

блока значения коэффициентов водопроницаемости на порядок ниже — 744, 662, 680 м<sup>2</sup>/сут.

6. В пределах зоны разломов запад-северо-западного простирания установлены значения коэффициентов водопроницаемости порядка 5460, 5200, 1950 м<sup>2</sup>/сут, а значения 1703, 3540, 936, 1816, 1940 м<sup>2</sup>/сут локализованы по линии меридионального направления через район Новопокровского водозабора.

Таким образом, при сопоставлении данных о коэффициентах водопроницаемости понт-меотис-сарматского водоносного комплекса с картой деформаций погребенной известняковой поверхности Степного Крыма выявляется закономерное расположение однопорядковых значений коэффициентов в пределах элементов деформаций известняковой поверхности. Учитывая установившиеся взгляды на блоковую структуру основного водоносного комплекса, детальную интерпретацию морфологии известняковой погребенной поверхности, приведенные выше факты приуроченности однопорядковых значений коэффициентов водопроницаемости к линейным элементам различного происхождения, можно рекомендовать использование полученных результатов при составлении специальных гидрогеологических карт (коэффициентов водопроницаемости водоносных комплексов, параметров отдельных слоев и т. д.).

## SUMMARY

Applied geomorphological researches are carried out to create a continually operating mathematical model of the Steppe Crimea and the south of the Kherson region. Results of the researches are presented.

1. Геология СССР. Т. 8. Крым.— М.: Недра, 1969.—576 с.
2. Кац Я. Г., Макарова Н. В., Козлов В. В., Трофимов О. М. Структурно-геоморфологический анализ Крыма по дешифрированию космоснимков.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 3, с. 8—20.
3. Львова Е. В. Равнинный Крым.— Киев: Наук. думка, 1978.—188 с.
4. Огняник Н. С. Постоянно действующие математические модели гидрогеологических процессов.— Киев: Наук. думка, 1980.—167 с.
5. Палиенко Э. Т. Корреляция и степень преобразования поверхностей выравнивания Горного и Степного Крыма.— Поверхности выравнивания, 1970, вып. 2, с. 80—81.
6. Тимофеев В. М., Палиенко Э. Т., Тарбес И. В., Чмыхал В. Н. Неотектоническая структура Равнинного Крыма.— Физ. география и геоморфология, 1975, № 13, с. 112—127.

Киев. ун-т, Киев

Статья поступила  
24.05.84

УДК 551.343(477.9)

## ОПОЛЗНИ РАЙОНА г. ФЕОДОСИЯ

Н. Н. Новик, Л. С. Борисенко, В. И. Гук, Ю. Б. Люльев,  
Е. П. Сидоренко

Оползневые смещения на склонах Крымских гор довольно широко развиты и представляют собой серьезную опасность, которая все более возрастает в связи с интенсивно расширяющимся освоением новых площадей под курортное и жилищное строительство. Крымские оползни различаются, прежде всего, по геологическим и морфоструктурным условиям образования, определяющим их динамические типы, а также степень влияния различных факторов, (абразии, эрозии, грунтовых вод, крутизны склонов) на их формирование и повторные подвижки. Различие геологических и морфоструктурных условий образования

оползней позволило выделить в пределах Горного Крыма ряд оползневых районов [10].

Наиболее изучены оползни Южного берега Крыма (от г. Алушта до м. Айя) и в меньшей мере юго-восточного побережья (от г. Алушта до пгт Планерское), где среди современных активных оползней различными авторами выделяются абразионные, эрозионные оползни и оползни, связанные с искусственной подрезкой в основании склонов или перегрузкой в их верховье [4, 5]. Общими условиями формирования

