной части ЛПМ; здесь преобладают узкие, глубоковрезанные и прямолинейные каньоны, имеющие V-образную форму и крутые (до 50°) обрывистые борта долин. Таким участкам присущи неустойчивое состояние осадков, широкое развитие подводно-эрозионных врезов, обвально-оползневые явления, проявления мутьевых потоков, срезающих борта и углубляющих днища каньонов. Эрозионные формы чередуются с узкими водораздельными хребтами. Для западного участка, где коренные породы в большей своей части перекрыты осадками антропогена, подводные долины более протяженные и ветвящиеся, имеют меньшую глубину заложения и разделены далеко выступающими подводными хребтами. Общее простирание каньонов – преобладающее субмеридиональное ($5-10^\circ$) или северо-восточное (60°). Симметрия бортов каньо-

нов нарушается в местах изменения простира-ния их тальвегов, а глубина врезов резко увеличивается, достигая 100 м и более.

Еще одной характерной особенностью это-го района склона является наличие четко выра-женных региональных перегибов, связанных с развитием субширотных тектонических нару-шений, – субгоризонтальных структурно-дену-дационных поверхностей, отделенных уступами высотой от 150 до 250 м. Ступенчатое погруже-ние склона имеет очевидную тектоно-магмати-ческую природу, на что указывает обратное па-дение отдельных площадок, а также развитие сбросовых дислокаций (листрических сбросов) в виде уступов, карнизов и трещин отрыва.

Зона перехода от подножья континенталь-ного склона к глубоководному ложу котловины Черного моря вблизи ЛПМ осложнена наличи-ем своеобразной структуры сейсмогенного рва, опоясывающего подошву склона более чем на 65 км [2, 3]. Это резко асимметричная (южный борт обрывистый, а северный – пологий) протя-женная линейная дислокация, ширина которой изменяется от 0,3 до 3 км (рис. 1, а, б; 2). Факти-чески, эта структура является глубоководным продолжением долины и каньона реки палео-Каланчак. На долготе 33°30' долинное пониже-ние переходит в замкнутую депрессию (эстуа-рий), расположенную на глубинах 1750–1850 м.

Из-за описанных особенностей рельефа зо-на сноса и транзита осадков является единст-венной, где результативно драгирование. Мно-голетнее изучение ЛПМ позволило составить картину распределения магматических горных пород в его пределах [3]. В самой нижней части склона на глубинах 1400–1750 м в восточной и центральной частях ЛПМ располагаются обо-собленные выходы полнокристаллических плу-тонических пород – габбро, диоритов, кварце-вых диоритов, тоналитов и плагиогранитов. В средней части склона и в нижней там, где нет плутонитов (в общей сложности на глубинах от 1700 до 800 м), обнажаются многочисленные эффузивные породы, представленные тремя се-риями: бонинитовой, известково-щелочной и шшонитовой [2]. Две первые серии включают полный набор вулканитов от базальтов до пла-гиориолитов и развиты в восточной и централь-ной частях массива, а шшонитовая серия охва-тывает основные и средние субщелочные вулка-ниты и слагает западную часть массива.

Наиболее мощная толща магматических пород расположена на востоке ЛПМ. На попе-

речном профиле рельефа дна (рис. 1, б) хорошо видно, как выходы кислых плутонических по-род (“океанических плагиогранитов”) формиру-ют в самой нижней части склона обособленный выступ высотой около 200 м, отделенный гори-зонтальной площадкой от выходов разнообраз-ных вулканических пород (базальтов, андезиба-зальтов, андезитов, плагиориодацитов, плагио-риолитов). Вулканиты слагают всю крутона-клонную поверхность и образуют изолирован-ные вершины в ее основании и на глубине 800–900 м. Контрастные уступы склона соот-ветствуют резкой смене типа пород, а пониже-ния между ними свидетельствуют об избира-тельной эрозии и денудации, зависящей от прочностных свойств этих пород. Контраст-ность таких форм рельефа загущает вверх по склону, и минимальная глубина, на которой они зафиксированы, составляет около 600 м, что и отражает верхнюю границу зоны сноса и тран-зита осадков.

Таким образом, сочетание воздействия эн-до- и экзогеодинамических факторов рельефо-образования предопределили здесь доминирую-щее развитие бронированного структурно-дену-дационного типа рельефа с крутосклонными мезо- и микроформами. В пределах самих кру-тосклонных участков магматогенные факторы рельефообразования выходят на первое место. На продольном профиле, соединяющем восточ-ную и центральную части ЛПМ (рис. 1, в), релье-ф представляет собой чередование относительно крутых симметричных возвышенностей-хребтов с относительно глубоко врезанными подводными долинами. Этот участок интерпре-тируется как система параллельных даек, пред-ставленных породами от основных-средних вул-канитов (восточнее) до тоналит-трондьемито-вой ассоциации и основных плутонитов (запад-нее). Наиболее крупное возвышение с перепа-дом высот в 500 м принадлежит кварцевым дио-ритам. Дайки имеют простираение, поперечное к склону. Интересно, что понижения между ними не заполнены молодыми осадками, а более древ-ние осадочные толщи, вероятно, эродированы.

Итак, морфометрические характеристики рельефа морского дна в пределах ЛПМ прак-тически полностью определяются геодеформаци-онными свойствами развитых здесь кристалли-ческих пород, что является исключительным для континентального склона Черного моря яв-лением. Магматические процессы, сформиро-вавшие эти породы, выступают как главенству-

ющие факторы рельефообразования при подчиненной роли тектоники.

1. *Пасынкова Л. А.* Принципы морфоструктурного районирования континентального склона Украинского сектора Черного моря и основные таксоны районирования // Геология и полезные ископаемые Черного моря. – Киев: Карбон-ЛТД, 1999. – С. 347–354.
2. *Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е.* Ломоносовский подводный массив: новые факты к

решению проблемы формирования Черноморской впадины // Там же. – С. 27–38.

3. *Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. – Киев: Чорнобильінтерінформ, 1997. – 287 с.

Ин-т геохимии, минералогии и
рудообразования НАН Украины,
Киев

Укр. гос. геол.-развед. ин-т,
Симферополь

Статья поступила
23.12.02