

Проф. В. Г. БОНДАРЧУК

ГЕОМОРФОЛОГІЯ УРСР



« РАДЯНСЬКА ШКОЛА »

1949

В. А. Назаров

Проф. В. Г. БОНДАРЧУК
доктор геолого-мінералогічних наук

ГЕОМОРФОЛОГІЯ УРСР

(ГЕОЛОГІЧНИЙ РОЗВИТОК РЕЛЬЄФУ УРСР)

*Дозволено Управлінням в справах вищої школи
при Раді Міністрів УРСР як посібник для сту-
дентів географічних та геологічних факуль-
тетів університетів і педінститутів*



ДЕРЖАВНЕ
УЧБОВО-ПЕДАГОГІЧНЕ ВИДАВНИЦТВО
«РАДЯНСЬКА ШКОЛА»
Київ 1949

ВСТУП.

Ця книга є зведенням даних про будову поверхні території УРСР, вперше здійснюваним для всієї возз'єднаної Радянської України. Матеріалом для книги про рельєф УРСР, крім літературних джерел, послужили особисті багаторічні дослідження автора, проведені на широких просторах півдня Радянського Союзу. В процесі геоморфологічних досліджень автор виходив з уявлення, що рельєф земної поверхні становлять основні історичні форми — опуклості і западини, які відбивають рух земної кори, підняття її та опускання. На фоні цих історичних форм рельєфу відбувається складне моделювання в результаті взаємодії різноманітних фізико-географічних і геологічних факторів, як вивітрювання, розмив, навівання і т. д., що змішуються в часі і просторі і визначають геоморфологічні краєвиди.

Виходячи з цих положень при описі геоморфології УРСР, ми мали на меті: 1) з'ясувати зв'язок рельєфу з геологічною структурою, 2) висвітлити генетичні типи форм поверхні, 3) встановити вік їх, 4) визначити просторове положення.

Рельєф — явище динамічне. Поеднання нерівностей поверхні перебуває в постійній зміні. Процес перетворення рельєфу можна спостерігати всюди. Він обумовлений глибокими геологічними причинами, переважно тектонікою і складом гірських порід, поверхневими агентами денудації залежно від клімату і діяльністю одного з найважливіших факторів перетворення — людини.

В результаті цього форми рельєфу утворюють ряд генерацій за віком від сучасних через напівреліктові до реліктових — свідків інших фізико-географічних умов минулого. Дальше дослідження розвитку поверхні приводить уже до палеогеографії, а через неї і до геології. Останні завдання розв'язуються аналізом геологічної історії даної ділянки земної кори, що виявляється в формаціях, у заляганні верств, фаціальні особливості яких дають надійний критерій для палеогеографічних побудов. Для розуміння розвитку рельєфу особливе значення має аналіз непогодженого залягання, яке свідчить про знищення давнього рельєфу і формування нового.

Такі основні положення вважаються найбільш важливими в сучасній регіональній геоморфології. Ці ж положення мають

визначати і суть загальної геоморфології. Звідси геоморфологія повинна будуватися на геологічній основі і сама має бути підставою для фізичної географії, разом з якими вона становить природний ряд відділів широкої науки про Землю.

Під таким кутом зору висвітлюється геоморфологія УРСР. Книга розрахована як посібник для тих, хто вивчає географію Радянської України. Вона має також полегшити працю геологів, зв'язківців, економістів, меліораторів і всіх тих розвідувачів, яким за родом їх діяльності необхідно враховувати особливості рельєфу.

Треба також підкреслити велике практичне значення поданого тут загального висвітлення будови поверхні, яке полегшує здійснення цілого ряду найважливіших господарських заходів. Бажанням полегшити постановку і розв'язання таких питань на благо соціалістичного будівництва керувався автор, коли писав цю книгу.

З ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ РЕЛЬЄФУ УРСР.

Перші відомості про характер рельєфу півдня СРСР належать до далекої давнини. Вказівки на особливості поверхні басейну р. Дніпра знаходимо у Геродота. Геродотові було відомо, що в північній частині Скіфії існувала велика заболочена місцевість, з якої живились великі ріки. З одного такого озера, що лежить на межі земель скіфів і неврів, витікає ріка Тірас (Дністер). Погляди Геродота знайшли свій відбиток на карті Птолемея. На карті позначена велика ріка Борістен (Дніпро), в яку впадає друга велика ріка, що витікає з озера Амадоку. В останній ріці неважко пізнати найбільш потужну з приток Дніпра — Прип'ять. Уявлення про існування озера в межах сучасного Полісся, виникнувши за часів класичної давнини, трималося аж до XIX ст. і відбилося в роботах Ейхвальда, Клука та ін.

Поглиблене вивчення рельєфу УРСР починається в першій половині XIX ст. Основні особливості рельєфу України були з'ясовані російськими геологами та геоморфологами. Напряму у дальшому вивченні геоморфології, який дали російські геологи, продовжується в працях українських радянських учених.

В першій половині минулого століття, разом з даними про геологію та географію, нагромаджуються також відомості і з геоморфології. Вказівку на рельєф знаходимо в Андрієвського, де-Монпере, Бльоде, Барбот-де-Марні та ін. Першу спробу з'ясувати загальні особливості рельєфу території УРСР здійснив Леваковський (88) у 1869 р. Він виділяє: 1) Волино-Подільську плоску височину, яка рівномірно знижується в напрямі до Чорного моря, Дніпра та Прип'яті, 2) Лівобережне Придніпровське зниження, 3) Південно-східну Приазовську плоску височину.

Одночасно з роботою Леваковського була опублікована гіпсометрична карта Росії, складена Тілло. Карта цього ж автора, видана в 1896 р., дає надзвичайно яскраве уявлення про рельєф Європейської частини СРСР. Визначення висот поверхні, подані Тілло, досі використовуються багатьма геоморфологами.

Наприкінці минулого століття на території УРСР проводили дослідження багато вчених, в працях яких є вказівки і про рельєф. Такими є праці Жилінського, Хорошевського,

Гедройца, Мітте, який, до речі, висловлює цікаві думки про поліські болота, що утворилися на пісках озерного походження.

В кінці минулого і на початку цього століття великі матеріали з геоморфології України були зібрані Армашевським (4) і Танфільєвим. Армашевський дослідив територію Полтавщини, в долинах рік якої описав три тераси — нижню, середню і верхню. Танфільєв провів великі дослідження боліт і прийшов до висновку, що утворення цих боліт можливе двома шляхами: внаслідок відмирання озер і через заболочування території з водонепроникним підґрунтям.

В цей же час був зібраний великий матеріал щодо рельєфу Полтавської області працівниками Полтавської ґрунтознавчої експедиції. Зведені дані про ці роботи подано в 1894 р. Агафоновим. Особливо важливі роботи Н. Соколова для з'ясування еволюції уявлень про рельєф території УРСР кінця XIX ст. На підставі великих матеріалів, старанно зібраних у процесі експедиційних досліджень, Н. Соколов прийшов до висновку, що початок формування сучасного рельєфу півдня СРСР належить до верхнього пліоцену. Розвиток рельєфу за четвертинного часу, згідно з Соколовим (165), відбувався у зв'язку з розвитком льодовиків у північній частині Руської рівнини. Соколову ж належить перша спроба з'ясувати походження лиманів північного узбережжя Чорного та Азовського морів.

На грані минулого і цього століть багато нового в розумінні розвитку рельєфу УРСР внесли праці Тутковського. Тутковський поєднав географічний підхід і глибоке знання геологічної будови окремих, переважно північно-західних районів УРСР. Хоч висновки Тутковського були не завжди правильними, але вони послужили могутнім поштовхом до поглибленого вивчення четвертинної історії півдня СРСР, в чому виявилася основна цінність його досліджень, яка зберегла своє значення й досі. Зокрема в питанні про походження лесу погляди Тутковського поділяються багатьма сучасними геологами.

Геоморфологічні дані Тутковського, зібрані протягом багатьох років уже після Великої Жовтневої соціалістичної революції, були зведені та опубліковані в роботі „Природна районізація України“ (1922). Тутковський виділив чотири зональних ландшафти: 1) лесовий, 2) зандровий, 3) кінцево-моренний і 4) моренний. В основу геоморфологічного районування Тутковський поклав генезис форм рельєфу — принцип, який вважається основним у сучасній геоморфології.

Крім робіт Тутковського, на початку XX ст. значні матеріали з геоморфології були зібрані в роботах Оппокова, Полинова, Ласкарьова та ін. Ласкарьов зібрав цікаві дані про будову поверхні 17-го аркуша загальної геологічної карти Росії—Поділля та Волині — і детально висвітлив походження наявних тут форм рельєфу.

Особливо інтенсивно вивчається будова поверхні території УРСР після Великої Жовтневої соціалістичної революції.

Найцікавішими з робіт початку 20-х років цього століття є роботи Б. Лічкова, який приділив велику увагу геоморфології Полісся і долини Дніпра. Походження Полісся Б. Лічков пояснює опусканням всієї його території і, зокрема, найбільш значним опусканням центральної частини. Результатом опускання є заболочування Полісся водами рік, що протікають через нього. В 1932 р. Лічков дав огляд терас Дніпра, у якого відрізняє три терасових рівні. Морфології Полісся в цей же час приділяє велику увагу Д. Соболев. У ранніх своїх працях Д. Соболев додержувався погляду Тутковського в питанні про існування пустинь за льодовикового часу. Морфологія Полісся, на думку Соболева, була вироблена на початок четвертинного періоду. В цей час стік вод Полісся нібито був на захід і головний вододіл проходив через Овруцьке та Мозирське підняття в напрямі на Бобруйськ. Повно виявились погляди Соболева на геоморфологію УРСР в його роботі за 1938 р. У доданій до роботи карті відбиті геоструктура, палеогеографічні та геоморфологічні дані поєднано, як це уявляє собі автор, але загальна картина розвитку форм поверхні УРСР у автора ще не позначена.

Морфології долини Дніпра та його лівобережних приток присвячено значну кількість робіт, узагальнюючими з яких є роботи В. Чирвінського та Різниченка. Різниченко в 1929 р. описує у Дніпра в районі Золотоноші п'ять „стратиграфічних“ рівнів терас. Автор додержується думки, що кількість терас, яка визначається на підставі гіпсометрії, не виправдує себе і не дає критерію, щоб з'ясувати питання про походження та вік терас. Єдино правильним автор вважає порівняння терас на підставі розвинутих на терасах відкладів лесоподібних суглинків і гумусових прошарків у них.

В. Чирвінський описує в долині Дніпра п'ять терас, які поділяє на три гіпсометричні рівні: 1) нижні безлесові тераси — заплава та піщана; 2) дві безморенні тераси і 3) верхня, або моренна, тераса. Класифікація терас Чирвінським об'єднує обидва принципи — стратиграфічний і гіпсометричний, але вона не з'ясовує питання генезису терас.

Згадані тут роботи охоплюють лише найголовніші узагальнюючі джерела. Численні вказівки на особливості рельєфу окремих районів УРСР подано в списку літератури. Спроби охопити морфогенез та морфографію УРСР в цілому здійснив в 1936 р. Дмитрієв, який вважає, що розвиток рельєфу УРСР почався з докембрійського часу. Він виділяє 14 геоструктурних і 14 геоморфологічних районів: Волинське плато, Подільське плато, Правобережне плато, Придеснянське плато, Лівобережне плато, Придонецьке плато, Азовське плато. Далі йде Донецький кряж, Поліська терасова рівнина, Дніпровсько-

Деснянська терасова рівнина, Донецька терасова рівнина, Запорізька внутрішня рівнина, Причорноморська берегова рівнина та Приазовська берегова рівнина. В коротких рисах автор описує кожний з виділених геоморфологічних районів, висвітлюючи лише особливості вододілів між головними ріками. Крім того, схема геоморфологічного районування Дмитрієва не охоплює всієї території УРСР.

Відомості про рельєф України і схеми геоморфологічного районування УРСР, як частини СРСР, подані в „Большом Советском Атласе Мира“, т. I, у Добриніна — в підручнику фізичної географії СРСР, у Макеева — Фізична географія СРСР та ін.

В 1941 і в 1946 рр. історію розвитку рельєфу півдня СРСР описав автор. Тоді ж була подана загальна схема геоморфологічного районування УРСР, заснована на особливостях геолого-історичного розвитку її території.

ГЕОСТРУКТУРА УРСР.

I. ГЕОСТРУКТУРА І РЕЛЬЄФ.

Загальна характеристика.

Розвиток рельєфу УРСР, як і всієї земної поверхні, являє собою частину загального розвитку земної кори, який відбувається в поверхневих зонах земної кулі. Цей процес виявляється у зміні форм поверхні Землі в результаті рухів земної кори, викликаних внутрішніми силами, і при дії фізико-географічних та геологічних факторів, які мають місце на поверхні Землі. Поєднання цих сил дуже мінливе. Результат їх взаємодії — рельєф — відрізняється надзвичайною складністю, і особливості його залежать від сили тектонічних рухів, складу гірських порід, клімату, як фактора, що визначає особливості розвитку процесів денудації та господарської діяльності людини. Взаємодії цих сил відрізняються мінливістю в часі і просторі, результатом чого є постійні зміни рельєфу поверхні Землі. Хоч яка складна ця картина та різноманітні форми рельєфу, але з'ясування їх історичного розвитку особливих труднощів не становить. Для цього необхідно провести глибокий об'єктивний аналіз послідовних змін рельєфу поверхні Землі, з'ясувати формування геоморфологічних краєвидів у результаті денудації на базі тектонічних рухів та змін клімату, взаємовідношення яких простежується в сучасних формах рельєфу. Спостережувані форми рельєфу — поєднання генетично різноманітних, різновікових, знижених і підвищених частин суші — дають нам більш або менш замасковану наступними процесами загальну картину розвитку рельєфу. Для об'єктивного відновлення цієї картини треба досліджувати рельєф від форм найпізніших, отже найменш змінених, до найбільш ранніх. Завдання зводиться до виявлення давніх генерацій рельєфу як свідків геологічного минулого даної ділянки земної поверхні. Геоморфологічні дослідження в цьому відношенні методикою своєю нагадують геотектонічні дослідження, де, за Тетяєвим, „Правильно з'ясований принцип розвитку структури нам говорить, що всяка давніша форма надалі більш або менш змінена наступним розвитком. Ступінь цієї зміни можна встановити лише аналізом більш молодих, наступних структурних форм, що виникають на основі давні-

ших... З цього погляду появу тих або інших докембрійських масивів на поверхні не можна розглядати як структурну форму докембрійського часу, а треба з'ясувати історію їх появи серед найновішої структури".

Цей висновок практично є єдино допустимий при геотектонічних та геоморфологічних дослідженнях, які вивчають процес розвитку земної кори і дають можливість правильно підійти до розуміння сучасного рельєфу. З цих положень виходить, що класифікація форм рельєфу можлива лише як класифікація морфогенетична, яка дає уявлення про розміщення в просторі форм рельєфу, різних за віком і походженням. Для доповнення цієї класифікації зручно застосовувати гіпсометричний опис поверхні, який дає конкретний морфометричний матеріал, що полегшує характеристику рельєфу. Морфогенетична класифікація та опис рельєфу будь-якої країни ґрунтується на з'ясуванні її геоструктури, зміни фацій як одного з основних критеріїв для відтворення клімату минулого і, отже, розуміння процесів денудації в їх історичній послідовності.

Трохи інші основи в класифікації рельєфу УРСР покладені Д. Соболевим. На геоморфологічній карті його відображені релікти докембрійської суші: „девонська (почасти додевонська) суша“, „крейдіяна та палеогенова суша“ і т. ін. Крім цих реліктів, Соболев виділяє ще 10 етапів „розвитку терасового краєвиду в неогені і чвертинному періоді“. Цей терасовий краєвид автор поширює на всю територію УРСР.

Твердження Д. Соболева неприйнятні з двох точок зору: 1) Неправильно розуміти виходи на поверхню тих або інших формацій як рештки суші, рельєфу даної епохи (докембрійська суша). Це тим більш не обґрунтовано, що автор до суші, наприклад крейдіяного періоду, відносить морські осади того часу, які відслонюються в тому або іншому районі. 2) Наведені Соболевим посилання на відкладання тієї або іншої системи відкладів для пояснення окремих геоморфологічних краєвидів не з'ясовують історії розвитку поверхні УРСР.

Взаємозв'язок рельєфу і геоструктури значно глибші, бо поверхня земної кулі конкретизує результати взаємодії геотектогенезису і геоморфогенезису як процесів розвитку земної кори. Рельєф відбиває у своїх нерівностях всю складність тектонічних рухів, складу гірських порід, які утворюють дану територію, характер та інтенсивність дії екзогенних сил, всієї історичної послідовності їх розвитку і просторового вияву. Тому загальні риси геоструктури завжди визначають загальні риси рельєфу, в першу чергу розподілу висот та його макроскопічних особливостей.

Основні риси геоструктури УРСР.

Територія УРСР лежить у південно-західній частині Східної Європи. Геоструктура її полігенна. Основні риси геоструктури

УРСР визначають взаємовідношення окраїнної частини Руської платформи та Середземноморської орогенічної (геосинклінальної) області.

На півдні територія України обмежується Кримсько-Кавказьким гірським поясом. Південні області республіки розміщені в зоні передгірних занурень. На південному заході УРСР розташована Карпатська гірська система. Менше геоструктурно виявлені західні межі УРСР. Їх становить Волино-Подільське плато та передгір'я Келецько-Сандомірського кряжа. Північна частина України лежить у межах Руської плити. Фронтальна частина плити значно підвищується в межах Курсько-Воронезького горсту. Далі на південь розміщується давня міжгірна область опускання — Дніпровсько-Донецька западина. На півночі і північному заході западина далеко виходить за межі України.

Межа її проходить у напрямі головного вододілу — Вітебськ — Мінськ — Варшава. Цю частину Руської плити багато геологів розглядає як польський міст. Насправді тут проходить фронтальний край давньої структури докембрію. Звідси прибалтійська частина Руської плити має моноклінальний похил у північно-західному напрямі. На півдні Дніпровсько-Донецька область занурення обмежена фронтальним краєм Азово-Подільського або Придніпровського кристалічного масиву. На південному заході вона прилягає до Волино-Подільського плато. Вздовж південно-західного борта Дніпровсько-Донецької западини розвинена широка смуга крайових дислокацій, найголовнішими з яких є Канівські гори і порушення в районі Мозир — Барбаров, уздовж правого берега Прип'яті. Очевидно, крайові дислокації є і в північно-східній частині області занурення, де вони потребують дальшого вивчення. Середня частина області занурення відрізняється складною глибинною тектонікою, похованою під великою товщею горизонтально-верствуватих пухких утворів. Структура останніх ускладнена тектонікою сольових мас, які мігрують з глибин.

Основну частину УРСР становить Азовсько-Подільський кристалічний масив. З погляду геоструктури — це горст, обмежений з південного сходу, сходу та півночі східчастими скидами. У південно-західному напрямі масив розмитий і його поверхня похилена в напрямі Причорномор'я та Прикарпаття. Північно-західна частина УРСР — Розточчя, що лежить між Келецько-Сандомірським кряжем, Карпатами та Азовсько-Подільським масивом, структурно являє область похованих герцинів, які утворюють зовнішній пояс Карпато-Альпійської зони. На захід область розвитку верхньопалеозойської структури безпосередньо переходить у південноєвропейську область герцинів — Судети — Шварцвальд — Вогези. Герцинський фундамент цієї структурної зони відслонюється лише в межах Келецько-Сандомірського кряжа. У Придністров'ї він похований під пізнішими утворами й асимільований альпійськими спорудами.

У південно-східній частині свого поширення верхньопалеозойська структурна зона виявляється в горах Добруджі. Між Добруджею і Келецько-Сандомірським кряжем на палеозойській структурі поширені горизонтально-верстуваті відклади, з відносно незначною щодо grubизни товщею, що вкривають давній пенеплен. З цього погляду Бессарабське та Волино-Подільське плато являють собою аналогічні й синтетектонічні утвори. В південній частині України лежать Азовська та Причорноморська западини; структурно — це ділянка передгірних занурень або, точніше, міжгірна область занурення, стиснена між Азовсько-Подільським кристалічним масивом і зрізаними Чорним морем альпійськими спорудами, які є продовженням дислокацій Тарханкуту. У східній частині западина стиснена між Керченсько-Таманською спорудою і Донецьким кряжем. В осьовій частині її лежить Азовське море. Далі на схід Причорноморська западина широко відкрита в область Передкавказзя.

Окрему геоструктурну область УРСР становить Карпатська гірська країна. Величезна дуга Карпатської гірської системи опуклістю обернена на північний схід. У внутрішній частині цієї дуги лежить міжгірна область занурення — Середньо-Дунайська, або Угорська (Паннонська), низовина, північну частину якої займає Закарпатська область УРСР.

Зазначені геоструктурні елементи УРСР становлять основні скелетні частини її території. Кожний з них відрізняється своїми, історично складеними ознаками, що мають певну залежність від геоструктурного оточення.

Вся складність геоструктури відбивається в рельєфі України, насамперед в її орографії і в будові річкової сітки. Загальні риси орографії УРСР обумовлені положенням її в межах південної частини Східноєвропейської полігенної рівнини. Це визначає загальний похил топографічної поверхні з півночі на південь. Розподіл висот і будова рельєфу УРСР визначається геоструктурою. Найбільш підвищену частину УРСР становлять Карпати, що підіймаються в межах УРСР понад 2000 м над рівнем моря. Самостійну орографічну область становить територія Азовсько-Подільського кристалічного масиву. В рельєфі йому відповідають почасти Правобережна височина та Приазовське плато. Найвищі точки його в межах головного вододілу Дністер — Вісла — Прип'ять — 473 м. Структурним продовженням Правобережної височини є Приазовське плато. Окремі сопки в його межах підіймаються до 307 м над рівнем моря. На схід від Дніпра лежить область Дніпровсько-Донецької западини і відповідної їй Придніпровської низовини, найбільш підвищені місця якої лежать північніше УРСР і досягають 155 м в районі Орші. На південь поверхня поступово знижується і біля Кременчука не перевищує 68 м над рівнем моря. Самостійні орографічні частини Придніпровської низовини являють райони крайових дислокацій — Мозир-Барба-

ровський кряж, Чорнобильські висоти та Канівські гори, які є найвищими і в окремих місцях підіймаються до 245 м над рівнем моря. В центральній частині геоморфологія Дніпровсько-Донецької западини ускладнюється відбиттям у рельєфі соляної тектоніки. Соляні структури виявляються в рельєфі у вигляді горбів та вигинів рік, які обходять їх.

Північно-східна частина УРСР відрізняється поступовим наростанням висот. Найбільш підвищена частина в межах Дніпровсько-Донського вододілу вже за межами УРСР досягає 310 м над рівнем моря, що одночасно визначає висоту найвищої частини Середньо-Руської височини.

Південна частина Української РСР, що прилягає до Чорного моря, має похилу на південь поверхню, яка не підіймається більше 100 м над рівнем моря.

Єдність у геоструктурі УРСР та її рельєфу визначає також характер будови її гідрографічної сітки. Самостійні річкові системи УРСР мають первинні, згідні, головні долини. У місцях проходження через давніші геоструктурні області консеквентні ріки мають накладені долини прориву. Такою є долина прориву Дніпра через кристалічний масив біля Запоріжжя, долина прориву Північного Дінця через Донецький кряж. Особливості річкових долин у межах окремих геоструктурних областей мають цілковиту відповідність з геологічною будовою. Ці особливості склалися протягом тривалого часу взаєморозвитку і внаслідок цього у створенні фізико-географічних краєвидів півдня СРСР є нерозривними.

II. ГЛИБИННА ГЕОЛОГІЯ.

Загальна характеристика.

У рівнинній частині УРСР відклади, що беруть участь у геологічній будові країни, відслонюються на незначну глибину, та й то лише у верхній своїй частині, де залягають горизонтально. Останні самі по собі мають певний геотектонічний зміст, але для висвітлення закономірностей розвитку геологічної структури та геологічної історії треба мати конкретні уявлення про нашарування порід різного віку і, зокрема, про їх grubизну, поширення, склад та походження.

Найбільш точні відомості для розуміння глибинної геології дають свердловини. Велике значення у вивченні геоструктури дають геофізичні спостереження. Разом з даними свердловин та результатами структурно-геоморфологічного аналізу вони дають достатню основу для з'ясування глибинної геології та впливу її на рельєф окремих ділянок земної кори. Перед дослідником глибинної геології та рельєфу УРСР виникає ряд питань, в тому числі такі:

1) глибина занурення кристалічного фундаменту в різних місцях платформної частини УРСР, 2) спосіб і форма цього занурення, 3) структурне взаємовідношення фундаменту та осадових відкладів у межах знижень, 4) товща окремих формацій, які виповнюють зниження, і просторові зміни цієї товщі, 5) еволюція занурень у світлі послідовності змін фізико-географічних умов у западинах і за їх межами та 6) утворення і просторове розміщення корисних копалин.

Кожне з цих питань потребує окремого розв'язання.

Кристалічний докембрійський фундамент.

Для платформної частини УРСР характерні підняття кристалічних порід — виступи-щити і занурення-западни. В межах підняття докембрій відслонюється. В межах западин він похований під великою товщею осадів. За особливостями геоструктури відслонений докембрій УРСР ми будемо називати масивом, а за його географічним положенням — Азовсько-Подільським або Придніпровським (рис. 1—карта). У центральній частині УРСР кристалічний докембрій відслонений на великому протязі від Ровенської області на північному заході до Азовського моря на південному сході. Найбільш підвищується поверхня докембрію в Житомирській області — 227,0 м над рівнем моря, де він не має покриву з пізніших наносів і відрізняється денудаційним рельєфом. На інших ділянках докембрій відслонюється лише по глибоко врізаних долинах, а на вододільних просторах прикритий горизонтально-верстуватими, переважно третинними і четвертинними відкладами. В напрямі Дніпровсько-Донецької западини кристалічний фундамент знижується поступово. У широтному напрямі Радомишль — Київ рівень кристалічних порід знижується на 360,2 м на протязі 90 км, поверхня їх у Києві лежить на глибині 211,2 м нижче рівня моря. Про глибину залягання кристалічного фундаменту в межах Дніпровсько-Донецької западини уявлення дають геофізичні спостереження. Припускають, що в Сумській області кристалічні породи лежать на глибині близько 2,5 км, у верхів'ях р. Самари — на глибині 2,6 км. На підставі цього геофізики С. І. Суботін та С. В. Завистовський змальовують спокійне занурення докембрію у східному напрямі; дальше підняття його має місце за межами УРСР, в області Курсько-Воронезького масиву.

У південно-східній частині кристалічна платформа занурена в напрямі Донецького кряжа, де кристалічне ложе є на глибині близько 3000 м. На денну поверхню докембрій виступає у Приазов'ї, де окремі височини-виступи кристалічних порід, що називаються тут кам'яними могилами, підіймаються до 307 м над рівнем моря.

Різниця висот поверхні докембрію у Придніпровській частині УРСР лежить у межах до 3000 м на протязі кількох

десять кілометрів. Це явище можна пояснити східчастим зануренням кристалічного фундаменту. На підставі цього можна зробити припущення про наявність брилової структури зануреної частини докембрійської платформної маси УРСР. Від брилової структури фундаменту залежить ряд якісних особливостей структури осадових формацій, які виповнюють і нівелюють нерівності фундаменту.

Південна і південно-західна межа платформи істотно відрізняється від східної. Окраїнна частина її має похил у на-

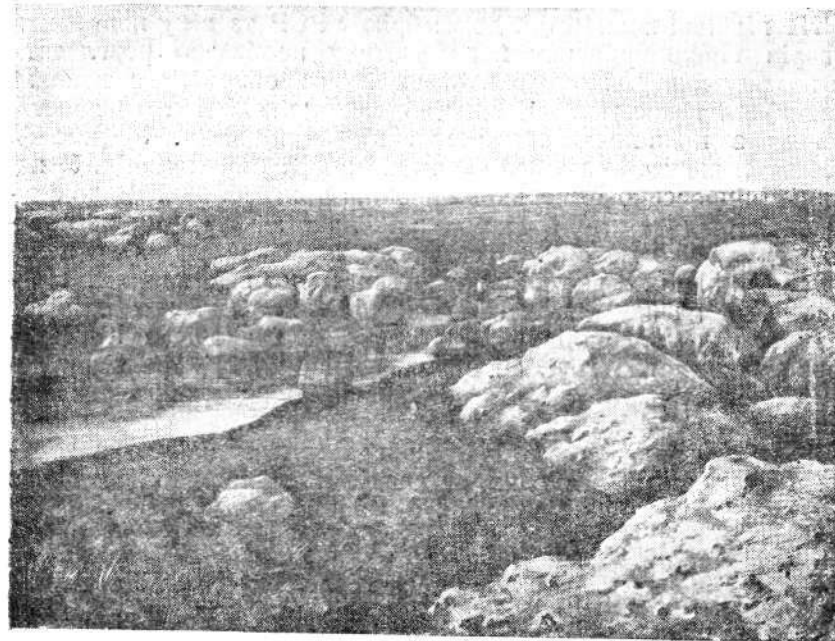


Рис. 1. Відслонення кристалічних порід.

прямі геосинклінальної області. Зовні платформа обмежена альпійськими спорудами, подекуди, як це спостерігається в Карпатах, насунутими на передгірське занурення платформи. В західній та північно-західній частині рельєф докембрію має вигляд абразійної поверхні, перекритої нижнім палеозоєм, який полого падає на захід. Питання про межі докембрію та орогенічної зони має принципіальне значення. Розв'язання його для півдня Руської платформи було б розв'язанням цього питання в цілому. На жаль, обмеженість матеріалу дає поки що підставу лише для попередніх узагальнень:

1. Для докембрію та структур, які вкривають його, характерною є велика стратиграфічна перерва і різка стратиграфічна непогодженість.

2. Світи осадових порід, що залягають на докембрії, мають порушену горизонтально-вертвувату структуру пізнішого походження.

3. Історичні зміни на території платформної структури встановлюються за верствами, які вкривають докембрій.

На підставі загальних особливостей платформ та структур, які прилягають, кристалічний масив треба розглядати як архаїчні, реліктивні елементи земної кори на території УРСР, які, внаслідок своїх специфічних якісних особливостей, зовсім інакше реагували на динамічне напруження, що виявлялося за післякембрійського часу її розвитку.

На підставі гіпсометрії докембрію УРСР та віку покривних утворів Придніпровську його частину необхідно розглядати як похилу плиту. Похила частина плити обернена в напрямі зовнішньої гірської зони. Гребінь монокліналі (плити) простягається з північного заходу на південний схід. У рельєфі гребінь позначається відслоненнями кристалічних порід. У напрямі Дніпровсько-Донецької западини кристалічний масив опускається східчастими брилами, найбільш зануреними безпосередньо близько масиву. У східному напрямі амплітуди переміщень окремих брил відрізняються мало, а в напрямі Придонського масиву взагалі брили підіймаються, що створює нову плиту — монокліналь, гребінь якої відповідає Курсько-Воронезькому горстові. Ці особливості структур рельєфу докембрію визначають також особливості відкладів, які вкривають докембрій. Основні риси останніх такі:

1. В міру віддалення від гребеня плити з'являються горизонти молодших осадових відкладів і відповідно до цього збільшується товщина окремих формацій.

2. На зовнішній частині плити покривні відклади мають моноклінальне залягання, що видержується до меж орогенічної області, де якісні особливості структури змінюються. По зовнішньому краю докембрійська плита не виявляє значних деформацій. Виняток становить Ровенська область, де з розломами плити зв'язані виливи базальтів. Деформації та магматична активність тут, очевидно, одночасні з утворенням Карпатських гірських споруд, можливо, з розломами і виливами базальтів у Закарпатті.

Внутрішня структура докембрійського масиву УРСР з'ясована дуже мало. Докембрійська плита має полігенну структуру — сполучення різних за віком, складом та походженням частин.

Структурні осі докембрію мають близьке до меридіонального простягання. В цьому плані простягається найбільш підвищена відслонена Придніпровська частина його. Цьому напрямові підпорядковані також подовжні осі інтрузивів, які, хоч і мало, але залежать від простягання структурних осей. Насамперед можна говорити про наявність у структурі докем-

брію УРСР двох у далекому минулому самостійних гірських систем — Придніпровської та Курсько-Воронезької, між якими простягалась міжгірна область, пізніше успадкована Дніпровсько-Донецькою западиною. Відповідно до цього склад порід докембрію міжгір'я повинен відрізнитися від складу порід масивів.

Придніпровський масив структурно також неоднорідний. У будові його простежуються корені до основи знищених денудацією окремих гірських хребтів, складених з різного віку осадово-метаморфічних порід: гнейсів, кристалічних вапняків, сланців, кварцитів і підпорядкованих їм інтрузивів граніту. Виділяються три історично-структурні комплекси у Придніпровському масиві: власне Придніпров'я, Азовсько-Подільська споруда та Криворіжжя. Просторово-структурне положення останнього треба розглядати як міжгір'я між Придніпровською й Азовсько-Подільською структурами, які Криворізька структура спаяла в єдиний кристалічний масив. Це структурне положення пояснюється складною складчасто-покривною будовою Криворізького синклінорію. Із закінченням формування Криворізького комплексу завершилось формування докембрійської плити УРСР. Після цього вона вже не нарощувалась, а розвивалась як єдиний комплекс з пізнішими, накладеними на нього структурами, включаючи й Овруцьку світу відкладів.

Структура палеозою.

Просторове розміщення палеозою в межах УРСР має дві передумови: 1) особливості структури докембрію і 2) власне палеозойську тектоніку. В останній були успадковані основні простягання допалеозойської структури, що відбилося у послідовності змін фацій, складу та товщини окремих стратиграфічних горизонтів, які лежать на кристалічному фундаменті.

Умови палеозойського літогенезису були дуже складні. Вони істотно відрізнялися в межах платформи і в прилеглих геосинклінальних областях. Відновити картину послідовності змін фізико-географічних умов палеозою поки що немає можливості. Деяке уявлення про це можна скласти на підставі поширення, складу товщ окремих стратиграфічних систем палеозою УРСР.

Силурійські відклади. Нижньопалеозойські відклади відомі на Поділлі. Представлені вони осадовими породами значної товщі, верхня частина яких має силурійський вік. Розріз подільського силуру досить добре відомий. Залягає він трансгресивно на поверхні згладженого докембрію. Верхньосилурійська трансгресія перекрила кристалічний масив УРСР. Накладені на нього силурійські осадові відклади в центральній частині масиву були знищені протягом наступної тривалої денудації. Наявність додевонських відкладів у межах Дніпров-

сько-Донецької западини не викликає сумнівів. Вперше припущення про наявність силуру в цій області було висловлено В. Б. Порфір'євим (53а). Фізико-географічна обстановка в межах Дніпровсько-Донецької западини на початку силурійського часу відповідала умовам плоскої суші. В епоху верхньосилурійської трансгресії тут утворився неглибокий морський басейн, вільна циркуляція води в якому затримувалася внаслідок особливостей зануреного рельєфу. В цих своєрідних умовах нагромаджувалися мілководні і, очевидно, соленосні відклади. Смуга давньопалеозойських соленосних відкладів має бути розвинена на всьому протязі давньої міжгірної області, яка поділяла Курсько-Воронезький і Азовсько-Подільський масиви, включаючи крайові дислокації — Донецький кряж, Канівські гори і Мозир-Барбаровські висоти.

Девонська система. Відслонення девонських відкладів у межах УРСР відомі на Волино-Подільському плато і в південній окраїні Донецького кряжа. У свердловинах девон констатовано в межах Дніпровсько-Донецької западини. У південній та північно-західній частині УРСР девон має величезне поширення, але простежений він лише з допомогою свердловин. У північно-західній частині УРСР девонські відклади утворюють рівномірне поле, структурна поверхня якого похилена в напрямі Карпатської гірської області, при цьому горизонтально-верстувата структура девонської системи майже не порушена, якщо не враховувати так званих Пельчанських дислокацій.

Наші відомості про девонські відклади в межах Дніпровсько-Донецької западини ще недостатні. Певні дані про девон цієї області наведені були недавно в роботі А. М. Куциби та П. Л. Шульги. Девонські відклади, описані цими дослідниками біля с. Ісачки, мають порушене залягання і становлять покрівлю соленосних порід.

Другу особливість девону цього району являють уламки магматичної структури у вигляді брил діабазу, що винесені сіллю на поверхню. Останнє являє уламки магматичного покриву девонського віку на соленосній товщі, який, очевидно, має на глибині велике поширення.

Девонські відклади відслонюються на значній площі південного Донбасу. В основі їх залягають кристалічні породи докембрію, в покрівлі залягає нижній карбон. Важливо зазначити, що верхньодевонські відклади південного Донбасу між с. Миколаївською та Великою Каракубою прориваються дайками палеандезиту. За фаціальним складом і стратиграфією девон східної частини УРСР можна припустити належність девонських відкладів Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу до єдиної геологічної провінції, з властивою їй єдністю складу фацій і процесів, характерних для областей занурення та міжгір'їв. На підставі цього можна припускати велике геогра-

фічне поширення зокрема соленосних відкладів у межах Дніпровсько-Донецької западини.

Загальні структурні риси девонського поля південної частини СРСР визначаються горизонтально-верстуватою структурою девонських відкладів. При цих умовах гіпсометрія поверхні девонської системи дає уявлення про амплітуду переміщень, які відбувалися після її утворення, а товща її дає приблизне уявлення про тектонічні умови періоду утворення осадів. Девонські відклади відслонюються за межами УРСР далі від північно-східної лінії Осиповичі—Орша—Смоленськ—Воронеж. На південний захід від цієї лінії девонські відклади занурюються під більш молоді осади і особливо глибоко залягають у межах УРСР. Різниця положення поверхні девону є результатом значних і тривалих тектонічних занурень у південній частині поширення девонських відкладів. Важливим наслідком тектонічних рухів у Дніпровсько-Донецькій западині протягом девонського періоду була активізація магматичної тектоники. Остання, ймовірно, являла тріщинні виливи, зв'язані з розломами та зануренням кристалічного фундаменту. Судячи за даними геофізичних спостережень, важкі ефузивні породи залягають у вигляді широких покривів, під якими були поховані давніші відклади, в тому числі й соленосні породи. Уявлення про останні дають брекчії та окремі відторженці—супутники соляних структур у межах Дніпровсько-Донецької западини. Загальний напрям формування структури УРСР у девонському періоді становить дальший розвиток хвильових рухів, які намітилися тут з раннього палеозою. Наприкінці девонського періоду структурні риси півдня Руської платформи остаточно встановились. Вся територія Дніпровсько-Донецької западини являла тоді берегову низовину, в межах якої нагромаджувалися великі товщі осадів. Живлячі провінції розміщувалися в межах прилеглих плато або плоскогір'їв. Це цілком погоджується з висновками А. А. Архангельського, за якими: „...областю живлення Донецької геосинклінали могла бути тільки підвищена країна“. Однак уявлення А. А. Архангельського та Н. С. Шатського про наявність на південь від Приазовської частини кристалічного масиву палеозойської складчастої зони, яка безпосередньо зв'язана з зануреними герцинськими структурами Карпат і була областю живлення для Донбасу, не підтверджується в процесі вивчення геолого-історичного розвитку півдня Руської платформи та прилеглих структурних зон. Характер контакту і склад порід, які вкривають докембрій, свідчить про цілковиту зрівненість поверхні в областях живлення і виключає можливість існування височин у зовнішній зоні платформи. Навпаки, зовні від Руської платформи в кам'яновугільному та пермському періодах була поширена область занурення, яка перебувала в стадії геосинклінального розвитку та виповнення осадами. Релікти цієї об-

ласті являє сучасна Чорноморська западина. Доказом саме такого порядку явищ є цілковита відсутність фацій передгір'їв у складі верхньопалеозойських відкладів Донбасу, Таврії та Кавказу. Літологічний склад антраколіту УРСР свідчить про винос складових його компонентів з рівнини, в умовах якої вивітрювання, перенесення та відкладання осадів відбувалося сповільнено, з достатнім сортуванням і якісною зміною продуктів руйнування. Виходячи з цього, можна стверджувати, що антраколіт географічно поширений в областях занурень, тобто в межах Дніпровсько-Донецької западини, Прикарпаття, Кримсько-Кавказької області і в Підмосковному районі. У зв'язку з цим проблема Великого Донбасу, як явища геолого-історичного, має певне розв'язання. Сverdловини в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини встановили, що там карбон відрізняється відсутністю органогенних вапняків, великим ступенем доломітизації та скременінням вапняків, відсутністю метаморфізації порід та наявністю флори. Відмінність у складі осадів обумовлена своєрідним просторовим розміщенням тектонічних коливань, які активізували розвиток Донецької геосинклінальної структури й обумовили своєрідну циклічність осадів, що виповнюють область занурення в умовах мінливого морського режиму. Для Донбасу Дніпровсько-Донецька западина являла берегову низовинну рівнину, а осаді, що відклалися в її межах, становлять крайову фацію донецького карбону. Цим пояснюється незначна товщина кам'яновугільних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Морська затока в межах Донецької геосинклінали відрізнялася безперервною зміною положення берегової лінії, що відбувалася на фоні загального зменшення площі морської обстановки. В кінці антраколіту морський цикл закінчується утворенням лагун, відкладанням значних шарів солі, які становлять характерну рису мульд північно-західних окраїн Донецького басейну. Відмирання геосинклінали відбувалося на фоні висхідних рухів і встановлення континентального режиму, який поширився на всю Руську платформу протягом пермського та тріасового періодів. Цей відрізок часу характеризується переважанням денудації та мозаїчним розподілом нагромадження осадів в континентальних умовах. Щодо розвитку внутрішньої структури Дніпровсько-Донецької западини, то в антраколіті в її будові особливих змін не було. Товщина осадів, які відклалися за цього часу на соленосій нижньопалеозойській товщі, була ще незначна і в умовах висхідних рухів не сприяла збільшенню рухомості сольових мас.

Структура мезозою.

Зміни тектоорогенічних умов УРСР відбуваються знову, починаючи з верхнього тріасу. В цей час відновлюється давня

тенденція до переважання низхідних хвильових тектонічних рухів та відкладів значних товщ верствуватих, переважно теригенових відкладів. Верхній мезозой—юра та крейда—має велике поширення на території УРСР. Він відслонюється на широких просторах Донецького кряжа і на Правобережжі Дніпра, а крейди відклади зокрема в північних та західних частинах республіки. Для оцінки тектонічних умов мезозою велике значення має залягання юрських відкладів. Приймаючи дані, які характеризують положення поверхні юри, маємо різницю висот для неї 710 м. Найбільш занурені юрські відклади в напрямі лінії Бахмач—Кириківка—Харків. Зіставляючи товщину юри та її занурення, констатуємо збіжність їх констант, тобто найбільші товщі, пов'язані з областями найбільшого занурення. Цей факт можна пояснити різно: 1) юрські відклади нагромаджувались уже в оформленій западині, 2) занурення дна западини відбувалося під час нагромадження осадів і 3) занурення відбувалося після утворення осадів. Загальні умови і фаціальний склад юрських відкладів дає підставу твердити про наявність двох останніх фаз розвитку структури за юрського часу. Одна з них обумовила трансгресію юрського моря. Вся післяюрська тектоніка Дніпровсько-Донецької западини є безпосереднім продовженням коливних рухів, успадкованих від попередніх епох.

Характер післяюрських тектонічних рухів простежується, в загальних рисах, у будові стратиграфічної колонки і насамперед у будові та поширенні крейдианих осадів. Палеонтологічно обгрунтовані крейдиані осади відомі лише північніше лінії Гомель—Шостка—Курськ—Новий Оскол. Верхня крейда на більш давніх відкладах залягає трансгресивно. Непогоджене залягання верхньої крейди на юрських відкладах має місце на окраїнах Азовсько-Подільської кристалічної смуги на північно-східних окраїнах Дніпровсько-Донецької западини і в Донбасі. Не менш цікаву картину з геотектонічного погляду являє верхня поверхня крейдианих відкладів. На Чернігівщині і на всьому східному просторі розвитку крейди поверхня крейдианих відкладів розмита і на них із значною стратиграфічною перервою залягає палеоген.

Товщина крейдианих відкладів УРСР мінлива. Вона є наслідком двох головних факторів: 1) докрейдианого рельєфу, трансгресивно перекритого крейдианими відкладами, і 2) епейрогенічних занурень, які обумовили трансгресію крейдианого моря в межах УРСР. Перший з них, через успадковані від юрського часу умови епігенетичної морської рівнини, особливо великого значення не має і в плані оцінки епейрогенічних рухів може бути пропущений. Уявлення про другий можна скласти з оцінки товщини та характеру поверхні крейдианих відкладів, товщина яких змінюється. Умови нагромадження осадів протягом верхньої крейди були істотно відмінні в Дніпровсько-

Донецькій западині і за її межами. Можна вважати, що протягом крейдяного періоду Дніпровсько-Донецька западина перебувала в стані переважного занурення. Амплітуда занурення була не менше 500 м. Природно, що в окраїнній частині області занурення цей розмах повинен був привести до порушень докрейдяних відкладів, що ми й спостерігаємо в окраїнній зоні Дніпровсько-Донецької западини та Азовсько-Подільського кристалічного масиву.

Трохи іншу картину дав поширення крейдяних відкладів у Причорномор'ї та на Поділлі. У Причорномор'ї крейдяні відклади неширокою смугою облямовують південну частину Азовсько-Подільського кристалічного масиву і, далі на схід, Донецького кряжа. Вони належать до верхнього відділу крейдяної системи і фаціально мало відрізняються від крейди Донбасу. Крейдяні відклади Причорномор'я мають південне падіння і швидко занурюються на значну глибину під більш молодими осадовими породами. Даних про товщину крейдяних відкладів у Причорномор'ї немає. За вказівками інж. Завистовського, який проводив геофізичні спостереження у Причорномор'ї, товща мезозою тут досягає 400—500 м, що, очевидно, дуже применшено. Занурення крейди в південному напрямі дуже значне. У Криму крейдяні відклади становлять другу грядку куест. Тут представлені обидва, верхній і нижній відділи системи.