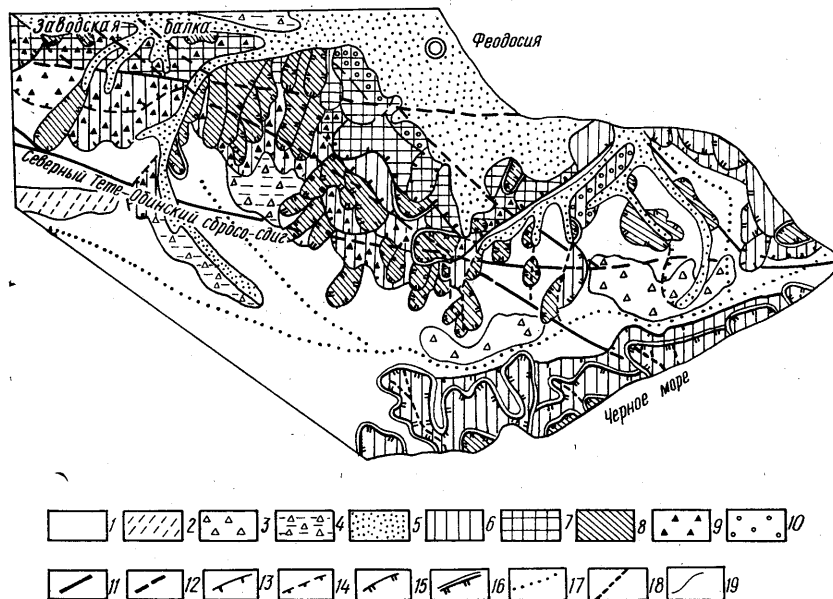


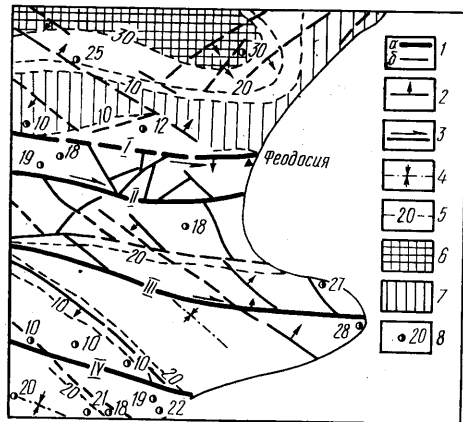
Рис. 1. Схематическая геологическая карта оползней района г. Феодосия

1 — флишвидные отложения, глины и мергели верхней юры титонского яруса—нижнего мела берриасского яруса (J<sub>3</sub>t—K<sub>1</sub>b); 2 — делювиальные щебнисто-суглинистые отложения нижнего плейстоцена (dI); 3 — то же, среднего плейстоцена (dII); 4 — то же, верхнего плейстоцена, судакского террасового уровня (d<sup>8</sup>III); 5 — современные отложения днищ балок и делювиально-пролювиальных шлейфов: глины, суглинки, щебень (dp IV); оползни: 6 — в флишвидных отложениях, глинах и мергелях верхней юры титонского яруса—нижнего мела и берриасского яруса, 7 — в глинах нижнего мела — валажинского и готеривского ярусов, 8 — в четвертичных отложениях и выветрелой части коренных пород; 9 — отложения судакского террасового уровня, смещенные вместе с блоками дочетвертичных образований; 10 — то же, отузского террасового уровня; 11 — разрывные нарушения прослеженные; 12 — то же предполагаемые; 13 — границы древних оползней; 14 — то же предполагаемые; 15 — границы современных оползней, стабилизировавшихся; 16 — то же активных; 17 — водораздельная линия; 18 — тальвеги развивающихся оврагов; 19 — геологические границы

оползней побережья от пгт Планерское до м. Айя являются широкое развитие легковыветриваемых флишевых пород таврической серии (T<sub>3</sub>—J<sub>1</sub>) и средней юры (J<sub>2</sub>), интенсивная дислоцированность и тектоническая раздробленность отложений, проявление новейших разнонаправленных тектонических движений (сводное воздымание суши и погружения в пределах шельфа) [2—6, 13]. Развитию оползней на Южном берегу Крыма от г. Алушта до м. Айя способствует также наличие мощных коллювиальных щебнисто-глыбовых навалов и смещенных массивов известняков плиоцен-четвертичного возраста (массандровская свита, по М. В. Мурагову [8]), развитых преимущественно в средней и верхней частях склона, и непосредственная разгрузка подземных трещинно-карстовых вод верхнеюрских известняковых массивов в обвальные и оползневые накопления [5, 6].

