

## НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Г. М. БИЛИНКИС

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ  
МОЛДАВИИ

В практике региональных инженерно-геологических исследований юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы наблюдаемые в геологических разрезах открытые и погребенные деформации слоев часто классифицируют как древнеоползневые. Такая трактовка генезиса не учитывает корреляционных взаимоотношений разновозрастных пластов, характер нарушений, их однонаправленную ориентировку, значительную протяженность, т. е. те признаки, которые интегрально позволяют отнести эти деформации к разрывным тектоническим нарушениям. По-прежнему среди некоторых исследователей инженерно-геологического профиля продолжают бытовать взгляды о тектонической пассивности платформенных областей и об отсутствии дизъюнктивных нарушений в осадочном чехле. Вместе с тем на значительную роль разломов в формировании геологической структуры междуречья Прут — Днестр обращалось внимание неоднократно [1, 2], а созданные в последние годы схемы неотектоники, установленные закономерности плиоцен-плейстоценовой и современной геодинамики земной коры позволяют перейти к решению задачи пространственной связи неотектонических и гравитационных процессов в этом регионе.

Территория Молдавской ССР охватывает только часть юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и небольшой отрезок зоны ее сочленения со Скифской эпигерцинской плитой (Добруджа). Типичным для всей окраины платформы является возвышенный, всхолмленный, сильно расчлененный реками, балками и оврагами рельеф с перепадами высот от первых десятков до 400—600 м. В геоморфологическом отношении одни области окраинных частей платформы классифицируют как пластово-ярусные возвышенности (Волыно-Подольская, Центральномолдавская), другие — как моноклинально-пластовые возвышенности (Ставропольская). Территория республики входит в зону повышенной сейсмичности юга СССР. Основные глубокофокусные очаги, вызывающие землетрясения с максимальной магнитудой около 7,5, располагаются в горах Вранча Восточных Карпат и проявляются силой 7—8 баллов [3]. Зафиксированы на междуречье Прут—Днестр—Дунай также местные очаги землетрясений, приуроченные к тектоническим нарушениям, рассекающим осадочный чехол и фундамент Восточно-Европейской платформы и герциниды Добруджи [4].

Верхние горизонты геологического разреза региона в большинстве случаев сложены рыхлыми (связными и несвязными), реже скальными породами кайнозоя. Они слабо затронуты складчатостью, но почти повсеместно дислоцированы тектоническими разрывами.

Переслаивание песков, глин, мергелей, контрастные неотектонические движения, повышенная сейсмичность в сочетании с климатическим и антропогенным воздействием — таков неполный перечень факторов, создающих экстремальные условия для развития в регионе порой катастрофических эрозионно-

оползневых процессов. По масштабам их проявления и разнообразию причинных связей Молдавская ССР занимает особое место в европейской части СССР. Но в сумме природно-хозяйственных факторов, оказывающих влияние на динамику разрушительных процессов, необходимо выделить тектонический, который в интеграции с сейсмическим, геоморфологическим и антропогенным факторами определяет интенсивность и территориальное распределение опасных геологических процессов, в том числе и оползней.

Оползни в Молдавии образуются в геологических формациях неогена и плейстоцена, вскрытых эрозией практически почти на всю величину речного вреза. Лишь в северной Молдавии в долинах Прута и Днестра и некоторых их притоков обнажены скальные породы протерозоя и мела. Следовательно, для установления пространственной связи между гравитационными и тектоническими процессами необходимо прежде всего анализ тектоники позднего кайнозоя и тектонических процессов, синхронных времени формирования рельефа и оказывающих существенное влияние на его перестройку.

Регенерация континентального рельефа на юго-западе СССР в позднем кайнозое происходила трижды [2]. Во всех трех случаях его возрождение завершилось образованием кор выветривания и поверхностей выравнивания. Первая поверхность выравнивания континентального типа была сформирована на рубеже олигоцена и миоцена, вторая — в конце позднего миоцена, третья — в среднем — позднем плиоцене. Исходной базовой поверхностью, преобразование которой привело к созданию современного рельефа, была плиоценовая озерно-аллювиальная равнина. Приведенный ниже анализ динамики и генезиса оползневых процессов основывается на особенностях строения, истории формирования и последующей нарушенности именно этой поверхности выравнивания, так как все более древние формы рельефа к этому времени были переработаны и уничтожены.