Геотектонічні умови в Причорномор'ї протягом крейдяного часу були такі ж напружені, як і в межах Дніпровсько-Донецької западини. Самостійну провінцію крейдяних відкладів становить басейн р. Дністра. Східна межа поширення крейдяних відкладів тут вторинна. Суцільне поширення крейди спостерігається західніше меж відслонень Азовсько-Подільського кристалічного масиву. На кристалічному масиві крейдяні відклади знищені денудацією. Окремі, що збереглися від розмиву, островці крейдяних відкладів відомі в межах Житомирської області. По Дністру крейда відслонюється до долини р. Кам'янки. Далі на південь вона занурюється нижче базису ерозії. Біля східної межі поширення крейди підстелюють кристалічні породи, далі на захід—силур і девон. На західному березі Дністра крейдяні відклади у відслоненнях не зустрічаються і далі на денну поверхню виступають у Карпатах. На цьому просторі структура крейдяних відкладів складна і ще мало досліджена.

Кінець крейдяного періоду на всій території УРСР характеризується загальними висхідними рухами. В результаті цих рухів морські води протягом короткого часу звільнили Руську платформу. Загальні риси палеогеографії крейди і початок третинного часу поки що висвітлені недосить. Всю широку територію півдня СРСР у цей час можна уявити як угнуту рівнину, можливо, позбавлену стоку у відкрите море. З пів-

ночі, заходу і сходу її оточували невисокі гряди, з південного сходу рівнину замикав Донецький кряж. На тому відрізку часу річкова сітка УРСР не була вироблена. Існувала сітка річкових долин з місцевими базисами ерозії, з якими сучасні долини не перебувають у будь-якому генетичному зв'язку. Ця фізико-географічна обстановка існувала недовго. На початку третинного періоду починається енергійне її перетворення, обумовлене новою хвилею низхідних рухів і наступною за ними трансгресією моря.

Отже, вся історія тектонічних рухів у мезозої на території УРСР складається з послідовних хвилювих рухів, що йдуть один за одним,—піднять та опускають—з складною просторовою диференціацією. Якісна сторона цих рухів уже досить визначилась, кількісні особливості їх потребують дальшого порайонного вивчення.

Структура кайнозою.

На межі мезозойської і кайнозойської ер значна частина території УРСР перебувала в умовах континентальної денудації. Останнє відбулося в особливостях контакту крейдяних і третинних відкладів, які всюди мають вигляд стратиграфічного непогодженого залягання. На початку третинного періоду встановлюється знову морський режим. Морські умови відкладання осадів видержуються до кінця олігоцену, коли настає різка просторова диференціація коливних рухів, у результаті чого море звільняє південну частину Руської платформи. Одноточно в Карпатах і в Кримсько-Кавказькій області відбувається енергійне горотворення, в яке більш-менш були втягнені прилеглі області занурень і частини платформи. Внаслідок цього відклади в межах їх відрізняються дуже складною картиною зміни фізико-географічних умов, фацій осадів і меж їх поширення в границях стратиграфічних комплексів та геологічних районів.

Палеоген. Нижньотретинні відклади відслонюються на більшій частині території УРСР. У Дніпровсько-Донецькій западині відслонюються верхні горизонти палеогену. Найповніші розрізи його відомі в районі Канівських дислокацій і на окраїнах Донбасу. На Правобережжі Дніпра палеоген майже цілком знищений денудацією. У Причорномор'ї він занурений значно нижче базису ерозії. В західних районах УРСР нижньотретинні відклади виходять на денну поверхню в Карпатах.

Стратиграфічно відклади палеогену належать до палеоцену, еоцену та олігоцену. Палеоценові верстви Подесення (48) можна зіставити з нижньосаратовськими верствами Поволжя.

Найбільш показовий для з'ясування геотектоніки палеогену буцацький ярус. Буцацькі відклади відомі на значній площі.

Західна межа поширення бучака лежить у границях кристалічного масиву, де бучак, однак, майже знищений денудацією. Північна межа його умовно проходить у напрямі Гомель—Шостка—Рильськ—Белгород. Відслонення бучацьких відкладів відомі на Донбасі. Максимальна товща бучацького ярусу—103,8 м, виявлена свердловиною біля м. Довжик. Середня товщина його—40—50 м. Зміни товщини не мають таких значних коливань, як це властиво крейдяним відкладам, що підстиляють бучак. Зміни товщини бучака цілком пояснюються геоморфологічними особливостями його підшошви.

Вважаючи структуру бучака горизонтально-верстуватою, можна припустити, що він конкретизує в собі тектонічні рухи синхронні і переважно оформлені за київського часу. Показником мозаїчності цих рухів є положення верхньої поверхні бучака, детально вивченої К. І. Маковим. Найбільш занурені бучацькі відклади в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини. Дуже занурені бучацькі відклади на окраїнах соляних структур. Залягання бучака в цих районах визначається як компенсаційні скиди, що виникли внаслідок міграції солевих мас. Наявність компенсаційних рухів бучака (і більш молодих горизонтів палеогену) свідчить також про активний розвиток соляної тектоніки в післябучацький час. Активність соляних мас треба розглядати як трансформацію епейрогенічних занурень за кайнозойського часу.

На окраїнах Дніпровсько-Донецької западини поверхня бучацьких відкладів лежить на рівні +150 м біля Новгород-Сіверського і -110 м біля м. Лубен. Різниця висот поверхні бучака, таким чином, не менше 250 м. Ізолінії поверхні бучака дають складну картину. Зона найбільших занурень лежить між долинами рік Сули та Ворскли і простягається з півдня, південного сходу на північ, північний захід. Тут спостерігаються зниження з розпливчастими обрисами та валоподібні і куполоподібні підняття, які супроводять їх. Є підстава припускати, що ці структури якоюсь мірою зв'язані з соляною тектонікою Дніпровсько-Донецької западини.

Тектонічний розвиток палеогену за післябучацького часу відбувався в такому самому напрямі, як і в палеоцені. Якщо порівняти положення покрівлі бучака і київського ярусу, то виявляється, як поступово згладжується різниця висот залягання палеогену в Дніпровсько-Донецькій западині і за її межами. Поверхня київського ярусу ніде не опускається нижче нуля. Відхилення в заляганні горизонтально-верстуватої структури київського ярусу не перевищує 100 м. Це свідчить про згасання коливних рухів на кінець палеогену в північній частині УРСР.

На відміну від цього у Причорномор'ї було різке порушення залягання палеогену і різке падіння його в напрямі Чорного моря.

Отже, в палеогені на території УРСР відбувається дальший розвиток геоструктури, що позначився за верхнього крейдяного часу. Це приводить до розмежування платформної і геосинклінальної її частини. Платформні райони перетворюються в материкову рівнину, а південна геосинклінальна частина продовжує свій морський розвиток з дуже мінливим морським режимом, який відбиває складні коливні рухи, що обумовлюють зміну берегової лінії та певний фаціальний склад верхньотретинних відкладів південного заходу СРСР.

Зовсім інші, мінливі і мало ще вивчені тектонічні умови в палеогені були в Карпатській геосинклінальній області, в Передкарпатті. Нормальна морська обстановка тут, починаючи з еоцену, поступово змінюється, відбиваючи тектонічні процеси, які в цей час активізуються і приводять за горішньотретинного часу до утворення складного Карпатського складчасто-покровного комплексу, який починає відтоді свій континентальний період розвитку.

Структура неогену. Верхньотретинні відклади в межах УРСР поширені в південних та південно-західних областях. Неогенова епоха характеризується складними умовами стратогенезу, які відбиваються в особливостях складу, верстуватості і поширення неогенових відкладів. Порівняльна геотектонічна характеристика неогену має такий вигляд. Міоценові відклади поширені в Передкарпатті та Причорномор'ї. З окремих ярусів міоцену найбільш поширені відклади сарматського ярусу. Вони трансгресивно налягають на осади, які їх підстиляють, і поширені південніше лінії: Славути, Шепетівка, Судилків, Полонне, Любар, південніше Вінниці, Гуменного, Ладиженки, Юрківцево, Дашева, Соболівки, Гайворона, Грушок, Синюхи, Первомайська, Костянтинівки, Трактатів, Базилевичів, Березівки, станції Висунь, Девладова, Дніпродзержинська. На лівому березі Дніпра сармат поширений до лінії Одинківка, Надеждівка, Покровка, Янисоль. Від с. Керменчине межа поширення сармату з півночі обходить Приазовський кристалічний масив у напрямі: Святодухівка, Межиріг, Пологи, Скелеват, Мелітополь, Миколаївка, Трояна, Новоспасівка, Сартана, ст. Квашино. В басейні р. Самари північна межа сармату не виразна. Пізніше неогенові відклади поширені в межах границі сармату і свідчать про послідовний відступ неогенового моря з території УРСР. Післяпонтійські відклади на території УРСР покривного поширення вже не мають. Зокрема відклади кимерійського та куюльницького ярусів поширені на незначній площі в межах структурних і денудаційних знижень.

Порівняно високий рівень вивченості неогену у Причорномор'ї дає можливість з'ясувати ряд кардинальних питань геології УРСР. Найголовніші з них: 1) характер, інтенсивність та амплітуда тектонічних рухів у Причорномор'ї в неогені, 2) розвиток гідрографічної сітки півдня Руської платформи.

і 3) стратиграфічне розчленування верхньотретинних континентальних відкладів далі на північ від берегової лінії неогенових морів.

Товщина і залягання неогенових відкладів значною мірою відбивають структурні умови, успадковані неогеном від попередніх епох. За даними К. І. Макова „... найбільші висотні позначки другого середземноморського ярусу спостерігаються в північній частині Причорноморської западини (20—30 м абсолютної висоти) і в південній, де вздовж пологого схилу третьої гряди Кримських гір позначки виходять середнього міоцену становлять понад 50 м. В осьовій частині западини позначки поверхні цього ярусу—260—280 м. Падіння поверхні цих верств дуже мале і становить 0,8 м на 1 км на північному крилі і близько 1,5 м на південному. В зоні сучасного Сиваша в осьовій частині западини поверхня відкладів другого середземноморського ярусу утворює дуже полого підняття (перегин осі) ... на захід і на схід від цього підняття спостерігаються перегини осі у вигляді пологих западин, що швидко локалізуються на північ. Амплітуда підняття середземноморських верств у районі Сиваша 60—80 м на віддалі 80 км. Аналогічну картину, з менш різкими окресленнями структур, являє залягання сарматських і понтійських відкладів. Найбільше занурення понтійських відкладів, за К. І. Маковим, спостерігається по лінії Одеса—Софіївка—Армянськ—Острів Кояли—Арабатська стрілка, тобто в повній мірі повторює залягання середземноморських відкладів“.

Сучасна геоморфологія Причорномор'я цілком залежить від його структури. Єдність структури та рельєфу визначають сучасні особливості Причорномор'я як берегової рівнини.

Початок формування сучасної структури Причорномор'я належить до верхнього кайнозою. Масштаби тектонічних рухів у Причорномор'ї за неогену поки що з'ясовуються не досить виразно. Можна вважати, що загальне занурення в цей час досягло не менше 200—250 м. Самий процес занурювання час від часу переривався висхідними рухами. Зв'язані з зануренням трансресії моря відбувалися на загальному фоні відмирання морського режиму на півдні СРСР за третинного часу.

Відповідно до епейрогенічних рухів та змін морської обстановки розвивалися річкові долини. Після відмирання моря харківського часу і до другої половини міоцену річкові системи на півдні СРСР базувалися на місцеві базиси ерозії. З міоцену починає встановлюватися однобічний похил поверхні суші на південь. Відповідно до цього за сарматського часу настає новий етап у розвитку річкових долин, які дістали стік у південне море. В міру відступу берегової лінії слідом за нею в південному напрямі витягалися консеквентні річкові долини, які розміщувалися залежно, головним чином, від

похилу топографічної поверхні. Ріки, що впадали в неогенові моря, нагромаджували великі конуси-дельти, відклади яких найбільш типово виявлені у вигляді балтської товщі. В міру зниження базису ерозії, річкові долини витягалися на південь, об'єднувалися в системи, головні долини яких полігенні, складені з ділянок різного віку та походження.

Структура четвертинної товщі. Четвертинні відклади в межах УРСР мають велике поширення, покривне залягання і дуже мінливий фаціальний склад. Залягання четвертинних відкладів безпосередньо залежить від рельєфу: на більш давніх формах поверхні залягають давніші відклади. Внаслідок цього вік четвертинних відкладів, крім звичайного стратиграфічного методу, встановлюється також геоморфологічно. З другого боку, вік накладених форм поверхні, зокрема водногенетичних, визначається віковими генераціями четвертинних відкладів, які створюють ці нерівності.

З тектоорогенічного погляду найбільший інтерес являє світа бурих та червонобурих глин. З утворенням їх закінчується процес формування накладеної рівнини півдня СРСР. Відклади, молодші від червонобурих глин, мають місцеве поширення і відповідно створюють накладені форми поверхні.

З останніх найцікавіші деякі річкові долини, які перерізують червонобурі глини. Глибина ерозійних долин, будова їх, зокрема особливості терас дають досить переконливі дані про вік та коливні рухи за четвертинного періоду. Походження, стратиграфія і поширення четвертинних відкладів УРСР перебуває в певній залежності від зледеніння північної частини Руської рівнини. Суть цієї залежності виявляється в схемі:

Зниження —

Зледеніння —

Підняття рівня ерозії — акумуляція.

Зледеніння і підняття рівня води в замкнених басейнах, як Чорне і Каспійське моря, генетично зв'язані. Підняття рівня обумовлене припливом великих мас талих льодовикових вод. Відповідно до цього в межах низовинних рівнин відкладалися товщі алювіальних і флювіогляціальних відкладів. Більш юні генерації четвертинних відкладів, по відношенню до більш давніх, мають прислонене залягання і складають, в свою чергу, різновікові водногенетичні форми рельєфу. Яскравим прикладом останніх є тераси, кількість яких відповідає кількості гляціальних фаз. Найбільш яскраво ця залежність простежується у Дніпра і в Причорномор'ї. Кількість терас значно зростає у верхній течії Дністра, де Виржиковський Р. Р. вказує на наявність 6 рівнів їх. Ця особливість

геоморфології верхнього Подністров'я створена різними геотектонічними умовами, зокрема значною напруженістю геотектогенезу в Карпатах.

Аналізуючи тектоорогенічні особливості та умови четвертинного літогенезу на півдні СРСР, який обумовив будову й поширення четвертинної системи, їх можна наближено подати у вигляді такої схеми:

Відділ	В і д к л а д и			Епейрогенічні рухи
	Чорне море	Річкові долини	Рівнини. Вододіли	
Сучасний	Наступ	Відклади заплави	Кора вивітрювання	Опускання
Подільський (вюрмський)	Відступ	Вирізування уступів II тераси	Флювіогляціальні покривні відклади Полісся.	Підняття
	Відклади з <i>Cardium tuberculatum</i> Наступ	Алювії II тераси. Лес		Опускання
	Відступ	Вирізування уступу III тераси		Підняття
Дніпровський (ріський)	Відклади з <i>Didaena crassa</i> Наступ	Відклад лесу з 2—5 горизонтами похованих ґрунтів		Опускання
Постпліоцен	Відступ	Вирізування консеквентних долин Червонобурі глини		Підняття

Епейрогенічні рухи в четвертинному періоді починаються різкими підняттями. Про амплітуду їх деяке уявлення дає перепоглиблення річкових долин порівняно з сучасним положенням базису ерозії. Так, западини одеських лиманів, Дніпровсько-Бузького лиману перепоглиблені на 35—40 м. На підставі цього можна судити, що величина підняття була не менше як 50—100 м. Не менш значне опускання було в епоху вирі-

зування уступів верхніх терас. Всі наступні епейрогенічні рухи мали менший розмах. Сучасна епейрогенія УРСР мозаїчно виявлена у вигляді опускань та піднят на фоні загального опускання Руської платформи. Однак картина сучасних епейрогенічних рухів на території України поки що не досить виразна. Відсутність даних спостережень про положення вікових реперів та аналізу детальних топографічних карт змушує вважати це питання ще відкритим.

Дислокації четвертинних відкладів. Порухення залягання четвертинних відкладів у межах УРСР відомі на Правобережжі Дніпра. В основному це екзотектонічні, льодовикові та зсувні утвори. Райони найбільш значних гляціодислокацій на півдні СРСР розміщені біля мм. Юр'євичі, Мозир-Барбаров, Чернобил, у басейні Прип'яті та біля Канева, Градизька і в інших районах у басейні Дніпра. Гляціодислокації в басейні Дніпра описували Різниченко, Лунгерсгаузен, Соболев, Лічков, Мірчинк, Виржиковський, Красовський, Бондарчук та ін. Форми гляціодислокацій різноманітні. Серед них переважають складки, насуви, вальцювання, спричинені тиском льодовика. В географічному поширенні гляціодислокації зв'язані з крайовими тектонічними порушеннями, вони окремими ділянками облямовують пограничну зону Дніпровсько-Донецької западини та Азовсько-Подільського кристалічного масиву. Це явище пояснюється тим, що східна межа кристалічного масиву відіграла роль орографічного бар'єру, який затримував розтікання льоду і обумовив нагромадження фронтальних морен. Ця зона була областю розрядів ізостатичних напружень, підсилених загальною тектонічною рухомістю перехідної зони. Внаслідок цього гляціодислокації накладаються на складний структурний фон і загалом становлять характерні якісні риси крайових дислокацій і відповідних до них форм горбастого рельєфу та типово виявленого біля Канева та Мозиря.

Особливо велике поширення в межах УРСР має другий вид екзодислокацій—зсуви. В поширенні зсувів спостерігається певна закономірність: вони пов'язані з західними стрімкими берегами консеквентних річкових долин. Розвиткові зсувів тут сприяє енергійне підмивання правих берегів, що відбувається відповідно до закону Бера. Вертикальне переміщення мінеральних мас у зсувах досягає подекуди кількох десятків метрів. Вони відіграють дуже значну роль в утворенні геоморфологічних краєвидів багатьох районів.

III. ГЕОСТРУКТУРНІ РАЙОНИ УРСР.

Загальна характеристика.

Під геоструктурними районами УРСР розуміють території, якісні природні особливості яких склалися в процесі їх геолого-історичного розвитку. Найскладніші асоціації елементарних

структур і форм поверхні властиві краєвидам і широким територіям. Ці території поділяються за структурними, віковими та просторовими ознаками на складові частини, території меншого порядку з властивими їм одноманітними й однорідними структурами та рельєфом. Враховуючи це, можна виділити ряд підлеглих структурно-геоморфологічних, просторових одиниць:

Країна — область — район.

Беручи на увагу особливості розвитку геоструктури УРСР, в її межах можна виділити ряд геологічних районів, які відрізняються будовою, асоціаціями корисних копалин та геолого-економічними перспективами.

У схемі геологічне районування УРСР має такий вигляд:

Країна	Область	Вік
Азовсько-Подільський масив	Азовсько-Подільський кристалічний масив. Подільська плита. Бессарабська плита. Поліський „міст“.	Докембрій
		Палеозой
Дніпровсько-Донецька западина	Придніпровська низовина. Крайові дислокації.	Палеозой Мезозой
Донецький краєв		„
Азовська і Причорноморська западина.		Кайнозой
Карпати	Передкарпаття (область крайової складчастості та соляних структур). Гірська область. Середньо-Дунайська (Угорська) міжгірна низовина.	Кайнозой „

Геоструктура окремих регіонів УРСР вивчена нерівномірно. Найменше даних поки що є про будову докембрійського фундаменту, досить висвітлено глибинну будову Дніпровсько-Донецької западини та Причорномор'я. Багато ще неясного і в геоструктурі Карпат.

Азовсько-Подільський кристалічний масив.

Межі та особливості рельєфу докембрію висвітлені вище. Внутрішня структура докембрійського масиву складна. Контури навіть основних структурних осей його потребують ще додаткових досліджень. Особливості складної тектоніки осадових метаморфічних комплексів українського докембрію дають під-

ставу вбачати в них ознаки порушень, властивих для гірських країн. Контури гірських споруд далекого минулого тепер ледве накреслюються за уцілілими від руйнування їх коренями.

Взаємовідношення простягань коренів нагадує співвідношення окремих гірських хребтів гірських систем та міжгір'їв, що спостерігаються в післякембрійських спорудах і структурах. Структура осадово-метаморфічних комплексів різна за віком в своїх частинах, дуже змінена наступною магматичною тектонікою. Структурно-морфологічні особливості плутонів (які зв'язані з ними мінеральні утвори) однак, ще зовсім не досліджені. Післямагматичні дислокації докембрію УРСР мають також тривалу історію розвитку і складну будову. З них найбільш поширені дислокації, викликані формуванням гірських споруд в окраїнних геосинклінальних зонах, зокрема синхронні з формуванням Карпат. Тоді виникла система структур периферійного сколювання. Найявність останніх має свій деякий відбиток у розміщенні річкових долин та їх геоморфологічних особливостях, як-от каньйони та ін. Подовжні, більш пізні розломи погоджуються з деформаціями минулої епохи, яка обумовила утворення в докембрійському фундаменті западин, у тому числі й Дніпровсько-Донецької. Самостійну структурну область становить північно-західна частина Азовсько-Подільського кристалічного масиву, що простягається далі на захід від межі відслонення кристалічних порід — Подільська плита. Для неї характерні не тільки структури докембрію, а й осадові утвори, які вкривають його. Структурні риси цієї плити обумовлені положенням у перехідній зоні між Руською платформою і Карпато-Альпійською областю, в міру наближення до якої наростає товщина осадового комплексу, змінюються геоструктури, вимальовуються характерні риси нової геоструктурної області.

Аналогічний геоструктурний утвір являє область, що лежить між долинами рр. Дністер — Серет, — Бессарабська плита. У своїй східній частині плита становить продовження Руської платформи. Глибина занурення докембрію і грубізна утворів, які покривають його, далі на захід від Дністра невідомі. Вважається можливим, що грубізна останніх, які належать до силуру, девону і, можливо, карбону, не менше 1000 м. На північному заході Бессарабська плита зливається з Подільською. На півдні вона прилягає до споруд Добруджі. Західна структурна межа Бессарабської плити менш виразна і геоструктура її значно складніша.

Грунтуючись на загальному плані структури периферійної зони Руської платформи, приходимо до висновку, що з заходу платформу облямовує пояс герцинід, який становить зовнішню частину середземноморського орогену. В Бессарабії цей пояс майже цілком перекритий мезозоєм і кайнозоєм. Релікт цього пояса становить хребет Добруджа. Північно-за-

жідне продовження Азовсько-Подільської кристалічної смуги відоме в літературі під назвою Поліського „моста“. Цей виступ докембрію на всьому своєму протязі розбитий розломами і, певно, має брилову структуру, яка не перешкоджала широкому історичному й фаціальному зв'язку морів Прибалтійської і Дніпровсько-Донецької западини протягом майже всієї післякембрійської історії. В плані загальної оцінки особливостей геоструктури західної частини Руської платформи дуже цікаві відклади кембрію і силуру біля м. Холм і по р. Ловать; згідно з даними І. В. Даниловського та Асадкіна вони становлять підняття меридіонального простягання. Якщо це так, то безперечною буде наявність у Прибалтійській частині Руської платформи широкого каледонського пояса, яке охоплювало Балтійський щит. Окремі охоплення каледонської структури простягаються в північно-північно-східному напрямі і виявляються у вигляді валів та мультіподібних знижень між ними. Останні зокрема займає Бальтійське море. Відповідно всю область Балтійсько-Чорноморського вододілу становить складне взаємовідношення структур докембрію, каледонід та герцинід, похованих під пізнішими наверхствуваннями.

Дніпровсько-Донецька западина.

Дніпровсько-Донецька западина і відповідна їй Придніпровська низовина становлять одну з найхарактерніших особливостей краєвиду УРСР. У з'ясуванні геоструктури цього регіону принципове значення мають два питання: 1) походження западини та її структурне положення в межах південної частини Руської платформи і 2) внутрішня тектоніка западини та практичні результати, що з цього випливають. Найцікавіші під цим кутом зору найдавніші структури південної частини Руської платформи — Курсько-Воронезька частина Середньо-Руського валу (і відповідно йому Середньо-Руська височина) та Азовсько-Подільський кристалічний масив. Середньо-Руська височина, з геотектонічного погляду, являє недосить вивчену частину Руської рівнини. Особливості її, в загальних рисах, висвітлені лише в межах Курської магнітної аномалії, тут кристалічний масив перекритий девоном.

Курсько-Воронезький масив, як і Азовсько-Подільський, становить основні частини гірських споруд, ще до палеозойського часу зрівняних до свого цоколя.

Місце Дніпровсько-Донецької западини між цими двома системами можна розглядати двоюко: 1) популярне уявлення змальовує Дніпровсько-Донецьку западину як область занурення кристалічного фундаменту вздовж лінії розломів. При такому уявленні пояснити конфігурацію та внутрішню будову западини немає можливості, 2) місце Дніпровсько-Донецької западини в структурі докембрію треба розглядати як міжгірну

область, що простяглася між Азовсько-Подільським і Курсько-Воронезьким кристалічними масивами. Між цими масивами докембрію кристалічні породи лежать на великій глибині. В період повної пенепленізації цих споруд дана область орографічно не виділялась, але потенціально була нестійкою. В її межах залягали породи іншого складу порівняно з навколишніми просторами. Це й відбивається в особливостях геофізичного поля ложа западини. Вся наступна історія розвитку западини зводиться до регенерації докембрійської структури, тобто рисують її як вторинну геосинкліналь з перевагою коливних рухів, що відбилися у зміні фацій і складі відкладів, які виповнюють западину. Регенерація давньої міжгірної структури визначає також і її глибинну будову. В схемі диференціація коливних рухів мала такий вияв: спочатку встановились протилежності в напрямі руху — Азовсько-Подільський масив перебував у стані тривалих висхідних рухів, у межах западини переважали низхідні рухи. Внаслідок цього у перехідній області мали місце великі динамічні напруження, розряди яких виявилися у вигляді окраїнних дислокацій, пристосованих до східних окраїн кристалічного масиву. Втягнутий у низхідні рухи, Курсько-Воронезький кристалічний масив набув однобічного похилу на захід, дістав вигляд похилої плити з накладеною на неї мезозойською монокліналлю, що відбилося в особливостях гравітаційного поля у східній частині Дніпровсько-Донецької западини.

Якісну особливість фундаменту западини, очевидно, становлять розломи і зв'язані з ними магматичні утвори. Останні раннепалеозойського віку і відомі на півдні Донбасу та в кепроках соляних структур Лубенсько-Роменського району. Суботін і Завистовський на підставі геофізичних спостережень у Дніпровсько-Донецькій западині встановлюють поширення порід з підвищеною щільністю на площі від долини Дніпра на Чернігівщині до Канева і на схід до долини р. Ворскли біля м. Полтави. Цю область поширення порід підвищеної щільності треба розглядати як поховані вулканічні покриви, зв'язані з тріщинними виверженнями.

Для центральної частини Дніпровсько-Донецької западини характерні численні місцеві дислокації, зв'язані з заляганням солі. Шатський, Куциба, Шаめка та ін. розглядали соляні структури як діапирові структури. Лунгерсгаузен вбачав у них результат насупної тектоніки. До цього погляду приєднується В. Б. Порфір'єв, який вважає, ... „що фактичний матеріал говорить проти діапирового варіанту... Утворі соляного штоку можна розглядати як результат видавлювання солі з південного крила або як результат несправжнього сколювання та насупання однієї на одну ділянок соленої серії“. Це пояснення соляної тектоніки Дніпровсько-Донецької западини впливає з уявлення наявності в її межах складної

домезозойської тектоніки типу Донецької, похованої на всій території. Необґрунтованість цього уявлення була детально з'ясована Д. Н. Соболевим. З певних причин, які викликають рух та міграцію солі й оформлення соляних структур Дніпровсько-Донецької западини, головною причиною був гідростатичний тиск внаслідок постійного навантаження. При наявності соленосних відкладів, похованих під осадовими породами, рух солі не залежить від місцевої тектоніки. Головною передумовою цього руху є занурення соленосних відкладів на значну глибину та збільшення товщини вкриваючих сіл відкладів; ось чому географічне поширення соляних структур у рівнинах і властиве областям занурень.

Розвиток соляних структур у межах Дніпровсько-Донецької западини не був рівномірним. Активізований епейрогенічними рухами, він відбувався хвилями, етапами. Згасаючи на певному етапі розвитку, соляні структури обмежені певними стратиграфічними границями, в межах яких була міграція сольових мас. Це створює певні тектонічні рівні соляної тектоніки, або залягання солі в певних стратиграфічних горизонтах та на певній глибині. У розвитку соляної тектоніки в Дніпровсько-Донецькій западині виділяються етапи: юрсько-крейдянний, палеогеновий і четвертинний. На кінець мезозою закінчувалось виповнювання Дніпровсько-Донецької западини наносами, які створювали додаткові навантаження. Внаслідок цього рух солі був особливо активним. Значна кількість структур того часу досягла тоді рівня денудації. Генетично це були некомпетентні складки з соляним ядром, „що виявилися як випинання давніх відкладів“, включаючи юру.

Палеогеновий тектонічний рівень соляних структур визначається нижньотретинним зануренням. Інтервал активних переміщень охоплює час від крейди до верхнього еоцену. Особливості цього тектонічного рівня відбиваються в структурі бучацького ярусу. Для поверхні його властива велика кількість нерівностей та порушень, обумовлених переважно соляною тектонікою.

Останній, четвертинний етап розвитку соляної тектоніки в западині закінчився за льодовикового часу. Стимулюючим фактором розвитку соляної тектоніки у той час, крім епейрогенії, було, можливо, додаткове навантаження у вигляді мас льоду. Видавлені маси солі цього етапу розвитку структур досягли сучасного рівня денудації і виявилися у вигляді горбастого рельєфу, такого характерного для с. Ісачки, с. Аксютинці та ін.

Складна історія розвитку соляних структур обумовила винятково складні деформації, що вміщують соляні інтрузії, відкладів. У незмінному висхідному русі сольові маси прорвали всю товщу відкладів, які вкривають їх, і привели до утворення різноманітних диз'юнктивних структур. Видавлювання

солі привело до вторинних опускань і деформацій надсоленосних порід. Уламки їх, винесені на денну поверхню, створюють своєрідні екзотичні утвори і зв'язані з ними поля розсівання продуктів вивітрювання порід, не властивих даній геологічній провінції. Ці поля розсівання є однією з важливих розшукових ознак соляних структур, заснованих на єдності розвитку структури і рельєфу земної кори.

Характерну рису геоструктури цієї області становлять крайові дислокації. Вони виявлені у вигляді відомих канівських дислокацій і Канівських гір, дислокації гори Пивихи, порушень біля м. Чорнобиль, Мозир, Юр'евичі та ін. Морфологія канівських дислокацій об'єктивно і детально описана у В. В. Різниченка. Про походження їх є різні точки зору. В 1940 р. було встановлено подвійність утворення канівських дислокацій. Цоколь канівських гір складений з юрських, крейдаєних і третинних відкладів. Вони утворюють антиклінальні складки — купольні структури або височини: Трактемирів-Бучацьку, Канівську, Мошногірську і на лівому березі Дніпра—Хощківську. Можливо, в утворенні цих структур певну роль відіграли радіальні переміщення пластичних мас. Між купольними структурами відклади, які становлять їх, залягають без порушень. Тут, можливо, відбулося деяке опускання, викликане витіканням пластичних мас. Вік Канівських гір точно встановити важко. Можна вважати, що це безумовно дочетвертинні утвори, бо давнє ложе Дніпра, врізане в підняту юру і порушене заляганням мезозою, впливало на розвиток долини ріки.

Відомі четвертинні геоструктури Канівських гір становлять вторинний утвір. Вони виникли в результаті лущення поверхні куполів льодовиком. Льодовик наклав свій відбиток на вже готову геологічну споруду, створив сприятливі умови для розчленування височин глибокими ярами та зсувами, розвиток яких становить останню сторінку в геологічній історії Канівських гір.

Крім Канівщини, крайові дислокації встановлені також у низах рік Самари, Орелі, Сули і Прип'яті, де вони не становлять винятку із загального числа купольних структур Дніпровсько-Донецької западини.

Донецький кряж.

За П. І. Степановим, основні структурні елементи Донецького кряжа становлять: Дружківсько-Костянтинівська брахіантикліналь, головна антикліналь, головна, або північна, синкліналь Донбасу, південна синкліналь Донбасу.

Самостійний структурний елемент становить північний тектонічний район Донбасу. До складу його входять такі структурні елементи: північна антикліналь, пояс північної дрібної

складчастості, друга північна антикліналь і район „купольних“ структур північного заходу Донбасу. Таку ж окрему структуру являє південний тектонічний район Донбасу. До складу його входять південна антикліналь, Зуївська антикліналь, Амвросіївський купол, друга південна синкліналь, Кальміус-Торецька улоговина. В розвитку структури Донецького кряжа виділяється кілька тектонічних фаз. Перший вияв горотворення мав місце в кінці девону і на початку карбону. Друга серія орогенічних рухів відбувалася в період від верхньої пермі до нижнього тріасу. Третій, незначний, вияв горотворення належить до часу від верхньої юри до сеноману. Четверта фаза інтенсивного горотворення була в кінці крейдяного і на початку третинного часу. Остання фаза горотворення на Донбасі була в олігоцені. За верхньотретинного і четвертинного часу область Донбасу зазнала регіонального опускання, особливо значного у південно-східній частині.

Відповідно до тектонічного розвитку формувався і рельєф Донецького кряжа. В будові його виділяється кілька рівнів денудації. Розвиток абразійних поверхень, що простежуються в сучасному рельєфі, належить до верхньокрейдяного, палеогенового, сарматського і понтійського часу. Особливо яскраво риси цих рівнів простежуються в басейнах рік Самари і Тузлової. Післяпонтійські ерозійно-аккумулятивні процеси на Донбасі виявилися також у будові річкових долин, які мають спільні риси для всього Причорномор'я.

Взаємовідношення Донецького кряжа з навколишніми структурами нагадує взаємовідношення будь-якої іншої гірської споруди з прилеглими низовинами. Ці теоретичні передумови, підтверджені результатами глибокого свердління на окраїнах Донбасу і в Дніпровсько-Донецькій западині, дають підставу для таких висновків: 1) донецькі фації поширюються за межі відслоненого Донбасу на незначну віддал, не далі смуги перехідних областей, 2) синхронні з донецькими, відклади в Дніпровсько-Донецькій западині занурені на велику глибину, 3) по відношенню до Дніпровсько-Донецької западини Донецький кряж являє самостійну структуру, а не її складову частину, як це іноді уявляють. Звідси Донецька структура являє собою крайову область дислокацій Дніпровсько-Донецької западини, що її визначає її відношення до прилеглих кристалічних масивів і мало дислокованих просторів западини.

Азовська і Причорноморська западини.

Структурні межі Азовської та Причорноморської западин збігаються з геоморфологічними межами Причорноморської низовини. Структурно це міжгірна западина. На північ вона обмежена окраїнами Азовсько-Подільського щита, на півдні — гірськими спорудами Кримсько-Кавказької системи. На сході

западина переходить у передкавказькі зниження, неоднорідні у своїй глибинній будові. На заході Причорноморська западина замикається гірськими спорудами Балкан, Добруджі, Бессарабською плитою, утвором, синектонічним з Добруджею.

Особливості геологічної будови Причорноморської западини вивчені недосить. За даними геофізичних спостережень, товща осадів, які виповнюють западину, близько 3000 м. З них можливі товщі: четвертинні відклади — 30 м, неоген — 200 м, палеоген — 900 м, мезозой — 250 м, палеозой — 1000 — 1500 м.

У заляганні осадів спостерігається синклінальний перегин, з яким пов'язані найбільші товщі осадів. У північній частині западини виявляється загальне падіння верств у південному напрямі. Осьова частина западини має близьке до широтного простягання і проходить у напрямі Перекоп—Сиваш. У загальному падінні є підняття у вигляді валів. Є також субмеридіональний перегин у напрямі Тарханкут—Мелітополь. Цей вал відокремлює Азовську западину від Чорноморської і обумовлює їх різну історію та фізико-географічні особливості. Відмінності будови западини були докладно вивчені в 1940 р. К. І. Маковим і яскраво відображені в ізолініях поверхні понтійських відкладів, що повторюють особливості структури всієї западини. Ускладнення в глибинній будові западини можна припускати лише в південній, внутрішній області, яка прилягає до гір. У зовнішній, північній частині структури таких порушень, очевидно, немає. Ускладнення структури, переважно у вигляді складок та брахіскладок, простежуються вздовж усього південного крила западини, зокрема в районах, що прилягають до Тарханкута—Керчі—Тамані, а також в області субмеридіонального валу і в західній частині Азовського моря.

Карпати.

Карпатська гірська система з південного заходу обмежує Руську платформу. На півночі і північному сході Карпатські гори межують з Судетами, Сандомірським кряжем, на сході з синектонічними герцинідами Волино-Подільською та Бессарабською плитами. Ці структури, значною мірою асимільовані Карпатами, створюють своєрідну перехідну зону між гірською системою і Руською рівниною. Гірська система Карпат простягається величною дугою від Альп до Балкан на протязі 1600 км. Зовнішнім краєм своїм вони насунуті на Руську платформу. Внутрішня частина їх замикає Угорську міжгірну низовину. Дуга складається з великої кількості кулісоподібно розміщених хребтів, найголовніші з яких Західні і Східні Бескиди, Висока і Низька Татра, Лісисті Карпати, Семиградські Карпати і Трансільванські Альпи. У крутій дузі Семиграддя і Трансільван-

ських Альп, у бік Угорської низовини, лежать Рудні гори. Зовнішню сторону Карпат облямовує зона молас, тектонічно перекрита флішем. Тектоніка Карпат і Передкарпаття тісно пов'язана. Її треба розглядати як згасання складчастості в напрямі від гірської країни. Завдяки цьому в межах моласи спостерігається ряд пологих антикліналей, ускладнених соляними структурами. Останні являють собою куполи, розміщені в напрямі великих розломів. Соляні структури оточені зонами брекчій — кепроків великої товщини, до складу яких входять уламки порід різного віку, винесених на поверхню рухами сольових мас.

Східні Карпати в тектонічному відношенні поділяються на чотири зони, витягнуті вздовж гірської системи. За узагальненнями Вологдіна, першу з півночі зону становлять Берегові Карпати або північний „скибовий“ район. Ця зона простягається вздовж Східних Карпат і має ширину 20 — 25 км. Вона складається з серії лусок — „скиб“ складної будови. Всіх лусок на розрізі Карпат по лінії Борислав — Сколе, вздовж долини Стрий і Сколе — шість. Найбільш повно геоструктура Берегових Карпат вивчена біля м. Борислава. За даними Толвінського в будові Бориславського району беруть участь крейдяні, еоценові, олігоцені і міоценові відклади. Третинні відклади зібрані в антиклінальні і синклінальні складки, подекуди сильно стиснуті і перекинута на північ. Крейдяні ж відклади становлять ядра антиклінальних складок. Ці структури простежені в багатьох місцях з допомогою свердловин. Площини насувів мають незначне падіння. Переміщення мас відбулося в північно-східному напрямі.

Друга зона — Центральна Карпатська депресія, розміщується на південь від „скибової“ (лускатої) зони. Вона має складну будову.

Третю структурну зону являє Магурсько-Чорногорська „плащовина“, або покрив. Це велетенська луска, насунута на Центральну Карпатську депресію. Вона становить вододіл Дунаю і Дністра. Структурні особливості цієї зони найбільш яскраво виявлені в Чивчинських горах, на вододілі Прута і Дністра. У південно-східному напрямі від гір Гедія, Кичера і Плайк, уздовж цього покриву поширені великі пліквативні структури. Подекуди вони розірвані поперечними скидами.

Окрему, четверту зону становить Передкарпаття. Воно має знижений рельєф і простягається вздовж всієї Карпатської гірської системи. Тут Карпати насунуті на пластичні осади міоцену. Верстви соленосної серії дуже дислоковані і з поширенням їх зв'язана складна діапірова тектоніка.

Зона діапірової тектоніки простягається неширокою смугою від Перемишля до м. Кути, на широті м. Чернівці. Південніше ця зона сильно звужується і майже перекривається Карпатською структурою. Далі зона діапірових структур добре вияв-

лена на південному сході Карпат біля м. Плоєшти і між долинами рік Бузак та Домбовиця.

Толвінський твердить, що всі тектонічні форми Карпат мають асиметричну будову. Ця асиметрія спостерігається також і в будові окремих соляних структур. У більшості випадків соленосні відклади залягають у ядрі неправильної, несиметричної складки, перекинута на північний схід. Зона соляної тектоніки, на думку Толвінського, являє область значного регіонального підняття і внаслідок цього „...на даній площі під час різних фаз тектонічних рухів у глибині виникав сильний тиск, який був головною причиною утворення діапірових складок, складених у ядрах соленосними глинами. Ці явища діапіризму, спричинені в основному глибинним тиском, ускладнювались боковим тиском пасма Карпатських гір, що переміщалися з південного заходу на північний схід“. Однак ці погляди Толвінського тепер не всі геологи поділяють. Зона соляної тектоніки Передкарпаття являє зовсім іншу провінцію соляної тектоніки порівняно з тим, що є в межах Дніпровсько-Донецької западини і на Донбасі.

Карпатські структури мають дуже тривалу і складну історію геологічного розвитку. Самостійну тектонічну область становить Закарпаття. Це типово міжгірська западина, вік якої відповідає вікові навколишніх гірських споруд. Тектонічні рухи в межах Закарпаття переважали нисхідні, особливо за кайнозою. Тому Закарпатська западина виповнена грубою товщею осадових, мало порушених відкладів і у зв'язку з цим має рельєф рівнини. В периферійній, прикарпатській частині Закарпаття виявлені численні розломи, з якими в недалекому геологічному минулому була пов'язана вулканічна діяльність. Рештки поруйнованих вулканів тут часто беруть участь у будові рельєфу.

Розвиток геоструктури УРСР.

Розвиток геоструктури УРСР охоплює всю тривалу геологічну історію її території. В цьому розвитку спостерігається певна історична й просторова послідовність рухів земної кори і зміна умов відкладання осадів. Це виявилось в формуванні окремих геоструктурних і геоморфологічних районів. В історії розвитку поверхні УРСР особливе місце має геоморфогенез, який протягом четвертинного періоду відбувався в складних змінах фізико-географічних умов та зледеніння Руської рівнини.

Четвертинний морфогенез. В епоху підняття території УРСР у дольодовиковий час уже існував загальний похил місцевості на південь, створений зануренням півдня Руської платформи. Низовинна постпліоценова рівнина, внаслідок відсутності різких коливань висот, не мала ще виробленого напрямку стоку.

В міру розвитку виниклих підняття поверхня рівнини падала потужній ерозії, що відбувалася в умовах значної різниці висот. Початок розвитку гідрографічної сітки залежав від похилу топографічної поверхні. Річкові долини витяглися у напрямі похилу топографічної поверхні: з півночі на південь. Консеквентна гідрографічна сітка доріської епохи розвивалася протягом дуже тривалого часу. Порівняно з сучасною сіткою, вона була більш перепоглиблена і витягнута внаслідок більш низького положення базису ерозії в Чорноморській западині.

Через низьке положення базису ерозії, Азовського моря не існувало. В його межах протікала ріка — продовження Дону. Прадон утворив долину прориву в межах сучасної Керченської протоки. У гирлі ця ріка відклала величезну дельту, рельєф і контури якої досить добре виступають з особливостей розміщення ізобат Чорного моря в цьому районі. Одеська затока тоді являла собою спільну дельту рік Дніпра, Дністра і Дунаю. Крім особливостей рельєфу дна затоки, про це свідчать ще прісноводні відклади і поклади торфу, виявлені тут при гідрологічних дослідженнях.

Різке перепоглиблення річкових долин, інтенсивна денудація території УРСР в цей відрізок часу знищили тонкий покрив морських верстуватих осадів, з-під яких почали виступати давніші структури. Зокрема тоді була знову відслонена давня денудована поверхня Азовсько-Подільського щита і Донецького кряжа.

Річкові долини, що розвивалися епігенетично, в таких місцях утворили долини прориву або відхилилися в напрямі менш стійких відкладів, ріки обтікали давні структури. Істотну роль у такому обтіканні рік відігравали і тектонічні рухи в різних структурах, що виявлялися з різною інтенсивністю. Отже, Дніпро ішов довгий час за східним краєм Азовсько-Подільського щита. Північний Донець обтікав з північного сходу Донецький кряж, аж поки ці ріки, зустрівши сприятливі умови, не прорізали перепон у напрямі найкоротшої віддалі.

Доріські долини території УРСР мали величезні розміри. Так долина Дніпра, якщо про неї судити за найдавнішою терасою, досягає ширини 120 км. Безперечно, ця потужна долина пройшла кілька етапів розвитку, але сліди їх поховані під пізнішими наносами.

Відповідно до складу, залягання та нерівностей верств, у цілому, геологічної структури, процеси доєвксинської денудації остаточно виробили основні риси сучасної гіпсометрії території УРСР, в якій найбільш підвищені райони відповідають давнішим структурам. Якщо зіставити положення давньої денудаційної поверхні і сучасну поверхню, маємо цілковиту збіжність їх орометричних ознак. Наступні процеси наклали свій відбиток відповідно до вже раніше створених нерівностей.

Зокрема така була й роль великого Дніпровського зледеніння, яке зайняло найбільш знижені ділянки Придніпров'я і відклало наноси свої у знижених місцях давнього рельєфу.