При проведении крупномасштабной специализированной геологической, инженерно-геологической и гидрогеологической съемки с целью сейсмического микрорайонирования в восточной части Горного Крыма авторами впервые были закартированы и описаны оползни, расположенные на склонах хребтов Тете-Оба, Биюк-Янышар, Узун-Сырт и др. Это обособленная и обширная группа оползней, развитых преимущественно во флишвидных отложениях титона и глинисто-мергелистой толщи нижнего мела, структурно приуроченных к восточному периклинально-

му замыканию Крымского мегантиклинория. Среди оползней восточного периклинального замыкания указанного мегантиклинория особый интерес представляют оползни окрестностей г. Феодосия, развитые на южном, обращенном к морю, и северном склонах хр. Тете-Оба и занимающие площадь свыше 7 км<sup>2</sup> (рис. 1). В пределах Феодосийских оползней расположены жилые постройки юго-западной окраины города, дачные поселки, линии электропередач и другие инженерные сооружения. В целом оползни характеризуются многочисленными ступенями,



значительной глубиной заложения (десятки метров), практически сплошным поражением скло-

Рис. 2. Схема разрывных нарушений и новейших тектонических движений района г. Феодосия

1 — разрывные нарушения: а — главные, б — второстепенные (оперяющие); 2 — направление падения сместителей разрывов; 3 — горизонтальные перемещения по разрывам; 4 — оси приразломных складок; 5 — изолинии послекарангатских поднятий; 6 — участки максимальных поднятий послекарангатского времени; 7 — участки современных опусканий и замедленных (послекарангатских) поднятий; 8 — высота (в м) поверхностей судакского денудационного уровня над современными врезами речной сети. Сбросо-сдвиг: I — Байбугинский, II — Феодосийский, III — Северный Тете-Обинский, IV — Южный Тете-Обинский

нов от основания до водораздела (абсолютные отметки их в верховьях достигают 100—250 м при отметках водораздельной линии от 115 до 280 м) и неоднократной активизацией.

Как отмечалось, в морфоструктурном отношении Феодосийские оползни приурочены к хр. Тете-Оба, представляющему собой моноклинальный гребень субширотного простираия с плоской, выравненной вершинной поверхностью, протягивающийся от карадагской группы гор до м. Илья. Северные склоны хребта пологие (5—15°) и совпадают с направлением, а часто и с углом падения, бронирующих пород, южные — более крутые (15—30°), редко обрывистые. Морфоструктура его в значительной степени предопределена серией правосторонних сбросо-сдвигов субширотного простираия, трассирующих на поверхности зону Крымско-Кавказского глубинного разлома [1, 11], разделяющего Крымский мегантиклинорий и платформенные структуры Равнинного Крыма. По данным геологосъемочных работ, в которых авторы принимали непосредственное участие, на северном склоне хребта четко прослеживаются продольные Байбугинский, Феодосийский и Северный Тете-Обинский, а на южном — Южный Тете-Обинский сбросо-сдвиги с многочисленными оперяющими (второстепенными), поперечными по отношению к хребту, сбросо-сдвигами и сбросами северо-восточного и северо-западного простираия (рис. 2). Разрывные нарушения на склонах хр. Тете-Оба сохраняют тектоническую активность по настоящее время, о чем свидетельствуют новейшие дифференцированные тектонические движения отдельных блоков, установленные по деформациям террасовых и денудационных уровней. Наряду с пологоскладчатыми деформациями амплитуды поднятий отдельных блоков, ограниченных разломами только в послекарангатское время, изменяются от 10 до 30 м (рис. 2). Разрывные нарушения, как наиболее ослабленные зоны, являются важным фактором формирования Феодосийских оползней. Трещины отрыва многих из них, особенно фронтальных первого порядка, контролируются зонами тектонической трещиноватости и дробления пород, сопровождающих разломы субширотного и северо-западного простираия (рис. 1).

