

NEOTECTONIC PRECONDITIONS FOR LANDSLIDES IN MOLDAVIA

BILINKIS G. M.

Summary

In Moldavia the sedimentary upper horizon of Cenozoic is usually displaced along fault-lines of SW and SE direction. Tectonic impulse at the platform's margin coincided with the 3rd Late Pliocene stage of large charriage formation in the Carpathians; it caused many normal and strike-slip faults and overthrusts with gently sloping thrust plane. Most landslides are restricted to those tectonic zones. Clusters of landslides are also found within mobile tectonic zones which had been delimited during the mapping of a paleogeographic marker surface — the planation surface dated from the Middle Pliocene. A few landslides are older than the Late Pliocene — Holocene; they were probably formed along fault-lines due to earthquakes or on slope due to erosion of its base.

УДК 551.462(262.24)

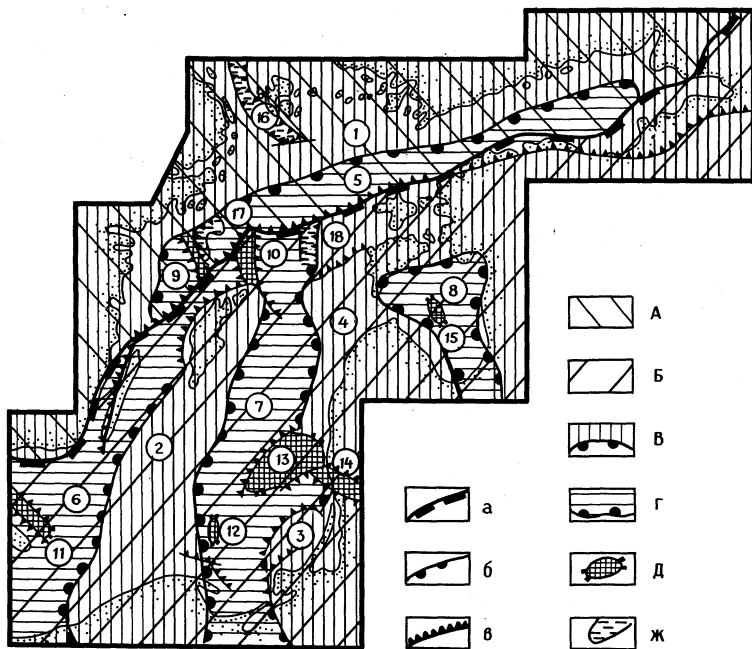
Ж. А. ГЯЛУМБАУСКАЙТЕ, В. М. ЛИТВИН

О РАЗВИТИИ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Современная впадина Балтийского моря расположена на северо-западном крае докембрийской Восточно-Европейской платформы. Депрессия Балтийского моря является платформенным водным бассейном, который одни исследователи считают внутришельфовым, другие — внутриконтинентальным. Задача авторов статьи — попытка на основе изучения современного рельефа в процессе составления Геоморфологической карты Балтийского моря и окружающей суши м-ба 1:500 000 [1] проследить процессы рельефообразования и развития депрессии в геологическом прошлом.

Сопоставление морфологии дна Балтийского моря и окружающей суши с тектоникой и геологическим строением региона позволяет выявить генезис крупных форм рельефа и роль эндогенных процессов в их формировании. Как известно, здесь выделяются такие основные структуры: 1) Балтийский щит, занимающий территории Швеции и Финляндии и прилегающие части морского дна; 2) юго-восточный склон Балтийского щита с постепенно увеличивающимся по мощности чехлом моноклиinally залегающих нижнепалеозойских осадочных пород; 3) Балтийская (Польско-Литовская) синеклиза, занимающая территории Северной Польши, Литвы и Южной Балтики, где мощность палеозойско-мезозойского осадочного чехла достигает 2—3 км; 4) Датско-Польский авлакоген с резким увеличением мощности осадочного чехла до 5—6 км, который протягивается с северо-запада на юго-восток и попадает в пределы составленной карты лишь на участке южнее о-ва Борнхольм.

