

ВПЛИВ МОРФОСТРУКТУРИ ОБЛАСТЕЙ ПЛАТФОРМЕННОЇ І ГЕОСИНКЛІНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОЇ БУДОВИ НА ФОРМУВАННЯ ЇХ МОРФОСКУЛЬПТУР

Формування природних умов у кожному конкретному регіоні зумовлюється особливостями геологічної будови. Яскравими прикладами, які ілюструють це твердження може служити порівняння рельєфу областей платформенної і геосинклінально-складчатої будови. Більше того, і в межах вказаних областей рельєф в залежності від геологічної будови виявляється неоднаковим. Так, наприклад, в межах Східноєвропейської платформи є області з рівнинним рельєфом, заболочені місця з широким розвитком яружно-балкової системи тощо. Різними виявляються гідрогеологічні умови, ґрунтовий покрив, ступінь розчленованості, малюнок річкової мережі і т. д.

В областях голоценового і сучасного осадконакопичення переважає, як правило, рівнинний слаборозчленований рельєф. У північній частині Східноєвропейської платформи наявні численні сліди льодовикової діяльності. У межах Воронезького виступу докембрію спостерігається Середньоросійська височина і т. д. Раніше переважна більшість дослідників вважали, що завершення діастрофічних процесів у геосинклінальній області супроводжується орогенезом і деформуванням гірського рельєфу. Але пізніше були отримані матеріали, які свідчать про те, що після завершення процесів складчастості на місці геосинклінальної області формується пологогорбиста рівнина. У подальшому на прикладі складчастих областей Південного-Сходу Середньої Азії з'ясувалося, що зміна геосинклінального режиму на платформенний відбувається не одразу, а через проміжний етап, який отримав неоднакові назви у різних дослідників (напівплатформенний,

геоантиклінальний і т. д.). Академік АН Республіки Таджикистан С.А.Захаров (1964) запропонував для даного етапу термін тергаль, запозичивши його у болгарських геологів (Хаин, 1973) [7], які вже раніше користувались ним.

Детальні дослідження у другій половині минулого століття в межах Паміру і Тянь-Шаню показали, що тергальний режим встановлюється по площі геосинклінальної області не скрізь і не одночасно. Зони з інтенсивним проявом інтрузивного магматизму і вулканізму після завершення складчастих процесів стають малорухливими і за геотектонічним режимом близькі до платформених регіонів. Інші помірно рухомі зони геосинклінальних областей переходять у тергалі (Вінніченко, 1990) [3]. Таким чином, і в геосинклінально-складчастих областях чітко видно залежність формування рельєфу і розвитку природних умов від особливостей геологічної будови і історії утворення структур попередніх етапів.

Аналогічна картина обумовленості рельєфу особливостями геологічної будови вимальовується і в межах Причорноморської низовини. Вважають, що Причорноморська западина виникла у результаті стійкого прогинання південних схилів Українського кристалічного масиву особливо інтенсивно у пізньому мезозої і кайнозої. Диз'юнктиви широтного і меридіонального простягання розбили фундамент западини на ряд морфоструктурних блоків, які мають чітке вираження в сучасному рельєфі у вигляді підняття і прогинів. Відмінність амплітуд рухів призвела до різноманітності абсолютних висот блоків і різниці в них ухилів земної поверхні. До границь блоків приурочені долини сучасних рік, ярів і лиманів. В цілому ступінчастий ухил докембрійського фундаменту в південному напрямку обмежується з півдня по лінії Миколаїв-Херсон-Каховка 40-50-метровим уступом [8].

Метаморфічні породи Українського кристалічного масиву перекриваються з різким розмивом і неузгодженістю морськими відкладами палеогену і неогену. У північно-західній частині, а також на півдні низовини буровими свердловинами встановлюються також породи крейди. Існують дані, які також ґрунтуються на результатах бурових свердловин про наявність вище

докембрійських товщ палеозойських порід. Осадочий чохол, який залягає на морських палеогенових і неогенових (пліоценових) відкладах представляє самостійний неотектонічний поверх. По розломам відкладів цього поверху, він розбитий на систему плікативних дислокацій – моноклиналей, флексур і пологих складчастих структур (3-5°).