Дальший етап, який глибоко позначився на сучасному рельєфі, збігається з ріським (евксинським) віком. Особливістю цього етапу є розвиток акумулятивних процесів, що відбуваються в умовах значних опускань суші. Ці опускання торкнулися насамперед причорноморського району, що викликало значну трансгресію моря за евксинського часу. Берегова лінія того часу лежала на рівні близько 30 м вище сучасної. Найдалі в межі сучасної суші це море заходило на пониззі Дніпра. Місцевість на південь від Кахівки перебувала тоді нижче рівня моря. Внаслідок цього Крим являв собою острів, не покритий водою лише в межах гір. Північна частина УРСР тоді вкрита була товстим панциром Ріського льодовика, який у межах свого поширення згладив і зрівняв усі нерівності рельєфу. За межами льодовика і до берегової лінії простяглися знижені рівнинні простори, які були областю акумуляції талих льодовикових вод, що розтікалися на південь по схилу топографічної поверхні. Лише найбільш поглиблені долини були каналами, що ними видалялися талі води. Діяльність текучої води була малою через відсутність значної різниці висот та великого навантаження течії змуденим матеріалом. Останній був дуже дрібнозернистий внаслідок сильної подрібненості моренного матеріалу, захопленого льодовиком на довгому шляху руху його по поверхні осадових порід. Через такі своєрідні умови флювіогляціальна рівнина Ріського льодовика дістала покрив не піщаний, а суглинковий, який дав лес. Товща осаду лесоподібного матеріалу не могла бути рівномірною. Завдяки мінливій швидкості танення льодовика розливи займали різну площу і насамперед знижені місця. В останніх осад нагромаджувався найбільш значними товщами. З другого боку, орографічно найбільш підвищені ділянки були поза поширенням розливів, і лесовий покрив на них не відкладався. Ще одним новим комплексом форм рельєфу цього часу треба вважати наскрізні або прохідні долини. Сюди належить густа і своєрідна сітка долин, які виникають на периферії льодовика. Утворилися ці долини внаслідок зміни режиму стоку річкових вод у долинах, зайнятих льодовиком. Застійні води в таких місцях, шукаючи виходу, прорізають вододіли та утворюють зовсім нову гідрографічну сітку.

Наскрізні долини на території УРСР відомі в досить великій кількості. Морфологічно найбільш яскраво виявлені в межах Полтавської області і в басейні рр. Тікичу, Синюхи, Інгулу та Інгульця на Правобережжі.

З припиненням дії причин, які викликали утворення прохідних долин, останні починають відмирати, разом з тим відновлюється робота основної гідрографічної сітки, яка тимча-

сово припинила свої функції. З відступом Ріського льодовика почалося зменшення маси води, яка надходила від танення льодовика. Це привело до локалізації дії останньої, внаслідок чого почалося вирізування нових русел, утворення уступів терас.

Поновлення гідрографічної сітки відбувалося в напрямі розчистки та оживлення старих річкових долин. Це було можливим лише для найбільш значних систем.

У післяріський час відбувалися епейрогенічні підняття, через те, паралельно з розвитком старих, розроблялися нові річкові долини. Останні розвивалися в нових і своєрідних умовах, створених великою товщею пухких мінеральних мас, відкладених льодовиком та льодовиковими водами. У цей час була закладена і в основних рисах вироблена сучасна балкова система лесових (степових та лісостепових) областей. Новий етап розвитку рельєфу збігається з просуванням льодів за польського (вюрмського) льодовикового часу. Характер подій цього часу своїми особливостями нагадував ріський час, але значно в менших масштабах. Край Польського льодовика був далеко за межами УРСР, захоплюючи верхів'я Дніпра. Тут, як і в ріський час, південніше краю льодовика лежала область акумуляції талих льодовикових вод. Підгачені з півдня, вюрмські води мали вихід в основному в долину Дніпра і лише почасти в басейн Бугу. Ці провідні канали не могли вмістити всієї маси талих вод, утворювали в періоди посиленого танення льодовика численні озероподібні басейни в межах широкої зандрової рівнини. Остання шлейфами поширювалася в межі річкових долин, які простежуються тепер у вигляді надзаплавних — піщаної та лесової — терас. Великі піщані простори час від часу, коли зменшувалось танення льодовика, ставали областю інтенсивної діяльності вітру. В епоху відступу Польського льодовика область зандру стала ареною переважної діяльності вітру, що значною мірою змінив первісний вигляд флювіогляціальної акумулятивної рівнини.

Подібно до Ріського льодовика під час вюрмського зледеніння відбувався своєрідний розвиток річкової сітки, особливістю якої було утворення численних прохідних, тепер мертвих або відмираючих долин. У польський час частково були оживлені старі, ріські прохідні долини, почасти були вироблені нові, що більш або менш яскраво простежуються в сучасному рельєфі. В цілому, в льодовикову епоху була створена своєрідна гідрографічна сітка, значно відмінна від сучасної.

З відступом Польського льодовика в межах УРСР поступово відновлюються сучасні фізико-географічні умови, що так або інакше впливають на перетворення рельєфу. Загальний напрям цього перетворення зводиться до зниження одних і створення нових нерівностей, в чому особливо значну роль відіграв людина.

З наведеного аналізу виходить, що історія розвитку рельєфу УРСР дуже складна. Зміна рельєфу, вимальовування сучасних особливостей поверхні є результатом тривалого геологічного розвитку, який визначив розподіл висот, розміщення гідрографічної сітки, обумовив сполучення нерівностей рельєфу в геоморфологічні райони, як елементи поверхні, що розвивалися історично.

IV. ОРОГРАФІЯ І РІЧКОВА СІТКА.

Територія УРСР лежить у південній частині Східно-Європейської рівнини. На півночі УРСР межує з Білоруською РСР, з Російською РФСР — на північному сході і на сході; на заході до УРСР прилягає Молдавська РСР. Тут немає різких природних рубежів. Рівнинна поверхня характеризує єдність краєвиду пограничної зони братніх радянських республік.

На заході і південному заході Радянська Україна межує з зарубіжними країнами: з Польщею, Чехословаччиною, Угорщиною та Румунією.

На всьому своєму протязі західний кордон УРСР має складні обриси і проходить у межах передгір'їв, гірських хребтів, міжгірних рівнин Карпатської гірської системи і далі по широких просторах Нижнього Дунаю.

На півдні територію УРСР обмежують Азовське та Чорне моря і прилягає Кримська область РРФСР. Крайня північна точка УРСР — вододіл рік Десни і Судості — лежить на 52°22' пн. ш., крайня південна також — біля Сулинського рукава на Нижньому Дунаї в Ізмаїльській області на 45°15' пн. ш. Протяг з півночі на південь території УРСР — близько 800 км.

Крайня східна точка Радянської України лежить на вододілі рр. Калитва — Комишня на 40°13' сх. д., крайня західна в північно-західній частині Дрогобицької області — на 22°15' сх. д. Протяг УРСР з заходу на схід — 1300 км.

Рельєф України складний: поверхня її характеризується значним коливанням висот. У найбільш підвищеній, західній частині її окремі вершини підіймаються понад 2 км: г. Петрос — 2297 м, Піп Іван — 1925 м, Чорна гора — 2007 м над рівнем моря. Висота цих вершин, відповідна підвищенню території УРСР над рівнем моря, визначає величину коливання висот її поверхні. За межами Карпатських гір територія УРСР характеризується спокійною рівнинною, загалом мало похилою в напрямі на південь, поверхнею. Для всієї цієї частини УРСР коливання висот не перевищує 400 м.

При загальному південному похилі поверхні УРСР найбільш знижена її середня, Придніпровська частина. Позначки поверхні тут у межах 0—130 м над рівнем Чорного моря. На схід і на захід від Придніпровської Лівобережної низовини поверхня

УРСР підвищується. Біля східної межі республіки в границях південної окраїни Середньо-Руського плато позначки поверхні підіймаються до 235 м. Так само підіймається територія і на захід від долини Дніпра. В межах Волино-Подільської височини позначки досягають 436 м між м. Тернополем і Проскуровим і 327—392 м далі на захід і на північ від Проскурова. Самостійну орографічну область України становить Донецький кряж і Приазовська височина, яка прилягає до нього з півдня. Окремі вершини Донецького кряжа підіймаються понад 300 м над рівнем моря (могила Бельмак 327 м).

Особливості орографії УРСР (див. карту-вклейку) визначають відмінність гідрографічної сітки. Накладена на геологічний структурний фундамент гідрографічна сітка України перебуває, крім орографії, в певній залежності від її геологічної будови. Річкові долини УРСР, відповідно до загального дохилу поверхні, видовжені з півночі на південь. Ідучи за цим напрямом ріки, вриваючись у фундамент, відхиляються від свого шляху в напрямі найменшого опору ерозії, обтікаючи стійкі і тектонічно стабільні геоструктури. Залежність напрямку течії рік від геоструктури найбільш яскраво виявлена на прикладі Дніпра, що обтікає з сходу Азовсько-Подільський кристалічний масив, і Півн. Дінця, який відходить на схід від Донецького кряжа аж до прориву через його споруду (рис. 4).

Кількість рік УРСР перевищує 3500. Загальна довжина протягу значно більша 100 000 км. Густина сітки визначається 0,205 км течії на 1 км² площі. Найгущіша річкова сітка в Поліссі; за Поліссям іде північна частина Придніпров'я і Донбасу. Менша густина рік у Причорномор'ї та в межах Полтавської області. З численних рік УРСР, не рахуючи Дунаю, який входить у межі УРСР лише своєю нижньою течією, дві ріки—Дніпро та Прип'ять—мають площу стоку понад 100 000 км², 6 рік—Півд. Буг, Десна, Сейм, Горинь, Дністер та Півн. Донець мають площу стоку від 25 000 до 100 000 км², 11 рік—Тетерів, Півд. Случ, Рось, Сула, Псел, Ворскла, Самара, Вовча, Інгулець, Синюха та Оскол збирають води на площі від 10 000 до 25 000 км². Інші ріки УРСР мають площу басейну менше 10 000 км².

Близько 4% (24 000 км²) площі УРСР займають безстічні області. Вони лежать переважно на півдні республіки і становлять собою окремі зниження—поди. Найбільш значна щодо площі безстічна область лежить між долиною Дніпра і Молочним лиманом. Незначні безстічні області є також у нижній течії Десни.

Течія рік УРСР нерівномірна. Вона залежить від умов рельєфу та геоструктури, в межах якої протікають ріки і яка визначає величину їх спаду. Остання коливається в широких межах і визначає характер річок—то як гірських, то як відмиряючих рівнинних рік.

Крім рік Карпатських гір, найбільш значне падіння у рік, що протікають у межах Волино-Подільського плато. Ці ріки перебувають у стані молодої ерозії й енергійно розмивають свої долини, які нерідко мають характер каньйонів.

Також значне падіння у рік, що протікають у межах Донбасу (Кальміус, Торець). У менш значних рік Донбасу течія дуже швидка і вони мають особливості, властиві гірським рікам. Такою ж швидкою течією характеризуються деякі ріки центральної частини Азовсько-Подільської кристалічної смуги. Долини рік з повільною течією часто бувають значно заболочені. Болота взагалі на території УРСР дуже поширені і відіграють значну роль в її геоморфології. Більшість боліт за типом рослинності належить до осоково-гіпнових. Рідше зустрічаються болота сфагнові. Останні поширені переважно на Поліссі. Щодо розміщення боліт спостерігається переважне скупчення їх у межах заплави, меншою мірою в межах надзаплавної тераси. На вододілах болота трапляються лише в межах Полісся. Незначна заболоченість властива також безстічним площам. Це можна спостерігати в Нижньому Подесенні. У межах подів теж є невеликі болітця, які звичайно наприкінці літа зовсім висихають. Болота вододільних просторів УРСР перебувають у стані повільного відмирання. В цьому процесі дуже позначається вплив діяльності людини.

У межах річкових долин—у заплавах і на надзаплавних терасах болота займають особливо великі території в долинах рік Полісся.

Зменшення площі боліт у межах заплави і надзаплавної тераси в природних умовах не спостерігається. Великий розмах меліоративних робіт і розвиток видобутку торфу порушили режим боліт і тут у зв'язку з цим процес відмирання їх значно прискорився.

У фізико-географічних умовах УРСР значну роль відіграють штучні озера та ставки. Ці водоймища мають величезне господарське значення, використовуються як запас енергії для гідротехнічних споруд, для рибного господарства, зрошування та ін. Особливо велике господарське значення ставків у південній степовій смузі України, де вони є також одним з найважливіших джерел водопостачання.

Найбільше із штучних озер—озеро ім. Леніна, яке утворилося внаслідок підгачування Дніпра греблею біля м. Запоріжжя (Дніпрогес). Воно лежить у межах вузької, каньйоноподібної долини Дніпра. Природні озера в межах УРСР не мають великого поширення, за походженням вони належать до типу переважно заплавної або карстових озер. У приморських районах України озера трапляються частіше. Вони являють собою лимани—гирла рік, затоплені морськими водами й відмежовані від моря вузькими смугами суші—пересипами. Серед цих лиманів є величезні басейни-озера, як, наприклад, Тилігульський

лиман, Молочний лиман та ін. В геоморфології узбережжя лимани відіграють надзвичайно важливу роль, і нарис їх буде подано далі.

Найбільшим із заплавлених озер є озеро Свитязь, потім Корма, що лежить у північній частині УРСР у долині Прип'яті. Менш значні щодо площі є озера в долині р. Дніпра, Торця, Самари та ін. Деякі з них мають солону воду, будучи повторно засолені. З останніх дуже цікаве Солоне озеро біля м. Гола Пристань, нижче Херсона та Ропне біля м. Слов'янськ.

Особливості гідрографічної сітки УРСР склалися історично. У розвитку річкових долин вирішальну роль відіграли особливості геоструктури, рухи земної кори та клімат. Зокрема вирішальний вплив на характер гідросітки робить вік геоморфологічних районів. Це найбільш яскраво простежується, наприклад, на особливостях рік Полісся та Причорномор'я або Поділля та Лівобережжя Дніпра. Сучасний режим рік обумовлений кліматичними особливостями. Останні значною мірою також визначають і сучасну геологічну діяльність текучих вод.

Річкова система УРСР є однією з особливостей рельєфу її і повинна, в деталях, розглядатися в межах конкретних геоморфологічних районів.

ГЕОМОРФОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ УРСР.

Загальна характеристика.

Завданням геоморфологічного районування взагалі є виділення природно обмежених територій, що характеризуються властивими їм одним якісними ознаками, які можуть бути ефективно використані з метою господарського будівництва. Звідси кожна схема природно-історичного районування має цілком відповідати дійсності або максимально до неї наблизитися. Останнього можна досягти лише в тому випадку, коли окремі райони будуть виділятися за їх правильно визначеними, історично складеними особливостями.

Єдина поверхня земної кори, яка вироблялася протягом дуже тривалого геологічного розвитку, може бути поділена на складові її частини, які в свою чергу можуть поділятися за територіальною, структурною та віковою ознаками. При цьому найбільш складними асоціаціями елементарних нерівностей і цілих геоморфологічних районів відрізняються значні території, тоді як на обмежених просторах звичайно зосереджуються генетично одноманітні форми поверхні та нерівності. Враховуючи цю особливість, можна виділити ряд підпорядкованих геоморфологічних просторових одиниць:

країна—
область—
район.

Особливості кожної окремої країни (або провінції) визначаються переважно геоструктурою, яка характеризує тип рельєфу. За тектоорогенічними ознаками можна виділити такі три типи рельєфу: 1) гірські країни, 2) горбасті країни і 3) рівнини.

Кожна гірська країна характеризується складною геоструктурою, яка визначає взаємовідношення гірських хребтів і міжгірних рівнин з властивими їм накладеними формами поверхні.

На підставі цих ознак—геоструктури, гіпсометрії, накладених форм та покривних відкладів—виділяються геоморфологічні області.

Рельєф геоморфологічних областей також неоднорідний. Він складається з різних за походженням, віком і утворених з різних порід нерівностей, які характеризують окремі частини геоморфологічних областей або геоморфологічних районів. В разі потреби можливий дальший поділ геоморфологічних районів на підрайони з додержанням загального правила підпорядкованості окремих форм загальному розвитку і загальному геоморфологічному виглядові.

Спроби геоморфологічного районування УРСР були зроблені в 1922 р. Тутковським та Лічковим, в 1936 р.—Дмитрієвим, у 1938 р.—Соболевим і в 1941 р.—Бондарчуком.

Схеми геоморфологічного районування УРСР, як частини території СРСР, подані в роботах Добриніна, Семенова-Тянь-шанського В., Макеева, у „БСАМ“ та ін.

В основу своєї схеми районування Тутковський поклав зональність ландшафтів областей материкового зледеніння. В цьому він дуже близько підійшов до морфогенетичного районування. Недоліком його роботи є те, що він взяв на увагу лише останні фази в історії розвитку рельєфу УРСР. Виділені Тутковським райони не охоплюють всіх особливостей геоморфології України.

На відміну від Тутковського Дмитрієв не керувався певною ідеєю при виділенні геоморфологічних районів у межах УРСР. Для виділення геоморфологічних районів головною підставою для Дмитрієва були гіпсометричні особливості поверхні і за цими ознаками він у межах України виділяє 14 районів. Межі окремих районів у Дмитрієва проведені довільно, у зв'язку з чим генетично однорідні елементи часто описуються під різними назвами.

Соболев склав схематичну геоморфологічну карту УРСР. Карта ґрунтується на уявленні Соболева про поверхню УРСР як про „геоморфологічні рівні різного віку“ або як про терасову поверхню. Для південної частини СРСР він встановлює такі рівні: 1) Полтавська тераса, або міоценова берегова рівнина, 2) Балтська тераса, 3) Кучурганська тераса, 4) Куяльницька тераса, 5) Колкотівська тераса, 6) Тираспольська тераса, 7) Черкаська тераса, 8) Трубізька палеовюрмська тераса, 9) Наддугова вюрмська тераса і 10) Заплава, або голоценова тераса. На карті мають свій відбиток як геоморфологічні ландшафти „...реліктова докембрійська суша“, „суша“—пермська, триасова, юрська, крейдяна та палеогенова.

В роботі не уточнені поняття, які вкладає автор у різні „рівні“ та „різновікову сушу“, що робить схему його малообґрунтованою.

Недоліки схеми геоморфологічного районування УРСР Соболева були відмічені автором у 1939 р. Там же були намічені шляхи розв'язання цієї проблеми. Схему районування УРСР автор опублікував у 1941 р. Номенклатура у визначенні геоморфологічних районів цієї схеми розглядається далі, а перелік районів збільшується за рахунок возз'єднаних території УРСР.

Геоморфологічні райони.

Враховуючи описані вище особливості геологічного розвитку рельєфу та геоструктури, територію України можна поділити на ряд геоморфологічних областей та районів, кожний з яких характеризується своїми специфічними ознаками (рис. 2).

Всю територію УРСР, за винятком Карпат, можна розглядати як полігенну, рівнинну країну. Области занурення кристалічного масиву становлять ділянки первинних рівнин різного віку. Денудаційна поверхня згладженого кристалічного фундаменту в місцях його відслонень створює складний скульптурний рельєф. Подекуди ця поверхня ускладнена ділянками накладених, акумулятивних рівнин, що створюють своєрідні риси геоморфологічного краєвиду.

Загальна схема геоморфологічного районування УРСР включає райони:

Полігенна рівнина

Області	Райони
I. Придніпровська низовина Полісся:	1. Центральне Полісся 2. Київське Полісся 3. Західно-Прип'ятське або Волинське Полісся. 4. Овруцький крає 5. Чорнобильський район гляціодислокацій 6. Дніпровський горбасто-моренний рельєф 7. Чернігівське Полісся 8. Новгород-Сіверське Полісся 9. Прохідна долина Замглай
Лівобережна низовина	1. Верхня тераса Дніпра 2. Борова тераса 3. Заплавна тераса 4. Полтавська палеогенова рівнина 5. Гуляй-Поле палеогенове плато 6. Північнодонецький степ 7. Приорельське плато

Області	Райони
II. Правобережна височина А. Правобережжя	1. Київське плато 2. Канівські гори 3. Придніпровська височина 4. Побужжя
Б. Волино-Подільське плато	1. Подільське плато 2. Покуття 3. Товтри 4. Волинське плато 5. Кременецькі столові гори 6. Розточчя та Опілля 7. Дністровсько-Санська рівнина 8. Підгір'я і Прикарпатська височина
III. Причорноморська низовина	1. Причорноморська понтійська берегова низовина 2. Ногайський—Приазовський степ 3. Балтська міоценова дельтова рівнина 4. Бессарабське неогенове плато 5. Евксинська тераса 6. Дніпровські плавні 7. (Вюрмська) Поліська дельта Дніпра 8. Пересини і коси (форми морських берегів) 9. Дельта Дунаю
IV. Донецький кряж	1. Гривистий рельєф Донбасу 2. Долино-балковий рельєф окраїн Донбасу 3. Донецький карст 4. Приазовська кристалічна гряда 5. Палеовулканічний релікт Приазов'я

Карпатська гірська країна.

I. Карпатська гірська країна.

II. Закарпатська низовина.

Далі подано опис найголовніших особливостей рельєфу геоморфологічних областей та підобластей.

ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ РАЙОНИ УРСР.

Полігенна рівнина.

I. ПРИДНІПРОВСЬКА НИЗОВИНА.

Загальна характеристика.

Придніпровська низовина лежить у межах Дніпровсько-Донецької западини. Як окрема геоморфологічна область вона характеризується розвитком верстуватих структур з горизонтальним або майже горизонтальним заляганням верств. З числа верстуватих формацій у будові рельєфу низовини особливе значення мають четвертинні покривні відклади. Представлені вони алювіальними відкладами, лесом та мореною Дніпровського зледеніння, зандровими пісками Поліського зледеніння. Четвертинну товщу підстелюють третинні відклади, більшою або меншою мірою розмиті. Корінні відклади мають спокійне залягання. Виняток становлять центральні райони низовини, в межах яких яскраво виявлена соляна тектоніка, що впливає на рельєф.

Межі Придніпровської низовини цілком збігаються з межами Дніпровсько-Донецької западини. На півночі вона виходить за межі Української РСР. Західна межа її по долині Прип'яті заходить у кордони Польщі. Південна межа проходить через пониззя Тетерева та Ірпеня. Вона збігається з північними межами кристалічного масиву. Геоморфологічні та фізико-географічні межі Полісся, однак, значно зсунуті на південь. Краєвид Полісся поширюється на кристалічний фундамент і зберігає свої риси до північної межі Дніпровського лесу. Остання межа вторинна, обумовлена розмивом лесу талими льодовиковими водами Поліського зледеніння. Далі на південь від Києва Придніпровська низовина не переходить на правий берег Дніпра. На південному сході поверхня Придніпровської низовинної рівнини поступово піднімається і прилягає до Донецького кряжа. На сході вона виходить за межі УРСР і становить окраїну великої Руської рівнини.

Первинні риси рельєфу Придніпровська низовинна рівнина зберегла на значному просторі і особливо у східній частині. Орографічні особливості її визначаються геоструктурою. Похил

поверхні обумовлений падінням корінних порід у напрямі осьової частини Дніпровсько-Донецької западини з сходу на захід і з півночі на південь. Рельєф рівнини долинно-балковий, вироблений ерозійною діяльністю текучої води. В частині, що прилягає до долини Дніпра, низовина втратила свої первинні риси внаслідок особливостей четвертинного геоморфогенезису, обумовленого зледенінням. Останнє вплинуло на розмах деструкції рельєфу Придніпровської рівнини і визначило просторове розміщення окремих вікових геоморфологічних генерацій та геоморфологічних районів.

Найбільш юний рельєф у межах низовини має її північна частина — Полісся та синхронні йому надзаплавні тераси рік. Полісся має акумулятивний гляціоалювіальний рельєф Поліського льодовикового часу утворення. Первинний рельєф його відповідав поверхні зандру. У післяльодовиковий час поверхня зандру зазнала значних змін за рахунок утворення еолово-деструктивних форм поверхні і діяльності рік.

Первинні риси рівнини зберегла на значних просторах і особливо у східних районах України. Орографічні особливості рівнини тут визначаються структурою. Падіння поверхні в основному обумовлене похилом корінних порід, що падають у напрямі осьової частини Дніпровсько-Донецької западини з сходу на захід. Ідучи за похилом топографічної поверхні, течуть ріки, які виробили консеквентні річкові долини.

Наприкінці четвертинного періоду найголовніші риси Придніпровської низовини були вже вироблені. За особливостями рельєфу та особливостями його геоморфологічної еволюції в межах Придніпровської низовини виділяються дві геоморфологічні підобласті: Полісся і Лівобережна низовина. Окрему геоморфологічну область становить Середньо-Руська височина, що входить у межі УРСР у своїй південній частині.

Полісся.

Під назвою Полісся відомі широкі низовинні простори південно-західної частини Руської рівнини, що лежать у басейні рік Прип'яті та Десни, південний край яких заходить в межі УРСР. Монотонний поліський краєвид з його чергуванням піщаних і заболочених ділянок, іноді з потужними сосновими борами, становить різкий контраст з мальовничим степом та просторами листяних лісів районів, які оточують Полісся.

Рельєф Полісся являє собою складний утвір, і в формуванні його головну роль відіграли талі льодовикові води Поліського (вюрмського) льодовика. Водогенетична поверхня в момент її формування і особливо в наступні етапи розвитку Полісся зазнала значних змін, обумовлених як тектонікою, так і екзогенними факторами, з яких особливо активно виявлялася діяльність вітру.

Сучасна територія Полісся лежить в області інтенсивного опускання. Переважання опускань тут спостерігається протягом усієї післяріської епохи. Велика Поліська низовина в межі УРСР заходить тільки своєю південною частиною. Морфологічні риси її найбільш характерно виявлені в районах, що прилягають до долини Прип'яті. Далі на південь особливості Полісся згладжуються і ускладнюється його рельєф від наявності реліктів іншого краєвиду, горбасто-моренного рельєфу, ріської епохи, а в західній частині і форм денудованої поверхні докембрію. Межі Полісся на території УРСР простежуються дуже різко. Межі геоморфологічного району збігаються з межами поширення флювіогляціальних покривних пісків. Крім того, від південних районів Правобережного плато з лесовим покривом Поліська піщана рівнина відмежована добре виявленим 4—6-метровим уступом. Наявність уступу, крім геоморфологічного, має дуже велике геологічне значення. Він свідчить про те, що Правобережне лесове плато має в т о р и н у північну межу, встановлену за вюрмського часу. Це також говорить про те, що лесовий покрив Правобережжя давніший, ніж вюрмські піски, від яких він відмежований уступом. Ці явища не спостерігаються в межах других терас, де лесоподібні породи латерально переходять у покривні піски. Таке співвідношення покривних порід Поліської рівнини і ділянок плато, які оточують Полісся, є одним з доказів проти відкладання лесу вітром як регіональним фактором, що застилав лесом позальодовикові області в льодовикові епохи.

Схематично уступ, межа поширення лесового плато та Поліської низовинної рівнини, проходить у такому напрямі. Від південних районів Волинської області та м. Ровно межа Полісся проходить до північних окраїн м. Ізяслава, біля якого довгим язиком заходить у долину р. Горині, зливаючись з її другою терасою. Від Ізяслава межа Полісся проходить у напрямі м. Шепетівки і далі на схід уздовж залізничної лінії Київ—Шепетівка до м. Полонного. На цій ділянці зандрові піски то переходять на південь від залізничної колії, то знову віддаляються на північ. Уступ лесу завжди добре виявлений, лише зрідка він знівельований нагромадженнями еолових пісків, винесених з піщаних просторів Полісся. Від м. Полонне межа Полісся проходить через м. Дзержинськ, далі на північ від м. Чуднова до північних окраїн м. Бердичів; на цій ділянці зандровий поліський рельєф незначними язиками заходить в область поширення лесу. Також лес утворює значні виступи в напрямі Полісся. На всьому цьому протязі уступ лесового плато до Поліської рівнини в рельєфі дуже різко виділяється.

Особливо велике вклинювання поліського рельєфу в область лесового плато спостерігаємо біля м. Бердичева, де піски долиною р. Гнилоп'яті заходять дуже далеко на південь. Най-

більш південне положення край Поліської рівнини займає біля м. Янушпіль. На схід від м. Бердичева межа Полісся робить овальний поворот на північний захід і доходить до м. Троянова і далі вздовж долини р. Гнилоп'яді до м. Житомира. Від Житомира межа Полісся проходить у південно-східному напрямі до м. Корнина, звідси до Фастова, де повертає на північний схід до Поста Волинського біля Києва і доходить до Дніпра. На лівому березі Дніпра межі Полісся невизначні. Тут поліські покривні піски літологічно і гіпсометрично зливаються з покривними відкладами другої тераси Дніпра — вюрмською алювіальною його рівниною, яка є природним продовженням поліського краєвиду на південь. Накладені вюрмські піски на корінних відкладах спостерігаємо в межах межиріччя Дніпро—Десна в околицях Чернігова. Тут межі Полісся дуже покручені і від Чернігова круто повертають на північно-північний захід і проходять у напрямі м. Ріпки. Далі південна межа Полісся на схід проходить майже в широтному напрямі і простежується до м. Щорс, Карюківки, до долини р. Уведь, м. Панорниці, від якої в північно-східному напрямі доходить до Десни. В межах долини Десни картина взаємовідношення покривних поліських пісків і пісків другої тераси повторюється: вони поступово зливаються один з одним. На Лівобережжі р. Десни межа Чернігівського Полісся проходить від м. Коропа у північно-східному напрямі до ст. Терещенська, північніше м. Червоне і далі до меж УРСР. В областях південних окраїн Полісся, особливо в межах Київського та Волинського Полісся можна спостерігати зміни в характері поверхні, обумовлені зміною складу покривних піщаних відкладів, — суглинковий покрив. Останній представлений жовтуватопальовими суглинками, звичайно важкими. Рідше суглинки мають легший склад і можуть бути залічені до оглеєних лесоподібних суглинків. Суглинки займають площі незначні, островами розкидані серед піщаних просторів Полісся. Ці острови гіпсометрично зовсім не виділяються серед навколишньої рівнини. Виняток становить лише Овруцько-Словечанський лесовий острів, у межах якого лес лежить на високому цоколі з докембрійських відкладів. Поза межами УРСР дуже цікавий острів лесових суглинків лежить біля м. Мозир, на правому високому березі р. Прип'яті.

З найбільш значних островів лесу в межах УРСР можна навести Новоград-Волинський, Пулинський та Бишівський. За складом леси цих районів цілком тотожні і разом з тим різко відмінні від типового лесу островів Овруцького та Мозирського. Останні два утворюють більш давню, ріську, генерацію лесу, тоді як лесоподібні породи Новоград-Волинського, Пулинського та Бишівського районів відкладалися за вюрмського (поліського) часу. Лесоподібний покрив у межах цих островів з піщаними просторами Полісся перебуває в такому взаємо-

відношенні, як лесовий та піщаний покрив других терас: при одному гіпсометричному рівні залягання вони зв'язані поступовими переходами, становлячи собою сингенетичні утвори. В лесоподібних відкладах Новоград-Волинського району спостерігається подекуди гумусовий прошарок. Викопних ґрунтів у лесоподібних породах Пулинського та Бишівського районів не виявлено. Останнє, очевидно, пояснюється тим, що лесоподібні суглинки тут дуже змінені внаслідок значної насиченості ґрунтовими водами, що залягають на невеликій глибині.

У межах Овруцького та Мозирського лесових островів лесова товща дуже значна. Викопних ґрунтів немає. В Овруцькому районі у стінках ярів можна спостерігати потемніння, обумовлені наявністю гумусу. Ці потемніння Крокос описав як викопні ґрунти. Більш пізні спостереження встановили, що гумусові прошарки в лесі Овруча мало виявлені, не постійні і швидко зникають.

Виходячи з особливостей поширення, залягання та відмінностей рельєфу Овруцького і Мозирського островів, їх треба розглядати як релікти рельєфу Дніпровського (ріського) віку серед вюрмського краєвиду Полісся. Поверхня Полісся має кизначний похил на північ і північний схід у межах Київського та Волинського Полісся. Чернігівське Полісся має похил поверхні на південь і південний захід. Найбільш зниженою частиною району є дно долини р. Дніпра.

Найвищі позначки лежать біля південної межі Полісся — коло Шепетівки, Мирополя та Корнина (270 м і вище). На північ іде зниження. У північно-східній частині Українського Полісся позначки поверхні місцями досягають 130 м над рівнем моря.

Базисом денудації більшої частини території Правобережного Полісся є рівень Прип'яті. Найнижчу позначку в межах Полісся має р. Дніпро в гирлі р. Десни. Абсолютна різниця висот у межах Правобережного Полісся обчислюється в 197 м. Насправді це перевищення на особливостях розчленування поверхні Полісся не позначається. Якщо не брати на увагу Овруцького кряжа і простежити падіння поверхні Полісся з півдня на північ, від Мирополя до гирла Уборті, то матимемо середній похил дуже незначний. Останнє позначилося на розташуванні гідрографічної сітки та характері рік.

Розміщення гідрографічної сітки Полісся визначалося похилом топографічної поверхні, деякий вплив на це мала також і структура. Головна ріка Полісся — Дніпро у верхній течії має консеквентну долину і протікає з півночі на південь. Найбільша ріка Полісся — Прип'ять розташовується в осьовій частині мульди; вона розвивала свою долину пізніше Дніпра, пристосувавши її до структури. Це субсеквентна долина. Численні притоки Прип'яті також розвивали свої долини залежно

від поглиблення головної ріки, похилу поверхні та структури. В цілому річкова сітка Полісся дуже густа.

Відмінною рисою рельєфу Полісся можна вважати величезну кількість боліт. Вище зазначалося, що ріки Полісся відрізняються великою заболоченістю.

Залежно від геологічної структури, орографії та покривних відкладів, сполучення форм поверхні Полісся дуже змінюється. На підставі цього в його межах виділяються окремі великі геоморфологічні райони: 1) Центральне Полісся, 2) Київське Полісся, 3) Західно-Прип'ятське Полісся, 4) Овруцький кряж, 5) Чорнобильський район гляціодислокацій, 6) Дніпровський (ріський) горбасто-моренний рельєф, 7) Чернігівське Полісся, 8) Новгород-Сіверське Полісся і 9) Прохідна долина Замглай.

Форми рельєфу. Поліський краєвид відрізняється відсутністю значних нерівностей, плоскою, вирівняною поверхнею. Мезорельєф представлений складним комплексом форм, які становлять своєрідні фізико-географічні особливості Полісся. Ці особливості визначають такі генетичні типи форм рельєфу: 1) річкові долини та болота, 2) еолові акумулятивні форми поверхні, 3) горбасто-моренний реліктовий рельєф — донноморенний та кінцевоморенний і 4) денудаційні форми.

1. Річкові долини та болота.

Будова річкових долин Полісся складна. Вона з'ясована тепер досить детально і відрізняється такими особливостями.

Долина р. Прип'яті. Головна ріка Полісся — Прип'ять протікає в його центральній частині. Вона має своєрідну будову долини. Долина належить до типу оформлених. У межах Полісся Прип'ять має три тераси: 1) заплаву, 2) другу і 3) моренну. Тераси розвинені нерівномірно. Велике поширення має тільки заплава. Друга тераса має не таке велике поширення. Місцями зустрічається окремими ділянками. Моренна тераса збереглася окремими ділянками, що мають характер денудаційних островів.

Заплава. Заплавна тераса Прип'яті має величезні розміри. Становлячи собою рівнину із згладженим рельєфом, вона власне і являє фізико-географічні особливості Центрального Полісся. Присхилова частина заплави Прип'яті нерізка виявлена. Заплава численними піщаними шлейфами зв'язана поступовими переходами з більш давніми формами рельєфу Полісся.

Геологічна будова заплави Прип'яті нескладна. У складі алювію, який її утворює, переважають піскуваті осади. У берегових кручах заплави переважають такі відслонення:

1. Грунт темносірий.

2. Світлосірий пісок. У верхній частині спостерігаються суглинкові, з вохристими стягненнями прошарку, завтовшки 3,5 см. Кількість прошарків досягає тридцяти.

3. Сірий дрібнозернистий, сипкий пісок. Місцями пісок оксидами заліза зцементований у пухкий залізистий пісковик.

Глибші верстви алювіальних відкладів долини р. Прип'яті виявлені свердловинами. Вони представлені дрібнозернистими світлозабарвленими пісками з прошарками голубуватосірих глин. Піщана товща сучасного алювію непомітно переходить у більш давній алювій, що залягає, як відомо, на корінному ложі ріки.

У товщі алювіальних осадів, що складають заплаву, над рівнем ріки дуже часто спостерігаються прошарки похованого лугового ґрунту, до 40 см завтовшки. Похований ґрунт лежить або горизонтально, — тоді він простежується на значній віддалі, — або стелеться по давньому рельєфу заплави, подекуди знижуючись до рівня води. Процес поховання лугового ґрунту можна тепер спостерігати в багатьох місцях. Грунт, що формується в порівняно короткі відрізки часу, розвивається більш інтенсивно у зниженнях заплави, у старих руслах, заплавних блюдцях і т. д. В роки розливів, що йдуть один за одним, коли відбувається посилене нівелювання лугової тераси, ґрунтовий горизонт вкривається наносами і лишається під товщею наростлого алювію. Русло часто врізане в дно долини, тоді заплава круто обривається до води. Такі ділянки трапляються дуже часто і на всіх поворотах ріки. В місцях протилежних згинів заплава опускається до води пологим піщаним шлейфом, подекуди з добре виявленим пляжем. Рельєф заплави складний. Різко виділяються особливості прируслової, середньої й присхилової частини її. Прируслова заплава завжди більш підвищена. Як виняток, є ділянки, де підвищення непомітні. Такі ділянки розташовуються там, де ріка підмиває серединну заплаву або де взагалі відбувається перебудування поверхні заплави ерозією. В цілому рельєф заплави дуже динамічний. Він являє собою сполучення знижень і підвищень, що перебувають у постійному зміщенні розташування їх внаслідок засипання одних і вимивання інших потужною рікою. Всі ці форми є в різній стадії перетворення, яке випадає з уваги при короткочасному погляді на рельєф луку, коли фіксуються лише загальні контури нерівностей.

Прируслова заплава звичайно складається з голих або вкритих рідкою рослинністю пісків. Ці піски мають нерівний рельєф. Іноді вони нагромаджені у вигляді більш або менш високих валів з асиметричними схилами. Частіше піски прируслової заплави мають дюнный рельєф, створений вітром. Еолові піски місцями утворюють скупчення, які значно перевищують рівень заплави. Піски іноді займають значну площу, утворюючи цілі піщані арени. Якщо піски займають вузьку прируслову частину заплави, вони утворюють подобу валів, у яких схил, обернений до ріки, більш крутий, а протилежний полого опускається до середньої заплави.

Серединна заплава Прип'яті являє собою рівнину з мало похилою від русла ріки поверхнею. При загальній рівній поверхні заплава має численні старі русла, заплавні озера та улоговини. Останні часто бувають сухими, іноді в них — весною та після великих злив — затримується вода. Розташування стариць та заплавних озер незакономірне. Також незакономірна їх форма та розміри. Найчастіше стариці й озера видовжені

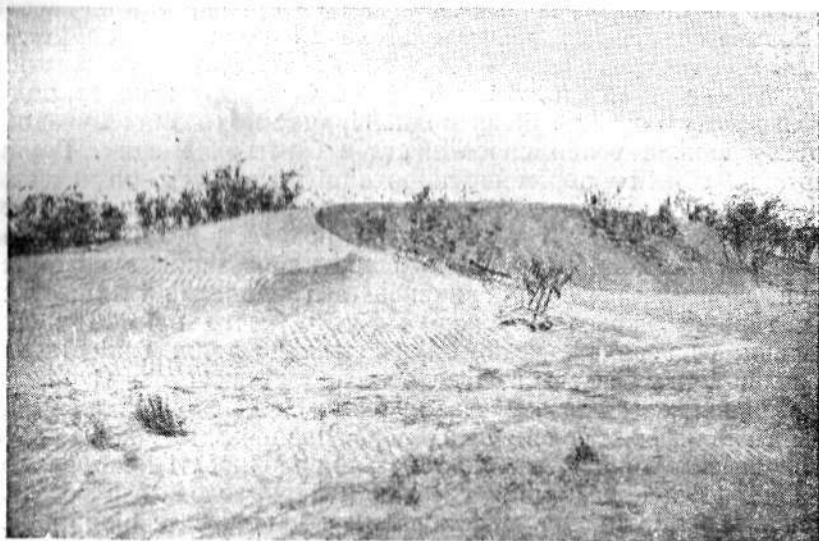


Рис. 3. Піщані дюни на Поліссі.

і групуються рядами, що йдуть у напрямі течії ріки. Заплавні улоговини являють собою останню стадію відмирання давніх русел. Звичайно вони мають округлі контури — в діаметрі кілька метрів і завглибшки 3—5 м. Улоговини лійкоподібно звужуються вглиб.

Заплавні озера іноді дуже глибокі, із свіжою і чистою водою. Часто вони мають густу прибережну й водяну рослинність. З останньої для заплавних озер Полісся особливо характерна водяна лілія — латаття. Озера розміщуються близько одне від одного. Присхилова частина тераси порівняно з середньою частиною заплави дуже знижена і в місцях прилягання до давніших форм рельєфу утворює жолобоподібне зниження.

У межах цієї присхилової частини заплави лежать численні болота, що займають значну площу. Ці болота своєрідні і різко відрізняються від боліт, які займають вододільні простори

Полісся. Для фіксації особливостей цих боліт ми їх назвемо заплавними, на відміну від поліських боліт.

Заплавні болота долин р. Прип'яті мають спокійний мікрорельєф, з мало розвиненими болотними купинами або їх зовсім немає. Товща органічних решток незначна. Живляться заплавні озера річковими водами, які заливають їх під час розливів. У сухі роки рівень води в болотах дуже знижується, вони місцями пересихають і вкриваються луговою рослинністю. В межах низької заплави остання завжди заболочена і низовинні луги тут дуже нагадують заплавні болота. подекуди, і тільки в межах знижених ділянок заплави, є торфові болота, іноді з промисловими покладами торфу.

Друга тераса р. Прип'яті лежить на висоті від 5 до 14 м над рівнем ріки. До заплавної тераси вона спускається поступово. Тераса утворює малопомітний уступ. У випадку помітного розвитку уступ не перевищує 2—5 м. Ця тераса складена пісками вюрмського часу. Латеральне поширення пісків величезне. Вони займають площу від південної межі Полісся до головного кінцевоморенного пояса Мінськ—Орша—Смоленськ. Тому другу терасу Прип'яті можна назвати Поліською терасою. Вона накладена в межах Полісся на всі давніші форми рельєфу, в тому числі й на третю терасу Прип'яті—Дніпра. Поліські піски дрібно- і середньозернисті, переміті. Товщина їх незначна — на високих ділянках 4—7 м. У верхній частині товщі поліських пісків спостерігаються бурі прошарки орштейну — іржавожовті смуги 3—5 см завтовшки. Ці смуги лежать у верхній частині пісків до глибини 1,5—3 м, через 5—10 см; вони горизонтальні або мають слабкохвилясте залягання. Особливості розміщення цих прошарків дуже нагадують аналогічні утвори в межах заплави.

У деяких місцях покривні поліські піски бувають більш глинясті або переходять у лесоподібні суглинки, які утворюють окремі острови серед піщаних просторів Полісся. Крім уже описаних Новоград-Волинського, Пулинського та ін. островів, можна навести ще острів лесу на Поліссі, на лівому березі Прип'яті, нижче м. Юр'евичі. Таким чином, встановлюється тотожна будова Поліської і другої терас у басейні Дніпра (рис. 4).

Походження покривних поліських пісків не зовсім ясне. Тутковський, що перший глибоко дослідив геологічну будову Полісся, вважав, що піски ці являють собою типові зандрові відклади, виноси флювіогляціальних потоків. Відсутність у пісках гальки Тутковський пояснив тим, що льодовик, який перевалив за поліський бар'єр, був уже знесилений, виносив лише дрібноуламковий матеріал.

Лічков додержувався думки, що поліські піски відклалися в застійних басейнах, які розташовувалися на периферії вюрмського льодовика. Ці погляди далі розвивав Д. Соболев, який

вважав, що відклади поліських пісків утворилися літніми розливами талих льодовикових вод Вюрмського (Поліського) льодовика. Ця думка правдоподібна. Відкладання поліських пісків треба розглядати як процес звичайного формування акумулятивних гляціоалювіальних рівнин, у межах яких відкладаються осади переважно під час розливів. Навантаження ж рік вюрмської епохи було винятково велике, що за порівняно

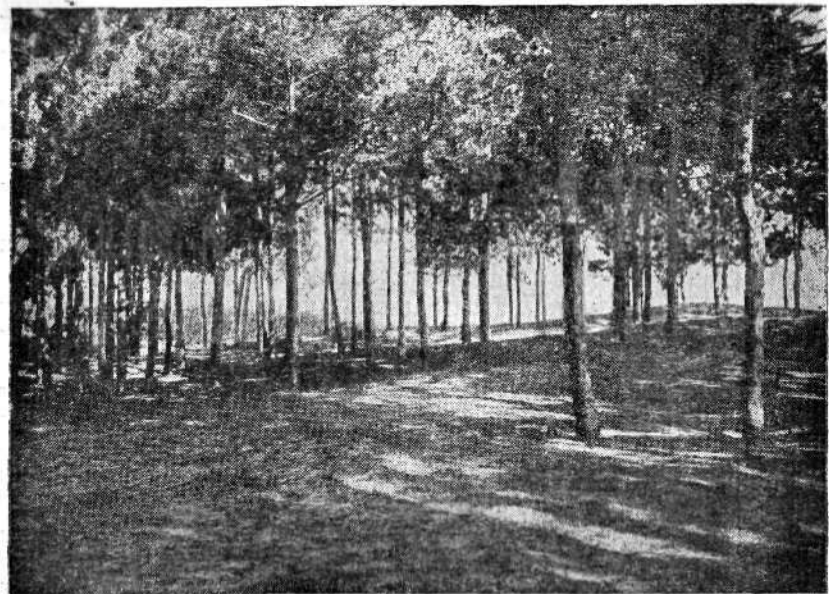


Рис. 4. Рельєф Поліської тераси. Околиці Києва.