Литологической предпосылкой развития Феодосийских оползней является преобладание глинистых отложений в геологическом строении хр. Тете-Оба. Хребет практически полностью сложен флишоидными отложениями титонского яруса (J<sub>3</sub>tt), представленными глинами с про-

слоями песчаников, известняков и известняковых брекчий. Незначительно развиты, преимущественно в тектонических клиньях, мергели, переслаивание глин и мергелей берриасского яруса нижнего мела ( $K_1b$ ). В основании северного склона повсеместно залегают глины с редкими прослоями мергелей валанжинского и готеривского ярусов нижнего мела.

Отложения, слагающие хр. Тете-Оба, практически водоупорные и выдержанных водоносных горизонтов не содержат. Только в приводо-раздельной части его известны малодобитные родники трещинных вод атмосферного питания, связанные с прослоями известняков и песчаников в титонских отложениях. Поэтому о существенной роли подземных вод при формировании оползней глубокого заложения в дочетвертичных отложениях говорить не приходится. Напротив, с избыточным увлажнением за счет атмосферных осадков и грунтовых вод спорадического распространения связана активизация ряда глетчерообразных оползней, развитых в щебнисто-суглинистых четвертичных отложениях и выветрелой части коренных пород на северном склоне хребта.

Известно, что сами по себе ни геологическое строение, ни гидрогеологические условия не могут привести к проявлению оползневой деятельности. Основным фактором, определяющим их образование и активизацию, является развитие склонов неравновесного профиля. При этом высота и крутизна склонов в предельно устойчивом состоянии варьируют в зависимости от условий залегания, литолого-структурных особенностей, обводненности, тектонической трещиноватости и раздробленности пород. Например, на северном склоне хр. Тете-Оба, где широко развиты разрывные нарушения, породы имеют падение по склону, а его основание сложено глинами, оползни здесь развиваются при уклонах от 5 до 15°; на южном, сложенном переслаиванием глин и скальных пород с падением в склон, — от 15 до 28°.

По условиям образования среди Феодосийских оползней выделяются абразионные, развитые на побережье в районе м. Илья и к западу от него до Двухкорной долины (восточное окончание и южные склоны хр. Тете-Оба), и эрозионные, развитые на северном склоне хр. Тете-Оба от берега моря до Староцебетовского шоссе. По отношению к современному базису денудации и времени формирования различаются оползни древних и современной генераций.

Древние абразионные оползни образовались в результате обрушения флишoidных отложений титона по поверхностям, близким к цилиндрическим, секущим слоистость пород. Их срывы достигают водораздельной линии хр. Тете-Оба, а поверхности скольжения у основания склона погружаются под современный уровень моря. Древние оползневые смещения на побережье представлены, по существу, двумя фронтальными оползнями: один из них развит к западу от м. Илья и имеет протяженность по фронту 3500 м при ширине от 200 до 750 м, второй — к северо-западу протяженностью 1500 м при ширине 100—350 м.