Сучасні рухи блоків Причорноморської низовини характеризуються значною нерівномірністю. На користь вище сказаного свідчать сумарні амплітуди рухів блоків. У північній частині в районі Приазовської височини фіксуються підняття з амплітудою 75-150 м, у південній частині низовини в гирловій частині Дніпра встановлюються опускання 200-700 м. Амплітуди сучасних тектонічних рухів реєструються режимними спостереженнями за рівнем водної поверхні моря і геодезичними вимірюваннями в наземній частині (на суходолі), зокрема повторними нівелюваннями. За отриманими даними підняття на півночі в районі Приазовської височини відбуваються зі швидкістю 1-2 мм/рік. На півдні низовини вже на узбережжі Чорного моря виявляються опускання такої ж швидкості 1-2 мм/рік. Рухи направлені відповідно до загальних ступінчастих занурень докембрійського фундаменту на південь. Перегин поверхні фундаменту намічається як вказувалося вище по лінії Кишинів-Миколаїв-Каховка. По цій же лінії спостерігається збільшення нахилу поверхні кристалічного фундаменту. Відповідно при русі на південь зростає глибина залягання фундаменту і потужність осадочого чохла, який його покриває.

За глибиною залягання фундаменту і особливостям дислокацій в осадочому чохлі в межах Причорноморської низовини виділяють дві частини – північну і південну. Ці частини відрізняються одна від одної не тільки глибиною залягання фундаменту і характером дислокацій осадочого чохла, але й ступенем розчленованості земної поверхні, малюнком гідрографічної мережі, будовою річкових долин. Так, на півночі в області підняття Приазовської височини відмічаються ерозійні врізи 0-150 м. На півдні в основному в районі опускань також від 0 до декількох перших десятків метрів. В цілому, за

особливостями рельєфу, територія Причорноморської низовини підрозділяється в свою чергу на ряд підобластей: Дунайсько-Дністровську, Дністровсько-Бузьку, Бузько-Дніпровську, Дніпровсько-Молочну, Приазовську і Кримську. Район дослідження входить у Дніпровсько-Молочну і Приазовську підобласті.

Для Дніпровсько-Молочної підобласті, яка займає територію, обмежену долинами рік Дніпро і Молочна, характерна виключно вирівняна, плоска, з невеликими абсолютними відмітками (не більше 48-50 м), слабо нахилена на південь і практично безстічна поверхня з дуже незначною розчленованістю рельєфу. Приазовська підобласть розміщена на схід від Приазовської височини. На заході вона оконтурена долиною р. Кальміус, на півночі поступово переходить у південні схили Донецької височини, а на півдні вузька смуга її рівнини зрізується береговою лінією Азовського моря. Абсолютні відмітки зменшуються з півночі на південь від 160 м до 0. Горизонтальне розчленування незначне, вертикальне розчленування не перевищує 50-60 м [5].

З неоднорідністю геологічної будови берегової зони на ділянці Бердянськ-Генічеськ пов'язана відмінність у прояві комплексу природних процесів. При цьому різноманіття форм рельєфу, яке спостерігається на теперішній час, розглядається зазвичай як свідчення складної взаємодії процесів, які відбуваються на суходолі і на морі. На північ від Бердянська по східним схилам Приазовської височини спостерігаються докембрійські кристалічні породи з неузгоджено залягаючими на них відкладами неогену. Приморська смуга, включно з пляжною частиною, покрита голоценовими і сучасними осадами. Берегова лінія відрізняється тут найбільшою ізрізаністю з косами «азовського» типу і затоками, які розташовані між ними. Місцями берега обриваються до моря крутими обривами (ділянка корінного узбережжя від балки в районі села Шевченко до західної частини міста Бердянськ, ділянка корінного узбережжя від села Куликовське до Новопетрівки) [6]. На південь від Бердянська берегова зона складена неогеновими, переважно пліоценовими відкладами, як правило, слабо зцементованими, іноді напіврихлими. У пляжній смузі їх перекривають голоценові і сучасні піщані осади. Берегова лінія стає

менш ізрізаною. В Обитічній затоці, на ділянці від Обитічної коси і до коси Бірючий острів, плавно вигнута на захід берегова лінія позбавлена будь-яких значних звивин.

В цілому вважається, що рельєф берегової зони на усій протяжності, як на північ, так і на південь від Бердянська, має абразійно-аккумулятивний характер. На теперішній час показано, що формування тут кіс «азовського» типу відбувалося вздовж диз'юнктивів, які є зонами сучасних тектонічних зрушень. Уламковий матеріал, який при цьому утворюється надходить у накопичення кіс та інших аккумулятивних форм рельєфу (Давидов, 2006) [4].