короткі відрізки часу давало дуже помітні результати. Щоб пояснити сучасні особливості Полісся, Соболев приписує йому трохи незвичну історію. На його думку (158, ст. 66), на початку четвертинного періоду стік з Полісся був на захід. Вододіл Дніпра і Вісли проходив по лінії висот — Бобруйськ — Мозир — Овруч. Стік у Дніпро визначився за ріського часу, коли в межах Полісся утворився великий басейн застійних вод. Води цього озера виробили стік на схід у напрямі Дніпра. Отже, розмив Прип'яттю її долини належить до ріського часу. Простежуючи далі розвиток рельєфу Полісся, Соболев приходить до висновку, що „... Вісла рано чи пізно відбере у Дніпра все Полісся приблизно до того ж старого вододілу“. Сенс цієї перспективи мало геологічний і „історичне“ обгрунтування можливостей „повернення до вихідного стану“ — ерозії — неправильне. Вище були наведені дані, які свідчать про те, що сучасні долини, із значним перепоглибленням проти сучас-

ного, були вироблені у доріський час. Тоді ж виробила й свою долину могутня Прип'ять, споконвічна притока Дніпра. Головний вододіл двох морів — Балтійського і Чорного був вироблений у передріський час і розташовувався він там, де знаходиться й тепер, у напрямі озера Свитязь — Володимир-Волинський. При дальшому поглибленні ерозії можливий перехват Західного Бугу р. Вишнівкою або самою Прип'яттю.

У ріський час Прип'ятське Полісся було, як і всі річкові долини системи Дніпра, виповнене осадами, які складають сучасні треті Іх тераси. За ріс-вюрмського часу нова фаза поглиблення ерозії створила сучасні підвищені острови Полісся — Юр'євицький, Мозирський і залишила острів біля Овруча, що Іх прийняв Соболев за первинний вододіл Балтійського і Чорного моря. Насправді ці форми поверхні являють порівняно юні утвори, а будовою перші два відповідають третій терасі.

Третя тераса Прип'яті має обмежене значення в сучасному рельєфі Полісся. На великих просторах ця тераса розмита і похована під товщею вюрмських пісків Полісся. Від розмиву збереглися тільки окремі останці тераси, які мають будову спільну з терасами Дніпра. Найбільш цікавими останцями вважаються Мозирський та Овруцький.

В 1935 р. автор установив, що алювіальні піски в межах Мозирського останця мають порушене залягання. Вони місцями дуже зім'яті, мають хвилясту поверхню (можна було б сказати, утворюють складки з піднятими склепіннями антиклиналей). Подекуди піски затиснені мореною або залягають на ній. Зіставляючи особливості взаємовідношень підморенних відкладів і морени, приходимо до висновку, що перед нами типові горби — витиски, дислокації, утворені тиском льодовика. Мозирський підвищений район становить собою область великих порушень, спричинених льодовиком. Гляціодислокаціями й обумовлені його гіпсометричні особливості. Утворення цих дислокацій належить до часу відступу ріського льодовика, в епоху його короткочасної затримки, коли край льодовика, можливо, лежав у районі Петриково — Мозир — Чорнобиль — Гомель.

Лес, що вкриває морену в цьому районі, має мінливу, іноді значну товщину. У розміщенні лесу спостерігається своєрідна особливість: він лежить на найбільш підвищених ділянках району гляціодислокацій. Мозирський район розчленований численними і глибокими ярами, що утворюють типовий ярстий рельєф. Самі яри становлять надрізані долини з дуже крутими схилами. Частина ярів уже пройшла фазу енергійного росту і поступово переходить у балки. В таких випадках схили їх виположуються, вкриті осипами і заростають лісом. Горбастий рельєф островів у таких випадках дуже мальовничий. Особливості їх дуже схожі на ті, що можна спостерігати в Канівському дислокованому районі.

Велика розчленованість Мозирського останця ярами пояснюється значною енергією рельєфу, яка випливає з наявності великого коливання висот. У зв'язку з енергійною яружною діяльністю біля підніжжя останця утворилася псевдотераса, складена яружними виносамми. На цій складеній з делювіальних виносів площадці лежать окремі конуси, морфологічно добре оформлені. Обвідка з яружних виносів оточує підніжжя Мозирського підняття, але найбільш значні конуси розвинені біля підніжжя схилу, оберненого до р. Прип'яті.

Аналогічний з Мозирським останець гляціодислокацій розташовується і на лівому березі Прип'яті біля м. Юр'євичі. Район гляціодислокацій займає тут значну площу між містечком, с. Березівкою на півдні, Водовичами та Огородниками на сході і с. Ужинцем на півдні. Останець має овальну форму, видовжену в напрямі з північного сходу на південний захід. На схилах горба спостерігаються терасоподібна площадка, вище йдуть окремі підвищені місця. Поверхня останця нерівна, злегка горбаста. Горби незначної висоти, невіразної форми і незакономірно розкидані по поверхні. Цікавою особливістю поверхні Юр'ївського останця є блюдцеподібні зниження — поди, сухі, іноді заповнені водою.

У геологічній будові Юр'ївського підвищеного останця беруть участь четвертинні відклади. Вони представлені знизу вгору білими і сірими алювіальними пісками, з ознаками сильного льодовикового зім'яття, мореною Ріського льодовика і світлопальовим тонким лесом, з легкими лінзочками піску. Цей лес, як і лес Мозирського району, належить до ріської льодовикової епохи.

З відслонень на схилах Юр'ївського останця видно, що він являє собою останець дислокованої третьої тераси Прип'яті. Уцілівши від наступних розмивів, останець третьої тераси відіграє істотну роль у геоморфології Полісся. Третій останець третьої тераси Прип'яті лежить на площі між долинами рр. Прип'ять та Уж недалеко від гирла останнього. Найбільш типово гляціодислокації виявлені на ділянці між м. Чорнобиль і с. Чистоголівкою. Будову ж тераси можна спостерігати у кручах правого берега р. Прип'яті в районі пристані. В розрізі тут можна простежити білі алювіальні піски третьої тераси. Над пісками лежить товща червонобурої морени. Морена вкрита сіруватопальовим лесом з двома прошарками гумусового суглинку. Алювіальні піски зім'яті і залягають на поверхні. Вони утворюють горби, причому на вершині горбів залягає морена. Лише зрідка морена розмита зовсім або розміщується на горбах у вигляді шапки. Також дуже часто схили височини дуже зруйновані вітром, який видуває дрібні частинки. Грубіший матеріал лишається на місці і тут нерідко можна спостерігати цілі валунні поля.

Горбастий рельєф Чорнобильського району становить третій район гляціодислокацій у нижній течії р. Прип'яті. Цей район деякі автори вважали за область поширення кінцевих морен. З останніми Чорнобильські горби не мають нічого спільного ні геологічною будовою, ні формою своєю, хоч такі утворення виникають у периферійній частині льодовикової області. Овруцький острів лесу в Поліссі має трохи своєрідну будову

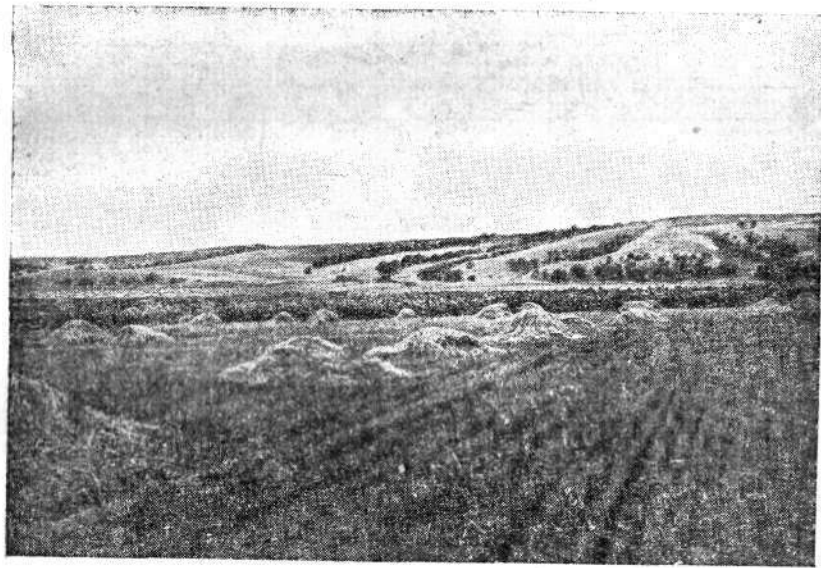


Рис. 5. Межі Полісся і лісостепу. Київський район.

і відрізняється від описаних останців третьої тераси, тому ми його розглянемо окремо.

Особливо характерна південна межа Поліської терасової рівнини в Київському районі. Лесова область тут у північному напрямі обмежена уступом, обриси якого мають виразні риси розмиву (рис. 5). Далі на північ від цього уступу, вже в області поширення поліських покривних пісків, у великій кількості зустрічаються останці лесового плато, які уціліли від розмиву (рис. 6). Вони завжди мають округлі обриси й обмежені пологими схилами. У будові останців бере участь палеоген і весь комплекс четвертинних відкладів, включаючи дніпровську морену та лес. Особливо яскраво останцевий краєвид представлений у районах Пуща-Водиця — Солом'янка. Біля підніжжя останців часто спостерігаються скупчення еолових пісків, нав'яних іноді в неправильній формі дюни. В міру віддалення від межі поширення лесу більш спокійною стає поверхня Полісся, з характерними для неї м'якими обриси піщаних

акумулятивних форм рельєфу, розораних або вкритих перелісками та лісами. Ці риси поверхні Полісся видержуються в межах північної частини Київської області. На південь від межі Полісся поверхня також стає більш спокійною та плоскою. Вододільні простори тут мають вигляд цілком плоскої рівнини (рис. 7), де в перспективі зникають численні яри та балки, сітка яких збільшується до долини Дніпра та його при-

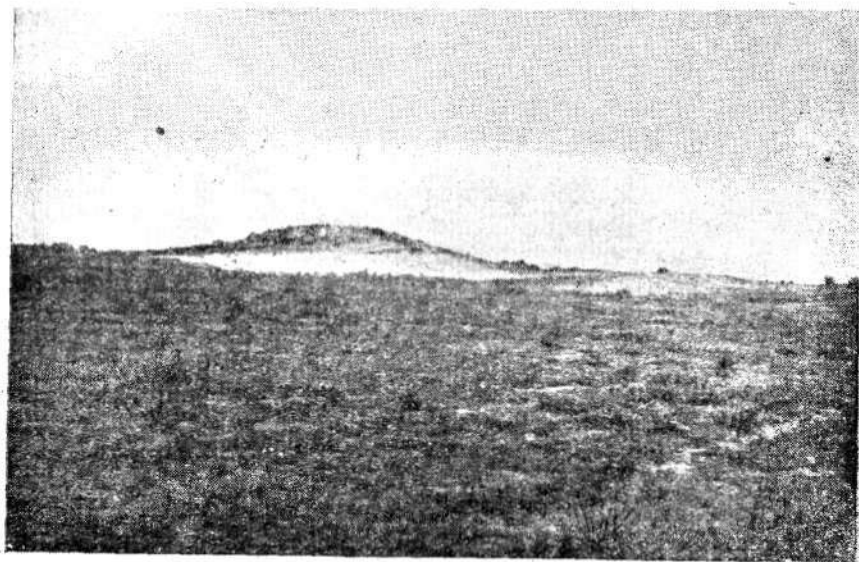


Рис. 6. Останець лесової рівнини в межах Полісся. Київський район.

ток. Плоска поверхня лесової рівнини характерна для всієї північної частини Правобережного лісостепу.

Крім Прип'яті, в межах Полісся протікають численні ріки, долини яких відіграють істотну роль в його геоморфології. Зокрема особливо велике значення мають долини рр. Тетерів, Уборть, Уж, Случ, Здвиг та Ірпінь.

Ріка Тетерів протікає у межах Азовсько-Подільської кристалічної смуги своєю верхньою течією і в межах Дніпровсько-Донецької западини — нижньою течією. Будова долини різко відрізняється на тій і другій ділянці, але в цілому ріка протікає в межах Поліського краєвиду. У верхній частині долина ріки Тетерів місцями глибоко врізана в кристалічні породи і має каньйоноподібний вигляд. В інших місцях кристалічні породи виступають на берег ріки у вигляді окремих скель (рис. 8). Таку ж будову долини має і притока Тетерева — р. Кам'янка, що впадає в Тетерів у м. Житомирі. В напрямі вододілів кристалічні породи прикриті поліськими пісками і ви-

ступають іноді лише окремими горбами, скелями, з значним покривом з продуктів руйнування.

У верхній частині р. Тетерів має дуже швидку течію, численні пороги та невеликі водоспади. Вище цих бистрин ріка утворює великі плеса із сповільненою течією, іноді значної глибини; тут спостерігається величезна кількість водяної рослинності. Подекуди у найбільш мілких ділянках ріка зовсім

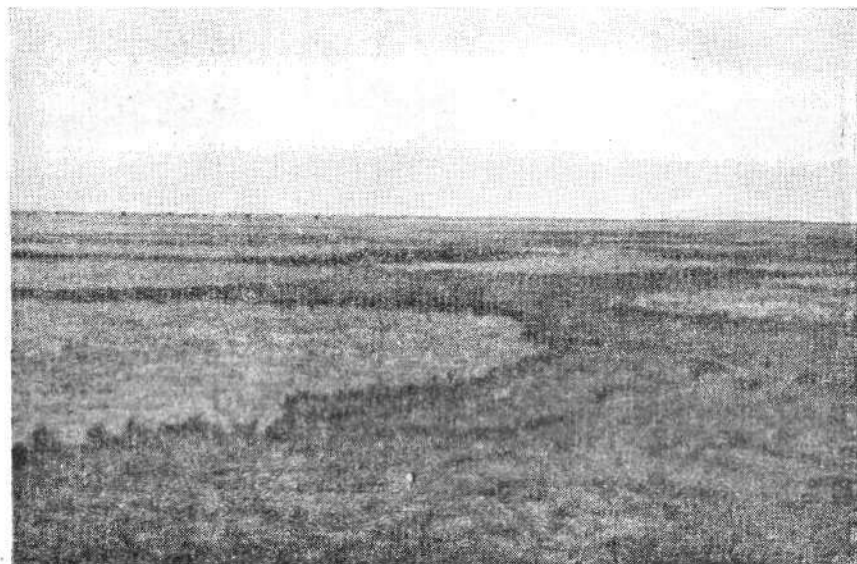


Рис. 7. Лісостеп. Лесова рівнина. Київський район.

заростає. Нижче цих бистрин русло покручене, з численними блукаючими меандрами. Ріка тут така мілка, що місцями зовсім пересихає. У межах поширення кристалічних порід р. Тетерів має дві тераси: заплавної і надзаплавної.

Заплавна тераса має незначну ширину, яка звичайно не перевищує 1—1,5 км. Лише в рідких випадках вона досягає ширини 3 км і більше. Заплава над рівнем ріки піднімається на 4—6 м. В її межах завжди виділяється приуслова, середина і присхилова частини. Особливо характерна для заплави Тетерева наявність численних давніх русел заплавної озера та улоговин. Щороку після весняних розливів ріка змінює своє русло і щороку ж відбувається зміна мезорельєфу заплави.

Надзаплавна тераса має обмежене поширення і зустрічається окремими ділянками. Наявність терасових площадок спостерігається на лівому березі ріки нижче с. Денеші проти гирла р. Кошці. Ширина тераси досягає 0,5 км. Другі береги досить круті і дуже різко виступають у рельєфі. Тераса в на-

прямі долини р. Хижанки поступово знижується і зливається з заплавою. Такий же обривок другої тераси спостерігається на лівому березі Тетерева біля с. Корчак. Тераса має вигляд площадки, врізаної в кристалічні породи. Останні у вигляді окремих скель з величезними валунами вивітрювання виступають над рівнем тераси на 5—10 м заввишки. Те саме спостерігаємо біля с. Перлівки.

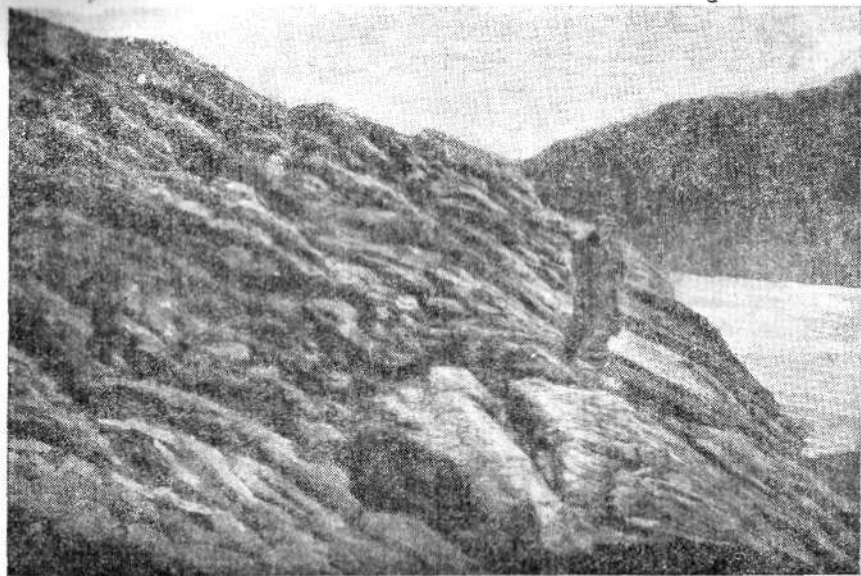


Рис. 8. Гранітні береги р. Тетерева біля Коростишева.

В м. Житомирі, проти гирла р. Кам'янки, біля Тетерева є острів, який не змінює свого положення протягом багатьох років. Острів утворений піщано-глинястими відкладами. У верхній течії Тетерева це єдиний острів, що не піддається ерозії ріки. Нижче м. Житомира обривки надзаплавної тераси спостерігаються лише в окремих місцях. Тераса підіймається над рівнем ріки на 8—16 м. В її межах поширені ті ж піщані відклади, які утворюють піщаний покрив прилеглих вододільних просторів. У місцях залягання в основі тераси кристалічних порід тераса звичайно виявлена різко. Вона ерозійного походження. Там, де кристалічні породи опускаються на значну глибину, тераса в рельєфі не виявлена або виявлена дуже мало. Вододільні простори тоді поступово знижуються до лугової тераси.

Утворення долини Тетерева у верхній течії поки що не можна задовільно з'ясувати. Наявність численних та глибоких

каньйонів дає підставу вважати найбільш імовірним епігенетичне її походження. Не виключена можливість, що окремі ділянки долини ріки мають глибоку давність, вироблені раніше і використані повторно Тетеревом, який відслонив денудовану поверхню кристалічних порід.

За межами поширення кристалічних порід будова долини Тетерева трохи змінюється. Вона характеризується тут такими особливостями. Виявлена в рельєфі тільки одна заплавна тераса. Другої тераси немає. Зате тут спостерігаються терасоподібні шлейфи, якими Поліська рівнина знижується до заплави. Отже, в межах частини Полісся, в границях Дніпровсько-Донецької западини, у Тетерева виявлена перша тераса, друга, вона ж Поліська, є спільною для всіх рік, що протікають Поліссям і розташовуються поза межами поширення кристалічних порід.

Шлейфи другої (Поліської) тераси до заплави утворюють терасоподібні переходи, які відповідають високій заплаві і підіймаються над рівнем ріки метрів на 10.

У пригірловій частині р. Тетерів прорізує моренну третю терасу Дніпра. Остання, так само як і Поліська тераса, від заплави відмежована малопомітним у рельєфі уступом. Частіше третя тераса опускається дуже пологими шлейфами. Таким чином встановлюється, що в нижній течії Тетерева є звичайно три тераси:

1. Заплавна.
2. Надзаплавна.
3. Найдавніша

Заплава Тетерева в нижній його течії дуже заболочена і має численні заплавні болота. Розташовуються болота також і на схилах Поліської тераси до заплави. Місцями розвинені торфові болота з величезними запасами торфу.

Права притока Тетерева — Здвиж має таку ж будову долини, як і Тетерів. Долина його характеризується широкою заболоченою заплавою. Борти долини дуже полого підіймаються до навколишніх просторів. Лише зрідка можна спостерігати тут терасоподібний перегин, що розташовується на 4—5 м вище рівня заплави. Такі перегини є біля сіл: Лазорівка, Жмурівці, Ситники та ін. Межирічні простори місцями утворюють типовий дюнный рельєф.

Ріка Ірпінь. Долина Ірпеня своєю будовою нагадує будову долини Здвижу і нижню частину течії р. Тетерева. У ній тераси добре виявлені нижче шосе Київ — Житомир, де ріка врізується в горбасто-моренний краєвид. В цілому можна спостерігати в Ірпеня дві тераси і третю спільну з Дніпром. Борти долини підіймаються до вододілів поступово і лише зрідка відслонюють перегин, який має вигляд, що нагадує тераси. Тут, як і на вододілах, спостерігаються еолові форми рельєфу, хоч піщані нагромадження великих розмірів не досягають. Такі

ділянки є біля сіл: Демидове, Димер, Рикун, Новосілки, Гнатівка, Білгородка та ін. Пригирлова частина Ірпеня протікає в межах долинних утворів Дніпра, описаних вище.

Ріка Уж. Верхня течія р. Уж у межах поширення кристалічних порід, а нижня течія — в межах Дніпровсько-Донецької западини. Там, де ріка протікає по денудованій поверхні кристалічних порід, вона зберігає риси гірської ріки, і особливості долини р. Уж цілком ідентичні з особливостями Тетерева у його верхній течії. Виходить кристалічних порід звичайно утворюють на берегах р. Уж скелі. Рідше вони стискають ріку, що протікає в таких випадках у каньйоноподібній долині. Ріка тут має дуже швидку течію, пороги та водоспади. Найбільш показовими формами рельєфу цього типу можна вважати каньйон та пороги р. Уж біля м. Коростень.

У межах поширення кристалічних порід долина р. Уж дуже вузька. Лугова тераса не перевищує 1 км ширини. Тут місцями спостерігаються невеликі ділянки надзаплавної тераси, яка перевищує її на 6—7 м. До заплави ця тераса опускається дуже полого, так непомітно, що її треба розглядати як підвищену частину заплави. Так само непомітно вона підіймається і до вододільних просторів. Лише в тих випадках, коли корінний берег складають кристалічні породи, останні утворюють крутий, помітний уступ. Таку терасоподібну площадку р. Уж має між м. Баращами — Баскаками — Білкою — Зеленицею.

У нижній течії р. Уж має долину, тотожну з будовою долини Прип'яті. Це типова Поліська долина з дуже широкою заплавою, без виразно окреслених схилів, що поступово зливаються з рівнинними піщаними просторами Полісся. Серед заплави ріка утворює численні глибокі вигини, розбивається на рукави і часто губиться серед одноманітних заболочених просторів.

Цілком тотожна з Ужем будова долини Уборті, найтипівішої ріки Житомирського Полісся. За межами поширення кристалічних порід р. Уборть має долину без виявлених берегів. Вона протікає на цілком рівнинній місцевості, якщо не брати на увагу піщаних нагромаджень, і займає найбільш знижені ділянки.

Ріка Случ. Найбільша ріка Житомирського Полісся Случ у верхній течії має долину, вироблену в кристалічних породах. На всій своїй течії в межах поширення кристалічних порід УРСР р. Случ має характер гірської ріки з швидкою течією, численними порогами та перекатами, які чергуються з широкими плесами. Дуже цікава долина Случа там, де у неї утворюються різка асиметрія берегів. Західний (лівий) берег вищий порівняно з східним (правим). Таку будову долини р. Случ має вище м. Баранівки. Цю асиметрію пояснюють тим, що в епоху танення льодовика і затримки стікання води на північ — у Прип'ять деякі її праві притоки текли у зворотному напрямі,

відводячи талі льодовикові води в долину рр. Бугу та Дністра. В цьому припущенні справжнім є те, що в Дніпровський льодовиковий час деякі ріки справді були каналами стікання талих льодовикових вод у південному напрямі. Це пояснюється тим, що розлив вод досяг вододілу завдяки розташуванню краю льодовика безпосередньо біля вододільних висот. Результатом ерозійної діяльності льодовикових вод є численні наскрізні долини, які об'єднують систему р. Прип'яті з системами Дністра та Бугу. Але якщо ми зіставимо позначки дна наскрізних долин з поверхнею асиметричних берегів, то виявиться, що остання лежить нижче, не кажучи вже про різницю позначок дна прохідних долин і дна долин сучасних, на фоні якого помітна асиметрія. Звідси ясно, що ріка, еродуючи високо піднятий вододільний поріг в епоху її течії на південь, не могла еродувати затоплені ділянки долин, які топографічно лежать нижче і до того ж складені стійкими кристалічними породами. Також не можна цього пояснити і наступними епейрогенічними значними зниженнями в межах Полісся, бо в цьому випадку асиметрія помітна в частині Полісся, де його геоморфологічні особливості сформовані в межах Азовсько-Подільської кристалічної смуги.

Асиметрія долини Случа обумовлена не його ерозією під час течії на північ, далі на південь, потім знову на північ. Ця асиметрія пояснюється особливостями давнього рельєфу кристалічних порід, епігенетично розкритого рікою.

Заплавна тераса Случа має незначну ширину, вкрита луговою рослинністю. Надзаплавні тераси не розвинені. На схилах зрідка можна спостерігати терасоподібний перегин, очевидно, обумовлений особливостями поверхні кристалічного корінного ложа.

В цілому р. Случ протікає серед відслонень кристалічних порід, які утворюють на берегах ріки мальовничі скелі, що іноді вертикальними кручами спускаються до ріки. Вони подекуди поросли густими лісами, з численними, дивно красивими кручами.

З наведеного нариса будови найголовніших річкових долин Полісся видно, що характер їх обумовлений рівнинною поверхнею, яка визначає повільну течію рік, розпливчастість берегів, — ознаками, властивими топографічно юним рівнинам з неглибоким стоянням рівня ґрунтових вод.

Болота. Поряд з річковими долинами, болота на Поліссі є дуже істотними формами рельєфу. Вище зазначалося, що болота Поліської низовини можна поділити за геологічними ознаками на два типи: заплавні і поліські. Перші лежать у межах заплавних терас рік Полісся, а другі займають вододільні простори. Ці болота відрізняються фізико-географічними особливостями, розташуванням і віком. Різниця у віці боліт По-

лісся вперше була відмічена Жилінським у 1879 р. Повніші відомості про ці болота подав Тутковський у 1902 р. Тутковський описав кілька боліт двоярусних, в яких нижній і верхній комплекс болотних відкладів поділений прошарком піску. У 1931 р. двоярусні болота на Чернігівщині описав Мірчинк.

Вище зазначалось, що заплавні болота розташовуються в межах сучасних долин. Живлення їх відбувається річковими водами в періоди розливу. Ці болота бувають глибокі, зв'язані переходами з заплавними озерами. Серед них зустрічаються й торфові болота. Будова цих боліт проста. В основі розрізу їх лежить звичайно алювіальний пісок, більшою або меншою мірою мулистий. Часто на піску можна бачити прошарок лугового мергелю в кілька десятків сантиметрів завтовшки. У мергелях трапляються іноді дуже численні, тонкостінні й дрібні черепашки прісноводних молюсків. Шар мергелю у верхній частині представлений дуже тонкозернистою масою найдрібніших частинок кальцій-карбонату, що випали з розчину. Це хімічні осади безстічних озер-боліт, в яких у процесі їх розвитку нагромаджувалися солі кальцій-карбонату, що вносилися в болота стічними водами. Відклади лугового мергелю в поліських болотах зустрічаються досить часто.

Товща мергелів звичайно буває перекрита землистим, вище чистим торфом. У торфі також зрідка спостерігаються окремі черепашки прісноводних молюсків. Торф залягає прямо на поверхні або буває вкритий незначної товщини верствою піску. Торфові заплавні болота поросли трав'янистою рослинністю. Рідше на них можна спостерігати зарості вільхи. Поліська генерація була розміщена в межах другої (Поліської) накладеної тераси. Вони зустрічаються у найбільш знижених частинах безкраїх рівнинних просторів Полісся і часто займають площу в багато квадратних кілометрів. Вигляд цих боліт дуже своєрідний і змінюється з порою року. Весною це водні простори з поодинокими миршавими деревами, зрідка розкиданими по болоту. Багато засохлих, пониклих дерев ніби підкреслює безрадісну картину. Влітку, коли рівень води знижується, підвищені частини боліт висихають, тоді можна встановити форму окремих боліт. З невеликою площею болота мають округлі контури, що дуже нагадують формою поди. Форму цих боліт особливо добре можна спостерігати в лісах, де болота, позбавлені деревної рослинності, бувають оточені суцільною стіною лісу. Форма великих заболочених просторів невиразна. Ті з них, що розташовані поблизу річкових долин, вдовжені паралельно останнім. Ці болота також більш повно зберегли риси заплавних боліт. Найбільш яскравими прикладами їх є болота Замглай, Видра, Перісте та ін.

Болота, що розташовуються на вододільних просторах Полісся, місцеве населення називає „гала“, від слова „голий“, чим підкреслюється відсутність деревної рослинності на по-

ліських болотах. Прибережна частина „гала“ складена пісками, порослими звичайно рідкими кущами вереску, чорниці, голубиці та деревами сосни, берези. Далі в сухіших місцях ростуть трави, рідше мохи. На розрідженому ґрунті боліт ростуть осоки. Тут можна спостерігати численні купини, іноді до 1 м заввишки, які становлять цікаву особливість мікрорельєфу поліських боліт. Купини звичайно утворюються навколо пнів загиблих дерев. Часто на них ростуть поодинокі дерева сосни, берези, вільхи.

Відмираючі болота звичайно позбавлені трав'янистої рослинності. Торф тут виходить прямо на поверхню і кольором своїм надає бурого забарвлення поверхні землі. Такі підсохлі болота мають густі зарості вереску, чорниці, голубиці, а іноді досить добре розвинений ліс. Цікавою особливістю приболотних частин Житомирського Полісся є густі зарості драпоштану (*Asalea pontica*), що займає великі простори.

Геологічна будова деяких з поліських боліт дуже своєрідна. Вона відрізняється двоярусністю болотних відкладів. Двоярусність досить детально була досліджена Г. Ф. Мірчинком біля болота Замглай, розташованого в Чернігівській області.

Аналізуючи утворення болота Замглай, Мірчинк прийшов до висновку, що болото має післявюрмський вік. Нижня торфова формація віднесена ним до кінця ріс-вюрмського часу. Процес утворення болота автор розглядає як результат відмежування від ріки великими береговими валами—дамбами. Такого походження, як болото Замглай, є болота Видра та Перісте, що лежать на вододілі між Дніпром і Десною. Два етапи в розвитку алювіальних боліт Полісся дають можливість пов'язати походження їх з історією розвитку гідрографічної сітки. В цьому відношенні цілком ясним здається зв'язок розташування боліт у межах заплавних і надплавних терас.

Геологічна будова боліт, що лежать на вододільних просторах Полісся, також дуже часто виявляє двоярусність. Крім того, вони характеризуються величезною товщиною шару торфу.

Походження поліських боліт іноді зв'язують з наступним підвищенням ґрунтових вод, які викликали заболочення місцевості. Таке припущення висловив Тутковський на тій підставі, що серед боліт розташовуються піщані нагромадження, які він вважав за бархани, що утворилися в пустинній обстановці. Незалежно від останнього, багато з наступних дослідників приймають як факт підняття рівня стояння ґрунтових вод, яке відбулося в недалекому геологічному минулому. В розвитку поліських боліт тепер можна досить обґрунтовано виділити такі етапи:

1. Поліський (вюрмський) час — утворення широких піщаних просторів, що формувалися розливами талих льодовикових вод.
2. Поствюрмський час — вирізування, точніше, відновлення

річкових долин, вирізування уступу від Поліської рівнини до заплавної тераси.

У межах рівнинної території окреслюються зниження, які зберегли води від розливів так само, як зберігають води розливів заплавної болота та озера. У поствюрмський час у розвитку рельєфу Полісся виділяються такі етапи:

I. Озерний етап — поствюрмський, що характеризується існуванням озера режиму в численних великих мілких плоскодонних зниженнях Полісся. У прибережній частині озер росла гідрофільна рослинність, яка поступово проникала і на серединну частину озера, в міру виповнення озера осадами. Цей етап характеризується наявністю однієї засушливої фази, в результаті чого відбувалося відкладання в озерах вапняних солей.

Найбільш значні з озер цієї епохи зберегли свої риси й досі. Прикладом цього може бути озеро Корма — одно з найбільших природних озер УРСР. Озера, що займають меншу площу і мають незначну глибину, перейшли в дальший етап розвитку.

II. Болотний етап. Природне відмирання озер приводить до їх заболочування та відкладання в них мас торфу. При цьому склад самого торфу змінюється залежно від ступеня розвитку самого озера та особливостей розвитку клімату в межах заболочених територій. Історично цей етап охоплює відрізок часу від кінця четвертинного періоду до сучасної епохи. Значне число поліських боліт перебуває на цьому етапі розвитку, в інших еволюція зайшла далі.

III. Луговий етап. В міру виповнення осадами болота поступово змінює свій вигляд. Болотна рослинність поступається місцем перед луговими травами. На місці боліт формуються широкі луги на торфовому ґрунті. Ці луги, весною, після танення снігів, знову на короткий час відновлюють свої риси болота, що швидко змінюється на луговий режим.

Ці заболочені луги і являють собою основну рису історично складених особливостей рельєфу Полісся.

Питання про зміну рівня ґрунтових вод за післяльодовикового часу дуже істотне. Таке коливання обов'язково мало бути, але воно не визначає виникнення та розвитку боліт Полісся. Як відомо, рівень ґрунтових вод, крім загальних геологічних передумов, залежить від ступеня розчленованості району. В рівнинних, мало дренажних просторах, при тотожних геологічних умовах і кількості осадів, рівень ґрунтових вод вищий і, головне, є умови, які полегшують стікання та скупчення вод у знижених безстічних місцях. Полісся — топографічно юна рівнина і має всі передумови для неглибокого залягання рівня ґрунтових вод та застою атмосферних вод. Однак у процесі геолого-історичного розвитку рівень ґрунтових вод у межах Полісся знижується. Перший і значний щодо амплітуди поштовх до зниження рівня ґрунтових вод настав

у епоху поглиблення долин, вирізування уступів, що мали місце безпосередньо за відступом Вюрмського (Поліського) льодовика. Значне зниження рівня ґрунтових вод під час сучасної розробки русла рік. Але це все зниження такі незначні, що могли позначитися на положенні дзеркала ґрунтових вод лише в районах, які безпосередньо прилягають до річкових долин. Внаслідок цього режим боліт, віддалених від річкових долин, що займають безстічні зниження, залежить тільки від атмосферних опадів.

З цього можна зробити дуже важливий висновок. Поліські болота, як фізико-географічна особливість Полісся, перебувають у стані відмирання, що є наслідком їх тривалого геологічного розвитку. Це відмирання виявляється, з одного боку, переходом боліт у заболочені луги, а з другого — прогресивним зменшенням площі заболочених територій. Ця зміна є результатом розвитку ерозійної діяльності рік. Вирішальним же фактором у сучасному відмиранні боліт Полісся безперечно є діяльність людини.

2. Еолові акумулятивні форми поверхні.

Значні простори поліських піщаних рівнин подекуди мають складний рельєф, утворений діяльністю вітру. В одних місцях нагромадження пісків утворюють височини в межах Полісся, в інших вітер утворив глибокі видуви, які ускладнюють морфологію схилів місць, що підпали еоловій розвівній діяльності.

Піщані нагромадження в межах Полісся займають величезні простори. Сумний їх вигляд одразу звертає на себе увагу. Походження поліських покривних пісків, як і форма їх залягання, мають дуже широку літературу, однак у дослідників досі немає єдності уявлень про особливості їх морфології.

Вперше ґрунтовно питання про походження та залягання пісків Полісся вивчив П. А. Тутковський, який присвятив піскам багато праць. Концепція Тутковського трохи своєрідна в частині теоретичних висновків, але польові спостереження та опис спостережень бездоганно точні. Досліджуючи Полісся, Тутковський зв'язував його історію лише з процесами зледеніння і змальовував наявність пустині на широких просторах перигляціальної області. Як релікти цієї пустині, на його думку, на Поліссі лишилися громади мертвих барханів, що дизгармоніюють з багатою на воду поверхнею Полісся. Льодовик був джерелом відкладання величезної маси пісків, що вносилися з льодовикової області талими льодовиковими водами і періодично розливалися на величезних просторах. Формування рельєфу Полісся Тутковський уявляв собі як процес формування зандру. Різниця у відкладах типу заплави, що утворювалися під час розливів у моменти посиленого танення

льодовика, і відкладах флювіогляціальних потоків, звичайно, велика. Але ця різниця не має принципіального значення. Відкладені талими льодовиковими водами піски підпадали інтенсивній переробці вітром.

Наступними роботами (Лічков, Соболев) було встановлено, що піщані скупчення Полісся належать не до типу барханів, а є звичайними дюнами. Однак особливості поширення дюн у межах Полісся ще недосить детально досліджені.

Вище уже зазначалось, що Полісся з його значним покритвом піщаних порід являє область відкладів вод, що розливалися в період танення снігів та льоду на величезних просторах. З другої половини літа маса талих льодовикових вод значно зменшувалася, і води стікали найбільш поглибленими долинами. Різниця в рівні при цьому могла бути навіть дуже значною, бо приплив вод відбувався з топографічно більш високої частини рельєфу, зайнятої льодовиком. Весняні розливи за вюрмського часу, незважаючи на нівальний клімат, мали бути значними, бо при всіх умовах у таких південних широтах, до яких доходив льодовик, танення снігів мало відбуватися дуже інтенсивно, що викликало великі розливи талих льодовикових вод. В цьому можна бачити основну різницю у формуванні сучасних задрових просторів арктичної Гренландії та областей відкладання флювіогляціальних покривних пісків у перигляціальній області четвертинного зледеніння Європи. Нагадаємо, що різниця висот у межах задрових полів Гренландії досягає 60 м. Таких різких коливань поверхні в області Полісся ніде не зустрічається.

Область розливів талих льодовикових вод мала бути позбавленою рослинності. Крім клімату, цьому сприяло систематично повторюване нагромадження пісків, які осаджувалися потоками талих льодовикових вод. Нагромадження пісків тоді мало бути насамперед у частинах поверхні, що прилягали до наявних тоді каналів — русел стоку. Незначне коливання висот у межах Полісся за вюрмського в.к.у і значна густість стічних рукавів були причиною того, що піски займали не весь простір. Прируслові частини Полісся того часу були регулятором і джерелом навантаження для діяльності вітру. Розміщення прируслових валів позначалося і позначається в рельєфі Полісся. Ці піщані дюни-вали мають величезне поширення на вододілі між Дніпром—Десною нижче Чернігова. Решткою давнього русла Дніпра є сучасне болото „Видра“. Давні берегові вали тепер розташовуються серед болота. Наявність слідів еолової діяльності на піщаному валу явно не погоджується з особливостями навколишніх боліт.

У процесі формування широкої задрової області Полісся вимальовувалися його геоморфологічні особливості. Успадковані від попередньої епохи зниження продовжують зберігати свої риси негативних форм рельєфу. Вони мають свої обриси,

втрачають різкість контурів у результаті переваги процесів акумуляції. Ці зниження були місцями зосередження талих льодовикових вод. Окраїни їх стали місцем нагромадження

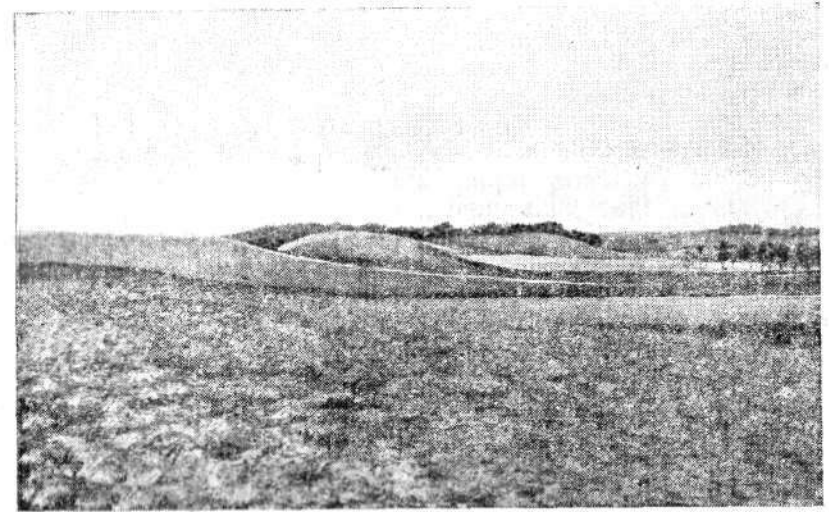


Рис. 9. Піщаний вал у Західному Поліссі (з Ленцевича).

відкладів, дістали можливість формуватися в позитивні форми поверхні. В епоху відкладання поліських пісків уже були створені особливості їх поверхні — знижені, заболочені (зволо-

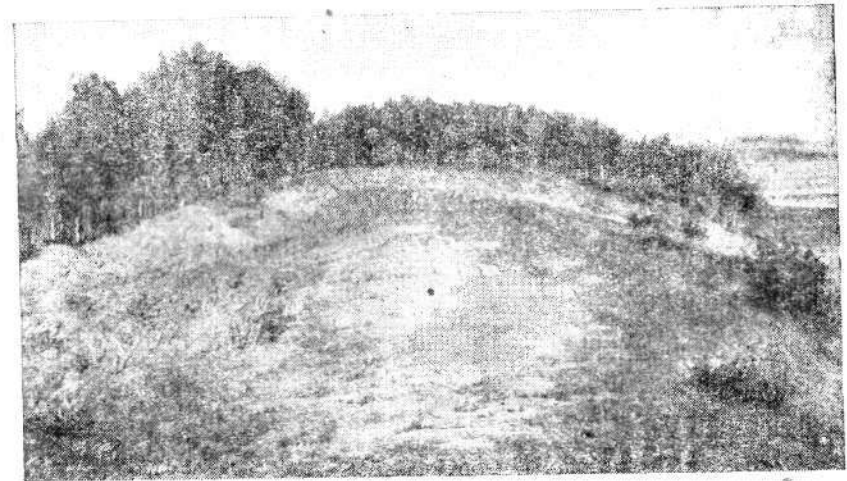


Рис. 10. Поперечний вигляд піщаного валу. Західне Полісся (з Ленцевича).

жені) простори і трохи вищі, зайняті пісками ділянки. Розташування останніх було пристосоване до міжруслних ділянок. Внаслідок цього піщані нагромадження дістали первинну лінійну витягнутість, яка визначалася розташуванням русел, вздовж яких відбувалося нагромадження горбистих пісків на міжрічкових просторах Полісся. У західній частині Полісся Ленцевич описав ці видовжені валоподібні скупчення піску як ози, з якими вони, очевидно, мають мало спільного (рис. 9, 10).

Деякі дослідники й досі вважають, що область зандру була областю інтенсивного розвіювання, дрібні частинки, що виносилися звідси, стали матеріалом для відкладання лесу.

Уважне дослідження поліських пісків, спостереження на широкій території Білоруського та Українського Полісся приводять до висновку, що в межах областей поширення донної кінцевої морени та зандру на всій неосяжній території Руської рівнини ніяких ознак розвіювання немає. Рельєф донної та кінцевої морени на всій території її поширення в місцях, що не зазнали переробки текучою водою, зберіг свої первісні риси. Слідів розвіювання морен у масштабах, які забезпечують відкладання пиловатих частинок лесу товщою в десятки метрів, немає. Зандрові піски, перероблені вітром, не могли бути джерелом навантаження пилових бур, наявність яких припускається для походження лесу. Вітри, які насипали зандрові піски, не могли бути пиловими, бо вони транспортували піски, відмиті водою. Глинясті частинки були винесені водами за межі зандру. Відклавшись, ці глинясті частинки були фіксовані рослинністю і в перевідкладанні вітрів не брали участі. В області, зайнятій вюрмським льодовиком, і в області, на яку поширювалися талі льодовикові води, передумов для наявності пустинної обстановки, як і умов для виникнення стабільних пилових бур, не було. Також немає об'єктивних доказів виносу вітром звідси частинок, що послужили матеріалом для утворення лесу. Еолові піщані утвори Полісся являють собою височини, які утворилися на піщаному ж фундаменті. В місцях значної товщі пісків еоловій переробці підпала лише верхня частина їх. Якщо піски залягають на відкладах іншого складу, наприклад кристалічних породах, вони бувають здуті в одне місце, утворюючи ізольовані височини. В останньому випадку морфологічні особливості піщаних скупчень найбільш різкі.