Установлено, что разрушение озерно-аллювиальной плиоценовой равнины было обусловлено позднеплиоцен-плейстоценовой тектоникой. В среднем плиоцене рельеф местности был равнинным, незначительно возвышающимся над уровнем моря; четко очерченные речные долины отсутствовали, а приносимый обломочный материал плащеобразно аккумуляровался в прибрежных, в основном озерно-речных обстановках. Такая ситуация сохранялась вплоть до эоплейстоцена, когда произошло поднятие территорий с обособлением двух крупных водотоков: пра-Прута и пра-Днестра. К плейстоцену приурочено резкое усиление тектонических движений и связанное с ним формирование низкогорья Кодр, заложение современного облика гидросети, интенсивное врезание рек севера Молдавии в скальные породы мезозоя — кайнозоя и образование р. Днестр.

Наиболее активной и динамичной стадией плейстоценового морфогебеза была варницкая (первая половина плейстоцена). Климат в это время был холодный, но с резкими сезонными колебаниями. При потеплениях таяние ледников в Северном Прикарпатье вызвало сброс огромных объемов воды в речные долины и резкое увеличение энергии рек, что привело к переносу грубообломочного материала, усилению эрозионных процессов. С этой стадией следует увязать формирование береговых оползней, развивающихся за счет подрезки крутых склонов. Однако залесенность всей остальной территории междуречья Днестр — Прут исключает сколь-либо активное проявление оползневых процессов в плейстоцене. Их можно предполагать в отдельных местах только при крупных землетрясениях, а также вдоль зон тектонических разломов, обуславливающих появление полос раздробленных механически ослабленных пород. Такие оползни следует классифицировать как гравитационно-сейсмикотектонические [5].

Хронологически общее расчленение равнины междуречья и начало формирования контрастного дифференцированного рельефа совпадает с третьей стадией образования крупных шарьяжей и разломов в Карпатском орогене. Этот импульс позднеплиоценовой тектонической активности значительно усложнил мио-

ценовую покровную структуру западного края Предкарпатского прогиба и во многом определил современное строение и морфологию горных сооружений [6]. С севера на юг в Предкарпатье процессы тектонических позднеплиоценовых и плейстоценовых деформаций охватывают все более молодые отложения автохтона вплоть до плиоцена и эоплейстоцена. Так, если в районе Сучавы (СРР) сложно дислоцированные отложения мела и палеогена надвинуты на нижний—средний миоцен, то на юге в районе устья Тротуш интенсивно смятые в складки породы нижнего и среднего миоцена как бы наталкиваются на мощную толщу верхнего миоцена и плиоцена и сминаят ее, перекрывая образования бадения и сармата.

Фронт Карпатских надвигов находится в 75—125 км западнее территории Молдавской ССР. Наиболее близко (75 км) к тектоническим структурам юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы граница надвига проходит на широте Панчу—Кагул. Севернее, в районе Бырладско-Кодринской морфоструктуры, это расстояние составляет 112—125 км, а еще севернее, на междуречье Сучава—Прут, ширина промежуточной зоны до Карпатского орогена 90—95 км. При столь небольших расстояниях перемещение и коллизия в позднем миоцене крупных масс горных пород в орогене, их смятие не могли не отразиться на структуре и тектоническом режиме смежных территорий Восточно-Европейской платформы. Такие структуры, образованные под воздействием тектонических импульсов, передаваемых по горизонтали из геосинклинальных областей, Ю. М. Пущаровский [7] называет резонансными. Конечно, тектонические проявления в платформенном осадочном чехле по своим масштабам несравнимо уступают интенсивности тектогенеза в орогене, но они имели место и в разной форме запечатлены на территории Молдавии.