Эти геологические структуры находят свое отражение, хотя и не всегда отчетливо, в рельефе дна Балтийского моря и окружающей суши, образуя разнопорядковые морфоструктуры. Область Балтийского щита, которая ярко проявляется как морфоструктура I порядка, повсеместно характеризуется четко выраженным холмисто-грядовым и грядово-западинным рельефом, выработанным в коренных кристаллических породах, лишь частично перекрытых покровом



Морфоструктуры I порядка: А — Балтийский щит; Б — Русская и Средне-Европейская плиты. **Морфоструктуры II порядка:** В — площадные положительные 1) Скандинавский пенеплен, 2) Лэбско-Готландское плато, 3) Самбийско-Куршская ступень, 4) Вентспилско-Сааремааская ступень; Г — площадные отрицательные 5) Северо-Балтийская депрессия, 6) Борнхольмско-Эландская депрессия, 7) Среднебалтийская депрессия, 8) Рижская депрессия). **Морфоструктуры III порядка:** Д — локальные положительные 9) Ландсортский вал, 10) вал Готска-Сандё, 11) горст Христиансё, 12) Продольный вал, 13) Клайпедско-Лиепайское поднятие, 14) Тельшяйский вал, 15) поднятие Рухну; Ж — локальные отрицательные 16) Желоб Сёдра-Кваркен, 17) Ландсортский желоб, 18) Северо-Балтийский желоб). **Прочие обозначения:** а — границы между структурами I порядка; б — границы между структурами II порядка; в — линейные морфоструктуры (уступы)

четвертичных отложений или даже лишенных его. Она приподнята в виде плато на территории Швеции и Финляндии, включая примыкающее прибрежное мелководье, и полого погружается в пределы Ландсортской и Северо-Балтийской впадин, Ботнического и Финского заливов. Южной границей этой морфоструктуры является подножие самого северного структурно-денудационного уступа — ордовикского глинта, протягивающегося от Финского залива через дно моря севернее о-ва Готланд к о-ву Эланд и далее к юго-западу вдоль берега Швеции. Здесь поверхность архейско-протерозойских пород уходит под кембрийские и ордовикские отложения платформенного чехла.

В подводном склоне щита выделяются две крупные морфоструктуры II порядка — Скандинавский пенеплен (см. 1 на рисунке) и Северо-Балтийская депрессия (5), которые осложнены более мелкими — локальными морфоструктурами. Более ярко в рельефе проявляются желоба Сёдра-Кваркен (16), Ландсортский (17) и Ландсортский вал (9) (рисунк).

Другой морфоструктурой I порядка, занимающей всю среднюю и южную части впадины моря, а также прибрежные районы Польши, Литвы и Латвии, является северо-западный край Русской плиты. Это область развития Балтийской синеклизы. Здесь мощность осадочного чехла с севера на юг возрастает до 2—3 км и более, залегание пород к югу переходит от моноклинально-ступенчатого в средней части моря, в области распространения ордовикских и силурийских отложений, к субгоризонтальному. На юге в осадочный чехол включаются верхнепалеозойские и мезозойские отложения, а на суше — в Калининградской области и Польше — палеогеновые и неогеновые.

В средней части моря в рельефе прослеживаются ступенчатые плато на различных батиметрических уровнях, которые разделены уступами — глинтами. К верхним частям (бровкам) уступов приурочены отдельные крупные холмистые массивы ледникового генезиса. В южной части моря ступенчатый или грядовый тип расчленения структурно-денудационного происхождения отсутствует, а холмисто-грядовые формы ледникового рельефа здесь напоминают формы рельефа, развитые на прибрежных равнинах суши. В пределах описываемой морфоструктуры Русской плиты на основе сопоставления современного рельефа дна моря и окружающей суши, рельефа подчетвертичной поверхности и структурно-тектонического плана выделяются осложняющие морфоструктуры II и III порядков. Структуры II порядка прослеживаются с запада на юг и юго-восток: это Борнхольмско-Эландская депрессия (6), Лэбско-Готландское плато (2), Среднебалтийская депрессия (7), Самбийско-Куршская ступень (3), Вентспилско-Сааремааская ступень (4) и Рижская депрессия (8). Их осложняют ярко проявляющиеся положительные локальные морфоструктуры III порядка — поднятия Рухну (15), Клайпедско-Лиепайское поднятие (13), Тельшайский вал (14), Продольный вал (12), горст Христиансё (11), вал Готска-Сандё (10).