За свідченням Тутковського, піщані утвори Полісся являють в основному меридіонально видовжені нагромадження піску. Вони мають параболічну форму, рогами обернені на захід. Видержування західних румбів у розміщенні рогів піщаних горбів Тутковський вважав закономірним і витриманим гесперотропізмом. Самі ці піщані утвори розташовані поодинокі або зібрані в ряди, утворюючи полісинтетичні форми, що простягаються іноді на кілька кілометрів. З найбільших розмірами

піщаних утворів Полісся описаний Тутковським простягається на віддаль близько 30 км; простягаючись від урочища Михайлівки, с. Копиці в басейн р. Уборті, цей піщаний вал витягнутий у меридіональному напрямі. Він дуже високо підіймається над навколишніми просторами, досягаючи подекуди 25 м висоти. Звичайно висота піщаних скупчень буває менша і не перевищує 8—10 м. У численних роботах по Житомирському та Київському Поліссю Тутковський докладно описав розташування піщаних утворів на вододільних просторах невеликих річок Полісся і вздовж берегів великих рік. Досить навести кілька витягів з опису Тутковським будови басейну Уборті, з яких ця особливість дуже наочно виступає. „Дослідити більш-менш докладно я міг тільки полісинтетичні барханові комплекси в таких місцях: на правому узбережжі Уборті меридіонального напрямку полісинтетичний ланцюг барханів у середній частині урочища Янин-бір, на північний схід від слободи Юстинбург, що складається з шести елементарних барханів; велетенський (найбільший у всьому Поліссі) масивний меридіональний ланцюг барханів, що починається в урочищі Михайлівка і тягнеться безперервно на протязі 25,5 верст на північ до с. Копиця, містить у собі до 100 елементарних барханів“ і далі: „Такий самий комплекс з двох елементарних барханів за півтори версти на схід від попереднього, на лівому березі р. Портниці і на правому узбережжі р. Болотниці“ та ін. („Узбережжя р. Уборті“, Труды фізико-математичного відділу ВУАН, в. 4, 1925).

Ці спостереження Тутковського цілком об'єктивні. Такі ж особливості піщаних скупчень для більш східних районів Полісся описує Соболев, за даними якого „Дюни нашого району дуже типові. Вони низькі (рідко до 7—10 м), вузькі і довгі (до 3—5 км завдовжки), лінійні або червоподібні, іноді дугоподібні або параболічні (але не серповидні), і тоді роги їх часто обернені в напрямі західних румбів“ („К геології і геоморфології Полісся“, Вісник УРГРУ, в. 16, 1931).

Морфологія піщаних нагромаджень Полісся цілком правильно була описана Тутковським. Він приписав їм лише невідповідну назву барханів, виходячи з помилкової концепції наявності пустинь у північній півкулі за льодовикового часу. Для з'ясування особливостей та історії еолових форм рельєфу Полісся розглянемо деякі дуже характерні ділянки їх поширення.

Дуже цікава площа поширення дюнних пісків у південно-західній частині Полісся. Тут лежить межа Полісся та лесової області Волино-Подільського плато. Добре виявлені форми рельєфу спостерігаються на вододілі Случ — Хомора, Хомора — Смолка і на правобережжі Случа, між Баранівкою, Рогачевим і ст. Майдан. Рельєф пісків тут типовий горбкуватий, цілком схожий на рельєф пісків другої тераси Дніпра. Можна спо-

стерігати тут і піщані поодинокі горби серед лісів. Особливо добре вони представлені в лісах на вододілі рік Нивна, Дорогань та Немильнянка. Тут, як і на всій зазначеній території, піщані підняття видовжені в тому ж напрямі, в якому витягнуті вододіли. Форма піщаних скупчень іноді дуже правильна, властива добре оформленим дюнам. Вгнута сторона дюн обернена на північний схід. Вона досить крута. Відроги видовжені і поступово переходять у міждюнні зниження. Південно-західна частина дюн опукла, трохи більш полого, ніж північно-східна. Центральна частина дюн має і найбільший запас піску. Дюни, зливаючись своїми краями, дають ланцюги, які утворюють гряди, що є найбільш підвищеною частиною вододілів. Форми цих утворів добре збереглися в лісистих місцях. Там, де ліси знищені, дюни втратили первинну форму. В одних випадках вони розорані, в інших вітром змінені так, що ніяких ознак первинної форми дюн не помітно.

На підставі розташування та форми піщаних утворів південно-західної частини Полісся вважають, що вони являють пізніші четвертинні утвори, які виникли внаслідок переміщення пісків вітром західних та південно-західних румбів. Дюни утворилися переміщенням первинних скупчень піску, периферія яких, складена меншою масою піску, переміщалася швидше, забігала вперед порівняно з головною частиною. У південних районах Київського Полісся, на ділянці між Києвом і долиною Тетерева дюни теж мають велике поширення. Більшість піщаних скупчень не має певної форми, але загалом вони утворюють видовжені гряди, що поділяються долиноподібними зниженнями. В лісах можна спостерігати більш морфологічно визначені нагромадження піску. В районі Святошина, Горянки, Грушок, Білячів, Бучі та Клавдієва піщані височини мають округлі контури і пологі схили. В бучанських лісах можна спостерігати дюни з асиметричними схилами. Більш крутий схил західний, він буває обмежений піщаними шлейфами, що виступають на захід. Східний схил піщаних скупчень більш пологий і розпливчастий (рис. 11).

Піщані утвори складені чистими, перемитими середньо-та дрібнозернистими пісками. Іноді піски розміщуються на цоколі із кристалічних порід. В таких випадках піски збагачені продуктами їх руйнування. В частинах, позбавлених рослинності, дюни енергійно розвіваються. Видуви обмежені крутими схилами. Поверхня усіяна грубими зернами піску та дрібною галькою.

Дуже цікаві еолові форми можна спостерігати в приіршанських лісах, в околицях м. Малина, а також між Малином і сільськогосподарською дослідною станцією, де місцевість поросла густими сосновими лісами, серед яких еолові форми добре зберегли свої первинні контури. Більшість піщаних підвищень має вигляд валів, витягнутих у напрямі з північно-

північного заходу на південно-південний захід або лежать майже меридіонально. Деякі з підвищень мають досить правильну серповидну форму з витягнутими на захід крилами-рогами. Західний схил їх крутіший, ніж східний. Останній, поступово виположуючись, переходить у прилеглі погорбовані піщані простори. Ізольовані окремі дюни попадаються рідко.

Далі на північ від описаного району погорбовані піски займають всі вододільні простори і заходять на схили долин. Тільки широкі болотисті „гала“ порушують одноманітний дюн-

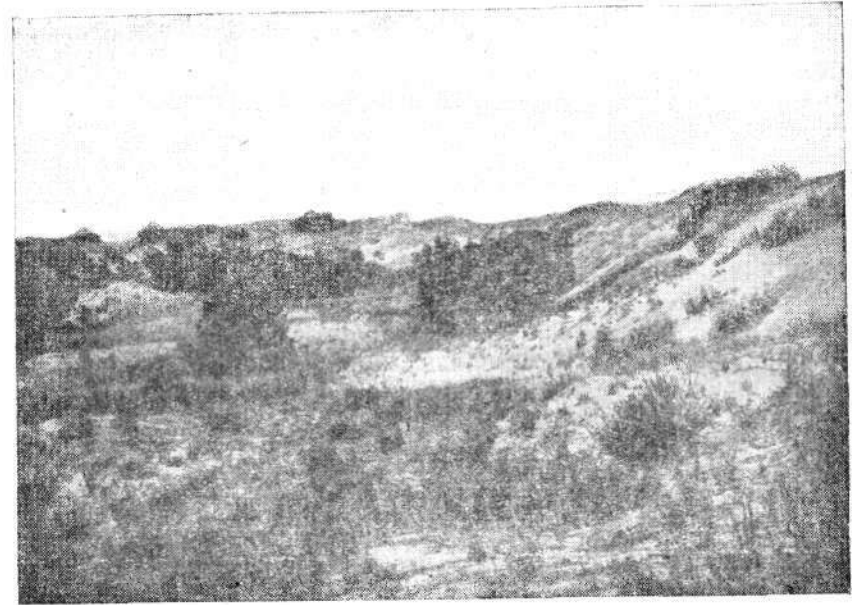


Рис. 11. Рельєф горбистих пісків. Чорнобильський район.

ний краєвид північного Полісся. Піщані височини поросли сосновими та мішаними лісами. „Гала“ звичайно затягнуті мохово-торфовим покривом або поросли рідкими миршавними соснами та березами, іноді групами дерев вільхи між осоковими купинами.

На вододілі Тетерів—Здвиж піски займають широкі простори, утворюючи піщані арени. Такі арени можна спостерігати на правому березі Тетерева, далі на південь від Горностайполя та Іванкова, а також на вододілі Тетерів—Уж, в Кагановицькому районі Київської області.

Грубизна пісків більш значна в районах, що прилягають до річкових долин. Вододільні простори Полісся займають погорбовані піски. Якщо вододільні ділянки звужені, то піщані височини мають вигляд валів.

Розвиток еолового рельєфу Полісся. Піщані височини рельєфу Полісся відрізняються закономірними формами і своєрідними поширеннями, що свідчить про регіональні причини їх виникнення. Історія цих утворів змальовується так. В епоху танення краю вюрмського льодовика в районі Мінськ—Орша—Смоленськ південніше відбувалося нагромадження пісків в умовах, описаних вище. В цей момент були закладені перші ознаки майбутніх піщаних височин Полісся, які перебувають у стадії прируслових валів. Розміщення останніх поки що не можна відновити в деталях, але закономірні риси цього розміщення в основному вже простежені. Більшість прируслових валів, наступних дюн, була витягнута в напрямі, близькому до меридіонального, в якому витягнуті і найголовніші річкові долини. На розміщення дюн впливали і другорядні, навіть дуже незначні зниження, якими стікала або затримувалась вода.

В епоху відступання поліського (вюрмського) льодовика і в післяльодовиковий час, коли відбувалося вірізування уступів до сучасної лугової тераси, область Полісся вийшла з рівня розливів льодовикових вод, які стікали тепер поглибленими ними долинами. В цей час відбувалося інтенсивне перевіювання пісків. В цьому брали участь, як припускає більшість дослідників, вітри східного і північно-східного напрямку. Ці вітри і переробляли піски прируслових меридіональних валів, наганняючи піски на вододільні простори. Нерівномірної товщини піски переміщувалися вітром не з однаковою швидкістю. Місця з незначною товщею піску переміщувалися швидше і забігали наперед у напрямі переважних вітрів, тобто на захід. Так виникали поодинокі і полісинтетичні „бархани“ Тутковського.

Вітри, що дмуть із сходу і північного сходу, займали, очевидно, ділянки, що прилягають безпосередньо до краю льодовика, в даному випадку лише в межах північного Полісся. В південних і особливо в південно-західних районах переважали циклональні вітри західних румбів. В міру відмирання льодовикового покриву західні вітри почали переважати, що привело до встановлення сучасного режиму. Так закінчився другий, дюнний етап розвитку еолових форм рельєфу Полісся.

Західні вітри приносили значно більшу кількість вологи порівняно з східними, що викликало швидку зміну фізико-географічних особливостей Полісся у зв'язку із збільшенням його обводнення, на цей раз за рахунок атмосферних вод. Із збільшенням вологи почалася фіксація дюнних пісків, які порівняно швидко вкрилися рослинністю. У процесі цієї фіксації і в сучасну епоху піски дюн підпали під вплив вітрів нового напрямку. Це викликало нову перебудову форм піщаних височин. На цей раз вітер розвівав уже готові еолово-піщані споруди, утворюючи на них значні видуву, обмежені крутими площинами. В інших місцях перевідкладуваний вітром пісок зтягав і маскував особливості давніх схилів. Деструкція дюн-

ного поствюрмського краєвиду подекуди досягала значного ступеня. Первинні форми були зовсім зруйновані, а замість них виник новий краєвид купчастих пісків, які займають величезні простори. Це третя фаза перетворення рельєфу піщаних утворів Полісся.

Підсумовуючи, приходимо до висновку, що сучасний рельєф піщаних вододільних просторів Полісся — краєвид купчастих, еолово-деструктивних форм рельєфу. Вони в своєму розвитку на Поліссі пройшли три фази:

I фаза — прируслові вали — вюрмський час.

II фаза — дюни — поствюрмський час.

III фаза — купчасті піски — сучасна епоха.

Розвиток піщаних форм рельєфу, як видно з наведеного, відбувався в тісному зв'язку з розвитком гідрографічної сітки, і особливості дюнного краєвиду мають глибокі геолого-історичні корені.

3. Горбасто-моренний реліктовий рельєф.

Горбасто-моренний рельєф дніпровського (ріського) льодовика зберігся від розмиву лише окремими, порівняно невеликими ділянками, в межах якого основна морена визначає особливості рельєфу. Окремі ділянки поширення горбасто-моренного реліктового рельєфу спостерігаються в Базарському районі Житомирської області, на вододілі рік Тетерів — Уж, Кагановицького району Київської області, в Коростенському і Черняхівському районах Житомирської області. Типові для горбасто-моренного рельєфу особливості збереглися не скрізь. Однією з ділянок, де ці ознаки дуже добре збереглися, є басейн р. Свинолужки, лівої притоки Тетерева, в околицях Коростишева, Зубринки та Кашківки.

В межах Полісся основна морена звичайно буває прикрита вюрмськими пісками, які трохи пом'якшують її рельєф. У Коростишівському районі морена безпосередньо виступає на денну поверхню. Рельєф її тут виявлений дуже яскраво. Крім донноморенних утворів, на Поліссі можна зрідка спостерігати кінцевоморенні акумулятивні утвори. Вони трапляються дуже рідко й ізольовані. Виявлені вони в Бердичівському, Житомирському, Черняхівському та Словечанському районах. Поверхня районів поширення основної морени характеризується відсутністю різких коливань висот. Рельєф її слабохвилястий, ледве помітні валоподібні підняття переходять у такі ж мало виявлені зниження. Ріка Свинолужка, що протікає в межах донноморенного ландшафту, має швидку течію. Ріка живиться численними джерелами вод, що залягають на морені в поліських пісках з незначною товщиною. На схилах долин моренні суглинки частково перемиті площинним зливом. Внаслідок виносу дрібних частинок поверхнева частина морени

збагачена валунами, серед яких переважають валуни кристалічних порід. Особливо добре виявлений горбасто-моренний рельєф на правому березі р. Свинолужки, далі на захід від с. Зубринки.

Кінцеві морени дніпровської (ріської) льодовикової епохи взагалі виявлені дуже мало. Збереглися від розмиву тільки їх окремі нагромадження. При цьому з геоморфологічного погляду важливо зазначити, що умови нагромадження кінцевих морен у Дніпровський льодовиковий вік не були сприятливі. Це залежало від двох обставин: 1) Значна віддаленість периферійної частини льодовика від області живлення і рівнинна, складена дрібнозернистими, пухкими осадами територія, по якій переміщувався льодовик, обумовлювали незначне навантаження його грубим уламковим матеріалом. Тривалий шлях, який проходив переміщуваний матеріал, приводив до цілковитого механічного подрібнення транспортованих частинок. Внаслідок цього головний транспортований льодовиком матеріал становив дрібнозернисту суглинкову масу. Остання дуже легко виносилась, майже без залишків, талими льодовиковими водами і послужила для відкладання лесоподібних порід за межами зледеніння. 2) Друга причина, яка не сприяла нагромадженню кінцевих морен, полягала в цілковитій згладженості місцевості, яку займав льодовик. Насичений льодовиковою гряззю, що посилено танула по краях, льодовик розтікався і губився у власних наносах. На стороні від льодовикової області рухома льодовиково-грязьова маса розплизалася і виносилася потоками, які розтікалися. Це майже зовсім виключало можливість нагромадження кінцевих морен уздовж східного краю Дніпровського льодовикового язика. В цьому районі мало місце інше явище: льодовик у своєму русі по пухких масах спричиняв численні дрібні порушення залягання останніх. Практично у відслоненнях майже неможливо знайти непорушене залягання відкладів, що підстелюють морену.

Трохи інші умови були на Правобережжі. Перешкодою в русі льодовика була Азовсько-Подільська кристалічна смуга, яка з заходу гіпсометрично перевищувала зайняту льодовиком Дніпровсько-Донецьку западину та долину Дніпра. Зустрівши перешкоду, льодовик затримався в своєму русі і відкладав матеріал, що розташовувався у вигляді фронтальних морен. Отже, геоморфологічно оформлені кінцевоморенні утвори могли виникати вздовж західної межі льодовика на східній окраїні кристалічної смуги. Такі утвори, дуже добре морфологічно виявлені, можна спостерігати в Бердичівському та Вчорайшанському районах. Тут вони являють собою горби, що підіймаються над навколишньою місцевістю. Дуже цікаві типові фронтальні морени розміщуються у вигляді помітних горбів — один між сс. Єрешки та Лебединці, а другий — між Бровками та Горанками. Обидва ці горби мають округлу

форму. Схили їх дуже пологі і поступово зливаються з навколишньою місцевістю. Добре виявлена бокова морена розташовується в околицях с. Вербки. Морена має вигляд горба, витягнутого з північного заходу на південний схід. Довжина горба близько 4 км. Цілоком схожа кінцева морена розташовується біля ст. Попельня. Будова цих утворів з'ясована дуже мало. Відомо, що вони складені товщею піщано-галькових відкладів, прикритих верствою валунного суглинку незначної товщини.

На північ від описаного району кінцеві морени збереглися дуже погано, але все ж вони відіграють істотну роль у будові поверхні. Ці горби можна спостерігати в Житомирському районі біля сіл: Смолянка, Кмитів, Кошарище, Буймер. Ще далі на північ чудові кінцевоморенні утвори розташовуються біля сіл Струцівка та Придубіївка. В околицях останнього спостерігається значна височина — Лиса Гора, що являє собою кінцеву морену у вигляді горба, який домінує над навколишнім простором. Кінцева морена біля с. Струцівки видовжена з північного заходу на південний схід — риса, яка витримуються у всіх кінцевоморенних утворів Правобережжя. Велике значення в будові поверхні кінцеві морени мають у верхів'ях р. Бистріївки. Біля с. Дівочки є група горбів, що являють собою рештки розмиву кінцевих морен. На схід від с. Дівочок між селами Модилеве та Горбилеве лежить ціла гряда кінцевих морен, відома під назвою Дівоча Гора. Добре виявлені кінцеві морени відомі в околицях с. Веледники. Тут ряд кінцевоморенних горбів витягнутий уздовж лівого берега р. Норин. Кінцеві морени Тутковський описав також в околицях м. Лугин. Одна з них до 2,5 км завдовжки при ширині до 500 м досягає 18 м заввишки. Лежить далі на захід від с. Теснівки. Другий, трохи нижчий горб, що становить кінцеву морену, лежить на правому березі р. Коніївки біля с. Шляхова.

Нарешті, горби морен, що значно підвищуються над піщаною рівниною Полісся, добре виявлені на узбережжі р. Жерева між селами Красноволівка і Повча.

Цікаві кінцевоморенні утвори описав Тутковський на правобережжі Уборті. Тут, північніше с. Острожанки, Тутковський відзначає наявність на полях великої кількості валунів розміром до 30 см. Валуні переважно з граніту, пісковиків та сланців. Відмічається наявність серед валунів шокшинського пісковика та зрідка білого кварциту.

Північніше с. Острожанки валуни вміщують буруватокоричневий піскуватий суглинок. Останній утворює невеликі, але добре помітні в рельєфі горбки. Схили горбків пологі, форма їх іноді куполоподібна. Добре виявлений у рельєфі моренний горб лежить далі на північний захід від с. Рудні-Сколодинки, на північний схід від с. Глинянки.

В цілому, моренні утвори лежать на віддалі 6 — 11 км від долини Уборті. За даними Тутковського, тут розташована типова смуга кінцевоморенних утворів, представлених окремими горбами та цілими грядами, добре помітними в рельєфі. Довжина і ширина горбів досягає до півкілометра. Складені горби та гряди валунним матеріалом, який утворює на схилах і вершинах цілі кам'яні розсипища. Описані моренні утвори



Рис. 12. Рельєф кінцевих морен. Західне Полісся (з Ленцевича).

фіксують межі поширення дніпровського (ріського) льодовика (рис. 12).

Льодовиково-акумулятивні форми рельєфу, як релікти дніпровського (ріського) льодовикового віку, тільки й збереглися в межах Полісся, де вони відіграють помітну роль у будові поверхні. В інших місцях УРСР морени поховані під молодшими відкладами і мають значення лише як геологічні документи. Виняток становлять деякі горби, відомі на Лівобережжі, як, наприклад, гора Калитва (Градизький район) і почасти гляціодислокації Канівського району на Правобережжі.

4. Денудаційні форми рельєфу.

Денудаційні форми рельєфу в межах Полісся дуже поширені і відіграють важливу роль у будові його поверхні. Морфологічні особливості форм денудації залежать від складу порід, що беруть участь у будові поверхні. З окремих геологічних світ та формацій, які беруть участь у будові рельєфу, значення мають третинні відклади і докембрійські криста-

лічні породи. З останніми зв'язаний і так званий Овруцький краж.

Денудаційні форми третинних відкладів. Форми рельєфу, складені третинними відкладами в межах Полісся, мають обмежене поширення. Вони зустрічаються в місцях острівного залягання палеогену, представленого пісковиками та пісками. Вплив палеогену на рельєф позначається в районі сіл Яблунець — Гулянка, на лівобережжі р. Уж, в Ушомирському та Барашівському районах. Тут лежить ряд височин, що складаються з поодиноких горбів та цілих країв. Деякі горби досягають значної висоти і у місцевого населення відомі під назвою „гір“. Найбільші з них горби — гори Точильниця і Лисуха.

Точильниця знаходиться на лівому березі р. Уж, на південний захід від с. Гулянки. Схили горба, північний і східний — пологі і поступово зливаються з навколишніми просторами. Південний та південно-західний схили круті. Схили горба вкриті білими третинними пісками. Зрідка в пісках зустрічаються окремі брили пісковика з численними відбитками коренів, стовбурів і рідше, листків рослин. Піски місцями інтенсивно розвіюються вітром. Подекуди схили заросли молодим густим сосновим лісом. Там, де ліс не росте і піски не розвіюються вітром, схили вкриті килимом лишайників.

Цілком схожа на Точильницю г. Лисуха, що лежить на північно-східних окраїнах м. Бараші. Гора Лисуха позбавлена рослинності, і третинні піски, які складають її, інтенсивно розвіюються вітром. Гора являє собою поодинокую височину серед одноманітної рівнинної місцевості. З вершини її відкривається широкий пейзаж на околиці м. Бараші. Особливо мальовничий вигляд на південні окраїни г. Лисухи, де синіють на горизонті численні гранітні горби та гряди, що тягнуться з північного заходу на південний схід.

Ділянка Полісся на захід від с. Гулянки має дуже складний рельєф третинних, сильно розмитих пісковиків. Тут віділяється велика гряда, витягнута з південного сходу на північний захід. Вона простежується на віддалі кількох кілометрів. На високо піднятому цоколі тут окремими височинами підіймаються вершинки, складені з брил третинних пісковиків, іноді дуже значного розміру. Улоговини, що поділяють височини, дуже мілкі, з сильно виположеними схилами, рідше вони мають дно, що лежить на рівні навколишньої лугово-болотної рівнини. Схили гряди заросли трав'янистою рослинністю або вкриті сосновими лісами. Рідше, позбавлені рослинності, схили інтенсивно розвіюються вітром. Підніжжя височини дуже часто оточене розсипищами уламків третинного пісковика, які іноді утворюють цілі кам'яністі моря. Утворення кам'яних розсипищ на Поліссі не можна пов'язувати з морозним або аридним вивітрюванням. Вони утворилися в результаті руйнування в умовах, близьких до сучасних і виникли

з порівняно пухких пісковиків. Описані форми рельєфу позбавлені покриву четвертинних відкладів. Як ділянки найбільш підвищені „гори“ та гряди, складені третинними відкладами, були поза областю акумуляції поліських флювіогляціальних пісків, бо розмиви льодовикових вод не захоплювали їх такою мірою, щоб на грядах могла відкластися більш-менш значної товщини верства пісків. Припущення, що четвертинні відклади на цих формах рельєфу були знищені денудацією, мало ймовірно, бо ми повинні були б припустити наявність вюрмського піщаного покриву такої значної товщини, що під ним виявилися б похованими всі більш давні височини. Насправді ж поліські флювіогляціальні піски мають товщину всього лише кілька метрів і займають знижені рівнинні простори.

Описані форми рельєфу треба розглядати як утвори дніпровського (ріського) льодовикового часу. Вони являють собою уцілілі від льодовикового зрізування ділянки. З цього погляду дуже цікавою є форма і розміщення кряжів, орієнтованих з півночі, північного заходу на південь, південний схід. Це простягання гряд цілком обумовлене діяльністю ріського льодовика, який у цій частині Полісся рухався в тому ж напрямі. Ці височини, що збереглися від руйнування льодовиком, були орієнтовані в напрямі руху, і тому Гуляньську гряду третинних пісковиків можна розглядати як кучеряві скелі або комплексний баранячий лоб. З другого боку, ці гряди можна вважати стійкими ядрами друмлінів, утворених ріським льодовиком. Останні форми рельєфу дуже поширені в області поліської частини Азовсько-Подільського кристалічного щита.

Словечансько-Овруцький кряж. Словечансько-Овруцький кряж являє собою підняття, яке на 60—80 м перевищує навколишні заболочені простори Полісся. Внаслідок цього кряж орографічно дуже різко виділяється. Кряж має широтне простягання.

Орографічні межі Словечансько-Овруцького кряжа проходять у напрямі з сходу на захід від м. Овруч. На ділянці між Веледники—Черевки кряж не має крутого уступу і поступово знижується до навколишніх просторів.

Нижня частина схилів Словечансько-Овруцького кряжа порівняно полого. Верхня частина підвищується дуже круто. Крім цього, схили крутіші в південній частині. Північні схили більш пологі і поступово переходять у навколишню рівнину Полісся.

Північна, західна та південно-західна частини Овруцького кряжа вкриті лісами. Позбавлена лісової рослинності найбільш підвищена його частина. Безліса частина Овруцько-Словечанського кряжа являє собою рівний степовий простір з дуже яскраво виявленим яристым рельєфом. Найбільші яри розташовуються біля сс. Довгиничі, Збранки, Сорокопень та Бігунь. Розміри ярів величезні. Це цілі гіллясті системи, що своїми

вершинами досягають вододільної лінії. Поблизу головної долини численні та глибокі відроги ярів іноді сходяться своїми вершинами, а нерозмиті ділянки лишаються у вигляді островів, стовпів, пірамід та ін., дуже значних розмірів та химерної форми. Найбільш глибоко врізані яри мають постійні струмки, що живляться ґрунтовими водами. У пригірловій частині всі значніші яри мають добре виявлене дно, іноді ж мало поглиблене русло. Кінчаються вони величезними конусами виносу, що розташовуються біля підніжжя кряжа. Річкові долини в межах кряжа глибокі, каньйоноподібні. Ріки мають швидку течію, численні пороги та перекати, які надають рікам гірського характеру.

Енергійна яружна діяльність, глибокі долини гірського типу річок Словечансько-Овруцького кряжа пояснюються особливостями його геологічної будови. Побудований він так. Цоколь кряжа складається в основному з надзвичайно стійких кварцитів Овруцької світи докембрію. Кварцити мають характерний червоний, рожевочервоний колір, грубоплитчасту відокремленість з численними відкритими тріщинами. На докембрії лежить значна товщина четвертинних відкладів. Складна вона знизу вгору: сіруватопальовими, з жовтими розводами та плямами, прісноводними озерними суглинками. Своім складом та загальними особливостями прісноводні суглинки дуже нагадують стрічкові глини Білорусії і Ленінградської області. Деякі дослідники розглядали ці відклади як прісноводний лес. У прісноводних суглинках є численні черепашки прісноводних і почасті наземних молюсків.

На прісноводних суглинках лежить ріська морена, представлена пальовими та буруватопальовими валунними суглинками. Останні переходять в описаний вище лес, який вкриває їх. Значна товща пухких осадів, що беруть участь у будові Словечансько-Овруцького кряжа, дуже сприяє розвитку тут яристої діяльності. Крім Словечансько-Овруцького кряжа, в північно-західній частині Полісся відомі ще кілька гряд, які мають значення в будові поверхні і складені овруцьким пісковиком. Різниця полягає в тому, що на цих кряжах немає покриву з лесу і взагалі четвертинної товщі. Найбільш значні з цих кряжів такі.

Білокоровицько-Топильнянський кряж, що являє собою височину серед широких поліських боліт. Він витягнутий з південного заходу на північно-північний-схід. Більша ширина кряжа в південній частині. На північ він сильно звужується. Кряж являє височину, що піднімається над навколишнім простором, від якого відмежована добре виявленими схилами. Рельєф кряжа згладжений, незначні нерівності складені вивітченими брилами сірого пісковика. Пісковики іноді такі зруйновані процесами денудації, що утворюють суцільні розсипища куластих невеликих уламків — цілі кам'яні моря.

Озерянський кряж, добре виявлений у рельєфі, розташовується в околицях м. Озеряни. Він має вигляд вузької високої гряди, що круто обривається до боліт, які оточують його. Рельєф складний. Є численні гребінці, витягнуті в напрямі великої осі кряжа. Вони складені пісковиками, які своїми особливостями нагадують третинні пісковики, що беруть участь в будові кряжів біля с. Гулянки, великої довжини, але мало виявлені в рельєфі. Гнізнівський кряж, що розташовується в околицях с. Гнізне. Гряда, складена пісковиками, має вигляд дуги, яка йде з північного заходу на південний схід і далі на південь.

Ці кряжі являють дуже цікаву рису геоморфології Полісся. Походження їх ще недосить з'ясовано. Тутковський вважав, що овруцькі кварцити становлять собою пустинний утвір. Вони відклалися в девоні і пізніше в результаті літифікації набули дуже значної стійкості. За пустинне походження кварцитів, на думку Тутковського, свідчить їх червоний колір та пустинні брижі на поверхні кварцитів. Ці брижі тут справді спостерігаються і мають досить велике поширення. Хвилеподібні еолові знаки можна спостерігати в кварцитах по добре виявлених площинах на верствування. Таке розміщення їх свідчить за те, що утворення еолових брижів відбувалося одночасно з акумуляцією осаду, який дав кварцити. Це одне з головних доведень еолового походження овруцьких пісковиків лишається безперечним. Друге припущення Тутковського стосується утворення самого кряжа. На його думку, кряж виник у результаті знищення денудацією порід, що оточували кварцит і складала край улоговини, в якій відклалися кварцити. В результаті інверсії рельєфу, в якій вирішальну роль відіграла твердість порід, стійкі кварцити лишилися у вигляді височини, що визначає своїм положенням напрям давніх улоговин (уаді). Еолове моделювання кряжів, на думку Тутковського, було закінчено в післяльодовикових умовах пустинь. Дмитрієв вважає їх, слідом за Тутковським, „острівними горами“. Кам'яні розсипища, що вкривають їх поверхню, цей автор приймає за результат „механічного морозяного вивітрювання в холодному кліматі півпустинь прильодовикової зони“. Називати „горами“ ці утвори немає підстав, бо вони рідко перевищують навіть абсолютний рівень 200 м, який приймається за межу низовинних рівнин.

Припущення Тутковського зустріли різку критику з боку Лічкова. Лічков робить висновок, що „...Кряжі Овруцького пісковика являють собою останці, що уцілили від розмиву при процесі водної денудації. Частково це останці вододілу“. В частині визначення способу утворення поліських кряжів Лічков стоїть ближче до дійсності, але утворення цих кряжів не можна розглядати як результат лише четвертинних розмивів. Денудаційна поверхня дочетвертинних відкладів Полісся вироблялася

протягом тривалого часу, четвертинні ж розмиви надали тільки своєрідного вигляду цим останцям.

Форми денудації кристалічних порід. Частина Полісся, що лежить у межах поширення кристалічних порід, має дуже складний рельєф. Мезоформи рельєфу, складені кристалічними породами, дуже нерівні і мають численні та своєрідні підняття і зниження. Молодші, зокрема четвертинні відклади займають тільки знижені ділянки і на більш підвищені ділянки рельєфу не піднімаються. Денудаційна поверхня кристалічних порід виробилася протягом багатьох геологічних епох під впливом різних фізико-геологічних процесів. Сліди впливу останніх були знищені сучасним вивітрюванням. Лише у вигляді окремих островів на поверхні кристалічних порід є сліди впливу льодовика.

В межах Полісся, як уже зазначалося, підвищені частини кристалічного фундаменту звичайно позбавлені покриву осадових утворів. Кристалічні породи бувають прикриті незначної товщиною шаром продуктів руйнування, на яких сформувався ґрунт. Підвищені частини мають вигляд круглих невеликих горбів, увінчаних валунами вивітрювання. Валуні вивітрювання на Поліссі завжди заокруглені, іноді кулясті. Сопки являють собою або поодинокі височини, що піднімаються над похмурою рівнинною поверхнею боліт, або групуються в ряди, витягнуті з північного заходу на південний схід. На сопках та грядах часто є поодинокі дерева та цілі невеликі групи кремезних гіллястих дубів, що підкреслюють контраст горбів і навколишніх просторів.

Особливо цікаві й мальовничі форми денудації кристалічних порід можна спостерігати в північно-західній частині Житомирського Полісся, в околицях сіл Яблунець, Віровка, Анжеліна та Царські Хутори, на широкому просторі, що являє собою мало заболочену горбасту рівнину.

Підняття становлять численні невисокі скелі з крутим південно-східним і пологим західним краєм. Скелі підносяться сірими громадами над смарагдовою зеленню молодих беріз, утворюючи на диво мальовничий мініатюрний гірський краєвид. Дуже своєрідні форми скель та їх північно-західне орієнтування пояснюється тим, що в утворенні їх брав участь льодовик, який залишив спогад про себе у вигляді цих скель, що нагадують кучеряві.

В районі Бараші—Дуга—Зелениця горби, складені кристалічними породами, утворюють гряди, які простежуються на віддалі кількох кілометрів. Вони витягнуті в широтному напрямі. Височини обмежені дуже крутими схилами. Верхній перегин їх гребенеподібний, дуже звужений. По гребеню розташовуються брили вивітрених кристалічних порід. Північна гряда горбів кристалічних порід тут становить уступ до тераси р. Уж. В околицях с. Баскаки височини кристалічних порід утворю-

ють окремі куполоподібні горби. Вершини горбів мають окремі валуни вивітрювання або вкриті досить товстим шаром продуктів руйнування кристалічних порід. Деякі горби виступають над навколишніми просторами. Підніжжя їх вкриті переважно густими заростями кущів азалії.

Винятково цікаві денудаційні форми рельєфу кристалічних порід далі на захід від м. Коростень, зокрема в околицях с. Щорс (Білошиця). Підняття кристалічних порід тут з виразними слідами впливу льодовика, які позначилися на формі самих височин. Останні мають вигляд типових баранячих лобів. Пологі схили зберегли на своїй поверхні глибокі льодовикові шрами, дуже часто поверхня їх відполірована. В деяких випадках скелі зовсім зглажені льодовиком і утворюють пологоопуклі височини, що лисинами виступають серед вкритих рослинністю ділянок. Численні льодовикові шрами та подряпини вказують на льодовикове походження цих форм. Найбільш яскраві вони в самому селі Щорс, на вулицях якого утворюють природний брук. Рельєф кучерявих скель околиць с. Щорс типовий для денудованої льодовиком поверхні кристалічних порід. Цілком тожні форми можна спостерігати в Карелії, в гирлі р. Виг і на Кольському півострові. Там вони вироблені пізнішим зледенінням, а на Україні являють пам'ятку дніпровського (ріського) льодовикового віку.

Рельєф Чернігівського Полісся значно простіший, ніж описані вище риси південного Приприп'ятського Полісся. Відмінність полягає в тому, що Чернігівщина має більш плоску та одноманітну поверхню акумулятивної рівнини, лише зрідка розчленовану неглибокими балками (рис. 13).

Поліські піски на Чернігівщині накладені на лесову поверхню Придніпровської рівнини. Наявність їх позначається не так на рельєфі, як на характері ґрунтів та рослинного покриву.

Далі на схід, у Новгород-Сіверському районі поверхня Придеснянського Полісся ускладнюється. В будові рельєфу виявляються третинні і крейдиані відклади, що залягають вище базису ерозії. У Подесенні поверхня Полісся розчленована численними ярами та балками, де відслонюється крейда (рис. 14). Світлозбарвлені схили становлять характерну рису краєвиду цього району.

Наведений нарис форм поверхні Полісся свідчить про надзвичайну їх різноманітність, тривалу і складну історію. Розвиток рельєфу дає можливість виділити тут чотири фази утворення рельєфу, від яких лишилися досі визначні пам'ятки-релікти.

1. Перший етап належить до Переддніпровського (передріського) віку. Він характеризується посиленням поглибленням долин, гравіруванням поверхні дочетвертинних відкладів, створенням денудаційних форм рельєфу. Тоді були намічені

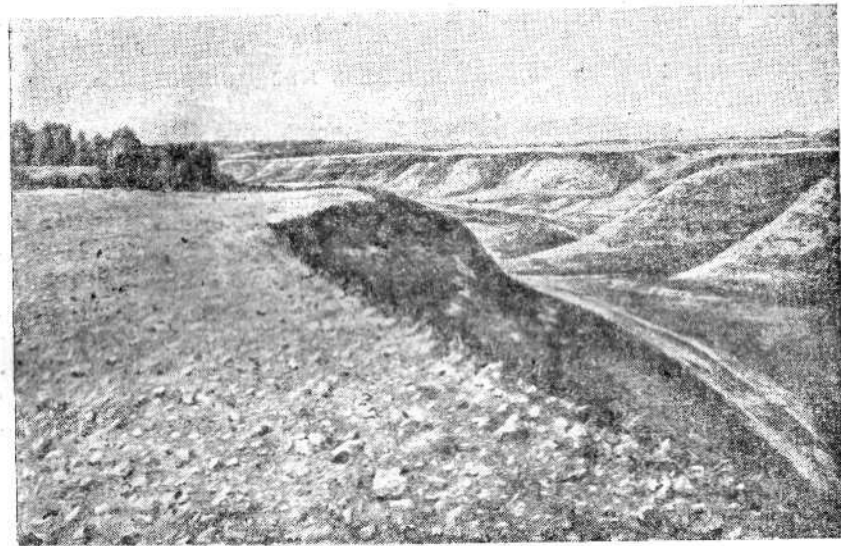


Рис. 13. Чернігівське Полісся. Балка.

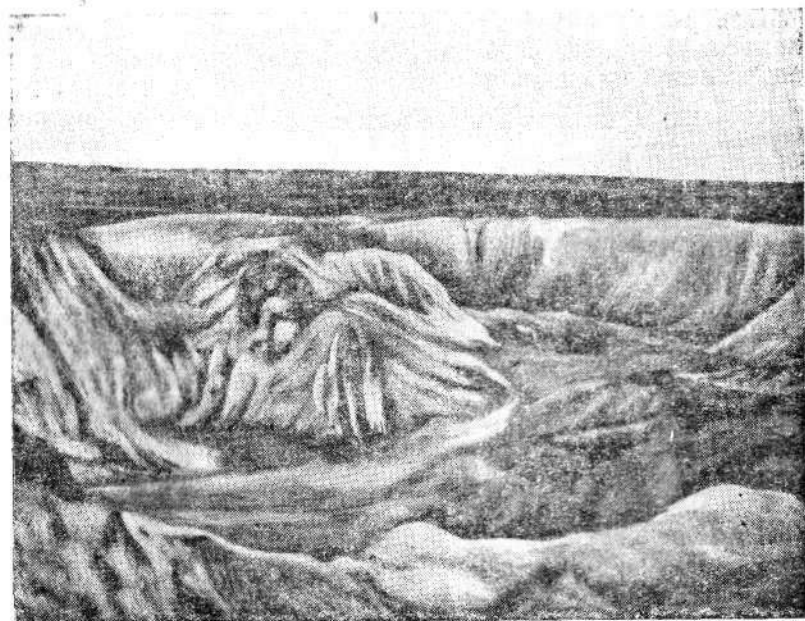


Рис. 14. Круча крейдианого плато (Новгород-Сіверський).

географічні межі сучасного Полісся. Закінчився цей етап переходом розмиву в акумуляцію, що розвивалась у зв'язку з просуванням на південь льодовикових мас Дніпровського, або Ріського, зледеніння.

2. Другий етап належить до Дніпровського (Ріського) льодовикового віку. Основним фактором утворення рельєфу і створення нових форм поверхні був льодовик. Значення його дуже велике, пам'ятки його перебування надзвичайно багаті і відіграють істотну роль у будові рельєфу Полісся. Це: 1) акумулятивні донно-і кінцевоморенні утвори, 2) морени натиску, 3) баранячі лоби та кучеряві скелі, що розвинулися на фоні денудаційних форм. Закінчується етап початком деструкції утворених форм рельєфу дедалі більшою діяльністю текучої води.

3. Поліський етап відповідає просуванню льодів поліського (вюрмського) льодовика, утворенню сучасного Полісся з усіма його особливостями. В цьому етапі виділяються окремі фази: а) флювіогляціальна — з ерозією і перевагою акумулятивних процесів; б) еолова переробка відкладених пісків; в) післяльодовикова фіксація пісків і вироблення уступу ерозією рік.

4. Сучасний етап — оформлення долин і формування сучасних фізико-географічних особливостей.

Лівобережна низовина.

Лівобережна низовина становить частину Придніпровської низовини. На заході низовина прилягає до Дніпра. Східні межі Лівобережної низовинної рівнини виходять за межі УРСР, тут вона поступово переходить у Середньо-Руську височину. На півночі Лівобережна низовина прилягає до Чернігівського Полісся, межі якого наведені вище. Західна межа Лівобережної низовини прилягає до тилового східного краю Дніпровської алювіальної рівнини, який схематично проходить у напрямі: Глухів—Прилуки—Пирятин—долина р. Сліпород—Хорол—гирло р. Самари. До алювіальної рівнини лівобережне плато обривається добре виявленим уступом. Сама алювіальна рівнина є складовою частиною Лівобережної низовини.

Гіпсометричні особливості Лівобережної низовини такі. У північно-східній частині вона має найвищі позначки, що лежать по вододілу Дніпро—Донець. Окремі височини тут досягають 245 м над рівнем моря. У південній окраїні, в східній частині, Лівобережна низовина має позначки 223—229 м. У центральній частині висота вододілів дуже знижується і коливається в межах 160—210 м. Загальний похил плато з півночі на південь, почасти на південний захід.

Загальну особливість Лівобережжя становить велика звуженість вододілів та покрученість вододільних просторів. Розподіл висот у межах вододілів також нерівномірний, що визначає їх асиметрію. Остання обумовлена похилом топо-

графічної поверхні і найбільш виразно помітна біля вододілів рік, які прорізують плато діагонально щодо напрямку похилу його. Асиметрія добре виявлена на вододілах рік Сула—Псел, Псел—Ворскла, Ворскла—Орель, Орель—Берестова. Кожна з рік, що протікає південніше, має долину відносно більш поглиблену, яка лежить на нижчому гіпсометричному рівні. Це визначає напрям найбільш енергійного площинного змиву, що веде за собою зміщення вододілів у напрямі річкових долин, які розташовуються північніше, тобто вище по схилу топографічної поверхні.

Найголовніші річкові долини Лівобережжя витягнуті з північного сходу на південний захід. Виняток становлять лише долини двох великих рік — Сейму, що тече з сходу на захід, і Дінця, який має долину, витягнуту з півночі на південь, від верхів'я до м. Змієва і від останнього до гирла в південно-східному напрямі. Всі ці долини належать до типу оформлених. Вони мають значне число терас, з яких дуже часто є добре виявлені. Долини рік Лівобережжя дуже великі. Величина їх зовсім не відповідає розмірові рік, які протікають долинами. Особливо разюча ця диспропорція між розмірами сучасних заплавлених терас рік і їх русел. Це явище пояснюється зміною фізико-географічних умов, що були в кінці четвертинного періоду, внаслідок яких зменшилися маси вод і змінили ріки. Сучасні умови та процеси, які відбуваються в долинах, очевидно, є продовженням цієї порівняно недосить вологої епохи, що встановилася в післяльодовиковий час. Наслідком цих же процесів треба вважати також і утворення численних мертвих долин. Важливою особливістю рельєфу можна вважати численні наскрізні долини, що лежать у периферійній області Дніпровського (Ріського) льодовика. Далі розглянемо особливості кожної з великих річкових долин.

Долина Дніпра. Головною рікою Лівобережної низовини є Дніпро. В межі УРСР Дніпро входить біля м. Лоева, нижче гирла р. Сож. На протязі своєї течії в межах України Дніпро проходить через три структурних райони: Дніпровсько-Донецьку западину, Азовсько-Подільський масив і Причорноморську западину. В межах цих ділянок долина ріки має своєрідні риси, відмінні від прилеглих районів. Морфологічні особливості тут визначаються геологічною будовою районів і складом порід, що беруть участь у будові бортих долини.

Ширина долини Дніпра досягає 120 км. У верхній частині середньої течії ріки вона має спільну долину з Десною, притокою Дніпра. На широті м. Києва долина Дніпра геоморфологічно найкраще оформлена. Виявлені тут тераси з більшою або меншою повнотою простежуються вгору і вниз за течією від м. Києва.

За межами Полісся Дніпровська долина має асиметричну

будову. Правий, нагірний, берег високий, місцями підіймається понад 80 м над рікою. Зберігаючи велику крутість, цей берег має складний рельєф, який в загальних рисах можна схарактеризувати так. Основні морфологічні риси визначені численними великими зсувами, які активно розвиваються. Зсуви бувають як поодинокі, так і групові. В останньому випадку вони утворюють іноді дуже добре позначені зсувні тераси. Досить часто тут спостерігаються глибокі яри, що прорізують всю товщу піщано-глинястих кайнозойських відкладів, які складають правий берег. Склад останніх також відіграє істотну роль в оформленні схилів правого берега Дніпра. Ці форми рельєфу визначають особливості крутих дніпровських берегів, надзвичайно мальовничих на всьому їх протязі.

Геоморфологічні особливості правого берега Дніпра різко змінюються в околицях Канева з горбастим—„гористим“—краєвидом. Останній такий характерний, що його доцільно розглянути окремо. На решті протязу правий берег Дніпра можна змалювати так.