Какова же реакция краевой части платформы на активность тектонических движений в орогене? Это прежде всего дробление осадочного чехла и в первую очередь отложений миоцена и плиоцена сетью разломов, ориентированных в подавляющем большинстве случаев в трех направлениях: 350—10, 290—320 и 40—70°. Эти системы разломов закартированы нами в глубоко врезанных долинах Днестра, Прута и их притоков, на крайнем юго-западе междуречья, а также и в пределах Кодринской морфоструктуры. Амплитуды смещений разрывных нарушений варьируют чаще всего в диапазоне от 1 до 2 м, достигая в некоторых случаях 35—40 м при протяженности до 25—30 км. Нередко они образуют сложные системы нарушений, состоящих из крутых и пологих зон смятия. Активизация движений по зонам разломов происходила в постсреднесарматское—досреднеплиоценовое и четвертичное время. Неоднократно основные зоны разломов сопровождалась опережающими линейными структурами. На территории междуречья, особенно в Припрутье, много надвигов, поверхности которых падают на запад под углом 30—35°. Нередко кулисообразно расположенные разломы длиной 10—20 км образуют вместе ослабленную зону шириной до 1—2 км (Распопенский разлом). Часто пересечение и одновременность проявления двух противоположно падающих сбросов обуславливает появление грабенов шириной от 30 до 250—300 м. К ним, как правило, приурочены долины ручьев, балок, оврагов. Крупные разломы, пересекающие всю территорию Молдавии, контролируют границы структурно-фациальных зон, морфоструктур, геоморфологических областей и районов (Днестровский, Кайнарский, Ялпугский, Чугурский, Чадыр-Лунгский и др.).

Активизация разломов в четвертичное время во многом определила характер и направления современной гидрографической сети региона, являлась одним из основных факторов смены направления русел водотоков, появления висячих и антецедентных долин, их асимметрии и др. В опущенных крыльях сбросов отмечается резкое (иногда десятикратное) возрастание мощности четвертичных покровных суглинков. Позднечетвертичная тектоническая активность некоторых разломов нашла отражение в смещении цоколей и аллювиальных комплексов плейстоценовых террас Днестра и Прута, появлении перекатов,



субпараллельной ориентировке долин высокого порядка, крутых меандров, оползней, деформаций продольных профилей, структурных уступов, крестообразного расположения притоков, их впадения в основной водоток против течения, коленообразных изгибов рек.

Для большей части территории интенсивное оползнеобразование наблюдается в областях, где верхняя часть разреза сложена слабоустойчивыми грунтами. Но при всех прочих равных условиях районы интенсивных тектонических поднятий особенно поражены оползнями (рис. 1, 2). Зачастую они группируются вдоль зон, разграничивающих контрастные по тектоническому режиму морфоструктуры. Районы же тектонически стабильные характеризуются пассивностью экзогенных деструктивных процессов. Особенно подвержены оползням грунты, ослабленные многократными сейсмотектоническими подвижками во время крупных землетрясений, которые здесь случаются с периодичностью 30—40 лет [3].

Современная геодинамика морфоструктур Молдавии оценена по комплексу геолого-геоморфологических и инструментальных данных. Установлено, что Кодринская морфоструктура начиная с раннего плейстоцена испытывает поднятие, опускания характерны для площади Романкоуцкого блока и для юга междуречья Прут—Днестр. В областях поднятий интенсивность эрозионного расчленения в несколько раз выше, чем в опускающихся блоках, склоны отличаются значительной крутизной, высокими показателями скорости роста оврагов и оползней. Существует прямая связь между мобильностью морфоструктур, количественным соотношением площадей с крутыми и пологими склонами и пораженностью склонов оползнями. Эта закономерность нарушается только там, где верхний ярус рельефа сложен песками балтской свиты (Кодры). В этом случае в рельефе склонов отмечается перегиб и нижняя более пологая их часть, нарушенная оползнями, кверху сменяется крутым, но не затронутым оползнями уступом.