Переход от Балтийской синеклизы к Датско-Польскому авлакогену южнее, о-ва Борнхольм в современном рельефе практически не выражается, так как в обоих структурах верхний этаж осадочного чехла сложен субгоризонтальными залегающими отложениями, осложненными локальными флексурами, складками и разломами, которые проявляются в основном в глубинных слоях палеозойского структурного этажа.

Если анализировать морфоструктуру Балтийского региона в плане, как видно на составленной нами схеме морфоструктурного районирования (рисунок), можно проследить две системы ориентировки морфоструктур: субширотную, которая совпадает с простиранием границ морфоструктур I порядка и, вероятно, имеет более древнее заложение и субмеридиональную, являющуюся наложенной на более древнюю и поэтому имеющую более молодой возраст.

Формирование и развитие морфоструктуры Балтийского региона сыграло главную роль в процессе формирования современной депрессии и рельефа дна Балтийского моря. В этом процессе можно выделить неравномерные по времени, но важные по своим результатам следующие основные этапы: 1) мезозойско-палеогеновый этап формирования морфоструктур I порядка; 2) неогеновый (неотектонический) этап образования морфоструктур II порядка; 3) плейстоценовый этап формирования ледниковой, экзарационно-аккумулятивной морфоскульптуры на фоне гляциозостатических движений; 4) голоценовый этап образования современного Балтийского моря на фоне активизированных дифференцированных тектонических движений. Наша концепция дополняется представлениями авторов, которые рассматривали происхождение и историю развития депрессии Балтийского моря. В. К. Гуделис, В. А. Пуура, Н. И. Свиридов [2—5] считают, что палеогеновый этап был маркирующим и крупным завершающим этапом континентального выравнивания, в котором окончательно сформировались такие крупные морфоструктуры, как Балтийский щит и Балтийская синеклиза. Более молодые и низкие ступени в рельефе средней и южной частей Балтийского моря обусловлены поднятиями, происходившими начиная с позднего палеогена до раннего плиоцена [6]. Характеристика четвертичного периода или второй половины неотектонического этапа дана в работах В. К. Гуделиса [2, 3]. В плейстоцене им отмечается преобладание колебательно-ритмических гляциозостатических движений, смена которых собственно тектоническими движениями при участии эвстатических колебаний произошла в середине голоцена.

На первом этапе в результате длительного геологического развития Балтийского региона окончательно сформировались морфоструктуры I порядка, включая Балтийский щит в северной части, склон щита с постепенно возрастающей мощностью платформенного чехла в средней части, Балтийскую синеклизу

в южной части и Датско-Польский авлакоген на юго-западе. Область Балтийского щита испытывала, хотя и неравномерное, но практически постоянное воздымание, что привело к созданию цокольной равнины, где в денудационном срезе обнажаются кристаллические породы докембрийского фундамента. Южная часть региона, входящая составной частью в Восточно-Европейскую платформу, подвергалась колебательным движениям с преобладанием погружения, в результате чего здесь накопились толщи палеозойско-мезозойских, а на самом юге — и кайнозойских отложений переменной мощности. В средней части региона, где поверхность кристаллического фундамента постепенно погружалась под платформенный чехол, пласты последнего приобрели моноклинальное залегание с наклоном в южном направлении, в сторону синеклизы. Колебательные движения в пределах платформы вызывали периодические смены субаэральных и субаквальных условий с образованием мелководных морских бассейнов преимущественно в южной части региона, причем размеры их с течением времени уменьшались, а длительность периодов субаэрального развития увеличивалась. Это привело в результате процессов денудации к формированию обширных пластовых равнин, причем в средней части региона, где наблюдается моноклинальное залегание пластов, преобладал ступенчатый (куэстовый) рельеф, а в южной части с субгоризонтальным залеганием отложений — полого-холмистый или выровненный рельеф. Создание пенепленизированной поверхности, представленной цокольными и пластовыми равнинами, с относительно небольшими колебаниями высот и слабой расчлененностью явилось своеобразным итогом развития морфоструктур Балтийского региона на первом этапе.