Біля Вишгорода та Межигір'я берег обривається до ріки, в якій відслонюються корінні відклади, що складають берег. Верхня частина кручі трохи згладжена, хоча все ж круто підіймається до вододілу. Місцями крутість досягає кута природного укосу для дрібнозернистих сипких пісків. Останнє спостерігається там, де на поверхню виступають піски Полтавського ярусу. Нижня частина кручі опускається до ріки прямовисно. Берег розчленований ярами, вододіли між якими мають вигляд окремих горбів—„гір“, і з схилами, вкритими лісами. Забарвлення рельєфу цієї частини берега Дніпра також своєрідне і визначається забарвленням відкладів палеогену, які відслонюються на схилах. При цьому особливо рельєфно виділяються темногубі смуги глини Київського ярусу та сліпучобілі схили, устелені полтавськими пісками.

Між Вишгородом і Києвом правий берег Дніпра далеко відступає від русла. Між останнім і берегом розташовується широка смуга високої заплавної тераси, на якій лежить Поділ. На цьому протязі правий берег зберігає крутість, але вертикальних уступів уже не спостерігаємо. Схили часто затягнуті дерном. Яри також і тут трапляються, причому мають тоді величезні розміри. Такими ярами, що лежать біля західних окраїн Києва, є Бабин Яр та Реп'яхів Яр. Кожний з них має численні відгалуження. Схили ярів круті, місцями вертикальні. У верхній частині—це типові надрізані долини, без помітно виявленого русла. У пригірловій частині яри мають порівняно добре вироблене дно з оформленим руслом, в якому є постійна течія. Схили тут стають більш похилими і в нижній частині затягнуті чохлами осипів.

У Києві і нижче за течією, де Дніпро тупиться до правого високого і крутого берега, є сліди численних і великих зсу-

вів. Верхня частина схилу складена товщею четвертинних порід і утворює вертикальну кручу, що обмежує зсувні цирки. Дно цирку має вигляд площадки, звичайно плоскої і трохи похилої в напрямі корінного берега. В районі розміщення групових зсувів дно сусідніх цирків зливається й утворює зсувну терасу. З невеликими перервами остання тягнеться вздовж правого берега. Зовнішній край зсувної тераси нерівний. Особливо це помітно у воротах цирків та місцях активного руху мінеральних мас. Схили тут розбиті численними і глибокими тріщинами. Останні іноді лежать концентрично, обмежуючи вторинні цирки зсування, де зміщення мас відбуваються безперервно. Цирки зсування вниз по схилу звужуються, стиснена бортами маса розбивається численними тріщинами, серед яких переважають поперечні тріщини. В періоди активізації зсувної діяльності, що відбувається весною при скупченні великої кількості талих снігових вод, розріджені маси, що зсунулися, утворюють конуси-обпливини, іноді дуже значних розмірів. Такі форми рельєфу спостерігаються всюди. Зокрема вони добре виявлені в м. Києві, біля Пролетарського саду. Зсуви, що інтенсивно розвиваються, далеко заходять у вододільні простори і поступово переходять у зсувні яри, які відрізняються від звичайних ярів наявністю широкого нерівного дна і незначними струминками води, які живляться джерелами.

У деяких місцях правого берега Дніпра можна спостерігати двоярусні зсуви. Виникають вони в місцях виходу джерел двох водоносних горизонтів, води яких залягають на поверхні рябих глин і Київського ярусу.

Схили правого берега Дніпра часто вкриті лісовою рослинністю. В таких випадках всюди можна спостерігати „п'яний“ ліс.

Лівий корінний берег Дніпровської долини лежить близько 120 км на схід від правого. В рельєфі він завжди добре виявлений, бо до найдавнішої тераси р. Дніпро опускається досить високим уступом. Цей уступ ніколи не має великої крутості і затягнутий товстим делювіальним чохлам. Межі лівого корінного берега Дніпра схематично були наведені вище.

В межах Дніпровської долини є добре виявлені тераси. Число терас досить стале, хоч у визначенні їх ще немає єдиного уявлення. Причиною цього є те, що багато геологів ґрунтує геоморфологію терас на стратиграфії алювіальних терасових відкладів. Це робиться з метою (Лунгерсгаузен, Біленко) обґрунтувати багаторазовість зледеніння Руської рівнини. Щоб внести ясність у це питання, будемо виходити з особливостей утворення терас як епейрогенічних рівнів, що виникають у результаті динаміки земної кори районів, якими протікає ріка, з врахуванням при цьому тих екзогенних факторів, які безперечно можуть бути відновлені за геологічним

розрізом—нашаруванням і складом порід, які є показником зміни умов відкладання осадів.

За останнім, найбільш об'єктивним зведенням про тераси Дніпра, Чирвінський виділяє три гіпсометричні ступені терас: 1) нижні тераси—перша і друга, безлесові тераси, 2) середня, або безморенна, тераса і 3) верхня, або моренна, тераса. З них перші лежать у межах позначок (на широті Києва) 104—138 м, лесова, безморенна, або середня, тераса 114—131 м і моренна—128—135 м. Автор, згадуючи про велику кількість терас, уникає давати співвідношення гіпсометрії їх у межах виділених ним трьох гіпсометричних рівнів.

Другий значний дослідник терас Дніпра Лічков (100, 101, 104) приймає лише три тераси. На такій точці зору стояли й більш ранні дослідники Придніпров'я. Три тераси для Дніпра приймає С. Соболев (164), який застерігається, що є тут і інші, в рельєфі не виявлені тераси, поховані під молодшими осадами.

Інші дослідники додержуються думки про наявність у Дніпра 5 терас. Ця думка найбільш конкретизована в роботах В. Різниченка (139). Схему Різниченка без застереження приймає Біленко (17). На думку Різниченка, у Дніпра в середній його течії є 5 стратиграфічних ступенів терас. Сюди належать тераси: 1) заплавна; 2) безлесова піщана; 3) однолесова, з лесоподібними суглинками, які залягають на товщі грубозернистих алювіальних пісків; 4) тераса з товщею лесу, що вміщує прошарок гумусового суглинку,—викопного ґрунту; це дволесова, безморенна тераса; 5) моренна тераса. Гіпсометрична характеристика терас не наводиться.

Для уточнення гіпсометрії „стратиграфічних“ терасових рівнів, за детальними картами визначено відносні позначки кожної з численних терас, по широті м. Києва. Одержано такі відомості:

1. Заплава	—	рівень I
2. Піщана тераса	—	} „ II
3. Однолесова тераса	—	
4. Дволесова тераса	—	} „ III
5. Трилесова тераса	—	
6. Моренна тераса	—	

Без всяких труднощів численні „стратиграфічні“ тераси вкладаються в три терасових ступеня. Можна вважати, що виділення геоморфологічних об'єктів за стратиграфічними ознаками, ігноруючи вік форм рельєфу як епейрогенічних рівнів, не виправдало себе. Істина полягає в протилежному твердженні: синхронні форми рельєфу мають на собі одновіковий комплекс покривних відкладів. Таке твердження цілком певно свідчить про один вік товщі лесоподібних суглинків з викопним ґрунтом 3 і 4 „стратиграфічних“

терас. Також встановлюється одновіковість лесових порід на 5 і 6 терасах, які належать до ріського часу, тоді як лесоподібні породи 3 і 4 терас відклались у вюрмську епоху. Доведенням цього є латеральне поширення дніпровського (ріського) льодовикового язика, за межами якого при однакових гіпсометричних умовах цілком зникає стратиграфічна різниця між 5 і 6 терасами, утворення яких належить до епохи перебування в межах УРСР Дніпровського льодовика.

На протязі всієї течії Дніпра долина його зберігає досить стаке число терасових (гіпсометричних) рівнів, тоді як „стратиграфічних“ терас у багатьох місцях не спостерігається. Це ілюструє така таблиця:

№№	Тераси	Біла Черніткова	Середній Дніпро			Нижній Дніпро
			Київ—Золотоноша	Дніпропетровськ	Пороги	
1	Заплава	3—5	3—5	3—5	2—5	1,5—2
2	Піщана тераса	7—13	6—17	5—13	6—13	5—12
3	Однолесова	—	5—10	5—13	6—13	5—12
4	Дволесова	—	5—17	—	—	—
5	Трилесова	—	23—32	17—24	17—25	17—22
6	Моренна	20—25	23—32	—	—	—

Розміри кожної з трьох терас Дніпра такі значні, що без особливих труднощів можна розглядати їх як вторинні, акумулятивні алювіальні рівнини. Кожна з них відрізняється лише її властивими рисами; на цій підставі виділяються алювіальні рівнини: дніпровська (ріська), що займає найвищий гіпсометричний рівень; 2) поліська (вюрмська), або середня, тераса і 3) заплава, або сучасна алювіальна рівнина Дніпра.

Ліві притоки Дніпра, які протікають у межах Лівобережної рівнини, мають будову долин, тотожну з будовою долини Дніпра. Дніпровська система, найпотужніша з водних артерій південного заходу Руської рівнини, розвитком своїм реагувала на всі найбільші геологічні зміни, які були в її басейні та Чорноморській западині, що приймала води Дніпра. Залежно від розвитку долини Дніпра, притоки його виробляли собі ложе. Це положення і визначило єдність гіпсометричних терасових рівнів у межах Лівобережної низовини, а також і геоморфологічний тип терас. Найбільшої глибини ерозія досягла за дніпровського часу, коли були перепоглиблені долини. Наступні розмиви уже не досягали рівня початкового розмиву. Відкладувані згодом алювіальні осаді накладалися на товщу давнішого алювію. Внаслідок цього молодші тераси зайняли не тільки нижчий гіпсометричний рівень, а й меншу площу. До-

лини найголовніших приток Дніпра відрізняються такими особливостями.

Долина Десни. Найбільша притока Дніпра — Десна верхів'ям своїм заходить в область впливу двох зледенень — дніпровського (ріського) і поліського (вюрмського). Протікає вона в межах Придніпровської рівнини та Дніпровсько-Донецької западини, тому геоморфологія долини Десни в деталях нагадує геоморфологію долини Дніпра. Зокрема, в нижній течії своєї Десна має тераси, спільні з Дніпром. Північніше Новгород-Сіверського Десна має добре виявлені три тераси. Три тераси розвинені в долинах верхніх її приток — Судості, Неруси та Івотки. Заплавна тераса Десни має значну, на кілька кілометрів, ширину. Складена пісками, іноді глинястими пісками та суглинками. Цікаво зазначити, що в алювії заплави Десни дуже часто спостерігаються прошарки похованого ґрунту. Таких прошарків можна іноді спостерігати два.

Рельєф заплави звичайний. Прируслова її частина досить висока, піщана, подекуди нерівна через нагромадження дюнних пісків. Середина заплава відрізняється плоскою, згладженою поверхнею. Тут також спостерігаються численні заплавні озера та стариці. Присхилова частина заплави похилена в бік від ріки — до уступу другої тераси. Тут дуже часто спостерігаються озера та значні площею болота.

Друга тераса складена пісками, іноді глинястими пісками; над рівнем ріки вона підіймається на 12—16 м і має повсюдне поширення. Від заплави друга тераса відмежована дуже різко виявленим уступом. Тиловою своєю частиною вона прилягає до різко виявленого уступу третьої тераси. Рельєф другої тераси складний, типовий для піщаних просторів. Опис цих піщаних нагромаджень буде подано, коли описуватимемо поліську (вюрмську) алювіальну рівнину Дніпра.

Третя тераса Десни підіймається над рівнем ріки на 20—30 м. До другої тераси вона падає різким уступом, тиловий край її не завжди досить яскраво виявлений. Плато дуже положисто опускається і до тераси. Крім того, в межах Чернігівського Полісся уступ затягнутий вюрмськими покривними пісками. В районі Чернігова Десна має дві, що належать їй, тераси, — заплаву і надзапавну. Третя тераса вже спільна з Дніпром.

Заплавна тераса Десни біля м. Чернігова подекуди досягає 12 км завширшки. По луговій терасі ріка утворює численні блукаючі меандри, заплавні озера та стариці. Тут, як і вище по течії, виділяються прируслова, середина та присхилова заплава. В межах заплави лежать широкі луки. Лише зрідка по лугах розкидані окремі групи осокорів, береста, поодинокі дуби та верби.

Друга тераса підіймається над рівнем ріки на 10—13 м. До заплави вона обривається уступом. У місцях нагромадження купчастих пісків висота уступу іноді досягає 15 м.

Скупчення пісків спостерігається в частинах, що прилягають до заплави та русла. В сторону від ріки рельєф піщаних нагромаджень поступово згладжується і поверхня тераси набуває хвилястого характеру. Часто можна спостерігати зовсім рівні площадки тераси. Вони лежать у місцях, де піски, що складають терасу, стають більш глинястими. Нерідко можна спостерігати покрив з лесоподібних алювіальних суглинків.

В межах другої тераси р. Десни цілком зберігся алювіальний акумулятивний рельєф. Зокрема, особливо яскраво виявлені мінливої форми гривки, з покрученими розпливчастими контурами, видолінками. Також дуже часто трапляються округлі, блюдцеподібні зниження — поди, сліди давніх річищ, знівельованих у процесі формування заплави тераси. У зниженнях лежать мілкі озерця води — „замривода“. Часто вони заболочені. На південь друга тераса р. Десни зливається з поліською (вюрмською) алювіальною долиною Дніпра. Таку ж будову, як долина р. Десни, мають і її найголовніші притоки. Зокрема це стосується до долини р. Сейм.

Долина р. Сейм. У межах УРСР р. Сейм має величезну, витягнуту в широтному напрямі, долину. В долині добре розвинені тераси, числом до трьох. Найдавніша — третя тераса підіймається на 20—30 м над межею рівнем ріки. Гіпсометрично тераса переходить у найдавнішу моренну терасу Дніпра. Найбільш яскраво виявлена третя тераса р. Сейм біля м. Білопілья, де розріз її добре розкритий у кар'єрах цегельного заводу, недалеко від ст. Ворожба. В основі розрізу лягає товща білих алювіальних пісків з рідкими і дуже погано збереженими черепашками молюсків. У верхній частині піщаної товщі спостерігаються збільшення діаметра частинок, які становлять товщу, і наявність окремих валунчиків кристалічних порід. Ці включення свідчать про вплив на склад пісків виносів льодовика, який зайняв нижню течію р. Сейм. На пісках лежать лесоподібні суглинки з 2—3 прошарками, темнішими від включення гумусу. Склад суглинків неоднорідний. У нижній частині їх спостерігаються численні включення кварцових зерен і дрібних валунчиків кристалічних порід. Вище склад суглинків стає більш однорідним, поки не переходить у звичайний для Придніпровського району лесовий суглинок. Розріз і склад суглинка переконливо вказує на вплив віддаленості льодовика на сортування матеріалу, що відкладався в області його просування: з наближенням до краю льодовика склад суглинків стає дедалі грубішим. Таку особливість будови лесової четвертинної товщі можна спостерігати на всій території Лівобережного плато. Зокрема дуже наочно це явище позначене на вододілі Псел — Ворскла. Друга тераса Сейму має більше поширення. Тераса спостерігається в районі Конотоп — Бахмач — Сосниця, зливаючись з лесовою та піщаною терасою Десни — Дніпра. Рельєф другої тераси виявлений одноманітними роз-

пливчастими підняттями, що непомітно переходять у розпливчасті зниження. В межах поширення дюнных пісків рельєф позначений дуже різко завдяки наявності численних піщаних горбів з нерівномірно крутими схилами. Від третьої тераси друга тераса відмежована яскраво виявленим уступом. Від першої тераси уступ другої тераси не завжди буває добре помітний. Часто друга тераса до першої утворює шлейфи, які дуже пологісто опускаються до заплави. Лише в межах скупчення дюнных пісків уступ буває добре виявлений. У тиловій, присхиловій частині друга тераса має на собі суглинковий покрив. Останній ніколи не буває значної товщини, яка не перевищує 4 м. Суглинки ці лесоподібні, буруватопального кольору, з добре виявленою призматичною структурою. В них знаходять 1—2 гумусових прошарки — викопні ґрунти. У північно-західному та південно-східному напрямі, особливо в бік долини р. Остер, суглинковий покрив розвинений окремими плямами. В цих місцях розташовуються більш вирівняні, згладжені ділянки, оточені погорбованим рельєфом піщаних просторів тераси.

Перша, сучасна тераса Сейму має значну ширину. Поверхня її вирівняна, згладжена. Характерні широкі заболочені простори, іноді з значними покладами торфу. Нерівності становлять часто спостережувані торфові та осокові купини. Складена вона піщаним алловієм. У межах поширення боліт будова складніша. Так, у болоті, північніше м. Конотопа, в долині р. Єзус можна спостерігати такий розріз: 1) болотистий ґрунт, 2) торф, 3) зеленуватосірий луговий мергель з численними черепашками прісноводних молюсків. Черепашки *Planorbis* відрізняються яскраво виявленими слідами пригнічення, що позначається зменшенням зросту, тонкостінністю черепашок та іншими ознаками, які є наслідком несприятливих умов існування. Значна частина боліт заплавної долини р. Сейм утворилась на місці широких безстічних западин, які відповідають заплавному озерам. З другого боку, існування самих боліт можливе завдяки незначній дренажній ролі Сейму, обумовленій регіональними факторами, що мають місце у верхній частині Середнього Дніпра.

Будова долини р. Сейму у її верхній течії цілком тотожна з будовою долин лівих приток р. Десни — Івотки, Сева та Неруси, де також спостерігається три терасових рівні в межах 30 м висоти над рівнем ріки.

Долина р. Сули. Сула — одна з найбільших рік, що протікають у південно-західній частині Лівобережжя. Басейн Сули відрізняється добре розвинутою долинно-балковою системою. Зокрема тут спостерігаються численні мертві долини, які пересікають вододіли. Ці долини сполучають басейн р. Сули, з одного боку, з басейном р. Сейм, а з другого — з басейном р. Псел. Добре збережені мертві долини можна спостерігати в ра-

йоні розташування долин рік Віра і Терни, Віра й Сумки — приток р. Псел. Долина р. Сумки також зв'язана мертвими долинами з долиною Сули і т. д.

У північній частині цього району можна спостерігати, як гіпсометрично прохідні долини відповідають рівневі верхньої терасової рівнини, в чому можна бачити доказ утворення найголовніших наскрізних долин за дніпровського (ріського) часу водами льодовика, який загатив і порушив нормальний стан рік, перекривши їх пониззя.

Дно долини р. Сули поглиблене більше як на 50 м порівняно з рівнем прилеглих ділянок Лівобережжя. Долина асиметрична. Правий берег високий, опускається до русла ріки, яке безпосередньо лежить біля підніжжя правого схилу. Лівий берег низовинний. Лівобережжя є областю поширення терас. У межах правого схилу долини відслонюються корінні породи, склад яких впливає на характер самих схилів. Правий берег розчленований численними ярами, що розкривають всю четвертинну товщу і мають значну глибину. Найглибші і морфологічно добре оформлені яри спостерігаються в околицях Лубен і південніше від нього. Крім ярів, правобережжя Сули розчленоване численними широкими балками з пологими схилами. Вони мають дуже добре вироблене дно значної ширини і нерідко з руслом-ривчаком, що ним стікають весняні та дощові води.

Вздовж правого берега р. Сули є численні, іноді дуже великі зсуви. Зсуви бувають як поодинокі, так і групові, які утворюють вузькі смуги зсувних терас з дуже нерівною і похилою в напрямі дна долини поверхнею. Зсування відбувається по рябих (горшкових) глинах. Поверхня зсувів має складний мікрорельєф.

Крутість схилів правих берегів р. Сули та її головних приток ще рельєфніше вимальовується внаслідок густої зелені розташованих тут лісів. Подекуди переліски та чагарники заходять і в гирло балок, пожвавлюючи краєвид рівнинних просторів. Всіх терас у межах долини р. Сули відомо три (78):

I заплавна тераса.

II лесова перша тераса.

III лесова друга тераса.

Заплавна тераса р. Сули складена світлими глинястими пісками та зеленуватими алювіальними суглинками. Рельєф заплавної тераси р. Сули складний. Прируслова частина її трохи перевищує решту простору дна долини. Тут є скупчення пісків, поверхня яких мало погорбована вітром. У середній частині заплава відрізняється цілковитою згладженістю. При цьому вона виявляє поступове зниження в напрямі від русла ріки. Ця частина дна долини має у великій кількості незначні заплавні озера та невеликі улоговини, що лишилися в місцях

висохлих озер. До схилу другої тераси заплава Сули особливо дуже знижується. Часто трапляються значні заболочені простори. Зокрема таке зниження можна спостерігати біля підніжжя Ісачківського горба.

Заплавна тераса вкрита луговою рослинністю.

Друга тераса Сули завжди добре виявлена. Вона відрізняється цілком згладженою поверхнею. Складена вона товщею світлосірих і зеленуватосірих пісків, у верхній частині дуже глинястих. Подекуди кількість глинястих частинок така значна, що піски переходять у світлопальові лесоподібні суглинки і лес. У таких випадках поверхня тераси зовсім рівна. У місцях поширення пісків останні перероблені вітром і утворюють звичайний для долини УРСР рельєф купчастих пісків. Такі ділянки можна спостерігати між Лубнами і Лохвицею. Особливо яскраво рельєф дюнних пісків виявлений між ст. Засулля та м. Новочок, на лівому березі р. Сули і, зокрема, в околицях сіл Коновалівка, Піски, В'язівки та ін.

В. І. Крокос у 1930 р. зазначив, що „дюнної тераси Сула власне не має. Лише зрідка трапляються невеликі плями дюнних пісків, що, очевидно, являють собою виходи давніх річкових пісків, почасти перероблених вітром протягом сучасної культурної епохи“. Цей висновок найбільш об'єктивного і глибокого дослідника четвертинних відкладів України дуже цінний. Він з усією очевидністю підтверджує єдність тераси з лесовим та безлесовим покривом у межах одного гіпсометричного рівня.

Третя тераса Сули також має велике поширення. Геологічна будова її нескладна. Вона складена пісками, вкритими значною товщею лесоподібних суглинків. Піски та суглинки зв'язані між собою поступовими переходами; ділянок дюнних пісків у межах третьої тераси р. Сули не спостерігається. Рельєф третьої тераси згладжений. Лише зрідка її борознять окремі неглибокі балки-улоговини. Поверхня тераси злегка похилена в напрямі плато. Останнє обмежене завжди добре виявленим уступом.

Вниз за течією третя тераса р. Сули гіпсометрично зливається з верхньою терасою Дніпра.

Треті тераси рік Лівобережжя, що гіпсометрично відповідають і зливаються з найдавнішою (моренною) терасою Дніпра, є синхронним утвором.

Долина р. Псел. Ріка Псел найбільша ріка центральної частини Лівобережжя. Долина ріки має дуже значну ширину, що коливається в межах 9—12 км. Близько 3 км з них займає заплавна тераса. Долина має асиметричну будову. Правий берег звичайно крутий. Лівий пологий. Виняток становить ділянка між Яреськами і Ковалівкою. Тут правий берег ріки пологий, а лівий крутий, високий з відслоненнями корінних відкладів.

На протязі своєї течії в межах УРСР р. Псел має напрям з північного сходу на південний захід, від межі УРСР до Гадяча. Від Гадяча ріка робить досить крутий поворот на південно-південний захід і такий напрям течії в цілому зберігає до свого гирла. На цьому протязі ріка має ряд дуже цікавих поворотів, нерідко під прямим кутом змінюючи напрям течії. Такі повороти спостерігаються біля Шишаків, Остап'я, Попівки, гирла р. Голтви і т. д. Корінний правий берег тут вклинюється в долину ріки мисом, що далеко виступає і має вигляд горба до 3 км діаметром. Ці підняття є тектонічними утворами, природа яких ще недосить з'ясована; однак заслуговує на увагу те, що третинні відклади, незвичайно високо підіймаючись над рівнем ріки, мають порушене залягання.

Уздовж правого берега р. Псел розташовується широка зсувна тераса. Іноді спостерігаються добре оформлені поодинокі зсуви. Цирки таких зсувів обмежені крутими плечами, з дуже добрими відслоненнями порід, які складають береги. Вододільні простори між долиною Псла і Сулою, а також між Пслом і Ворсклою відрізняються дуже великою розчленованістю. Тут є величезна кількість наскрізних мертвих долин. Найбільш значна з них долина, завширшки 1,5—2 км, яка прорізує вододіл між притокою Псла Голтвою і притокою р. Ворскли — Полузери. Долина починається від м. Решетилівки і простягається в напрямі м. Нові Санджари. Південніше цієї долини вододіл між Пслом і Ворсклою розчленований дуже інтенсивно густою сіткою балок, які в багатьох місцях перепилують вододіли. Внаслідок цього останні розчленовані на численні округлі острівці-горби „шишаки“. Шишаки іноді бувають здовжено-округлої форми і розташовуються грядями, паралельними великим долинам цього району. Балки, що розчленовують плато, мають виположені схили. Дно їх широке, іноді дуже заболочене. В деяких з них лежать штучні водоймища. Шишаки й долини цього вододілу становлять утвори, вироблені стічними льодовиковими водами, які еродували пухкі відклади периферії льодовика в епоху його інтенсивного танення, через що відбувалося поглиблення русел рік.

Деякі наскрізні долини Лівобережжя відкриваються на рівні піщаної надзаплавної тераси. Це дає підставу припускати, що відмирання сітки наскрізних долин Лівобережного плато почалось у післяльодовиковий вік.

У межах долини Псла відомі три гіпсометричних рівні терас:

- I заплава.
- II піщано-лесова тераса.
- III лесова тераса.

Особливості першої заплавної тераси Псла цілком нагадують описані вище відмінності заплави р. Сули. Вона являє

собою чудові луги. Складена заплава піскуватими відкладами. Іноді в її межах трапляються скупчення черепашок молюсків. Значні щодо зайнятої площі та товщини черепашняки відомі в околицях м. Голтви. Рельєф заплави нескладний. В її межах можна виділити: підвищену прируслову заплаву, більш низьку, з цілком плоскою поверхнею, серединну заплаву і знижену в напрямі давньої тераси заплаву прируслову. Остання дуже часто заболочена. Ці риси заплавної тераси р. Псел видержуються на всьому протязі його долин у межах УРСР.

Друга тераса р. Псел має більше поширення порівняно з другою терасою р. Сули. Від заплави вона відмежована дуже добре помітним у рельєфі уступом. Останній іноді буває зрізаний неглибокими короткими ярами.

Геологічна будова другої тераси р. Псел тотожна з будовою відповідної тераси р. Сули, але тут більше поширені піщані ділянки з великими площами дюнного ландшафту. Ці ділянки особливостями їх рельєфу дуже відрізняються від ділянок тераси, які мають покрив з лесоподібних суглинків і плоску поверхню. Піщана тераса, будучи розвинена на протязі всієї течії р. Псел, особливо поширена на ділянці між м. Лютеньки і м. Остап'є. Дуже цікава піщана арена, розташована на правому березі р. Псел, південніше м. Сорочинці, в районі Остризьких хуторів. До заплавної тераси арена опускається різким і високим уступом. Такий значний уступ обумовлений скупченням дюнних пісків, купи яких, нагромаджуючись одна поблизу одної, загалом дуже підвищують рівень піщаної тераси.

Рельєф піщаної арени дуже складний. Особливості його визначаються поєднанням різкої крутості поверхень, вироблених розвіваючою і акумулятивною діяльністю вітру. Піщані горби — „купи“ не мають певної і правильної форми. Лише зрідка вони, зливаючись разом, утворюють валоподібні підняття, витягнуті в меридіональному напрямі. Ці підняття часто мають на собі окремі вершинки у вигляді гребінців на піщаних валах. Між горбами лежать зниження, так само як і горби, неправильної форми. У видувах вітру на схилах горбів спостерігається прекрасна коса верстуватість пісків, які складають підвищення. У найглибших місцях видувів виступають прошарки бурих цементованих пісків. Цементом тут є оксид заліза. Прошарки утворилися в умовах підвищеного стану рівня ґрунтових вод.

Піщана тераса в долині р. Псел дуже добре виявлена також у районі Сухорабівки, Голтви та Манжелії. На захід піщана тераса має рельєф більш спокійний, що є наслідком зміни літологічного складу відкладів, які беруть участь у будові терас. Тут піски стають більш глинястими і іноді переходять у лесоподібні суглинки. Гіпсометричний рівень тераси при цьому в середньому не змінюється, залишаючись відносно нижчим порівняно з областю поширення купчастих пісків.

Ділянки тераси з лесовим покривом добре виявлені на правому березі між Сорочинцями та Устивицею і на лівому березі вниз від с. Федуньки. Південніше цього села друга тераса спостерігається скрізь і зливається на півдні з другою терасою Дніпра. Третя тераса в межах долини Псла не має повсюдного поширення. Вона трапляється лише у вигляді окремих островів, розкиданих у межах другої тераси. В нижній течії р. Псел вривається в моренну терасу Дніпра. Таку будову долини р. Псел простежують аж до м. Суми. Зокрема дві добре виявлені та обривки третьої тераси дуже добре спостерігаються в околицях Лебедина.

При геоморфологічному дослідженні долини р. Псел завжди привертають увагу обривки третьої тераси. Остання, що не мала значного початкового поширення, наступними ерозійними процесами була майже цілком знищена. До того ж, положення краю Дніпровського льодовика поблизу долини р. Псел не створювало передумов для формування тут тераси.

З приток р. Псел дуже цікава долина у р. Хорол. Долина цієї ріки у верхній частині має звичайний для рік Лівобережного плато напрям з північного сходу на південний захід. Такий напрям вона зберігає до с. Тройняки, південніше м. Хорол.

Від останнього ріка круто повертає на південний схід і зберігає такий напрям до свого впадіння в р. Псел. При цьому характер долини ріки різко змінюється. Північніше м. Хорол р. Хорол має будову долини, тотожну з будовою долин Сули та Псла, з наявністю трьох терас. Південніше с. Тройняки, в напрямі, який ніби є продовженням південно-західного протягу долини, спостерігається долиноподібне зниження, яке гіпсометрично відповідає рівневі моренної тераси Дніпра, що з нею це зниження і зливається. Воно безперечно є продовженням долин передріського Хоролу. Долина нижньої течії ріки вже іншої будови. Тут обидва береги річки мають майже однакову висоту та крутість схилів і вривані у відклади Полтавського ярусу. Терас тут лише дві — заплавна і надзаплавна. Перша має дуже велике поширення, сильно заболочена, з численними старицями та заплавленими озерами. Друга тераса розташовується у вигляді островів у межах першої тераси. Складена вона пісками і має звичайний для піщаних арен рельєф. Плями дюнних пісків займають значні ділянки в околицях с. Трубаї (Скорбне).

На описаній ділянці р. Хорол має долину, типову для перехвачених рік. Перехват відбувся у післядніпровський вік за таких обставин. Долина р. Псел тоді була, як і тепер, більш заглиблена порівняно з долиною р. Хорол. Це пояснюється тим, що Псел має нижче положення базису ерозії (нижче за течією Дніпра) і лежить нижче по схилу топографічної поверхні. Завдяки цьому ріст ярів правого берега р. Псел відбувався значно інтенсивніше порівняно з розвитком долин

лівобережних приток р. Хорол. В результаті одна з рік—правих приток Псла, яка була на місці сучасної долини Хоролу, своїм верхів'ям досягла останнього і відвела його води в Псел.

Приклади перехвачених долин, крім описаного в межах Лівобережного плато, трапляються досить часто. Одним з них, особливо яскравим, може бути долина р. Удай. У верхній частині течії долина ріки має майже широтний протяг. Біля с. Дорогинка ріка під прямим кутом повертає на південь і такої напрям має до м. Прилук. Тут ріка робить несподіваний різкий поворот на схід і далі на захід. Нижче с. Журавки ріка протікає майже в меридіональному напрямі. Біля м. Пирятин Удай знову дуже різко повертає на південний схід. Вигини ріки на всьому протязі пояснюються тим, що долина ріки неоднорідна і складається з відрізків різного віку та походження. На ділянках, де долина має простягання близько до меридіонального, вона протікає у присхиловому зниженні моренної тераси Дніпра. У верхній частині Удай перехватив ріку, що раніше була самостійною давньою притокою Дніпра, який пізніше використав присхилову частину його долини, де ріка виробила собі русло. В нижній своїй течії Удай має долину ріки, яка перехватила Удай. Вододільні простори цього району відрізняються великою розчленованістю і мають долинно-балковий рельєф (рис. 15).

Долина р. Ворскли. Долина Ворскли своєю будовою та особливостями нагадує долини Псла і Сули. Вона значно поглиблена, подекуди на 120 м нижче навколишніх ділянок плато. Ширина долини також значна. Нижче с. Рябина вона завжди перевищує 10 км, місцями досягаючи 20 км завширшки. Долина має асиметричну будову—з правим високим і лівим низовинним берегами. Морфологічно ця долина дуже нагадує долину р. Псел з його зсувними терасами, широкими піщаними просторами та перелісками на схилах долин і в гирлах балок. На всьому протязі своєму долина зберігає південно-західний напрям. Лише в районі Кобеляк Ворскла робить різкий поворот на схід, обходячи мис, який далеко вдався в її долину. Розміщення цього мису закономірне. Він лежить в одному напрямі з поворотом р. Псел біля м. Голтви та Ісачківським горбом, що розміщується паралельно осьовій частині Дніпровсько-Донецької западини. Цей поворот обумовлений структурою району, можливо соляною тектонікою, яка впливала на залягання третинних відкладів.

У долині р. Ворскли є три гіпсометричних рівні терас, що розташовуються над рівнем ріки:

- I заплава.
- II піщана та лесова тераса.
- III найдавніша тераса.

Четвертинники-геологи другу терасу поділяють на два стратиграфічних рівні—лесовий і піщаний, в результаті чого описують чотири тераси в межах долини.

Соболев (157, ст. 70) на розрізі через долину р. Ворскли в напрямі Полтава—Грякове показує шість терас, виявлених: 1) заплавою, 2) надлуговою терасою, 3) Черкаською (теж надлуговою) терасою, 4) Градиською терасою, 5) Іванківською терасою і 6) Полтавською терасою. Останні дві тераси—дочетвертинного віку: Полтавська—міоценова і Іванківська—„верхньо-сарматсько-меотійсько-понтійська“ тераса.

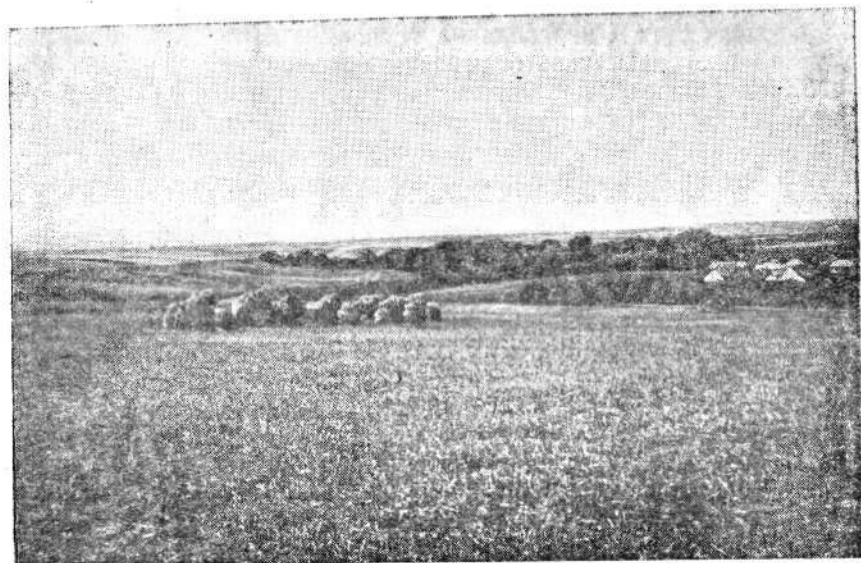


Рис. 15. Долинно-балковий краєвид. Прилуцький район.

Тераси р. Ворскли геоморфологічно дуже добре оформлені. Вони простежуються всюди. Ширина заплавної тераси досягає 5 км. У межах її русло утворює багато блукаючих меандр. Серед лугів заплавної тераси лежать численні стариці та заплавні озера, іноді невеликі болота. Друга тераса має 2—5 км завширшки. Вона складена пісками, подекуди дуже глинястими і часто з покривом лесоподібних суглинків. Тераса відрізняється цілком згладженою поверхнею і майже повною відсутністю на ній балок та ярів.

Третя тераса Ворскли іноді досягає 15 км завширшки. Вона особливо добре виявлена в околицях м. Полтави і далі на південь. В нижній течії ріки третя тераса Ворскли зливається з третьою терасою р. Орель і разом з останньою зливається з найдавнішою терасою Дніпра.

Долина р. Орель. У верхній течії ріки Орель долина її простягається з півночі на південь. Нижче гирла Орельки змінює свій напрям на західний, потім набуває північно-західного, ніби обтікаючи з півночі складчасту структуру Донецького кряжа. Від гирла р. Орчик Орель змінює знову свій напрям на західний і, нарешті, набирає південно-західного напрямку, який і зберігає до впадіння свого в Дніпро. Долина утворює величезну дугу, опуклою стороною обернену на північ.

Будова долини Орелі нагадує будову долин раніше описаних рік Лівобережного плато. Така ж тут і кількість терас. Вони підіймаються над рівнем ріки в таких межах:

I заплава.

II надзаплавна тераса.

III верхня тераса.

Заплавна тераса має значну ширину, подекуди до 4,5—5 км. Заплава Орелі тотожна з особливостями заплавних терас рік, уже описаних вище. Зрідка в її межах трапляються ділянки, вкриті купчастими пісками. Друга тераса відрізняється особливо значним поширенням. Поверхня нерівна і відмінності її залежать від складу алювію, який утворює терасу. В межах поширення алювіальних пісків останні перероблені вітром і утворюють звичайний для купчастих пісків рельєф. Такі ділянки зустрічаються порівняно рідко. На більшій частині площі другої тераси є суглинковий покрив. У таких місцях поверхня тераси згладжена, без значних піднять та знижень. Ширина тераси мінлива—1,5—2 км. Вниз за течією ширина тераси дуже збільшується і місцями досягає 6 км. Суцільні масиви другої тераси спостерігаються тільки на лівому березі ріки, на правому тераса збереглася у вигляді окремих обривків. Поверхня тераси згладжена. Межі її завжди добре окреслені. Третя тераса Орелі добре виявлена лише в нижній її течії. Тут вона спільна для Ворскли й Орелі. В межах долини р. Орель в її нижній течії виступають поодинокі підвищення—горби, що лежать в межах заплавної тераси і найчастіше являють собою останці третьої тераси. Всі ці підвищення відрізняються порушенням заляганням четвертинних відкладів, які їх утворюють. Найцікавішими є такі.

Кисловський останець розташовується в межах східної окраїни кінця Дніпровського льодовикового язика і становить початок ряду піднять з моренними відкладами; ці підняття розміщуються між сс. Андріївкою та Китайгородом і являють собою також останці давнішої тераси в межах молодшої долини р. Ворскли.

Кисловський останець має форму рівностороннього трикутника. Поверхня його знижується на південь і південний схід. Схили розмиті короткими і неглибокими ярами. Схожими на цей останець є горби „Клинова Гора“, „Гора Калитва“ та ін.

Долина р. Самари. Ріка Самара — крайня південна лівобережна притока Дніпра, яка протікає в межах Лівобережного плато. Деякі притоки Самари протікають уже в межах інших геоморфологічних районів. До таких рік належать Вовча та її притока Гайчур. Верхів'я Самари лежать у межах Донецького кряжа, особливості якого мало позначаються на морфології долини. Від верхів'їв до с. Вольного долина Самари має широтне простягання. Далі ріка повертає на південний захід і такий напрям зберігає до гирла. Вододільні простори в басейні р. Самари, а також і в басейні р. Орель дуже звужені. Вони розчленовані глибокими балками. Характер схилів балок та рік у частинах, що прилягають до інших геоморфологічних районів, мінливий. На характер їх дуже впливає склад порід, які утворюють борти долин. Будова долини Самари повторює будову долин, описаних вище рік. Тут також поширені три рівні терас з такими ж особливостями. Відмінність терас Самари від інших річкових долин полягає в тому, що у Самари тераси відносно нижчі. Це видно з таких даних:

I заплава.

II надзаплавна тераса.

III давня третя тераса.

Заплавна тераса Самари та її приток відрізняється сильною заболоченістю. Заболочені ділянки спостерігаються в місцях, що прилягають до русла, і в межах стариць. На заплаві є скупчення купчастих пісків, що займають порівняно невеликі простори. Друга тераса складена піщано-глинястими відкладами, що позначається на особливостях її поверхні. Там, де тераса складена пісками, поверхня її нерівна, із звичайним для купчастих пісків рельєфом. У місцях, складених суглинком, поверхня тераси згладжена і зовсім не розчленована. Найбільш значні щодо площі ділянки другої тераси лежать біля сс. Глинокінське, Булаховка, Піщана, Карабинівка та ін.

Третя тераса р. Самари морфологічно дуже добре виявлена. Уступ до другої тераси завжди добре намічається. Тиловий край окреслений не різко. Тераса гіпсометрично поступово переходить у вододільні простори плато. Ширина тераси змінюється у великих межах, іноді досягає 20 км. Частіше вона має вигляд вузьких смуг. Гіпсометрично третя тераса р. Самари зливається з ріською алювіальною рівниною Дніпра.

Ліва притока Самари — р. Вовча в нижній течії має будову долини, тотожну з будовою долини р. Самари. У верхній течії, де ріка протікає в області відслонень кам'яновугільних відкладів, Вовча має тільки дві тераси — заплавну і надзаплавну.

Балки. Поверхня Лівобережжя УРСР порізана численними глибокими балками. Балки разом з річковими долинами визначають долинно-балковий рельєф. Густа сітка балок, пере-

важно з пологими схилами, надає поверхні слабкохвилястого характеру. Морфологічно балки Лівобережжя можна поділити на два типи: 1) степові балки і 2) плоскодонні балки. Перший тип відрізняється більшими розмірами і дуже пологими схилами. Звужене дно степових балок є також і руслом її в період стікання весняних або дощових вод. Ці балки звичайно розташовуються на лівобережжях великих рік. Особливості їх визначаються меншою різницею висот, отже, меншою енергією перетворення рельєфу Лівобережжя. Другий тип балок — плоскодонні долини — відрізняється від перших більшою крутістю схилів, більшою виробленістю дна долин. Дно широке, плоске. У багатьох з них помітні сліди поглиблення дна у вигляді більш або менш глибоких рівчаків, якими течуть дощові води. Тип плоскодонних балок відрізняється ще наявністю ярів та рівчаків, які розчленовують їх схили у найвищих місцях. У таких випадках біля підніжжя схилів, у гирлах рівчаків розташовуються великі плоскі конуси виносів. Також тут можна спостерігати вирівняні і більш або менш зглажені давні зсуви та цілі зсувні тераси. В сучасних умовах зсувна діяльність на схилах плоскодонних балок не виявляється. Самі зсуви треба розглядати як реліктові форми рельєфу.

Цей тип балок розташовується звичайно вздовж правих берегів великих рік Лівобережжя. Всі балки цього геоморфологічного району мають двофазний розвиток. Сучасне дно всіх балок Лівобережжя лежить на рівні заплавлених терас рік, притокою яких є балки. Це явище пояснюється тим, що найбільш інтенсивна ерозія балок відбувалася і відбувається весною, під час танення снігів. Базис ерозії в цей час лежить на рівні заплави, залитої весняними водами. У багатьох балок тепер можна спостерігати перепоглиблення дна, що виявляється у виробленні рівчака-русла. Це русло є каналом стікання дощових вод у літній час. Вироблення балкових русел відбувається в умовах, коли базисом ерозії є межений рівень ріки. В районах, де спостерігається загальне згасання річкової діяльності у зв'язку із зменшенням кількості атмосферних опадів, вироблення русел на дні балок особливо інтенсивне. До таких районів належать Донбас, Приазовські степи. Аналогічне явище може бути і при епейрогенічних підняттях. Другий рівень ерозії балок розміщується на поверхні надзаплавних терас Лівобережжя. З цього можна зробити висновок, що вироблення балкового рельєфу Лівобережного плато належить до післяріського часу унаслідок значного зниження базису ерозії під впливом епейрогенічних піднять, що поєднувався з прогресивним зменшенням мас води через відступ льодовика. Цей висновок не означає, що балкові долини не існували за доріського часу. Навпаки, у вік могутніх доріських розмивів, коли відбувалося вироблення гідрографічної сітки України, поверхня її була знерівнена густою сіткою глибоких долин та ба-

лок. Відмирання цієї сітки, нівеляція її відбулася в ріський (дніпровський) вік, коли були поховані давні нерівності. Значна частина з похованих долин була оживлена наступною ерозією. Чим далі балки розташовуються від краю льодовика, тим різкіше виступають риси давнішого віку балок. Нарешті, для районів, що лежать на периферії Дніпровського басейну, можна говорити, що балки, які розчленовують їх, такі ж давні, як і річкові долини, в які впадають балки.

З наведеного виходить, що будова долин рік Лівобережної рівнини, які впадають у Дніпро, тотожна з будовою долини останнього. Це явище цілком закономірне і визначається особливостями епейрогенічних рухів, зміни рівня Чорного моря і розвитку льодовикових процесів, які були на території басейну Дніпра.

Долина р. Північний (Сіверський) Донець. Долина р. Півн. Донець у геоморфології УРСР має особливе положення. Вона розташовується на межі Лівобережної низовини і Середньоруської височини у верхній течії, в нижній течії обмежує Донецький кряж. Геоморфологію долини р. Півн. Донець вивчали численні дослідники. Найповніші дані про особливості долини Півн. Дінця зібрані в роботах В. Крокоса (83), С. Соболева (163, 164). Крокос та ряд інших дослідників виділяють у р. Півн. Донець чотири тераси. С. Соболев описує сім терас.