Ізогнутість кіс у плані на південний захід обумовлена у певній мірі вздовжбереговими течіями та іншими гідродинамічними процесами. Відмічається, що одним із головних факторів у живленні пляжів і кіс північного узбережжя Азовського моря є надходження теригенного матеріалу рік і абразії берегових кліфів. Найбільшу кількість твердого стоку виносить р. Дон (6-7 млн. тон/рік). Після спорудження Цимлянського водосховища ця величина скоротилася до 2 млн. тон/рік (Шуйський, 1986) [9]. Інші ріки північного узбережжя Азовського моря виносять твердий стік у 10-12 разів менше ніж р. Дон. Значну роль у формуванні Бердянської коси відігравав твердий стік однойменної ріки, а конус виносу р. Молочної був основним постачальником кварцового піску на пляжні смуги коси Бірючий острів і коси Федотової (Юровский, 2005) [10].

На усій протяжності берегової зони як на північ, так і на південь від Бердянська, у формуванні рельєфу важливу роль грали обвальні-зсувні процеси. При цьому найбільша кількість обвальних-зсувних масивів спостерігається на північному узбережжі Азовського моря північніше Бердянська по східним схилам Приазовської височини [2]. Ізольовані блоки – олістоліти морських неогенових порід виявляються в плейстоценових осадах у прибережній зоні південніше Бердянська (на захід від Обитічної затоки (Щерба, 1978).

Багатолітніми дослідженнями встановлено, що активізація обвальних-

зсувних процесів у береговій зоні морських басейнів пов'язана з різкими коливаннями гіпсометричного положення водної поверхні. Такі коливання, обумовлені трансгресіями і регресіями, приурочені до фаз діастрофізму в альпійській складчастій області (Карпати, Кавказ). У плейстоцені коливання водної поверхні морських басейнів спричинені, як свідчать наявні на сьогодні матеріали, зледеніннями півночі Європейського континенту (Іванов, 2003). Коливання водної поверхні і відповідно конфігурації морських басейнів супроводжуються не тільки обвальними-зсувними явищами, але й утворенням терас, які зараз займають різне гіпсометричне положення.

Самобутність розвитку кожного конкретного регіону і морських басейнів, які знаходяться в їх межах, характеризується не однакою кількістю і різновисотністю терасових комплексів, складом їх осадів і залишків фауни. Терасованість рельєфу морських узбереж вказує на скачкоподібний розвиток підняття, при чому чим вище у рельєфі розміщені морські тераси, тим древнішими є їх осадки і фації. Так, наприклад, у західній частині Середземного моря встановлено чотири четвертинні тераси. Найбільш висока древня сицилійська тераса розміщується на висотах 95-100 м як по північним, так і південним берегам моря. Наступна мілацька тераса розвинена по берегам Сицилії і Апеннінського півострова на висотах 55-60 м. Тірренська тераса спостерігається на висоті 28-32 м навколо всього Середземного моря, а також в Егейському морі і на острові Кіпр. Чергова монастирська тераса збереглася на північному і південному берегах моря на висоті 18-20 м. Припускають наявність ще однієї післямонастирської тераси на висоті 6-8 м [1].

В межах площі Чорного, а також Азовського морів не всі вищепераховані тераси можуть бути чітко виявлені. За даними більш ранніх публікацій, на початку четвертинної епохи тут існував басейн, який отримав назву Давньоевксинського моря. Його сліди зафіксовані в морських терасах на Керченському півострові в околицях озер Узунлар і Чокрак, на Тамані, на кавказькому узбережжі, де ці тераси знаходяться на висотах 18-50 м. Конфігурація моря в той час значно відрізнялася від сучасних обрисів Чорного

моря.

Хронологічно вважається, що Давньоевксинський басейн відносився до першої половини четвертинного періоду, включаючи міндель-риське зледеніння. Осади наступної тірренської або карангатської стадії розкриті шурфами на Сиваш-Сасикській пересипі майже на рівні моря. Біля Севастополя (Стрілецька бухта) такі осади піднімаються на 1,3 м над рівнем моря, на кавказькому узбережжі 15-25 м, а по південному берегу Чорного моря і Сінопа тірренська тераса знаходиться на висоті 5-7 м (Страхов та ін., 1958). Перехід від Давньоевксинського басейну до тірренського відбувався через перехідну стадію, яка отримала назву узунларської. Третя стадія розвитку Чорного моря відповідає Новоевксинському басейну. Відклади цієї стадії вперше були виявлені М.І. Андрусовим при бурінні у Керченській протоці. Вважається, що Новоевксинський басейн за часом відповідає вюрмському зледенінню і більшій частині післяльодовикових епох. Остання стадія включає час існування сучасного Чорного моря. За річними шарами в мікр шарових осадах визначено початок цієї стадії приблизно 5000 років тому (Страхов, 1958).