На связь процессов оползнеобразования с неотектоническим режимом отдельных блоков геологической структуры указывали многие исследователи [2, 8—10]. Однако конкретные факты приуроченности оползней к линейным зонам тектонически нарушенных пород приводятся редко. В последние годы удалось накопить обширный материал, указывающий на тесную пространственную генетическую связь оползней различного типа с тектоническими разломами, пересекающими миоценовый чехол. Разломы и разрывы в осадочной толще в первую очередь являются фактором, снижающим сопротивление сдвигу на склоне. Анализ показывает, что чаще всего вдоль зон тектонически ослабленных пород образуются оползни скольжения и оползни-обвалы. Они распространены в Кодринской, Чулук-Солонецкой морфоструктурах. Для первых характерна многоступенчатость, гетерохронность движений отдельных блоков, бугристость поверхности. Оползни скольжения, как правило, развиваются стабильно и разрастаются к водоразделу, нередко перекрестывая его (Кабаешты, Покшешты). Отдельные ступени-блоки сохраняются только в вершине оползня, остальные ступени претерпевают многократные передвижки, и их первичный облик не может быть восстановлен. Нередко площадь оползня увеличивается по диагонали к поверхности склона вдоль плоскости тектонического нарушения, и тогда более древние участки выглядят стабилизированными (Покшешты, Нишканы). Количество блоков-ступеней в таких оползнях зависит от вертикальной расчлененности рельефа, простираения тектонического нарушения по отношению к склону. Оползни-обвалы формируются чаще всего на крутых приводораздельных частях склонов (сложенных глинами, перекрытых водоносными песками) или же при эрозионной подрезке склона постоянным водотоком. Такого рода процессы приводят к образованию как фронтальных оползней глубокого заложения, так и локальных приовражных и циркообразных. Оползни-обвалы группируются также вдоль зон тектонически трещиноватых пород (Коржево, Телешово, Малаешты).

К тектоническим нарушениям северо-западного простираня приурочены и оползни в скальных породах, имеющих в основании глины или диатомиты. Они развиты в долине Днестра и его притоков в местах выхода на дневную поверхность меловых и среднесарматских известняков (Дороцкое, Григориополь, Голерканы, Вышкауцы и др.). Образование оползней этого типа происходит при эрозионной подрезке склонов, сопровождаясь появлением в известняках узких пустот, протяженность которых достигает 100—200 м и более (Криуляны, Вад-Рашков и др.).

Динамика большинства оползней Молдавии определяется прежде всего главной трещиной отрыва тела оползня и поперечными трещинами, оперяющими ее и расположенными перпендикулярно главному уступу. Эти трещины возникают при землетрясениях, неравномерной эрозионной подрезке подножия потенциально оползнеопасного склона или же при локализации в определенной части склона грунтовых вод, создающих гидростатическое давление в структурно обусловленных понижениях подземного рельефа. Именно эти глубокопроникающие и протяженные трещины служат подводящими каналами при смачивании оползневого тела атмосферными осадками. Системы тектонических трещин в коренных породах создают ослабленные зоны, и достаточно дополнительного увлажнения, землетрясения или же техногенного вмешательства, чтобы вызвать оползни. Случаи эти достаточно многочисленны (Бравичи, Быковец, Дороцкое, Григориополь, Кишинев и др.).

Для примера рассмотрим некоторые из них. Активные оползни возникли в зоне тектонических нарушений после сдачи в эксплуатацию дороги Кишинев—Бельцы, которая их пересекает. В 1981 г. в придорожных выемках нами были зарегистрированы тектонические разрывы у сел Бравича и Кучойя. В 3 км восточнее Бравича на водораздельном пространстве в начале спуска в долину р. Кула на высоте 220—230 м в песках и глинах среднего сармата отмечена отчетливая приразломная антиклинальная складка с углами залегания пород в зоне нарушений 60—70°. В целом же толща песков и глин общей мощностью около 45 м наклонена на юго-восток 120—130° под углом 15—20°. На южной окраине с. Кучойя на водораздельной площади толща горизонтально-слоистых песков балтской свиты наклонена на юго-восток 145—150° под углом 12—14° и осложнена мелкими широтными и субмеридиональными тектоническими нарушениями с углами падения плоскостей 45—55°. В 70 м южнее пески имеют обратный наклон. В зоне разлома в виде флексуры соприкасаются разновозрастные и литологически разнотипные толщи сармата. Однако амплитуду разлома установить трудно; можно лишь утверждать, что она не менее 10 м. В описанных двух участках при образовании оползней произошло разрушение полотна дороги.

На юге Молдавии вдоль тектонических нарушений северо-западного простираня, как правило, возникают блоковые приовражные оползни. Типичный пример можно наблюдать в оврагах правого склона долины р. Салчия от с. Московей на севере до с. Чумай на юге. Во всех оврагах закартирована зона плиоценового разлома с амплитудой смещения до 25 м. Тип нарушения сбрососдвиг. Затронута терригенная толща нижнего плиоцена и кора выветривания, образовавшаяся в среднем плиоцене. Мелкие оползни интенсивно развиваются в зоне нарушения и ниже ее выхода на древнюю поверхность. На северном фланге разлома, где он пересекает р. Салчия, возник крупный сложнблоковый оползень, охвативший большой массив земли на правом склоне долины.