За даними Карякіна (70, 71) і Д. Соболева (155), найбільш повно виявлені тераси Півн. Дінця на ділянці Харків — Ізюм. Далі на південь тераси випадають, і Півн. Донець у районі обтікання Донецького кряжа має, крім заплави, лише одну піщану терасу. Площа, яку займають тераси в басейні Півн. Дінця, така значна, що Дмитрієв (41) вважає потрібним виділити область їх поширення під назвою „Донецька терасова рівнина“. Ширина долини Півн. Дінця між Вовчанськом і Сухим Бурлуком досягає 8—12 км, на південь від останнього ширина значно збільшується і подекуди досягає 60 км. На південь від Змієва ширина долини зменшується до 4 км. У межах долини Півн. Дінця Дмитрієв згадує п'ять терас.

Наявність численних поглядів на кількість терас у долині Півн. Дінця є результатом недостатньої вивченості будови долини. Найближче до істини підійшов Л. Карякін, який виділяє чотири типи гіпсометричних рівнів терас:

- I заплава.
- II друга тераса.
- III третя тераса.
- IV четверта тераса.

Збільшення кількості терас у С. Соболева порівняно з даними Карякіна сталося через поділ другої і четвертої терас Карякіна на кілька самостійних рівнів:

- I тераса.
- II тераса.

- III тераса.
- IV тераса.
- V тераса.
- VI тераса.
- VII тераса.

Всі тераси мають корінне ложе з крейдяних відкладів. У Півн. Дінця нижче гирла р. Красної є лише дві тераси — заплава і піщана. Всі сім терас розташовуються тільки в межах вигину р. Півн. Донець між Чугуєвим та Ізюмом. Таке розміщення терас заслуговує великої уваги. Північніше Чугуєва в долині Півн. Дінця розвинені лише 3 — 4 терасові ступені. За даними С. Соболева заплава складена алювіальними пісками. В будові другої тераси також переважають піски. Піски подекуди перероблені вітром. Ця тераса поступово переходить у третю терасу. Остання складена буруватопальовими лесоподібними прісноводними суглинками. Під суглинками залягають звичайні алювіальні піски.

Четверта тераса від третьої відмежована терасовим уступом. Вона складена темнобурим оглеєним лесом, завтовшки до 3,3 м. Під лесом залягають річкові піски. Таку ж будову має і п'ята тераса. Різниця полягає в тому, що в покривних лесоподібних суглинках до 5 м завтовшки є один прошарок гумусового лесу, що дає підставу говорити про двоюрисну серію лесу на п'ятій терасі Півн. Дінця.

В. Крокос (83) вважав, що ця частина лівобережжя р. Півн. Донець, яку Соболев відносить до п'ятої тераси, являє собою корінне плато. Піски, прийняті Соболевим за алювій, Крокос відносить до палеогену. Істина, можливо, полягає в спостереженнях Крокоса.

П'ята тераса, за даними С. Соболева, несе на річкових пісках товщу лесоподібних суглинків. У товщі викопних ґрунтів не виявлено.

Зіставляючи дані В. Крокоса, Л. Карякіна та С. Соболева, а також порівнюючи їх з фактами будови річкових долин Лівобережної рівнини в цілому, можна вважати, що в долині р. Півн. Донець є тільки три генерації терас, які лежать на певних гіпсометричних рівнях. Це тераси:

- I заплава.
- II друга тераса.
- III третя тераса.

Перші два рівні терас, як і характер їх поверхні, мало відрізняються від ідентичних терас інших рік Лівобережного плато. Третя тераса потребує детальнішого висвітлення.

Тераси р. Півн. Донець належать до другого геоморфологічного типу порівняно з терасами Дніпра. Там тераси накладені. Тут вони врізані. Морфогенез долини Півн. Дінця прин-

ципально відрізняється від розвитку долини могутньої артерії Дніпра. Долина р. Півн. Донець розташовується в межах ділянки, що прилягає до Донецького кряжа, який зазнав, на думку М. Тетяєва, у третинний час значних піднять і дислокації (172). Четвертинний період усадував рухи. Ці рухи були коливними з мінливою амплітудою і перевагою піднять. Рухи ці тут є й тепер. Тому процес вироблення долини р. Півн. Донець треба розглядати як послідовне переривчасте поглиблення ерозійного ложа. Затихання ерозійної діяльності фіксувалося відкладанням річкових наносів у тій частині долини, яка була в умовах сповільнених піднять.

Розвиток долини також відбувався у відповідності з геологічною структурою. Особливо показовим з цього погляду є ділянка долини Півн. Дінця між Чугуєвим та Ізюмом. У північній частині течія Півн. Дінця до гирла р. Великого Бурулуку направляє з північного сходу на південний захід. Цей напрям загалом характерний для рік Лівобережної рівнини. Нижче гирла Великого Бурулуку Півн. Донець різко ухилється на захід, видержуючи цей напрям до Змієва. Тут ріка, описавши круту дугу, направляє на південний схід. В гирлі р. Береки Півн. Донець знову робить петлю на захід і, випрямившись біля Ізюма, далі тече на південний схід, з півночі обходячи Донецький кряж. Різкий поворот долини Півн. Дінця на захід безумовно залежить від особливостей структури цього району. Насамперед тут дуже позначився вплив чималого опускання, можливо, зв'язаного з соляною тектонікою району. Відкочуючись на захід, ріка здовжувала свій східний півострів — мис лівого берега. Окраїни останнього у вигляді шлейфів опускалися до русла Півн. Дінця. Ці шлейфи зтягнуті алювіальними осадами. Вони й становлять алювіальну долину Півн. Дінця. Але походження цієї рівнини не схоже на акумулятивні рівнини Дніпра. За межами Чугуєв-Зміївської ділянки р. Півн. Донець має долину і ложе складної будови, але й тут є докази вироблення долини описаним способом. Так, технічні нівелювання, проведені Дрюченком біля Чугуєва (49) в межах піщаної тераси, виділяють ще чотири ступені, відокремлені один від одного добре виявленими уступами.

За даними Снягіна (145), друга тераса біля м. Лисичанськ має висоту 50 — 180 — 190 м над рівнем ріки. Еолові піски другої тераси поширюються і на корінне плато.

Гаель (36) у нижній течії р. Півн. Дінця, біля впадання в нього р. Кундрюча, в межах піщаних масивів виділяє три тераси. Найявність терас встановлена технічним нівелюванням, і вони розташовуються на рівнях: перший — 25 м, другий — 45 м і третій — 100 м.

Ці дані становлять безперечні докази послідовного поглиблення долини ріки. Ерозійні рівні поховані під пісками другої тераси, утворення якої можна вважати вузловим моментом

в історії долини р. Півн. Донець. Початок вироблення долини р. Півн. Донець належить до постпліоцену, як про це можна судити по відсутності червонобурих глин, розмитих у долині Півн. Дінця. Інтенсивний розмив ложа Півн. Дінцем відбувався до ріського часу. За відрізок часу від початку розмиву до відкладання ріських лесоподібних суглинків Півн. Донець поглибив свою долину від 100 до 130 м, — величина показова для з'ясування інтенсивності ерозії, бо саме підняття району,

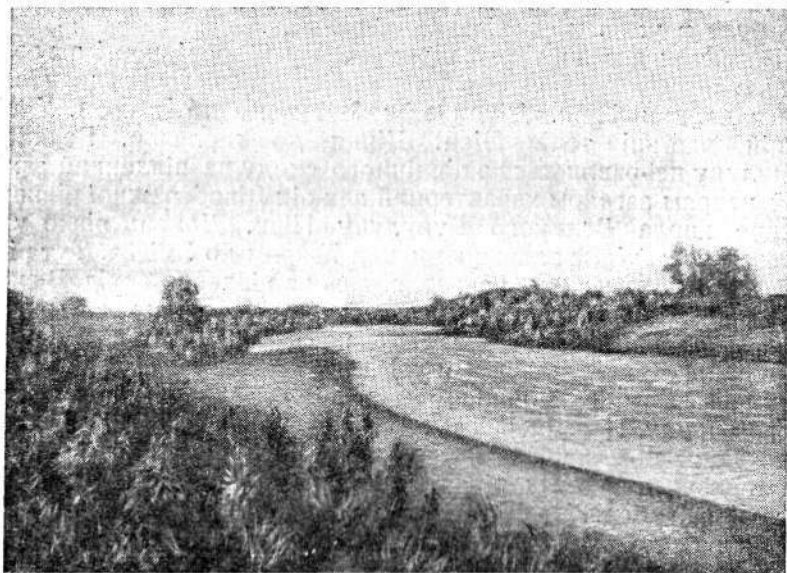


Рис. 16. Заплава р. Північний (Сіверський) Донець біля с. Веселогорськ.

еродованого Півн. Дінцем, відбувалося з мінливою інтенсивністю, в межах цих ста метрів були вигравірувані ерозійні ступені, що хвилясто спадають у напрямі ріки, яка відходила на захід. У ріський вік, в умовах посиленого нагромадження осадів у межах півдня Руської рівнини, ерозійні ступені були затягнуті чохлам лесоподібних суглинків.

Перша і друга тераси р. Півн. Донець морфологічно схожі на тераси інших рік УРСР.

Рельєф заплави досить складний. Вона становить рівнинні ділянки, злегка похилені від русла ріки. Заплава найбільш піднята у прирусловій частині завдяки скупченню наносів, що відкладаються під час розливів (рис. 16). Середина заплава відрізняється величезною кількістю стариць та заплавних озер, дуже часто протоками зв'язаних з рікою. Заплава поросла дубовими, а в місцях скупчення пісків — сосновими лісами.

В будові тераси беруть участь алювіальні піски та суглинки. У складі їх є 1—2 прошарки викопного ґрунту.

Друга тераса має дуже складний рельєф. Він почасти залежить також від складу осадів, які утворюють тераси. У місцях поширення пісків останні піддали еоловій переробці і мають звичайний дюнний рельєф, піщані простори поросли кущиками шелюги та зрідка дрібними сосновими перелісками. Там, де тераса складена суглинковим матеріалом, вона зберегла свій первинний алювіально-аккумулятивний рельєф. Так, у присхиловій частині тераси дуже добре збереглися видолінки, що являють собою ряд знижень, витягнутих біля підніжжя уступу третьої тераси. Зниження заболочені, вкриті густою болотною і взагалі водолубною рослинністю. В межах всієї тераси розкидані валоподібні підвищення з дуже пологими схилами, що переходять у розпливчасті улоговини. Дуже часто трапляються округлі блюдця-поди. У більшості випадків поди заболочені або вкриті густою луговою рослинністю.

Третя тераса Півн. Дінця має рельєф рівнинний. Вона відмежована від другої тераси помітним уступом. Дуже часто останній буває затягнутий пісками, навіяними з другої тераси. Піски іноді цілком укривають третю терасу і займають навіть присхилову частину корінного плато. На відміну від перших двох терас, третя тераса має риси долинно-балкового рельєфу, який особливо різко виявлений у межах плато. Балки, що лежать на третій терасі, мають дуже пологі схили, мало вироблене русло і незначно галузяться. Часто в межах тераси спостерігаються невеликі поди. Рідко поди досягають великих розмірів — 5—7 км діаметром і 4—5 м глибини. Гіпсометрична тераса поступово переходить у корінне плато.

Описані особливості річкових долин Лівобережної рівнини є найбільш істотними формами рельєфу, які визначають загальний характер долинно-балкового краєвиду Лівобережжя. Крім цього, у геоморфології Лівобережної рівнини істотну роль відіграє склад і залягання порід, які беруть участь в її геологічній будові. Виходячи з даних структури, Лівобережну низовину можна поділити на окремі дрібніші райони, які відрізняються індивідуальними особливостями. Це — Полтавська палеогенова рівнина, Північно-Донецький степ, палеогенове плато Гуляй-Поле, алювіальні рівнини-тераси Дніпра. Межі окремих геоморфологічних районів простежуються досить виразно. Особливо різко окреслені межі долини Дніпра, з її заплавою, піщаною та лесовою терасами.

Крейдяне плато. Середньо-Руська височина. Крейдяне плато вклинюється у східну частину Лівобережної низовини. Західною його межею є крейдяний борг Дніпровсько-Донецької западини. Плато відрізняється дуже добре виявленим долинно-балковим рельєфом. Балки глибокі, „розлогі“, з широким дном і затягнутими схилами. Місцями схили про-

різуються рівчакми, вимитими тимчасовими потоками. В таких рівчакмах виявляються крейдяні мергелі і крейда, що білими плямами та смугами пожвавлюють краєвид. Численні відгалуження балок глибоко врізуються у вододільні простори, внаслідок чого останні дуже звужені та покручені. Розташовані на них могили надають їм вигляду гребінців, що домінують над навколишньою місцевістю.

У східній частині Чернігівської і в північній частині Сумської областей поверхня плато ускладнена карстовими формами рельєфу. Останні мають вигляд плоских, порівняно невеликого розміру, округлих знижень — западин. Вони, очевидно, являють собою знівельовані карстові лійки. Провальні лійки утворилися внаслідок обвалів порожняк у крейдяних мергелях та крейді. Западини виповнені водою і іноді утворюють невеликі круглі озера. Частіше вони заболочені. Тепер карстові форми активного розвитку не мають. У відслоненнях, де крейдяні осади утворюють скелі, поверхня останніх має своєрідні мікрокарстові форми. Вони виявлені комірковою поверхнею, розширеними тріщинами та іншими подібними утворами, які можна класифікувати як карри.

Палеогенове, Полтавське плато. В геологічній будові Полтавського плато беруть участь: піщано-глиниста третинна товща і значна світа четвертинних відкладів, представлених переважно лесом, що лежать вище базису ерозії. Склад цих осадових порід значно впливає на характер рельєфу в цілому, зокрема на особливості схилів. Палеогенове плато займає всю територію Лівобережжя, західніше крейдяного плеча Дніпровсько-Донецької западини. Ця область характеризується активним розвитком ерозійної діяльності гідрографічної сітки. Долинно-балковий ландшафт району характеризується такими особливостями. Балки дуже розгалужуються. Їх можна поділити на два типи: „степові“ і плоскодонні. Опис їх подано вище. Верхів'я балок особливо далеко в межі вододільних просторів не заходять. Тому вододіли між головними долинами мають вигляд рівних степових площадок, однаманітність яких лише зрідка порушується наявністю розливічастих видолинків стоку (деллі). За простяганням видолинки стоку переходять у балки. Деякі балки починаються циркоподібним розширенням, іноді з високом та крутим уступом. Схили великих балок і праві береги рік тут прорізани глибокими і довгими ярами. Яри врізані в товщу четвертинних відкладів (лесоподібних суглинків). Відрізняються великою крутістю схилів. Іноді останні утворюють вертикальні кручі. У верхній частині яри мають вигляд надрізаних долин. Нижче вони розширюються, оформлюється їх дно, і яр переходить у балку. Типовий яристий рельєф у межах лесових плато можна спостерігати в межах крутих і високих берегів великих рік. На схилах менш значних долин яри мають невеликі роз-

міри і являють собою звичайні рівчакми. Яристий рельєф спостерігається на правих берегах рік Сули, Псла, Ворскли. Характерною особливістю геоструктури Полтавщини є наявність у її межах соляної тектоніки.

У 1937 р. на підставі аналізу структури та рельєфу Дніпровсько-Донецької западини (31) було встановлено, що соляні структури в її межах досягли такого ступеня розвитку, що деякі з них позначені в рельєфі. Область розвитку соляних структур займає центральну частину Дніпровсько-Донецької западини між Конотопом, Лубнами, Голтвою, Полтавою, Гадячем. Соляні структури, помітні в рельєфі, спостерігаємо біля м. Ромни—„Гора Золотуха“ та Ісачок—Ісачківський горб, далі біля с. Чорнухи, Лубен, Багачки, Остап'я, Попівки, Голтви тощо. Як приклад цих форм рельєфу можна навести Ісачківський горб. Горб лежить на північному краю с. Ісачок у розвиліні, утвореній долинами рік Сули та Удаю. З півдня горб підвищується над заплавною терасою Сули. З півночі до нього прилягає друга тераса тієї ж ріки. Внаслідок цього горб ізольований від навколишніх вододільних просторів і відіграє істотну роль у геоморфології долини р. Сули. Горб становить собою в плані овальне підвищення, витягнуте в широтному напрямі. У західній частині ширина горба значно більша, ніж у східній частині. Схили горба мають мінливу крутість. Особливо крутий схил південний, південно-західний і північний біля с. Козубівки. На південно-західному, північному і на південно-східному схилі горба є відслонення діабазу. Розвідка діабазу з метою використання його в будівництві і для кам'яного лиття, проведена в 1930 р., встановила, що діабаз залягає окремими, ізольованими одна від одної, величезними брилами. В місцях залягання діабазових брил схили відрізняються великою крутістю. На поверхні діабаз контактує з туфобрекчіями, що вкривають подекуди його шаром до 7 м завтовшки. В інших випадках брекчія не має домішки туфу і являє собою нагромадження щебеню, майже позбавленого цементу. Стійкі брили діабазу мають поверхню, властиву рідким вулканічним продуктам, що застигали в умовах лише атмосферного тиску. Подекуди діабаз має хвилясту поверхню — баранці, які зафіксували течію вулканічних мас у рідку фазу їх стану.

Третинні відклади на горбі мають порушене залягання. Четвертинні відклади представлені надмореними прісноводними суглинками, мореною і надмореною товщею лесу. Розташований у межах долини р. Сули, Ісачківський горб зберігся від розмиву завдяки стійкішим схилам, укріпленим брилами діабазу.

Другий соляний купол, посвердлений і порівняно добре вивчений, розташовується на схід від м. Ромни—гора Золотуха. Сама гора являє собою підвищення, яке мало виступає в рельєфі. Розміри її приблизно відповідають розмірам Ісачківського горба.

Геофізичні та свердлові роботи, проведені в районі г. Золотухи, встановили тут потужний шток солі і наявність по схилах брил діабазу, які залягають ізольовано і ніби облямовують соляний купол. Третинні відклади тут також мають явно порушене залягання. У відслоненнях можна спостерігати виходи бурих і гіпсоносних глин домезозойського віку. Загальні морфологічні риси і тотожна геологічна будова дають підставу описані особливості Ісачківського горба і г. Золотухи прийняти як типові геоморфологічні ознаки соляних куполів Дніпровсько-Донецької западини.

Підвищення біля Дмитрівки, Чернухи, Лубен, Остап'я і т. д. являють собою соляні куполи. Крім чисто морфологічних особливостей цих підвищень, за соляну природу їх говорить також порушене залягання третинних відкладів і розміщення гідрографічної сітки. Порушене залягання третинної товщі і рух соляних мас, хоч він і дуже незначний сам по собі, все ж позначився на напрямі ерозійної діяльності рік, які обходили такі активізовані ділянки земної кори.

Дніпровські тераси. Тераси, або алювіальні рівнини, в межах Дніпровсько-Донецької западини та Лівобережної низовини мають дуже велике поширення. Розвиток їх зв'язаний з просуванням долиною Дніпра льодовикових мас з півночі на південь. Завдяки дворазовому зледенінню та просуванню льодовикових мас на території УРСР утворилися дві генерації акумулятивних рівнин—Дніпровська (ріська) верхня тераса і Поліська (вюрмська), або борова, тераса. Сюди належить також і сучасна заплавна низовина Дніпра.

Верхня тераса, або Дніпровська алювіальна рівнина. Загальні межі поширення Дніпровської (ріської) тераси схематично були подані вище. На широті м. Києва східний край цієї тераси від правого берега Дніпра віддалений на 120 км. На північ рівнина ще більше поширюється на схід і край її в північно-східному напрямі досягає м. Котопта. На південь рівнина, до порожистої частини Дніпра, поступово звужується і біля гирла р. Самари замикається. Тераса відмежована добре помітним уступом. Висота останнього досягає 18—30 м. Уступ добре виділяється в межах вододільних просторів. У річкові долини алювіальна Дніпровська рівнина заходить і гіпсометрично зливається з третіми терасами рік. Від вюрмської (другої) тераси Дніпра вона відмежована теж добре виявленим уступом. Останній затягнутий делювіальним чохлам або зрідка розчленований невеликими рівчачками та ярами. Алювіальна рівнина лежить на 28—32 м вище меженного рівня Дніпра. Рельєф її відрізняється такими особливостями: поверхня зовсім згладжена, типових балок немає, місцями ж тут можна спостерігати окремі видолинки стоку або балки з мало виявленим руслом. Деякі з цих балок відкриваються на рівні другої тераси, інші мають дно, що

лежить на рівні заплави. Багатокілометрові простори алювіальної рівнини часто бувають позбавлені всяких ознак ерозійних долин, ніби згладжені котком. У тилевій частині рівнини має незначний схил до корінного берега. Тут зниження подекуди бувають такі значні, що в них розвиваються невеликі болітця, озерця, утворені застійними водами. За межами верхньої тераси рельєф різко змінюється. В межах його виявляється значно більша порізанисть балками, звуженість вододільних просторів і хоч незначна, але помітна заокругленість схилів. Таку різку зміну рельєфу двох геоморфологічних районів, які межують, можна спостерігати навіть з вікон вагона, проїжджаючи залізницею Київ—Полтава, не доїжджаючи м. Лубни.

У межах третьої тераси досить часто зустрічаються невеликі блюдцеподібні зниження-поди. Вони обмежені дуже пологими схилами, відрізняються розливчастими контурами. Деякі із знижень зовсім згладжені внаслідок розорювання. Багато з глибоких подів служать місцем скупчення атмосферних вод і злегка заболочені. У найглибших з них можна спостерігати своєрідні „притоки“ у вигляді неформлених безруслових видолинків, які збирають дощові води, що стікають з вищих ділянок до подів. Особливо помітні ці зниження весною, зразу після танення снігів, коли навколишні простори чорніють ріллями, а тут ще блищать дзеркальною поверхнею калюжки води, а іноді й видискує сніг.

Геологічна будова Дніпровської алювіальної рівнини з'ясована вище. Можна нагадати лише, що на давніх алювіальних відкладах тут залягає ріський лесовий комплекс з 1—2 шарками викопного ґрунту. Ближче до зовнішнього (західного) краю рівнини в складі її морена не зустрічається, а лесові суглинки налягають безпосередньо на давній алювій. Ця частина рівнини сформувалася в епоху, коли атлантий край льодовика розташовувався в районі гирла Прип'яті, а талі льодовикові води, як правило, уже не досягали вододільних просторів.

Вюрмська алювіальна рівнина Дніпра. Вище було зазначено, що при одному гіпсометричному рівні—8—15 м над Дніпром, друга тераса має трохи відмінну будову покривних відкладів. Останні в одних випадках виявлені лесоподібними суглинками, а в інших—пісками. Зокрема західний край цієї тераси-рівнини, що прилягає до заплавної тераси Дніпра, зайнятий пісками з дуже яскраво виявленим дюнным рельєфом. Рівнина займає величезну площу. На сході вона межує з ріською низовинною рівниною—терасою Дніпра, на заході прилягає до його лугової тераси. На півночі алювіальна вюрмська рівнина—тераса Дніпра зливається з другою, вищеописаною терасою Десни та піщаними просторами Полісся. Найбільш типовий рельєф вюрмської рівнини-тераси Дніпра є на ді-

лявці р. Остер—Переяслав. Рельєф тераси складний, але в межах її поширення ніде не спостерігається значного коливання висот, що дає підставу вважати поверхню тераси згладженою. Річкових долин у межах тераси майже немає. З рік, що протікають в її межах, найбільш значні Остер і Трубіж. Долини рік мають невисокі, розпливчасті схили. Зокрема у р. Остер, в її нижній течії, корінні береги часто мисами виступають у межах долини і являють собою уцілілі виступи врізаних меандр. Це може бути доказом швидкого еродування рікою другої тераси в епоху відступання вюрмського льодовика. Розміри долин рік, особливо у Трубежа, дуже значні, ніяк не відповідають масі води, яка тепер протікає долинами. Це дає підставу бачити в них прохідні долини, які були каналами стоку вод в інших, порівняно з сучасними, умовах. Вгору по течії борти долин рік, що протікають у межах вюрмської тераси-рівнини відступають від русла, знижуються і стають зовсім непомітними. Разом з тим збільшується ширина дна, що гісометрично зливається з вирівняними просторами тераси. Такі ділянки тераси, які займають верхів'я рік, завжди відрізняються великою заболоченістю.

Поверхня тераси в межах розвитку суглинкового і піщаного покриву трохи відрізняється. В першому випадку тераса характеризується зовсім згладженою поверхнею на невеликих територіях, які звичайно розташовуються в східній присхиловій частині тераси-рівнини. Вирівняні ділянки змінюються злегка хвилястим рельєфом, для якого характерні гривки, дуже химерної, неправильної форми, незакономірно розсіяні в просторі. Ці підняття поділяються такими ж мало виявленими в рельєфі улоговинами. Останні бувають іноді заболочені. В басейні р. Остер і на просторах тераси між долиною Десни та Трубежу особливо характерними формами рельєфу для вюрмської тераси-рівнини слід вважати численні і добре виявлені блюдця-поди.

Поди являють собою округлі, іноді зовсім круглі зниження, завглибшки 2—3 м нижче поверхні тераси. Діаметр подів ніколи значним не буває. Вони мають дуже пологі схили і при поверховому огляді більшість їх буває непомітна. Впадають в очі ті з них, в яких на болотистому ґрунті розвинена густа темнозелена рослинність, що різко виділяється на фоні культурних полів Лівобережжя. Іншу картину являють поди весною. Більш підвищені ділянки напровесні звільнилися від снігу і вже просохли, а в межах подів ще стоять талі снігові води, які утворюють цілком круглі озерця, що виблискують на сонці. Численні озера то поодинокі, то цілими групами і на невеликій віддалі розкидані одне біля одного. Вони різко виділяються на темному фоні поораних полів. Весною води в подах застоюються дуже довго і тоді в них вимокають озимі посіви. Цю властивість подів враховують колгоспники, які залишають поди дуже часто незасіяними. Тоді весною тут добре розвивається

трав'яниста болотяна рослинність, яка жовтими квітами пожовтає одноманітний краєвид зораних нив. Також добре простежуються поди і в пізніший весняний час. Коли вони просохнуть, їх займають під посів ярих культур, переважно гречки. Таке дивне, на перший погляд, поєднання культур обумовлене лише характером рельєфу, особливості якого вміло використовуються населенням.

У північній частині між мм. Остром і Козельцем численні поди завжди вивопнені водою. Тут розташовуються болота і дуже невеликі озерця. В напрямі русла ріки рельєф вюрмської тераси-рівнини Дніпра стає більш різким. Починають збільшуватися розміри гривок, вплив яких дуже мало позначається на рельєфі ділянок тераси з суглинковим покривом. На збільшених гривках помітно сліди еолової діяльності. Нарешті, у призаплавній частині терас скупчення пісків збільшується і рельєф стає типовим дюнным.

Особливості дюнного рельєфу цієї тераси не відрізняються від області скупчення еолових пісків, описаних вище. Найбільш характерною формою рельєфу району скупчення еолових пісків можна вважати горби. Останні являють собою невизначеної форми нерівності, обмежені схилами різної крутості. Самі схили в одних випадках становлять видуву, утворені в місцях посиленого виносу вітром піску, в інших місцях схили утворені нагромадженням еолових пісків. Горби-„купи“ пісків розташовуються один поблизу одного. Їх розділяють поглиблення, які іноді мають вигляд улоговин, замкнутих з усіх боків, а в інших випадках зниження нагадують дуже покручені долини, дно яких поросло убогою луговою рослинністю. Самі горби незакономірно розкидані в межах скупчення еолових пісків. Зрідка вони утворюють витягнуті гряди, що розташовуються звичайно в меридіональному напрямі, в основному паралельно руслу ріки. Гряди або піщані вали іноді простежуються на багато кілометрів. Такий вал або гряду, зокрема, можна спостерігати в Остерському районі. Він витягнутий з півночі, північного заходу на південь, південний схід паралельно течії Дніпра. Піщаний вал є ніби вододілом між Дніпром і болотом „Перісте“, витягнутим у тому ж напрямі. У північній частині цей вал заходить у суцільні болота, над рівнем яких він рельєфно виділяється. Схили валів здебільшого симетричні. Рідше спостерігається, що західний схил, обернений до русла ріки, крутіший, ніж східний. Це явище можна спостерігати на більшості піщаних еолових горбів західного краю піщаних терас. Однак у рисах піщаних височин Лівобережжя ніде немає типових еолових форм рельєфу. Різниченко в межах другої тераси вважав можливим утворення піщаних споруд барханного типу, які мають роги, обернені на захід. Вони орієнтовані за законом гесперотропізму, круті схили їх західні, а пологі—східні. Далі Різниченко відмічає, що серед барханних форм

ліщаних нагромаджень розкидані піщані підвищення дюнного типу. Ці дюни бувають подовжні і поперечні. Виникли вони пізніше, під впливом західних вітрів. Багаторічні дослідження ліщаних нагромаджень в УРСР дають підставу вважати, що в межах піщаних арен немає типових материкових утворів-барханів. Розвиток сучасного дюнного рельєфу має складну історію. Сучасний рельєф піщаних терас—деструктивний рельєф. Він вироблений перевіюванням пісків, що відбувається в основному в сучасних умовах. Але це перетворення рельєфу мало розвинене, і первинні форми піщаних скупчень можна легко відновити. Морфологічні особливості первинних піщаних скупчень обумовлені їх розміщенням. Вони займають окраїну тераси, що безпосередньо прилягала до русла в епоху вирізування уступу від другої тераси до заплави. Область другої тераси з піщаним покривом треба розглядати як прируслову заплаву, де осідає більша частина грубих піщаних частин, транспортованих водою. Тут, як і в сучасній прирусловій заплаві, спостерігається, що крутіший схил її обернений до русла, у наших рік це західний схил, а пологим схилом прируслова частина заплави обернена на схід в напрямі від ріки. В міру відступання ріки на захід (вліво) могли утворитися нові прируслові вали, гіпсометрично вищі або нижчі від більш ранньої частини прируслової заплави; в своєму розташуванні ці вали завжди будуть іти паралельно руслу і їх можна ще простежити за покрученими заглибинами, помітними між піщаними нагромадженнями. Бризи, які переміщали пісок, зміщували його від русла, але загальна конфігурація піщаних нагромаджень при цьому не змінювалась. Так просто пояснюється асиметрія схилів піщаних нагромаджень та валів, які можна спостерігати в межах других терас. При цьому можна підкреслити, що для пояснення виникнення цієї асиметрії немає потреби залучати ні західні, ні східні вітри; асиметрія визначена напрямом течії рік, але деградація піщаних нагромаджень відбувається і відбувалася в умовах домінуючих західних вітрів.

Ще однією важливою особливістю рельєфу другої тераси-рівнини Дніпра треба вважати болота. Ці болота безстічні, в межах другої тераси виникли в місцях старих русел ріки. Ці болота займають зниження—овальної форми блюдця або ж вигнуті в напрямі, паралельному сучасному руслу. До таких боліт належить болото „Перісте“ в Остерському районі, витягнуте з північного заходу на південний схід. Режим боліт другої тераси мало досліджений, але в північній частині рівнини болота ідентичні з поліськими болотами.

Заплавна тераса Дніпра, як і його приток у межах Лівобережної низовини, відрізняється великим поширенням. Вона має згладжену поверхню. Зрідка рельєф її ускладнюють заплавні озера, стариці і незначні скупчення купчастих пісків, які облямовують стариці.

В цілому для заплавної тераси характерний ландшафт луку. Зрідка його різноманітняють окремі групи верб та поодинокі дерева осокорів, дубів або береста (рис. 17).

II. ПРАВОБЕРЕЖНА ВИСОЧИНА.

Загальна характеристика.

Правобережна височина простягається на захід від Дніпра, майже до північно-західних кордонів УРСР. На сході вона

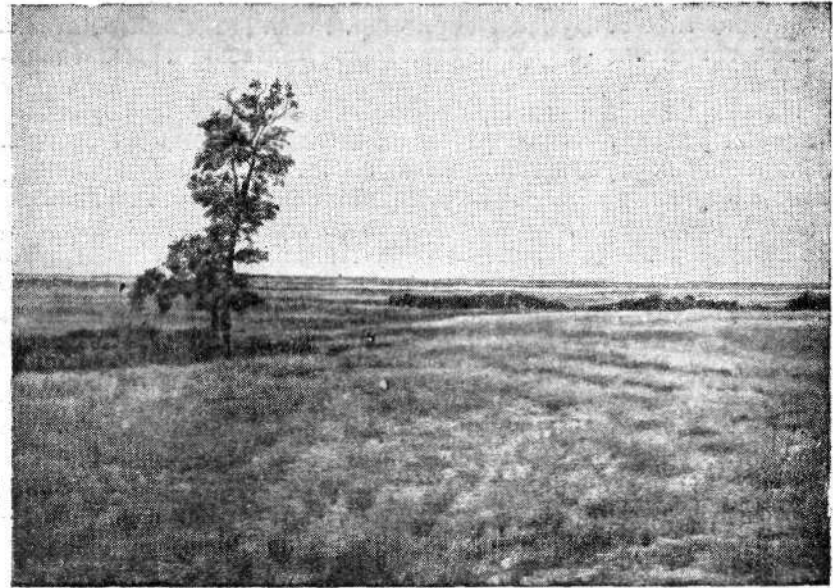


Рис. 17. Вид на лугову терасу Дніпра.

прилягає до долини Дніпра, яка відмежовує її від Лівобережної низовини. На півночі вона межує з Поліссям. Південна межа височини збігається з південною межею відслонень докембрію Азовсько-Подільського кристалічного масиву, який простежується в напрямі Кам'янка на Дніпрі—Вознесенськ на Бузі—Ямпіль на Дністрі. На заході Правобережна височина прилягає до передгір'їв Карпат. На всьому цьому величезному протязі Правобережна височина відрізняється великою різноманітністю геоморфологічних краєвидів, обумовлених особливостями геологічної структури, генезисом та віком накладених форм поверхні. Це визначає велику різноманітність і просторове розміщення окремих геоморфологічних районів Правобережжя.

Придніпровська частина Правобережної височини характеризується слабкохвилястою поверхнею, що підіймається на 200—285 м над рівнем моря. Основну рису місцевості становить долинно-балковий рельєф. Вододільні простори дуже звужені. На схилах балок та річкових долин часто виступають скелі кристалічних порід. Верхні частини схилів долин часто розчленовані густою сіткою розгалужених ярів. Ці властивості особливо яскраво виявлені в межах Київського плато.

До долини Дніпра Правобережна височина обривається значним уступом. Правий берег ріки розчленовують глибокі численні яри. Подекуди розвинені грандіозні зсуви та зсувні тераси. Будова рельєфу Правобережжя особливо ускладнюється на ділянці між с. Бучак і гирлом р. Рось. Це ділянка, відома в геологічній літературі під назвою Канівських дислокацій, або Канівських гір.

На захід від Дніпра Правобережна височина має долинно-балковий рельєф. Схили річкових долин ускладнені скелями відслонюваних тут кристалічних порід. Ріки мають швидку течію, пороги та іноді каньйоноподібні долини. Типовими в цьому відношенні є ріки системи р. Буг. Зовсім своєрідний рис височина набуває на Поділлі, у Придністров'ї. Лівобережна частина Придністров'я відома під назвою Поділля, Правобережна—Покуття. Долина Дністра тут врізана на глибину близько 300 м. Місцевість дуже порізана, долини приток Дністра каньйоноподібні. Долина Дністра має врізані давні меандри, характерні для рік з енергійною глибинною ерозією. Сучасне русло ріки також дуже покручене й утворює численні блукаючі меандри.

Північно-західна частина Правобережної височини найбільш піднята в межах вододілу рік, що стікають на північ, у басейн Прип'яті (Іква—Горинь) і на південь—у басейн Дністра (Збруч—Серет). Звужена і витягнута в північно-західному напрямі частина цього головного вододілу має назву Розточчя. В напрямі Волинського крейдяного плато височина знижується на короткій віддалі більше як на 150 м. Завдяки цьому поверхня її дуже розчленована густою системою глибоких долин. В басейні р. Ікви від розмиву уціліли лише окремі ділянки вододілів, які мають вигляд окремих останців. Останцеві гори найбільш яскраво виявлені в околицях м. Кременець. Вони мають вигляд плоских височин, обмежених прямими або східчастими крутими схилами. В основі вони складені крейдою з численними включеннями кременю. На крейді залягає шар білої глини, жовтих пісків, у верхній частині перекритих черепашковими вапняками. Найвища з останцевих гір—Бона біля м. Кременець. Вона підіймається до 400 м над рівнем моря. Більшість кременецьких останцевих денудаційних гір вкриті лісами і має дуже мальовничий вигляд.

Північно-західна частина височини в межах Волинської

області відома під назвою Волинського плато. Щодо геологічної структури—це плита, в основі складена з палеозойських, переважно девонських, відкладів. Палеозой тут залягає нижче рівня базису ерозії, підіймаючись у вигляді останців лише в окремих пунктах, як, наприклад, у Лубенському районі. На палеозой лежить крейдяна товща, яка утворює рельєф. Поверхня крейдяних відкладів денудаційна, розмита, вторинна, становить сучасну топографічну поверхню Волинського плато. Покрив з більш молодих відкладів, що залягали на крейді, в межах Волинського плато змито. Окремі останці покриву з третинних порід трапляються лише далі на схід від долини р. Стир. Денудаційна поверхня на крейді вироблена, в основному, в епоху Дніпровського зледеніння й остаточно оформлена в епоху стояння Поліського льодовика.

У будові поверхні Волинського плато велику роль відіграють карстові форми рельєфу. Серед них величезне поширення мають карстові лійки, поля, які часто виповнені водою і утворюють невеликі круглі озера.

Велика різноманітність геоморфологічних краєвидів у межах Правобережної височини є результатом тривалої історії геологічного розвитку її рельєфу, в якому виявилися закономірне поєднання геоструктурних нерівностей і різні за походженням і віком накладені форми поверхні.

На підставі цього, в межах Правобережної височини виділяються окремі геоморфологічні райони: Правобережжя та Волино-Подільське плато.

Правобережжя:

- | | |
|-------------------|----------------------------|
| 1. Київське плато | 3. Придніпровська височина |
| 2. Канівські гори | 4. Побужжя |

Волино-Подільське плато:

- | | |
|-----------------------------|---------------------------|
| 1. Подільське плато | 6. Розточчя та Опілля |
| 2. Покуття | 7. Дністровсько-Санська |
| 3. Товтри | рівнина |
| 4. Волинське плато | 8. Підгір'я та Прикарпат- |
| 5. Кременецькі столові гори | ська височина |

Правобережжя.

1. Київське плато. Київське плато займає північно-східну частину Правобережної височини. На півночі воно межує з Поділлям, на півдні—з Канівським дислокованим районом. Західна межа плато збігається з східною межею поширення кристалічних порід Азовсько-Подільського масиву. Східну частину його становить долина Дніпра. В цілому плато відріз-

няється рівнинною поверхнею. У прилеглій до долини Дніпра частині воно має долинно-балковий рельєф і характеризується надзвичайною розчленованістю. Вододільні простори тут часто мають вигляд останців, нерідко округлих, куполоподібної форми.

Схили балок круті, часто ускладнені численними рівчачками та ярами, які розчленовують їх. Яри врзані в третинні від-



Рис. 18. Піски Полтавського ярусу.

клади, які залягають горизонтально - верствуватими товщами. Забарвлення третинних відкладів часто становить істотну рису геоморфологічного краєвиду району. Верхню частину схилів звичайно складають осипи білосніжних пісків Полтавського ярусу (рис. 18). Нижче залягають зеленуватосірі піски Харківського ярусу. Знизу їх підкреслюють темноглубі з жовтими смугами глини Київського ярусу (рис. 19). По поверхні останніх стікають підземні води, які надають своєрідних рис підніжжям схилів. Далі від межі Полісся у Васильківському

районі Київське плато має вигляд барвистого лісостепу. Вододільні простори тут зовсім плоскі, розорані. Зрідка трапляються балки з плоским дном, пологими схилами і численними ставками. Долини невеликих річок мають велику ширину, заплава у них завжди заболочена, часто з відкладами торфу. Піщана тераса теж добре розвинена. На ній часто зустрічаються соснові та листяні ліси.

Правий берег Дніпра в межах Київського плато — високий, дуже розчленований. Характерну особливість його становлять зсуви. Окремі зсуви виявлені рідко. Частіше вони зливаються у зсувну терасу, яка простягається вздовж берега на великому протязі. Вся Придніпровська частина плато дуже розчленована. В рельєфі її головну роль відіграють останці вододіль і широкі розлогі балки, які відокремлюють їх. Ці особливості рельєфу дуже яскраво виявлені в Києві. Це — Володимирська

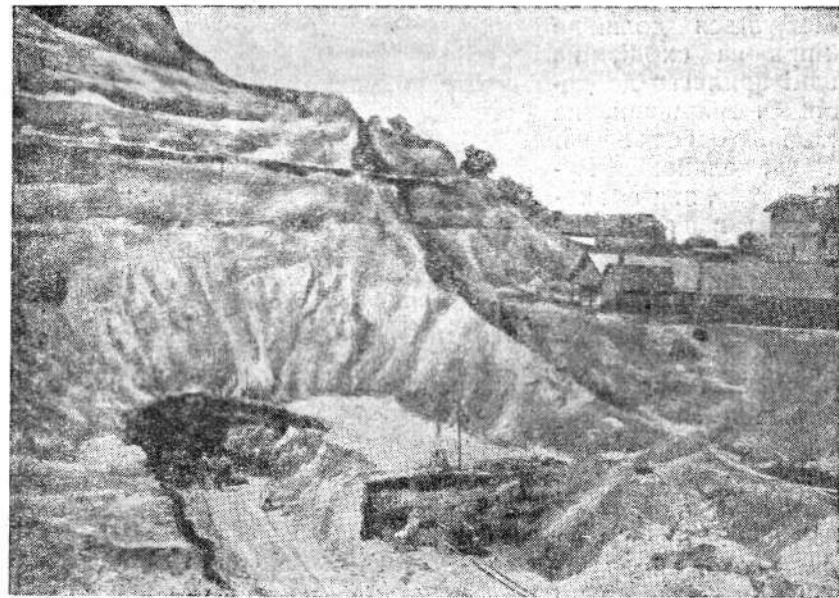


Рис. 19. Глина Київського ярусу.

гірка, Пролетарський сад, Маріїнський парк, Аскольдова могила та ін.

Зсуви правого берега Дніпра у верхній частині обмежені високою, часто вертикально кручею, де відслонюється товща лесу. Дно зсувних терас нерівне, розбите численними тріщинами. До ріки зсуви опускаються досить полого. В місцях особливо енергійної зсувної діяльності розвинулись яри. Дно ярів лежить на рівні підземної води, яка викликає зсуви. Воно завжди заболочене, вкрите водолубною рослинністю. На стінках круч, як і на схилах Дніпра, часто відслонюються третинні відклади та лес, які надають їм специфічного забарвлення.

2. Канівські гори. Канівський дислокований район розташовується на правому березі Дніпра, близько 90 км на південь

від м. Києва. Значно перевищуючи навколишні простори в рельєфі, він виступає у вигляді мініатюрних гір з дуже мальовничими, вкритими лісами схилами (рис. 20), розчленованими глибокими ярами. Район з гірським рельєфом обмежується долиною Дніпра на сході, на півдні прилягає до долини р. Вільшани, на заході обмежений р. Рось, долиною р. Руди і лінією, яка проходить від верхів'їв останньої до с. Ходорів. Дислокований район простягається на 70 км завдовжки. Ширина іноді досягає 35 км. Абсолютні позначки 231—245 м. Над рівнем Дніпра район підіймається крутим уступом до 160 м заввишки.

Геологічна будова Канівського району дуже складна і детально описана В. В. Різниченком (139, 141, 142). Тут представлені відклади юрської, крейдяної, третинної і четвертинної систем. Найдавніші відклади району належать до Батського ярусу. Вони представлені сірими глинами, з тонкими пісковиковими прошарками. Товщина глин 50—60 м. Над батськими глинами лежать відклади Келовейського ярусу. Вони мають темносірі і ко-

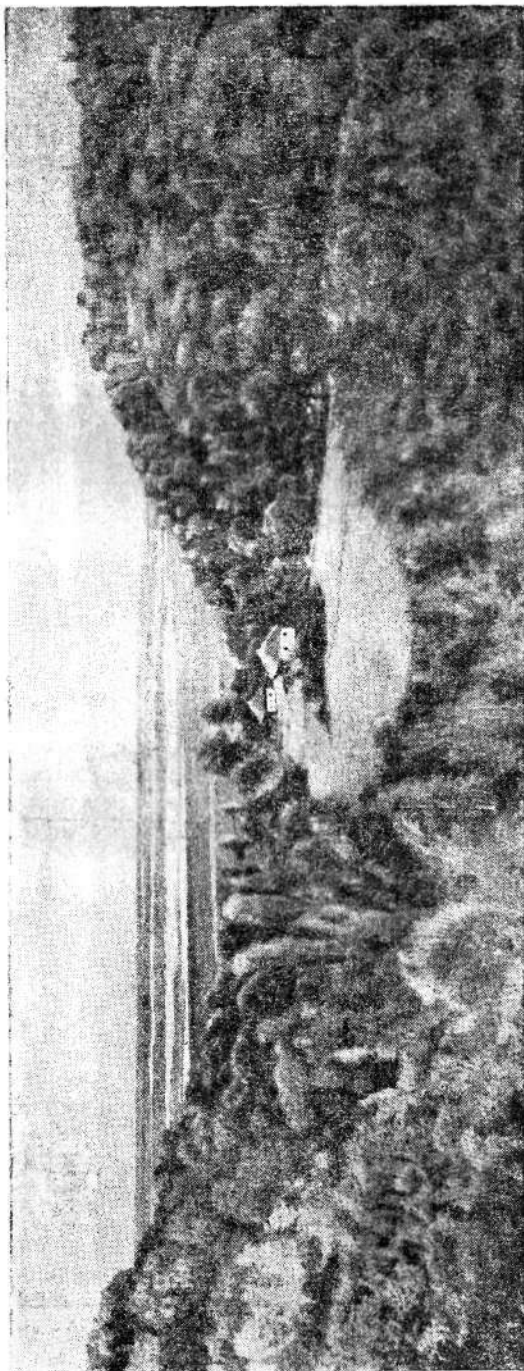


Рис. 20. Канівські гори.