Современные абразионные оползни развиты в пределах древних и являются оползнями второго порядка. В оползневые смещения в данном случае вовлечены выветрелые и раздробленные блоки флишoidных отложений титона, участвующие в строении древних оползневых тел, щебнисто-глыбовые осыпные и древние оползневые накопления, реже современные щебнисто-суглинистые коллювиально-делювиальные отложения. Современные абразионные оползни имеют сложное ступенчатое строение (рис. 3) и представлены фронтальными и циркообразными морфологическими типами. В ряде случаев циркообразные оползни верховьев склонов книзу сужаются и переходят в глетчерообразные. Наибольшую протяженность по склону (до 500—750 м) имеют циркообразные. Их срывы достигают границ древних фронтальных оползней. Современные абразионные оползни окрестностей г. Феодосия формируются в результате обрушения блоков пород по цилиндрическим поверхностям, реже в результате соскальзывания рыхлого обломочного материала по невыветрелым коренным породам. Вследствие интенсивной

абразии морем большинство из них активны. Современной активизации и формированию мелких оползневых срывов в прибрежной полосе способствует также густая овражная сеть с глубокими эрозионными врезами.

В отличие от прибрежных оползней главный фактор образования и активизации оползней северного склона хр. Тете-Оба — это эрозионная подрезка склонов. Основным базисом древних и современных оползней здесь является эрозионная депрессия с абсолютными отметками от 10 до 50 м, открывающаяся к морю в районе порта и образовавшаяся



Рис. 3. Ступени и срывы абразионных оползней к западу от м. Илья

при слиянии ряда балок и оврагов. Отдельная группа оползней северного склона хр. Тете-Оба разгружается в Заводскую балку. Древние эрозионные оползни (оползни первого порядка) являются преимущественно оползнями обрушения с поверхностями скольжения, близкими к цилиндрическим, и развиты в глинах и мергелях бериасского, валанжинского и готеривского ярусов нижнего мела, флишоидных отложениях титонского яруса верхней юры. В строении древних эрозионных оползней участвуют также верхнеплейстоценовые делювиальные щебнисто-суглинистые отложения, которые смещаются вместе с дочетвертичными образованиями.

Древние эрозионные оползни представлены фронтальными и циркообразными морфологическими типами со срывами, достигающими средней и верхней частей склона. Языки и валы выдавливания этих оползней как бы утоплены в современные балочные отложения и местами в виде эрозионных останцов прослеживаются в пределах города. Ширина наиболее крупных циркообразных оползней, развитых южнее городского кладбища, составляет около 300 м. Наиболее крупный фронтальный оползень, развитый в районе Генуэзской крепости и на склонах южнее Морского сада, по фронту превышает 1000 м.

Древние эрозионные Феодосийские оползни обусловили дальнейшее развитие северного склона хр. Тете-Оба, создание определенных микроформ рельефа. По трещине отрыва фронтального оползня в районе Генуэзской крепости и Морского сада формируется балка, которая перехватывает сток ряда балок с верховьями у вершины указанного хребта. В результате запрокидывания ступени фронтального оползня южнее кладбища образуется бессточная котловина шириной около 400 м. С древними эрозионными оползнями связаны наиболее крупные тер-

расовидные ступени, а с трещинами отрыва — многочисленные современные овраги и балки.

Образование современных эрозионных оползней связано с дальнейшим формированием овражно-балочной сети, продолжающимся в настоящее время. Современные эрозионные оползни в большинстве случаев являются оползнями второго порядка и развиваются в пределах древних оползней. Повторная активизация произошла практически в пределах всех древних эрозионных оползней, развитых на северном склоне хр. Тете-Оба. Исключения составляют оползни, развитые по правому борту Заводской балки.

Среди современных эрозионных оползней г. Феодосия преобладают глетчерообразные оползни соскальзывания и вязкопластического течения, реже циркообразные оползни обрушения и соскальзывания, развитые преимущественно по склонам крупных оврагов. Кроме эрозионных врезов, базисом современных оползней северного склона хр. Тете-Оба часто являются более низкие ступени древних оползней. Глетчерообразные оползни соскальзывания и вязкопластического течения имеют длину по склону от 200 до 1000 м при ширине не более 100—150 м, они многоярусны и образуют ряд террасовидных ступеней, освоенных многочисленными оплывинами и осовами. Циркообразные оползни имеют незначительные размеры.