На северной окраине с. Индерпничь в карьере вскрыто тектоническое нарушение, сместившее на 6—7 м толщу песков среднего сармата. С запада по разлому к пескам примыкают глины, залегающие под углом 30°. Плоскость нарушения падает на СЗ 280° под углом 65—70°. Точно по простиранию разлома на пологих (до 6°) склонах установлена цепочка оползней, активизированных в 1981 г. Оползни возникли и на пологом (3°) склоне. На южной окраине с. Покшешты крупный действующий оползень, приуроченный к одному из от-

ветвлений Быковецкого разлома, смещает толщу глин и песков верхнего сармата. Амплитуда смещения 6—7 м, угол падения пород в приразломных зонах до 30°. Такого же типа оползни глубокого заложения (разрушающие, несмотря на лесомелиоративные мероприятия, склоны и водораздельные пространства) отмечены у сел Телешово, Быковец и др. Все они локализованы в зоне Быковецкого разлома и не исключено, что их активизация в 1977—1981 гг. являлась реакцией на импульсное усиление современных движений земной коры перед землетрясениями. Над восточной окраиной с. Бокшаны развит крупный сложнблоковый оползень, активизировавшийся в 1984 г. В стенке срыва высотой 10—15 м, в центре оползня с толщиной плиоценовых песков по разлому контактирует пачка верхнесарматских глин, залегающая под углом 25—30°. Это тектоническое нарушение контролировало также направление позднеплиоценовой долины.

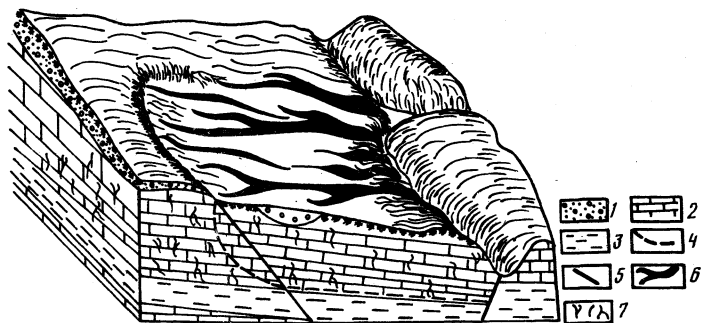


Рис. 3. Блок-схема оползня у с. Дорожкое

1 — гравийно-галечные отложения террасы; 2 — известняки среднего сармата; 3 — глины среднего сармата; 4 — плоскость скольжения оползня; 5 — тектонические нарушения; 6 — овраги; 7 — полые трещины в известняках

Примером приуроченности к тектоническим нарушениям скальных оползней может служить оползень на правом берегу балки Томашлык в 2 км северо-восточнее с. Дорожкое. Нижний отрезок долины балки и его правый приток, ориентированные по одной линии на СЗ 315—320°, приурочены к тектоническому нарушению (рис. 3). Поверхность склона, затронутого оползнем, рассечена сетью неглубоких оврагов и промоин, отражающих динамику поперечных трещин. Русло балки врезано на глубину 5—6 м и дренирует водоносный горизонт. В верхней части склона в известняках зафиксировано много притертых и полых трещин (СЗ 330°, угол 45°), параллельных основному нарушению. Амплитуда смещений по мелким нарушениям 0,5—1 м. Глубина трещин достигает 20—30 м, они пересекают массив известняков на всю мощность, и атмосферные воды, скапливаясь на пласте глин, способствуют сползанию известнякового блока. Таким образом, основная причина оползания этого блока горных пород — тектоническая трещиноватость известняков и эрозионная подрезка подножия склона оврагом.