На втором этапе в течение неогена в связи с общей тектонической активизацией Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита, испытавших определенное воздействие альпийского орогенеза, произошло коробление созданной ранее пенепленизированной поверхности. При этом местные колебательные движения явились скорее всего унаследованными от прежних, более древних движений, которые контролировались разрывными нарушениями и границами крупных тектонических блоков, долгоживущими тектоническими зонами докембрийского заложения. Поэтому созданные ими морфоструктуры II порядка в Балтийском регионе также в некоторой степени оказались в своих чертах унаследованными. Особенно это относится к системе понижений в пограничной зоне Балтийского щита, где поверхность фундамента начинает погружаться под осадочный чехол, северный край которого отмечен ордовикским глинтом. В результате местных движений сформировалась ортогональная система субмеридиональных и субширотных понижений и повышений рельефа пенепленизированной поверхности, характерных, кстати, для других районов Восточно-Европейской платформы. В пределах Балтийского региона, как отмечалось выше, были созданы чередующиеся субмеридиональные повышения и понижения (рисунок) (морфоструктуры II порядка), включая прибрежное мелководье и о-в Эланд, Эландскую и Борнхольмскую впадины, Готландское плато, Готландскую впадину и Ботнический залив, Сааремааское, Хийумааское, Клайпедско-Вентспилское плато, Курземскую и Жемайтийскую возвышенности, Рижский залив и низменность к югу от него, возвышенности Пандиверескую, Отепяскую и Видземскую. К субширотным формам относятся прибрежное мелководье Швеции, Аландских островов и Финляндии, Северо-Балтийская и Финская впадины, Северо-Эстонское плато. Так как в плиоцене, по имеющимся данным [7], уровень океана снижался более чем на 200 м, то созданная в Балтийском регионе волнистая равнина до начала плейстоценовых оледенений развивалась в субаэральных условиях. На ней существовала сеть речных долин, хорошо прослеживающихся в рельефе дочетвертичной поверхности. Очевидно, основная речная артерия направлялась с севера и северо-востока на юг по району Готландской впадины, принимая в себя притоки с запада и востока. В южной части она поворачивала к западу, в сторону современного Северного моря. Существовали также и другие речные системы, в той или иной

степени моделировавшие рельеф Балтийского региона. Однако трансгрессия в конце плиоцена привела к затоплению значительной части Балтийского региона, особенно в южной половине, включая Северо-Германскую и Северо-Польскую низменности. Наследником этого морского бассейна являлось Гольштейнское море, существовавшее во время лихвинского (бутенайско-мазоветского) межледниковья, о чем свидетельствуют морские осадки, обнаруженные в Дании, на о-ве Рюген, на Самбийском полуострове и в р-не Вентспилсса.

Третий этап развития рельефа Балтийского региона связан с деятельностью ледниковых покровов в плейстоцене. Во время ледниковых эпох, при наступлении ледника и его таянии, повсеместно формировались ледниково-экзарационные и аккумулятивные поверхности и формы рельефа. В межледниковые эпохи возникали морские бассейны с формированием абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных субаквальных поверхностей и форм. В четвертом этапе — голоцене, окончательно была сформирована субаэральная — субаквальная морфоскульптура современного подводного рельефа. Какую долю в этом процессе занимает эндогенная составляющая, т. е. тектонические движения новейшего времени, участвующие в создании современных впадин и плато, оценить пока трудно из-за недостатка фактических данных. Сложно взаимосвязанные гляциоизостатические и тектонические движения, их колебания, затушевывают друг друга, что усложняет их анализ. Безусловно, ледниковые эпохи были периодами гляциоизостатического прогибания, а межледниковья — эпохами преимущественно восходящих движений земной коры. Поздне- и послеледниковые не являются в этом отношении исключением. Перевес в сторону собственно тектонических движений на постепенно затухающем гляциоизостатическом фоне фиксируется в середине голоцена. Фактические данные по древнебереговым уровням свидетельствуют, что амплитуда тектонического-изостатического поднятия Балтийского региона в позднепослеледниковые составляет в Финляндии 250 м, на северо-западе Эстонии — 40—50 м, на Курземском полуострове — от 15 до 30 м, на Литовском побережье до 13—14 м, на подводном склоне Юго-Восточной Балтики — от 6 до 11 м [2, 3, 8].

Вместе с тем фактические данные, касающиеся тектонического развития новейшего времени центральной и южной частей Балтийского моря, позволяют предположить, что в это время здесь проявлялось прогибание земной коры, которое было связано с дифференцированными блоковыми тектоническими движениями.