Современные эрозионные оползни развиты в выветрелой верхней части коренных пород или сложены современными и верхнеплейстоценовыми суглинками со щебнем. Глубина заложения их определяется мощностью рыхлых отложений.

Большинство из современных эрозионных оползней, развитых на северном склоне хр. Тете-Оба, в противоположность оползням прибрежных склонов, стабилизированы и каких-либо подвижек в настоящее время не испытывают. Активными являются ряд небольших цирко- и глетчерообразных оползней, приуроченных к склонам развивающихся оврагов.

Образование и последующая активизация Феодосийских оползней неразрывно связаны с историей формирования морфоструктуры хр. Тете-Оба. В раннем плейстоцене в районе г. Феодосия формируется полигенетическая поверхность выравнивания, денудационная часть которой сохранилась в виде плоских вершинных поверхностей хребтов Тете-Оба и Узун-Сырт. Ее аккумулятивная часть в настоящее время представлена галечниками плато Эгет, расположенного западнее г. Феодосия, отнесенных М. В. Муратовым к булганакскому террасовому уровню раннеплейстоценового возраста [9]. Последующие поднятия территории, сопровождавшиеся пологоскладчатыми и блоковыми тектоническими движениями, привели к эрозионному расчленению выравненной поверхности и формированию морфоструктуры хр. Тете-Оба.

Формирование морфоструктуры хр. Тете-Оба происходит на фоне прерывисто-циклических новейших тектонических движений всего горно-складчатого сооружения Крыма. В результате этого глубокие эрозионные врезы, соответствующие фазам активизации тектонических движений, периодически сменяются процессами выравнивания и развитием рельефа к устойчивому равновесному состоянию. Подтверждением этому являются сохранившиеся на склонах указанного хребта останцы педимента, связанного с манджильским (среднеплейстоценовым) террасовым уровнем, и занимающая обширные площади зачаточная поверхность выравнивания коррелятная судакскому (верхнеплейстоценовому) террасовому уровню. Денудационная часть последней в виде педимента с маломощным чехлом щебнисто-суглинистых делювиальных отложений непрерывно прослеживается вдоль северного склона хребта по правому берегу р. Байбуга. Ее аккумулятивная часть, развитая на предгорной равнине, к северу от хребта, представлена мощным чехлом (до 20 м и более) делювиально-пролювиальных суглинков и глин, перекрывающих на восточной окраине г. Феодосия морские детритусовые пески карангатской террасы.

Оползни, связанные с врезами докарангатского и карангатского времени в районе г. Феодосия не известны (они или не проявились вообще в связи с недостаточной глубиной врезов, или уничтожены последующей денудацией).

После стабилизации тектонических движений, обусловившей формирование поверхности выравнивания, связанной с судакским террасовым уровнем, хр. Тете-Оба испытывает очередные поднятия, которые продолжаются по настоящее время, о чем свидетельствуют развивающиеся эрозионные врезы. Образование второй (верхнеплейстоценовой) и первой (голоценовой) террас р. Байбуга, вероятно, связано с кратковременными трансгрессиями новозвксинского и древнечерноморского бассейнов соответственно. Различное положение уровня моря и древних береговых линий после карангатских бассейнов отмечают многие исследователи, связывая их с фазами вюрмского оледенения [7, 13].

К концу позднего плейстоцена (от 18 до 12—15 тыс. лет) во время максимума вюрмского оледенения уровень моря понижается на 80—90 м ниже современного [13]. С этим периодом в Крыму связано формирование переуглубленных приустьевых частей долин, выполненных в настоящее время аллювием до отметок 20—40 м ниже уровня моря. Долина р. Байбуга в пределах г. Феодосия переуглублена более чем на 25 м (выполняющие ее отложения нами полностью перебурены не были).