Еще одним примером приуроченности оползней к тектоническому нарушению являются деформации на правом склоне долины р. Бык, установленные от юго-восточной окраины г. Кишинева и далее на северо-запад до с. Гидигич. Кровля сарматских известняков здесь разбита многочисленными тектоническими нарушениями, образующими в целом асимметричную грабенообразную структуру с более крутым восточным крылом. Основное нарушение проходит вдоль подножия левого склона долины р. Бык, пересекает долины балок Цыганская, Голбачиха (несколько севернее здания типографии) и уходит далее вдоль долины. По ряду скважин, вскрывших западное и восточное крылья разлома, амплитуда смещения составляет 20—45 м, сброшено западное крыло. Разлом сопровождается серией оперяющих нарушений, простирающихся по азимуту 310—320°. Одно из них, выявленное при бурении скважин сейсмического микрорайонирования, прослежено в подземных выработках юго-восточного

фланга месторождения известняков. Второе нарушение описано А. Я. Егоровым [3] на правом склоне Гусевой балки в виде тектонически трещиноватых локальных линейных зон с амплитудами смещения до 5—6 м. К ним приурочены многочисленные оползневые деформации склона.

Цепочка оползней сложного типа приурочена к зоне Вадулуйводского разлома. Они зафиксированы вблизи русла р. Днестр у с. Дорощкое, где очень пологий склон, сложенный мергелями и диатомитами среднего сармата, террасовыми отложениями плейстоцена, деформирован вдоль зоны разлома береговыми оползнями. В овраге вскрыто тектоническое нарушение, где видно, что мергели и глины наклонены на СЗ 340° под углом 30°, а в 10 м севернее нарушения наблюдается крутая приразломная складка с размахом крыльев 3 м и наклоном пластов до 70°. Оползни находятся в 100—250 м на юго-запад от оврага на травяне разлома. Такого же типа оползни в зоне Вадулуйводского нарушения установлены на восточной окраине пгт Вадул-луй-Водэ у сел Будешты, Тогатино, Колоница, Новые Чеканы. К тектоническому нарушению приурочен оползень глубокого заложения у с. Гординешты. Свидетельством активности оползня являются факты деформации жилых домов и кирпичного завода. Подвижки оползня не носили катастрофического характера и связаны с постоянной подрезкой склона ручьем и перегрузкой склона постройками. Медленное сползание блока ниже тектонического нарушения вызывают малоамплитудные подвижки отдельных глыб массива и частичное разрушение некоторых зданий.

### Выводы

1. Большая группа активных современных оползней приурочена к тектонически ослабленным, раздробленным линейным зонам, надвигам, сдвигам, сбросам, широко распространенным в Припутье, центральной и юго-западной Молдавии. Особенно подвержены оползням грунты, ослабленные многократными сейсмотектоническими подвижками.

2. Неотектонический режим основных морфоструктур является одним из факторов, влияющих на территориальное распределение природных оползневых процессов. Однако большинство современных оползней Молдавии образовалось в процессе хозяйственного освоения склонов.

3. Возраст оползней редко бывает древнее позднего плейстоцена — голоцена. Единичные, более древние плиоценовые и плейстоценовые оползни могли образоваться в зонах тектонических нарушений при землетрясениях и при эрозивной подрезке склонов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Сухов И. М. Землетрясение 10 ноября 1940 г. в Молдавии и сопредельных областях и вопросы сейсмрайонирования юго-западной части СССР // Бюл. Совета по сейсмологии АН МССР. 1960. № 8. С. 93—98.
2. Билинкис Г. М. Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. Кишинев: Штиинца, 1971. 151 с.
3. Ризниченко Ю. В., Друмя А. В., Степаненко Н. Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца, 1975. 118 с.
4. Друмя А. В., Устинова Т. И., Шукин Ю. К. Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1964. 119 с.
5. Солоненко В. П. Сейсмогенное разрушение горных склонов // Гидрогеология и инженерная геология. Докл. XXIV сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1972. С. 142—151.
6. Băncilă J., Hristescu E. Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații orientali) // Association geologique carpato-balkanique. V-e congres. Bucuresti, 1963. S. 11—30.
7. Пуцаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника. 1969. № 1. С. 3—13.
8. Егоров А. Я. Механизм формирования блоковых оползней в трещиноватых глинистых породах (на примере центральной части Молдавии) // Гидрогеология и инженерная геология. Экспресс-информация. 1980. Вып. 10. С. 5—10.
9. Мишалов В. М. Роль трещиноватости глинистых грунтов в развитии оползней Молдавии // Оползни и борьба с ними. Кишинев: Штиинца. 1974. С. 12—13.



## NEOTECTONIC PRECONDITIONS FOR LANDSLIDES IN MOLDAVIA

BILINKIS G. M.

### S u m m a r y

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 моноклиналино 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