Судя по моренным погребенным валам на глубине 70 м на восточном склоне Гданьской впадины, по наличию денудационных уступов на глубине 80—110 м на восточном склоне Готландской впадины и погребенным моренным отложениям ниже 96 м и литориновым осадкам в интервале от —46 до —34 м в районе Хельской косы [9], можно предположить, что эти движения связаны с активностью дизъюнктивных зон, которые согласно структурным картам приурочены к границам Лэбского, Гданьского и Куршского блоков. Результаты геофизических исследований [5, 10] подтверждают, что в неотектоническом этапе в центральных и южных районах Балтийского региона наибольшей тектонической активностью отличались зоны северо-восточной и субмеридиональной ориентировок. В подводном рельефе это проявляется уступами — линейными морфоструктурами по западному и юго-восточному краям Лэбско-Готландского подводного плато (2), по западному и северному краям Самбийско-Куршской ступени (3). Линейными морфоструктурами с юга и запада оконтурены Клайпедско-Лиепайское поднятие (13), горст Христиансе (11), Ландсортский (9), Продольный (12) и Тельшайский (14) валы. Локальные пликативные морфоструктуры — это Клайпедско-Лиепайское поднятие (13), поднятие Рухну (15) и вал Готска-Сандё (10), созданный, по-видимому, новейшими автономными движениями.

1. Литвин В. М., Гялумбаускайте Ж. А. Новая геоморфологическая карта Балтийского моря // Комплексное изучение природы Атлантического океана. Калининград, 1989. С. 145—146.
2. Гуделис В. К. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики // Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике, Vilnius, 1964. Р. 105—114.
3. Гуделис В. К. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики // Современные движения земной коры. Тарту, 1973. № 5. С. 233—237.
4. Пуура В. А. К проблемам кайнозойской тектоники и формирования речной сети в Балтоскандии // Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии. Таллинн, 1980. С. 77—81.
5. Свиридов Н. И. Нарушения слоистой структуры осадочного чехла дна Балтийского моря // Геотектоника. 1981. № 4. С. 31—42.
6. Можжев Б. Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л.: Недра, 1973. 230 с.
7. Клиге Р. К. Изменения уровня океана в истории Земли // Колебания уровня морей и океанов. М.: Наука, 1982. С. 11—22.
8. Гялумбаускайте Ж. Методика и результаты исследования деформаций древнебереговых уровней ЮВ части Балтийского моря // Baltica. Vilnius, 1982. V. 7. Р. 95—104.
9. Богачевич-Адамчик Б. Новый диатомовый анализ осадочной толщи Хельского полуострова // Peribalticem II. Gdansk, 1982. Р. 186—193.
10. Свиридов Н. И., Литвин В. М. Строение дна юго-западной части Балтийского моря // Сов. геология. 1978. № 4. С. 27—41.

Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Калининградский государственный
университет

Поступила в редакцию
30.III.1989

ON THE DEVELOPMENT OF MORPHOSTRUCTURE OF THE BALTIC SEA FLOOR

GELUMBAUSKAITE Z. A., LITVIN V. M.

Summary

A comparison of the Baltic Sea bottom morphology to the tectonic and geological structure is used as a basis for consideration of large landforms genesis and endogenic processes importance to the bottom relief formation. Morphostructures development since the Mesozoic to the Holocene is analysed for the Baltic region.

УДК 551.462(262.5)

Ю. Д. ЕВСЮКОВ, В. И. КАРА

РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДУНАЙСКОГО КОНУСА ВЫНОСА

Северо-западная часть Черного моря характеризуется обширным шельфом, сравнительно пологим аккумулятивным материковым склоном и широким подножием. Крупнейшей формой рельефа дна здесь является центральная, морфологически отчетливо выраженная часть Дунайского конуса выноса, которая ранее отождествлялась с хребтом или горным сооружением [1, 2]. Выполненные здесь сейсмические исследования уточнили строение и природу этой области [3], однако детальное строение рельефа дна этого участка материкового склона оставалось не выясненным, что привело к схематизированному изображению его на новых батиметрических картах [4].

В 8-м рейсе НИС «Витязь» в центральной части Дунайского конуса выноса были проведены детальные исследования рельефа дна на полигоне размером 60×105 км [5]. Эхолотирование проводилось по системе взаимно пересекающихся профилей длиной от 20—28 до 105 км с межгалсовыми расстояниями