С глубокими эрозионными врезами конца позднего плейстоцена, вызванными низким уровнем новозвксинского бассейна и последней активизацией тектонических движений, проявившихся в дальнейшем воздымании хр. Тете-Оба, связано образование древних эрозионных феодосийских оползней. Доказательством этому служит участие в оползневых смещениях верхнеплейстоценовых делювиальных щебнисто-суглинистых отложений и наличие древних оползневых языков, погребенных под современными делювиально-пролювиальными отложениями.

Древние абразионные оползни образуются, по-видимому, несколько позже — в начале древнечерноморской трансгрессии, когда береговая линия уже имела близкое к современному положение. Современная активизация оползней на прибрежных склонах связана с подработкой морем древних оползневых тел. Дальнейшее развитие эрозионной сети после образования первой надпойменной террасы приводит к современной активизации оползневой деятельности на северных склонах хр. Тете-Оба.

Таким образом, Феодосийские оползни образуются в конце позднего плейстоцена (абразионные, возможно, в начале голоцена) и проявляют активность по настоящее время. Основными факторами их активизации являются абразия моря и эрозионная деятельность, усиленные новейшими тектоническими движениями. Образованию Феодосийских оползней способствует также участие в строении склонов преимущественно глинистых пород и наличие разрывных нарушений.

## SUMMARY

Conditions and the period of forming Feodosia soil slips as well as their connection with neotectonics manifestation and with changes in the denudation levels are elucidated, that is of importance for planning of the civil engineering works in the region of the town of Feodosia.

1. Борисенко Л. С., Тихоненков Э. П., Новик Н. Н., Чебаненко И. И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений.— Геол. журн., 1983, т. 43, № 6, с. 64—68.
2. Ерыш И. Ф., Коджаспиров А. А. Оползни восточной части Южного берега Крыма — от Алушты до мыса Кик-Атлама.— В кн.: Оползни Черноморского побережья Украины. М.: Недра, 1977, с. 48—56.
3. Золотарев Г. С. Оползни, обвалы, эрозионные явления и инженерно-геологическое районирование Черноморского побережья Крыма.— В кн.: Вопросы формирования и устойчивости высоких склонов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970, с. 21—52.

4. Ключин О. А. Гравитационні процеси південно-східного Криму.— Фіз. географія та геоморфологія, 1970, вип. 1, с. 105—111.
5. Корженевский И. Б., Лоевко А. Н., Черевков В. А. Оползневые явления юго-восточного побережья Крыма от г. Алушты до пос. Планерского.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР: Материалы среднеазиат. совещ. по вопр. изуч. оползней и мер борьбы с ними. Душанбе: Дониш, 1968, вып. 12, с. 103—108.
6. Лужецкий А. Н. Оползни Южного берега Крыма.— В кн.: Оползни Черноморского побережья Украины. М.: Недра, 1977, с. 5—38.
7. Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Щербаков Ф. А. и др. Схема структурно-геоморфологического районирования дна северо-западной части Черного моря.— Комплекс. исслед. природы океана, 1973, вып. 4, с. 12—20.
8. Муратов М. В. Неогеновая система. Континентальные отложения.— В кн.: Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969, с. 264—271.
9. Муратов М. В. Четвертичная система.— Там же, с. 271—289.
10. Неклюдов Г. И. Оползневые процессы.— Там же, с. 474—478.
11. Расцветаев Л. М. Горный Крым и Северное Причерноморье.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 37—51.
12. Чуриков М. В., Цыпина И. М. К вопросу о роли новейших тектонических движений в развитии оползневых процессов на Южном берегу Крыма.— Вопр. гидрогеологии и инж. геологии, 1959, № 18, с. 83—92.
13. Щербаков Ф. А., Куприн П. А., Моргунов Ю. Г. Позднечетвертичный этап развития Черного моря.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1979, № 49, с. 3—16.