На основі спостережень на узбережжі, а також в лиманах виявляється, що на теперішній час води моря повільно наступають на південні райони Причорноморської низовини. Доказом цього є не тільки археологічні матеріали затоплення будівель давніх поселень в Криму, на північному і кавказькому узбережжі (Херсонес), але й виявлення вдалині від берегів мілководних новоевксинських пісків на глибинах в декілька сотень метрів (100-200 м), а також ще більше мілководних новоевксинських галечників в перших сотнях метрів від берега. Справедливо відзначають, що необхідно обов'язково враховувати потепління клімату – «парниковий ефект» і пов'язаний з ним підйом рівня Світового океану. Безсумнівно, що цей підйом позначиться на стані як Чорного, так і Азовського морів. Згідно існуючим твердженням, за прогнозними оцінками середньо глобальне потепління біля земної поверхні в 2025 році може перевищити 1°, а до 2050 року – 2° (Востриков, 2006).

Численні дані про вплив обвальних-зсувних процесів на морфологічні

особливості рельєфу берегових зон морських басейнів встановлені на теперішній час у викопному стані (Кухтиков, Черепков, 1994; Винниченко, 1990 та ін.). У досліджуваному регіоні сліди обвалів і зсувів фіксуються у розрізі пліоценових відкладів по східним схилам Приазовської височини північніше Бердянська. Тут на існуючих геологічних картах серед пліоценових відкладів відмічаються і відкартовані виходи морських міоценових порід. При безпосередньому дослідженні таких виходів у відслоненнях було виявлено, що деякі з них мають безкореневий характер, а контакти із вміщуючими їх пліоценовими піщаниками нерівні, звивисті. Можливість припущень щодо тектонічної природи цих контактів виключається – контактуючі породи позбавлені будь-яких динамічних впливів і перетворень порід можливого алохтону і автохтону, відсутні і флюїдні зміни контактуючих порід. Пліоценові піски тут зазвичай напівпухкі і слабозцементовані.

З вищевикладеного видно, що вирішальну роль у розвитку рельєфу північного узбережжя Азовського моря відіграють перш за все особливості геологічної будови, діастрофічні процеси, трансгресії і регресії морського басейну, коливання рівня водної поверхні і відповідно пов'язані з ними обвальні-зсувні явища. У плейстоцені на розвиток берегів вплинули евстатичні коливання у морському басейні, обумовлені зледеніннями.

ДЖЕРЕЛА ТА ЛІТЕРАТУРА:

1. Аксенов А.А. Морфология и динамика северного берега Азовского моря / А.А. Аксенов // Труды ГОИНа. – 1955. – Вып. 29 (41). – С. 107–143.
2. Буданов В.И. Об образовании и развитии кос «азовского» типа / В.И. Буданов // Труды океанографической комиссии АН СССР. – М., 1956. – Т.1 – С. 90-97.
3. Винниченко Г.П. Важнейшие закономерности строения и развития складчатых геосинклинальных комплексов / Геннадий Пантелеевич Винниченко. – Душанбе: Дониш, 1990. – 287 с.
4. Давидов О.В. Аналіз антропогенного впливу на розвиток берегової

зони літодинамічного вузла Бердянської коси / О.В. Давидов // Причорномор. Екол. Бюлетень. – 2010. – № 1 (35). – С. 139-148

5. Краснощек А.Я. Системы разломов фундамента и их взаимосвязь со структурами осадочного чехла в пределах северного Причерноморья / А.Я. Краснощек // Геологический журнал. – 1976. – Т.36, Вып. 5. – С. 10-17.

6. Мамыкина В.А. Береговая зона Азовского моря / В.А. Мамыкина, Ю.П. Хрусталеv. – Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1980. – 176 с.

7. Хаин В.Е. Общая геотектоника [2-е издание, перераб] / Виктор Ефимович Хаин. – М.: Недра, 1973. – 512 с.

8. Шнюков Е.Ф. Геология Азовского моря / Е.Ф. Шнюков, Р.Н. Орловский, В.П. Усенко, А.В. Григорьев, В.А. Гордиевич. – М.: Изд-во «Наука», 1974. – 248 с.

9. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. / Юрий Дмитриевич Шуйский. – Ленинград: Гидрометеoиздат, 1986. - 240 с.

10. Юровский Ю.Г. Основные черты формирования северо-западной части Азовского моря / Ю.Г. Юровский // Сб. научных трудов НАН Украины «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь, 2005. – Вып. 12. – С. 226-235.

ВІДОМОСТІ ПРО АВТОРА

- 1) Бровко Марія Олександрівна
- 2) Херсонський державний університет, викладач кафедри екології та географії
- 3) Факультет біології, географії і екології
- 4) +38 099 78 58 150
- 5) brovkomasha@gmail.com