Киев. ун-т, Киев

Статья поступила  
17.12.84

УДК 551.24(02)+553.3.078(477)

## СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ВЕНД-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПРИДНЕСТРОВСКОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Ю. Г. Ермаков, С. И. Кирикилица, Ю. М. Вольфман, Л. Н. Щербакова

Тектоническая активизация — процесс резкого усиления тектонических движений в стабилизированных участках земной коры — выражается развитием разрывных нарушений, поднятий, прогибов, впадин и широким многообразным проявлением магматизма в интрузивной и эффузивной формах. Этот процесс, затрагивая участки древней платформы, вызывает их дифференциацию с образованием структурных форм, в которых участвуют древнее основание и несогласно лежащий на его поверхности вулканогенно-осадочный чехол. Преобладающими структурными формами проявления тектонической активизации древних платформ являются разломно-глыбовые (блоковые) структуры, сводово-глыбовые поднятия, чередующиеся с пологими впадинами, рифтогенные насводовые структуры (грабены). Они характеризуют разные стадии сложного процесса, приводящего к деструкции континентальной коры и образованию океанической.

Классическим примером процесса деструкции, протекающей по схеме: активизированная платформа—сводово-глыбовое поднятие — континентальный рифт—океанический рифт, служит Афарская зона сочленения рифтов, в частности рифты Аденского залива и Красного моря, в центральной части которых океаническая кора возникла 3—10 млн. лет тому назад [1]. Некоторые вопросы деструктивного развития коры на территории Украины рассматривались в работах [8, 9], где было обращено внимание на возникновение в пределах Украинского щита (УЩ) и его склонов насводовых палеорифтогенных структур. Было высказано мнение о том, что деструктивное развитие земной коры приднестровской части Русской плиты прекратилось на стадии континентального рифтогенеза, и независимо от времени активизации, места и размеров разновозрастные палеорифтогенные системы, например Голованевская и Придобруджинская (рис. 1), имеют форму трой-



11-463  
1985  
г. 48  
~ 4

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Научный журнал  
основан в 1934 г.  
Выходит один раз  
в два месяца

Том 45 № 4 · 1985

КИЕВ  
НАУКОВА ДУМКА

## РУДЫ

УДК 550.822:553.31

### НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА ЗАЛОЖЕНИЯ КРИВОРОЖСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

*Н. Р. Бурьян, Ю. Н. Лазаренко, В. В. Решетняк, Н. Г. Ефименко*

Криворожский бассейн — крупнейший железорудный регион мира — является основной минерально-сырьевой базой черной металлургии СССР. В 1982 г. добыча железной руды в нем составила 43 % общесоюзной и 84 % республиканской. Эксплуатация богатых железных руд и железистых кварцитов в настоящее время происходит на глубинах 800—1100 м. Поисково-разведочными работами доказано распространение богатых железных руд до глубин порядка 2200—2700 м. Выяснение перспектив и характера железоруднения в Саксаганской рудоносной структуре на больших глубинах имеет важное экономическое и социальное значение для промышленного комплекса бассейна. Для уточнения этих вопросов Межведомственным научным советом ГКНТ СССР было принято решение о бурении у с. Новоивановка в районе рудника им. Ленина скважины глубиной 12 км.

Научное обоснование целей и задач указанной скважины, а также района ее заложения приведено в работах Я. Н. Белевцева и др. [1, 2], Н. П. Семененко [6]. В обосновании точки заложения, наряду с другими организациями, принимали участие Днепропетровское отделение ИМР и Криворожская геологоразведочная экспедиция ПГО «Южукргеология». В 1982 г. завершено построение по новейшим физико-геологическим данным объемной геолого-геофизической модели северной части Саксаганской рудоносной структуры. В процессе работ возникли и оформились некоторые новые понятия о структуре бассейна, его тектонике и истории геологического развития.

Для получения общих представлений о глубинном строении Кривобасса были использованы результаты крупномасштабных гравиметровой и магнитной съемок, данные сейсморазведки, многочисленные опрелделения физических свойств горных пород и геологические материалы.