ричнєвофіолетові глини, мергелі та бурі пісковики. Середня grubизna келовею 10—15 м. В основі крейдяної системи залягає товща континентальних відкладів. Вони виявлені білими та білосніжними, іноді залізистими сполуками, забарвленими в бурі кольори піщано-гальковими відкладами. На континентальних відкладах залягає товща морських верхньокрейдяних осадів. Внизу вони виявлені глауконітовими пісками із зростками та проверстками кременистих пісковиків Сеноманського ярусу. Товщина досягає 40—50 м. Вище лежить незначної товщини шар глауконітової крейди.

Товща третинних осадів Канівського району виявлена повним розрізом Дніпровського палеогену. Внизу лежать глауконітові піски Канівського ярусу. Товщина їх досягає 22—30 м. Вище залягає 17-метрова товща Бучацького ярусу, в складі якої виділяються дві серії. Верхня включає білі, іноді зеленуваті, кварцові сипкі піски з брилами кварцитоподібного зливного пісковика, який займає верхній горизонт. Розміри брил до 2 × 2 м. Нижня частина Бучацького ярусу має світлосірі або синюватозелені слабкоглауконітові піски з прошарками сірого кременистого пісковика. Товща Бучацького ярусу дуже повно виявлена у відслоненнях біля сс. Трактемирів та Бучак, в околицях яких спостерігаються цілі розсипища трактемирівських пісковиків цього ярусу.

Бучацький ярус перекритий Київським. До складу останнього входять внизу — фосфоритові піски, вище яких лежить звичайний київський голубий мергель або спондилова глина. Олігоцен Київщини представлений відкладами Харківського і Полтавського ярусів. Перший складений жовтуватозеленуватими глинястими пісками з великою домішкою глауконіту. Товщина відкладів 12—13 м. Вони перекриті товщею Полтавського ярусу, в складі якого внизу лежить 25-метрова товща білих дрібнозернистих пісків, більш або менш збагачених каоліном. В нижній частині піски мають проверстки бурого вугілля. На пісках лежить товща рябих глин товщиною до 6 м. Четвертинна система Канівщини відрізняється дуже складною будовою. Внизу її є глини в середньому 2,5 м завтовшки. Іноді grubизna глин зростає до 10 м. На морені лежить товща тонких лесоподібних пальових та зеленуватожовтого кольору суглинків 6 м завтовшки. В них спостерігаються рештки прісноводних і наземних молюсків.

Лесоподібні суглинки перекриті цеглясточервоним валунним суглинком. Розміри валунів незначні. Товщина морени мінлива і коливається від 1,5 до 6,5 м. В середньому вона перевищує 2 м. Морена перекрита іноді зеленуватосірими суглинками, вниз трохи збагаченими домішками піску та дрібною галькою кристалічних порід. Суглинки переходять у морену, яка підстелює їх. Товщина піщаноглинястих порід близько 4 м. Іноді їх немає. Суглинки, а коли їх немає, морена,

перекриті пальновожовтим лесом, товщина якого досягає 5 м. У товщі лесу спостерігається наявність 1—2 прошарків викопного ґрунту, а іноді ще 1—2 додаткових прошарків.

У частині, що прилягає до Дніпра, Канівський район має будову трохи відмінну від описаного. Під мореною тут лежить товща білих аллювіальних пісків, синхронічних з відкладами третьої тераси Дніпра, частина якої і становить прибережні райони Канівщини.

Залягання порід на Канівщині явно порушене. Подекуди можна спостерігати дуже складні структури, які визначають особливості її геоморфології (рис. 21). Морфологічний опис порушень у Канівському районі дуже об'єктивно і повно висвітлює В. Різниченко. Він дає таку характеристику цим порушенням (141, ст. 91): „Основним типом дислокаційних форм для всього району є складки-підкиди, зібрані в серії лускатої структури. Трапляються й інші, генетично зв'язані між собою і підпорядковані одній загальній, цілком закономірній тенденції, форми: перекинуті лежачі складки, зрідка закинута, „сундучні“, іноді спостерігаються й прямі складки. Поряд з лежачими складками і складками-підкидами стоять насиви у вигляді порівняно невеликих перекриттів при складчастості. Це найпростіша форма насиву, виявлена в крайній формі лежачої розірваної складки, яка дала при більш-менш горизонтальному насиванні лускату будову“ (рис. 22). Різниченко вказує, що довжина шляху деяких канівських насивів досягає 500 м. Іноді можна спостерігати явище волочіння, виявлене в загнутої країв верств по площині насивів. Всі складки перекинуті на південний захід і захід.

Крім складчастих структур, Різниченко виділяє ще скидкові, які поділяє на поперечні і подовжні. „Поперечним скидам зобов'язані своїм походженням головні горсти та грабени району канівських дислокацій: 1) горст Трактемирів Бучацький, 2) грабен Трощинський, 3) горст Канівський, 4) грабен Вільшанський і 5) горст Мошногірський. Амплітуда цих скидів досягає 70—170 м.



Рис. 21. Тектоніка і рельєф Канівщини (за В. Різниченком).

Внутрішня частина складчастої дуги канівських дислокацій розбита в Лівобережжі Дніпра значнішими подовжніми скидами, амплітуда яких досягає 100—200 м з лишком“.

Аналогічні порушення Різниченко описує на лівому березі Дніпра—гора Пивиха біля Градизька; сюди можна віднести гору Калитву та ін. Весь комплекс порушення залягання осадів Середнього Придніпров'я Різниченко розглядає як тектонічні порушення, що виникли за четвертинного часу. Їх „...доводиться розглядати як результат компенсаційних рухів земної кори, зв'язаних з навантаженням льодовикових мас у льодовиковий період, який дав поштовх для розв'язання тангенціальних напружень, що нагромаджувалися тут протягом більш або менш тривалого часу і які частково розв'язувалися і в попередні, давніші фази“.

Природа канівських дислокацій в трактуванні Різниченка викликала різку критику з боку Соболева (153, 160). Соболев дає такий опис рельєфу Канівщини: ця „положисто-вигнута на захід Канівська горбаста дуга розляглася широким луком від Трактемирівського виступу на півночі до Пекарів та Михайлівки на півдні, з східного боку найбільше і то досить круто вгнута в районі Тростянця, між Каневом і Селищем. Тут відкривається дуже красивий амфітеатр височин, що підіймаються нерівним, але помітним приступком над хвилястим дном напівкруглої западини, положисто похиленим до річки й обрізаним з цього



Рис. 22. Дислокації палеогену. Канів.

боку півкруглою бухтою вюрмсько-сучасної Дніпровської долини... По багатьох місцях розгортається типовий горбастий моренний ландшафт, вкритий лісом та ускладнений ерозією. Мальовничі горби з різкими контурами видно обабіч великого шляху, що йде на південь від Костянця, особливо з лівого (східного) боку. Дуже виразний горбастий ландшафт відкривається і на південь від шляху з Костянця на Канів.

Походження дислокацій Соболев приймає як „механізм вальцювання, яке проробив льодовик. Канівська горбаста дуга є морена напору, що на гребені своїм, може, має й сліди насипних кінцевоморенних утворів, подібних до гори Калитви“.

Соболев твердить, що порушення в заляганні порід Канівського району спостерігаються лише на поверхні і на глибину не поширюються, самі порушення незначні.

Лічков (106), вивчивши геологічну будову гори Пивихи біля Градизька, прийшов до висновку, що тут відклади Київського ярусу утворюють антикліналь північно-західного простягання і що тектоніка верхніх порід гори Пивихи в основі своєї гляціотектоніка.

Перш ніж торкнутися його історії, розглянемо особливості рельєфу цього району. Рельєф Канівського дислокованого острова дуже складний. Основну рису його становить велика розчленованість, наявність численних високих горбів та глибоких довгих ярів. Підвищення розташовуються грядами, які згинаються дугоподібно, між ними спостерігаються зниження. Самі гряди утворені численними конічними горбами, здебільшого з дуже крутими схилами. Горб від горба відмежований м'яким зниженням, гряди від гряди часто відокремлюють глибокі яри. Самі яри „розтікаються“ в напрямі від підвищеної дуги і більшість їх впадає в рр. Дніпро та Рось. Яри дуже розгалужені, мають численні відвершки, верхів'ями так зближуються, що вододіли між ними іноді являють смуги на кілька метрів завширшки. Подекуди вододіли зруйновані і рештки їх мають вигляд островів найхимернішої форми та різних розмірів. Дуже часто тут можна спостерігати численні і високі земляні піраміди, що розташовуються в верхній частині ярів, які ростуть інтенсивно. Стінки ярів завжди дуже круті. Часто вони утворюють вертикальні кручі, а в інших випадках укриті осипами сухих пісків, які беруть участь у будові району. В стінках дуже часто спостерігаються чудові відслонення порід, що складають схили, за якими без особливих труднощів можна з'ясувати стратиграфію та залягання порід. Рідше осипи схилів поросли молодими деревами, де скрізь можна спостерігати „п'яний“ ліс, що утворюється внаслідок повільного зміщення мас вниз по схилу, які захоплюють своїм рухом і рослини, що на них оселилися.

Характер схилів і в цілому морфологічні особливості ярів змінюються залежно від складу порід, прорізуваних яром.

Найпростішу будову мають яри, що врізаються в четвертинні і третинні відклади. Це звичайні надрізані долини, в яких верхинка обмежена вертикальною кручею, що поновлюється при кожному випаданні великого дощу і таненні снігів. Круча зміщується в напрямі вододілу, в міру регресивного росту яру. Перетин схилів, що круто спускаються, утворює дно яру. Крутість схилу звичайно відповідає крутості укосу для сипких порід. Такі особливості має більшість бокових ярів, які розвиваються,—від верхків яристої сітки Канівщини. Вплив врізування яру в давніші осади, зокрема в юрські глини, змінює і вигляд ярів. Тоді вони набувають більшої крутості схилів, більш пологих у верхній частині і дуже крутих у нижній. Яр при цьому звужується, вологі темні стінки, складені юрськими глинами, надають ярові похмурого вигляду. По дну ярів завжди тече невеликий струмок, що живиться ґрунтовими водами.

Схили ярів іноді ускладнюються виступами прошарків щільних пісковиків, що трапляються в глинясто-піщаній товщі мезозойських і кайнозойських відкладів. Відслонення пісковика мають вигляд карнизів, через які схил набуває східчастого характеру. У таких місцях при поглибленні ярів на 30—40 м рельєф нагадує погані землі засушливих областей.

Головні ярісті долини мають схили трохи розсунуті, вони вєреходять у долини з виробленим дном, яке часто є також руслом струмка, що протікає долиною. В таких випадках крутість схилів лишається дуже значною, але вони поросли густим молодим листяним лісом. Яри відкриваються на заплавної долину головних рік. В гирлах їх розташовуються величезні конуси виносу, регулярно поновлювані потужними розливами звичайно невеликих річок. Останні під час дощів і танення снігів дуже переповнюються, і тоді в ярах стоїть суцільний гул від мас води, що біжить. Завдяки легкій розмиваності порід, які складають схили, вода несе з собою велику масу змуленого матеріалу і перекочує по дну велику масу катунів. Більша частина матеріалів, що їх переносить вода, відкладається в гирлі ярів, на заплаві, на рівні якої відкриваються яри. З цих матеріалів і формуються конуси виносу, що далеко входять у русло Дніпра. Рельєф останніх дуже своєрідний. Вони являють собою плоскоопуклі підняття, що поступово знижуються до периферії. У найбільшій підвищеній серединній частині конуса розташовується жолоб, яким стікає вода у проміжках між розливами струмків.

Вся поверхня ярів усіяна численними й великими катунями, складеними глинястими відкладами від лесу до юрських глин. Конуси виносу в сусідніх ярах зливаються з своїми краями й утворюють суцільний пролювіальний чохол, у вигляді псевдо-тераси, яка оточує підніжжя дислокованого району.

Підвищені частини рельєфу Канівщини — це окремі або згру-

повані в гряди горби, так звані „гори“. Схили горбів опуклі, іноді прямі, зрідка обмежені вертикальними кручами. Вершини горбів завжди конічні. Зовнішнім виглядом ці підвищення дуже нагадують горби Мозирського району. Морфологічно вони зовсім не схожі на утвори горбастого кінцевоморенного краєвиду, яким його можна спостерігати в межах Білорусії. Розміщення, розміри та особливості горбів дають підставу вважати, що гряди в основному вже були сформовані до початку розвитку яружної сітки Канівщини. Яри лише поділили окремі групи горбів, ускладнили їх схили й енергійно переробляють рельєф району в цілому. Схили горбів, обернені в напрямі долин, часто мають зсувний рельєф, при цьому великого розмаху. Зсуви тут поодинокі і різних ступенів розвитку. Одні з них утворилися недавно і перебувають у стадії енергійного росту, інші значною мірою втратили свої початкові риси. Передумови для розвитку зсувної діяльності на Канівщині дуже сприятливі. Це обумовило наявність кількох водотривких горизонтів у товщі піщано-глинястих осадів, які складають височини Канівщини. З останніх найбільш геоморфологічно активні води на київських спондилових глинах і на юрській глинястій товщі. Подекуди на схилах окремих горбів можна спостерігати джерела обох цих водних горизонтів. У таких місцях трапляються двоярусні зсуви.

Канівські зсуви вражають своєю величністю. Тут можна спостерігати потужні цирки до 0,5 км діаметром. Цирки обмежуються вертикальним уступом, в якому відслонюється четвертинна товща. Дно зсувів нерівне, мало похилене до воріт. В останніх породи розбиті численними тріщинами. Подекуди можна спостерігати розташування зсувів з протилежних сторін горба, проміжки між цирками мають вигляд вузьких містків.

У розміщенні зсувних цирків Канівщини не спостерігається виразної закономірності. Зсування мас відбувається в напрямі схилу поверхні водотривких порід. Положення останньої визначається тими порушеннями, яких зазнали осади. Цей похил, як визначив Різниченко, іде в сторони від простягання Канівської дислокованої дуги. Через те що простягання переважає північно-західно, більшість зсувів орієнтовано в північно-східному і південно-західному напрямі, але переважно зсуви виявлені бувають там, де відторженці корінних водотривких порід прорізані ярами вхрест простягання.

Таке розміщення зсувів у межах Канівського дислокованого району дає можливість визначити їх місце в історичному розвитку рельєфу Канівщини. 1) Вони становлять собою місцеве явище, яке ускладнює геоморфологію окремих локальних ділянок (підвищень), у межах яких вони розташовуються. Цим виключена можливість пояснювати рельєф Канівщини як рельєф лише зсувної області. 2) Розвиток зсувів відбувався на фоні утвореного уже рельєфу, в якому розміщення окремих підви-

щень, як і знижень, уже були фіксовані. 3) Зсуви, як і яри, суміжно з якими вони розташовуються, становлять собою сучасні форми рельєфу, що енергійно розвиваються в умовах геолого-історичного складеного розташування нерівностей на правому березі Дніпра, зміни яких вони здійснюють. Звідси основним питанням геоморфології Канівщини вважається питання способу і часу виникнення її доерозійного горбастого ландшафту, який так виразно відрізняється від навколишніх просторів рівнинної поверхні Правобережного степу. Перш ніж з'ясувати це питання, треба спинитися на геоморфологічних і тектонічних особливостях гори Пивихи.

Гора Пивиха являє собою підвищення з малопохиленою поверхнею в напрямі від Дніпра. Схил, обернений до Дніпра, дуже крутий, хоч у більшості випадків задернований. Тут розташовується ряд глибоких і коротких ярів, вершинки яких не заходять за верхню частину схилу. Значні розміром яри розташовуються в околицях Градицька. Один з них біля Піщаного узвозу має дуже круті схили. Вершиною яр врізався у протилежний схил гори.

Зіставляючи особливості геоморфології гори Пивихи і Канівського району, приходимо до висновку про їх генетичний зв'язок. Як у тому, так і в іншому місці ерозійні форми являють собою сучасні утвори, що розвиваються на фоні давніших підвищених ділянок місцевості.

Із спостережень над геологічною будовою Канівських ярів приходимо до висновку, що мезозойські відклади тут відслонюються у найглибших ярах і становлять собою цоколь всього дислокованого району. Положення цоколю визначає гіпсометрію всієї Канівщини. На цоколі є значна товща третинних і четвертинних відкладів, які мають порушене залягання. У лускатих структурах, описаних Різниченком, ми виділяємо звичайно відторженці, віддалені від автохтону до 500 м. Ці відторженці мають закономірне орієнтування: вони витягнуті на захід. В числі відторженців спостерігаються четвертинні піски, отже вік цієї структури четвертинний, точніше, ріський, бо піски ці передріського і ріського віку. Важливо з'ясувати умови залягання морени і контактне взаємовідношення морени з підстилаючими породами. Насамперед зазначимо, що морена Канівської дуги дислокацій залягає на відкладах різного віку. На гіпсометрично підвищених ділянках товща морени незначна. Особливості її залягання добре простежуються в Костянецькому яру.

У межах відслонень яру морена має товщину від 1,25 до 10 м, в середньому не більше 4,5 м. У верхів'ях яру морена лежить на підморенних алювіальних пісках. Дуже цікаві відслонення можна спостерігати в п'ятій правій гілці Костянецького яру. Нижня межа морени лежить на рівні близько 5 м над дном яру. Тут, близько 200 м від гирла яру, добре видно

насування відторженців юри та крейди на білу підморенну товщу пісків. Сама морена лежить гісометрично нижче в западинці, яка має вигляд синкліналі, складеної бучаком і четвертинними прісноводними пісками. На морені лежать озерні осади, які включають цілком горизонтальний прошарок викопного торфу.

Схожі відслонення можна спостерігати також в яру Борисів потік біля с. Бучака. Окремі вершинки Бучацьких гір іноді досягають понад 150 м над рівнем Дніпра. Яри, що розчленовують Бучацькі висоти, дуже глибокі; в тих випадках, коли вони врзані в юрські глини, вони мають вигляд ущелин. Піднесені над ярами вершинки теж мають похмурий вигляд і схили їх усяні численними брилами трактемирівського пісковика.

У відслоненнях околиць Бучака спостерігається складне порушення залягання мезозою і палеогену. Підвищені ділянки позбавлені морени. Залягання лесу скрізь видно на палеогені, дуже часто на бучацьких пісках. Нарешті, тотожні відслонення спостерігаються біля с. Трактемирів. В околицях села морена залягає на підморенних пісках. Численні конічної форми горби тут складені дочетвертинними породами і на останні налягає незначна товща лесу. Наочний приклад цього положення можна спостерігати у відслоненнях гори Веселий Шпиль, де шар лесу в 3,5 м завтовшки налягає на піски Канівського ярусу. Те саме видно у відслоненнях гори „Марків Шпиль“ біля с. Монастирки. Шпиль має вершинку у вигляді останця лесу. Під лесом лежить товща підморенних пісків і ще нижче— відклади Канівського ярусу.

На всій території канівських дислокацій ніяких слідів насипних морен немає. Це є доказом проти характеристики рельєфу Канівщини як горбастого морениного ландшафту (Соболев) і наявності тут морен напору.

Ріська морена Канівщини займає знижені ділянки, представлена цеглясто-червоними суглинками з численними валунами кристалічних порід. Особливості її відповідають особливостям звичайної донної морени ріського льодовика. В умовах Канева ця морена накладена на своєрідний рельєф, в якому розташовується у більш знижених ділянках. Пояснення цього явища можна знайти в особливостях цоколю Канівських гір.

Цоколь канівських дислокацій складений мезозоєм, стратиграфія якого звичайна для Дніпровсько-Донецької западини, однак залягання їх трохи незвичайне. Як відомо, на всій території Дніпровсько-Донецької западини ці осади лежать на значній глибині. Виняток становить лише район від Переяслава до гирла р. Рось. Сverdловина в Переяславі встановила, що вся над'юрська товща тут розмита, а юра залягає безпосередньо під четвертинними річковими відкладами. Юра має дуже значне підняття. В місцях розвитку підняття відбувалася ерозія всієї над'юрської товщі осадів. Рівень залягання юри значно

нижчий, ніж льодовикових осадів, отже льодовик у формуванні порушень юри не міг брати участі.

Мезозойські і третинні відклади на правому березі Дніпра лежать високо над рівнем ріки між Бучаком та гирлом Росі і мають виразні ознаки порушення їх залягань порівняно з особливостями прилеглих ділянок Придніпров'я. В епоху вирізування корінної долини Дніпро, що протікав у постпліоцені, в усякому разі до відкладання ріських і підріських алювіальних пісків, на ділянці Переяслав—гирло Росі еродували уже мезозойські осади. З цього виходить, що підняття цоколю Канівських гір відбувалося до наступу льодовикових мас ріського (Дніпровського) льодовика. Отже, цілком позбавлене підстави твердження, що Канівський район дислокацій являє собою лише морену напору. Аналізуючи підняття цоколю, можна вважати незаперечним його тектонічний характер.

Особливості залягання мезозою в районі Переяслав—Канів дають підставу вважати, що це типова купольна структура, в якій окремі куполи структурно самостійні. Можна поки що твердити про наявність трьох куполів: 1) Трактемирів-Бучацького, 2) Канівського і 3) Мошногірського. В межах цих ділянок мезозой здутий—дуже піднятий у процесі формування некомпетентної складки під впливом радіального тиску. Тому прилегли ділянки, які розділяють горсти-куполи один від одного, мають порівняно мало порушене залягання. Куполоподібні складки Канівщини, можливо, стоять у генетичному зв'язку з соляною тектонікою Дніпровсько-Донецької западини. До постпліоцену розвиток купольних структур досяг такого ступеня, що вони позначилися на особливостях рельєфу,— геотектоніка і геоморфологія мають тут цілковиту погодженість у будові поверхні Землі. Цей рельєф в епоху насування Дніпровського льодовика і став об'єктом льодовикової переробки. У цей, ріський, вік і виникли лускаті структури Канівщини. Механізм їх утворення досить простий. Льодовикова маса в її русі по складній поверхні вигнутих лужких порід зміщувала останні, скочуючи їх, як скочується тісто між долонями. В результаті утворилася величезна кількість відторженців, які лускато насунуті один на одного. З відходом Дніпровського льодовика Канівщина мала вигляд дуже піднятого району з складним горбастим рельєфом, який нагадує рельєф донноморенних областей. Велика різниця висот привела до енергійного розвитку яружної діяльності, яка разом із зсувами і створила сучасний складний рельєф Канівського феномена.

Уотже, історія рельєфу Канівщини включає три основних етапи:

1. Дочетвертинний тектонічний—створення купольних підняття.
2. Ріський—формування горбастого рельєфу з лускатою побудовою.

3. Післяріський — яружно-зсувний рельєф.

Крім зазначених форм рельєфу, Різниченко (137) описує на Канівщині релікти пустинь. До останніх він відносить: поїжілітичне забарвлення порід, пустинний загар і захисні корки, ознаки руйнування порід від центра до периферії, альвеолярну структуру, кишені видудання, еолові котли, препарування шаруватості, гранчасті або пірамідальні валуни, „кам'яний дощ“, явище десквамації та ін.

Пустинні форми рельєфу можна спостерігати на схилах гір: Лисуха, Кам'янка та ін. Кам'яні розсипища на схилах вершин Трактемирів-Бучацького району відіграють помітну роль у рельєфі. Серед численних уламків палеогенового пісковика, що утворюють розсипища, можна знайти уламки типу тригранників з полірованою поверхнею. Однак весь комплекс особливостей цих утворів свідчить, що виникнення їх поверхні відбувалося не в пустинній обстановці. Розвиток їх можна спостерігати й тепер на схилах г. Лисухи. Кам'яні розсипища утворюються в результаті площинного змиву, який виносить дрібні частинки. Крупніші, цементовані в пісковики, піски лишаються на місці. У звичайних умовах вивітрювання ці пісковики дають кам'яні розсипища. В таких же умовах формується коміркова поверхня на брилах пісковиків, що мають різну щільність.

Беручи на увагу особливості кам'яних розсипищ, приходимо до висновку, що пустинних форм рельєфу в межах Канівщини немає. В історії четвертинного періоду не було й умов для їх утворення.

3. Придніпровська височина. Правобережне Придніпровське плато лежить в області поширення кристалічних порід Азовсько-Подільського кристалічного щита. Кристалічні породи тут відслонюються лише в межах річкових долин, на морфології яких і позначається їх вплив. На вододільних просторах на кристалічних породах залягає комплекс піщано-глинястих третинних і четвертинних осадів. Рельєф плато відповідає рельєфові первинних рівнин. Зрідка кристалічні породи відслонені сучасною денудацією, і денудована поверхня їх має самостійне значення в будові рельєфу. Такі ділянки мають величезну площу і трапляються в північній частині району, на ділянці, що прилягає до Полісся, та в околицях Кривого Рогу.

Межі Правобережної височини в рельєфі виступають дуже мало і їх можна проводити дуже умовно. На півночі Правобережне плато межує з Поліссям. Східну межу його становить Лівобережна низовина. Західна частина непомітно переходить у Волино-Подільське плато, межу з яким умовно можна провести в напрямі від верхів'я р. Случ по вододілу рр. Дністер і Буг до північної межі Причорноморської низовини.

Південна межа Правобережної височини відповідає лінії,

яка об'єднує південні відслонення кристалічних порід. Вона грубо збігається з північною межею поширення понтійських відкладів. Південно-східна межа Правобережної височини проводиться по Дніпру, але вона цілком умовна. Особливості височини простежуються й далі на південний схід до Приазов'я, відповідно до поширення кристалічних порід. Останнє ми виділяємо в самостійний геоморфологічний район — Приазовську кристалічну гряду.

Правобережне плато підіймається в середньому близько 200 м над рівнем моря. Найбільш підвищена його північно-західна частина на вододілі рр. Тетерів, Гнилоп'ядь, Рось і Соб. На південь Правобережне плато поступово знижується і на межі з Причорноморською низовиною не перевищує 150 м.

Висота Правобережного плато обумовлена підняттями кристалічних порід. Рельєф останніх визначає особливості топографічної поверхні. Цей вплив особливо відчувається там, де на докембрії розвинений дуже незначної товщини четвертинний покрив. У таких місцях ми маємо типову денудаційну рівнину, характер рельєфу якої обумовлений рельєфом денудованої поверхні давніх відкладів. Таку картину спостерігаємо в північно-західній частині Правобережного плато, у верхів'ях рік Тетерів, Десна, Сниводь, Рось.

Із збільшенням товщини четвертинного покриву згладжується рельєф Правобережного плато. Вплив кристалічного ложа виявляється лише на гіпсометрії району і на геоморфології річкових долин. Вододільні простори тут розчленовані мало, мають вигляд широкого і розлогого степу, поверхню якого лише зрідка борознять глибокі долини-балки. З наближенням до Дніпра змінюється характер вододілів. Те саме спостерігається в басейні Тікичу і верхів'ях рр. Інгул та Інгулець. Тут вододільні простори дуже звужуються, кількість балок збільшується і на схилах долин з'являються численні яри та рівчаки. Особливо добре розвинена яружно-балкова сітка на правому березі Дніпра — на просторі від Черкас до Дніпропетровська. Зокрема надзвичайно цікава ділянка між Чигирином і Верхньодніпровськом. Вододіл між Дніпром та Інгульцем відрізняється винятковою розчленованістю. Крім численних балок, тут багато є мертвих долин, які густою сіткою розчленовують вододіли. Вододільна лінія дуже зміщена до долини Дніпра. Асиметрія вододілів особливо добре виявлена на вододільній смузі Дніпро—Мокра Сура, де правий берег Дніпра є й вододілом його з Сурою. Річкова сітка Правобережжя досить густа. Річкові долини вироблені і мають складну геоморфологію завдяки численним відслоненням кристалічних порід. У будові долини спостерігається вже описана закономірність, обумовлена розвитком долини Дніпра, що був базисом ерозії для більшості рік Правобережжя.

Рось має дуже добре вироблену долину, в межах якої

виявлені три тераси: ріська, вюрмська і сучасна — заплавна. В будові першої тераси беруть участь ріські флювіогляціальні піщано-галькові відклади, які утворилися в епоху відступання Ріського льодовика. Друга — вюрмська тераса складена пісками і має звичайний для терасових пісків рельєф. Часто вона має покрив з лесоподібних суглинків, що залягають на слабкonerівній поверхні тераси.

Росава, так само як і Рось, має три тераси: заплавну, вюрмську і ріську. Остання виявлена лише в межах нижньої течії ріки і є спільною з Дніпром.

4. Побужжя. На захід від Дніпра і в південній частині поширення кристалічних порід геоморфологічні краєвиди стають більш різноманітними. В будові поверхні, в розташуванні і характері річкових долин позначається неглибоке залягання кристалічного фундаменту (рис. 23).

Особливості будови річкових долин цього району найбільш яскраво виявлені в долині р. Південний Буг.

Півд. Буг — найбільша ріка, що протікає в межах Правобережної височини. Вона бере початок біля вододільного вузла Волино-Подільського плато двома рукавами — південним — Буг і північним — Бужок, які зливаються біля м. Меджибож. До м. Хмельник Півд. Буг тече з заходу на схід, загалом у широтному напрямі. Нижче Хмельника ріка тече в південно-східному напрямі, який і зберігає до свого гирла. Верхня частина течії до м. Проскурів належить до Волино-Подільського плато. Тут є дві тераси — перша і друга. Заплавна тераса р. Півд. Буг, як і всіх його верхніх приток, дуже заболочена. Часто тут є торфові болота з промисловими покладами торфу. Друга тераса лежить на рівні близько 8 м, складена пісками або сіруватопальовими, лесоподібними, дуже піщаними суглинками, що переходять у піски. Ця тераса добре виявлена біля м. Проскурів, а також між Проскуровим і Чорним Островом. Біля м. Меджибожа є ознаки третьої, ріської, тераси, у відкладах якої спостерігається величезна кількість викопних молюсків, провідними з яких є *Vivipara diluviana*. В долині Півд. Бугу, нижче Вінниці, є обривки трьох терас, але тераси ніде не утворюють значних терасових просторів. Дуже цікава ділянка долини р. Півд. Буг між мм. Літином і Летичевим, відома під назвою Летичівської низовини. Вона являє собою терасову рівнину у вигляді чотирикутника, витягнутого з північного заходу на південний схід. Довжина низовини 35 км, ширина — 12—15 км. З півночі і півдня низовина обмежена корінними берегами. На захід вона відкривається в долину р. Півд. Буг, із сходу обмежена р. Згар. Рельєф низовини нерівний. На фоні загальної зглаженості її поверхні підносяться окремі скелі сарматських вапняків.

На думку Ласкарьова, Летичівська низовина являє собою давню долину р. Півд. Буг. Вік її Ласкарьов відносить до

льодовикового часу (87, ст. 558). В 1928 р. вік та будову Летичівської низовини вивчав В. І. Крокос (79), який встановив, що в будові низовини беруть участь давні річкові відклади — піски і глинясті піски з лесом, який покриває їх до 5,77 м завтовшки. Лес від підстилаючого алювію відмежований викопним ґрунтом. На підставі геологічної будови Крокос прийшов



Рис. 23. Відслонення граніту на схилах долини р. Аджамки.

до висновку, що „будовою терасового профілю, отже й за часом утворення, Летичівську терасу-низовину можна зіставляти з терасою-дельтою Нижнього Дніпра“ (ст. 163). В результаті Крокос робить висновок, що відкладання алювію Летичівської низовини відбувалося за ріського часу.

Цілком правильні спостереження В. І. Крокоса, однак, не вивершені правильними висновками. Виходячи з неправильної оцінки стратиграфії викопних ґрунтів, він безумовно вюрмську та рісько-вюрмську товщу алювію відніс до рісу. Летичівська низовина становить другу терасу р. Буг, яка утворилася у вюрмський час.

Нижче м. Вінниці є обривки терас Бугу:

I заплава.

II друга тераса.

III давня тераса.

У місцях поширення вапняків Сарматського ярусу іноді спостерігаються денудаційні тераси, в яких надвапнякова пухка

товща знесена, а поверхня вапняку утворює згладжені терасоподібні площадки.

У місцях, де р. Півд. Буг врізується в кристалічні породи, він має долину стиснену — каньйоноподібну; течія тут швидка; на порогах Буг утворює бистрини, іноді невеликі водоспади. Найбільші пороги лежать нижче с. Костянтинівське, біля м. Первомайська та біля с. Мичень. Миченські пороги відомі під назвою „Червоні ворота“. Костянтинівські пороги називаються „Гарт“. Нижче с. Костянтинівки пороги поступово вирівнюються, схили знижуються, і ріка тече в низьких берегах. Долина розширяється і змінює свої особливості. Притоки р. Півд. Буг мають будову долин цілком тождою з головною долиною, але у них третя тераса гіпсометрично не виявлена.

Основною геоморфологічною рисою річкових долин рік, що протікають у межах Правобережного плато, є наявність численних порогів та бистрин і численних скель кристалічних порід. Вони утворюють високі кручі, виступи найрізноманітнішої форми (рис. 24). Часто цілі значні ділянки річкових долин усіяні численними валунами вивітрювання, які утворюють кам'яні розсипища з нагромадженням різноманітних уламків кристалічних порід. Такі особливості мають долини рік: Соб, Удич, Синюха, Ташлінка, Гірський і Гнилий Тікичі, Виска, Тясмин і верхів'я рік Інгул та Інгулець. Вододільні простори тут мають хвилястий рельєф (рис. 25).

Правобережне плато південніше долини Тясмину дуже порізане численними долинами та балками. Крім того, тут спостерігаються численні прохідні, мертві долини, які прорізують вододіл і сполучають ріки басейнів Півд. Бугу та Дніпра, а також останнього на р. Інгулець. На південь від краю дніпровського (ріського) льодовика застійні води, переваливши через вододіли, знайшли стік у протилежному напрямі. В епоху танення льодовика, коли зменшилися маси води, були вироблені долини стоку.

Наявність наскрізних долин є також доказом затоплення вододілу талими льодовиковими водами. Численні мертві долини вододілу Дніпро—Інгулець—Інгул розташовуються в таких районах (41). Верхів'я ріки Обомлівки сполучається двома мертвими долинами з верхів'ям ріки Омельничок. Є долини, які сполучають Омельничківську долину з верхів'ям р. Інгулець. Дві широкі паралельні мертві долини направляються по лінії Високі Кургани—Плоске та Прохорівка—Ганнівка. Вони сполучають долини рр. Сухий Омельник та Омельник. Долина останнього сполучена з долиною Дніпра в напрямі Ганнівка—Бородаївка і з долиною р. Домоткань у напрямі Турханівка—Кирилов—Наталівка.

З геоморфологічного погляду дуже цікаве верхів'я р. Інгулець, вище ст. Цибулеве. Північніше цієї станції ріка має майже меридіональний напрям. На південь від ст. Цибулеве:

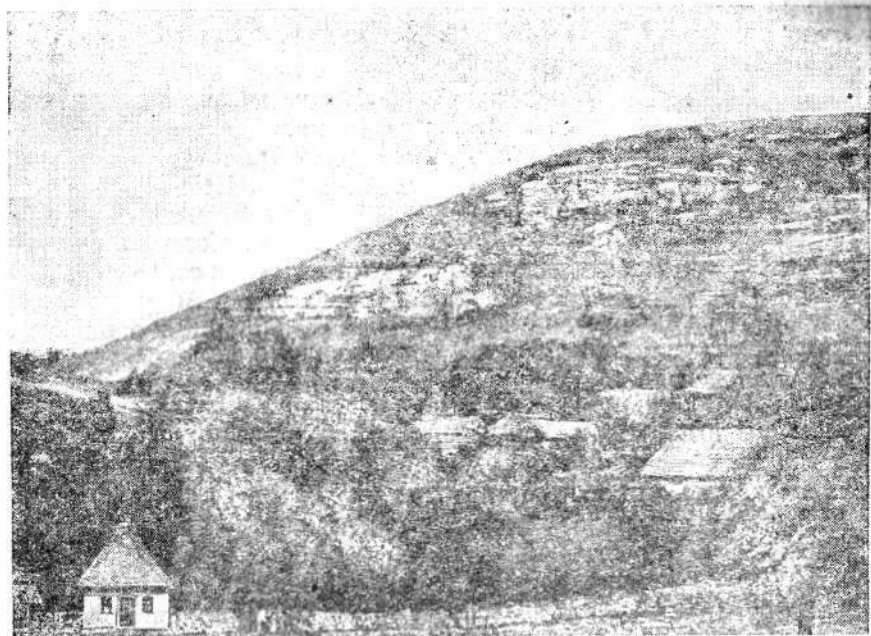


Рис. 24. Відслонення кристалічних порід.

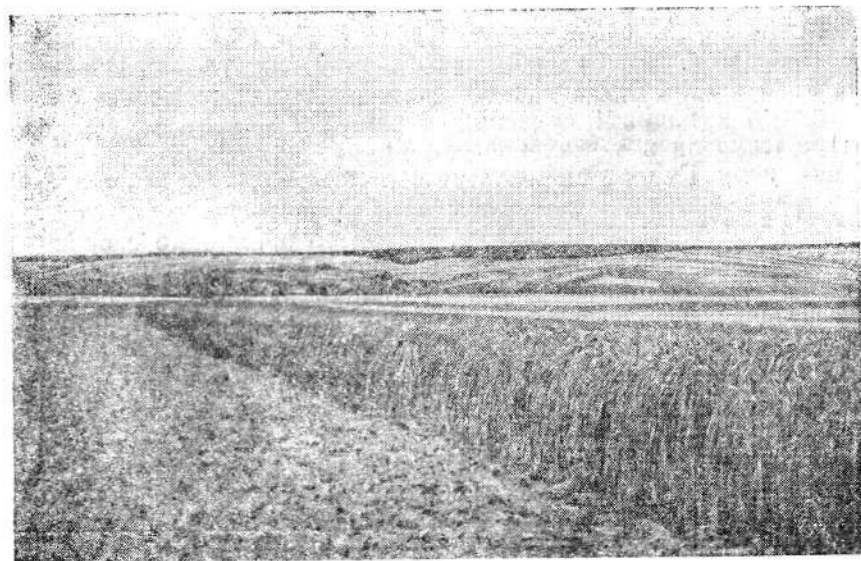


Рис. 25. Хвилястий лісостеп.

Інгулець змінює напрям на південно-східний. Разом з тим, у напрямі цієї течії Інгульця від ст. Цибулеве до долини р. Тясмин тягнеться долина. Дно долини лежить нижче навколишніх вододілів на 60 м. Дно її на кілька метрів нижче, ніж дно долини р. Інгулець біля ст. Цибулеве.

На думку Соколова (167), первинний вододіл проходив у минулому значно південніше від сучасного. Верхів'я р. Інгулець вище ст. Цибулеве перехвачене Інгульцем. Ріка, перехвачена Інгульцем, несла свої води в Тясмин. Коли Інгулець, вривуючись своїм верхів'ям, перехватив ріку біля ст. Цибулеве, долина ріки лишилася мертвою і видно тепер її у вигляді зниження між цією станцією та р. Тясмин. Пізніше цю долину використалиталі льодовикові води, що стікали в Інгулець. Отже, для всього Правобережного плато можна намітити такі загальні особливості. Вододільні простори його мають вигляд рівнинного степу, гіпсометрія якого визначається заляганням кристалічних порід. У районах, що прилягають до Дніпра, степ розчленований численними глибокими балками, що надає йому характеру хвилястої рівнини. Особливості річкових рівнин визначаються наявністю кристалічних порід, в які вривуються ріки. Місцями долини рік мають каньйоноподібний характер. Кристалічні породи високо підіймаються з-під чохла молодих осадових утворів. Такі ділянки долин мають різко виявлений характер долин прориву. Ці особливості має долина р. Півд. Буг біля Костянтинівки і долина Дніпра між Дніпропетровськом і Запоріжжям. Походження долин прориву українських рік недосить з'ясовано. Зокрема про долину Дніпра є міркування Гурова, Д. Соколова, Б. Лічкова та В. Різниченка.

Гуров виходив з особливостей долини р. Самари з її дивним розширенням, яке він приймав за вироблене в давній час озеро. На його думку, вище Дніпровських порогів були групи озер, витягнуті в напрямі сучасних долин, але значно ширші. Ці озера існували в межах найголовніших долин приток (38). До точки зору Гурова приєднався Д. Соколов. Він вважав, що давня тераса Дніпра та його приток утворилася на місці озера з дуже вибагливими обрисами. Це озеро припинило своє існування після утворення долини прориву. Отже, на думку Д. Соколова, вік прориву Дніпра молодший за його найдавнішу терасу (168). Такого ж по суті погляду додержувався Б. Лічков, за даними якого третя тераса Дніпра відсутня в його порожистій частині, що є молодшою за передпорожисту частину Дніпра. Дуже молодою долину Дніпра в межах порогів вважали В. Крокос та Ф. Саваренський.

Багато уваги Дніпровському прориву приділив В. Різниченко (142). Він додержувався думки, що частина долини Дніпра в порожистій частині молодша, ніж його середня частина. Прорив Дніпра через кристалічну смугу відбувся після епохи найбільшого зледеніння. Цей прорив був результатом дисло-

кацій, зв'язаних з компенсаційними рухами земної кори, викликаними навантаженням і розвантаженням льодовикових мас у льодовикову епоху. Уважне вивчення особливостей кристалічних порід у порожистій частині Дніпра приводить до висновку, що тут немає ніяких слідів більш-менш значних розривів та переміщень порід. Пояснення долини прориву Дніпра четвертинною тектонікою не має під собою досить міцного ґрунту. Можливість рухів земної кори через навантаження льоду взагалі сумнівна. Вказівку на озерне походження долини також не можна вважати обґрунтованою, бо в порожистій частині є тераса, яка відповідає рівневі третьої, найдавнішої, тераси Дніпра. Крім того, давнє корінне ложе Дніпра, перенесене порівняно з сучасним метрів на 50, свідчить про наявність стоку за Запорізький бар'єр, отже говорить про наявність долини, якою в попередні епохи через кристалічну смугу стікали води Прадніпра.

Походження Дніпровського прориву можна пояснити простіше. Відповідь на це дає геологічна будова району. Вище зазначалося, що давня денудаційна поверхня докембрію УРСР у третинний час була похована під морськими осадами палеогену, а на півдні, в межах порогів, — під неогеном, перекритим четвертинними червонобурими глинами. Так на давній денудаційній (ненеплен) рівнині утворилася накладена морська рівнина, яку почали борознити долини рік, що розвивалися консеквентно. У процесі ерозії вторинно була відслонена денудаційна поверхня докембрію, рельєф якої не відповідає теперішній денудаційній поверхні. З цього виходить, що долина Дніпра — типова епігенетична долина. Таке походження має й долина р. Буг та інших рік Правобережного плато.

Дуже цікавий рельєф денудаційної поверхні докембрію в околицях Кривого Рога і, в цілому, в районі поширення криворізької світи докембрію. На характер рельєфу впливає як залягання, так і склад докембрійської криворізької світи. Ці відклади мають порушене залягання. Верстви залізистих кварцитів місцями поставлені майже вертикально. Голови верств, що підпали денудації, руйнувалися нерівномірно. Вони інтенсивніше руйнувалися по тектонічних тріщинах та менш щільних смужках. Внаслідок цього стійкі частини порід дуже різко виступають у вигляді гострих гребенів, виступів та скель, з крутішими схилами проти падіння верств. Там, де височини складені залізистими кварцитами, вони мають характерне забарвлення від залізистих сполук. Схили, затягнуті делювієм з продуктів руйнування порід, мають таке ж темnobуре забарвлення, як і скелі. Це забарвлення спостерігається і в лесоподібних суглинків, які виявляють генетичний зв'язок з продуктами руйнування докембрійських кварцитів.

Описане явище важливе не тільки як зовнішнє оформлення

рельєфу. Воно має велике значення і при простеженні окремих серій верств залізистих кварцитів при картуванні району.

Цікаву особливість морфології цього району становлять вивержені породи в тому випадку, коли вони зберігають свої первинні форми залягання. Однак такі випадки трапляються дуже рідко. Таке залягання у вигляді лаколіту мають вивержені породи у верхів'ї р. Грузької, далі на південний схід від ст. Цибулеве (41). Лаколіт утворює добре помітну, з характерними контурами, височину, що значно підноситься над навколишнім степом.

Волино-Подільське плато.

Волино-Подільське плато займає західну частину УРСР. Гіпсометрично і структурно воно зв'язане з Азовсько-Подільською кристалічною смугою. За геологічною будовою воно трохи відрізняється від Правобережного плато розвитком морських неогенових осадів. Деякі геоморфологи (Соболев, Дмитрієв) схильні вважати, що Волинська частина плато лежить у межах Волинського шельфу, складеного девонієм, і Подільська — в межах Подільського шельфу, складеного силуром. Таке визначення неприйнятне тому, що палеозой, і в цьому і в іншому випадку, прикритий товщею інших за походженням та віком осадів, які відклалися у мінливих умовах протягом палеозойської, мезозойської і кайнозойської ер.

Підставою для виділення в окрему геоморфологічну підобласть Волино-Подільського плато є відклади неогену, які визначають особливості її рельєфу. Особливості Волино-Подільського плато визначаються його генезисом, як первинної морської рівнини, сильно піднятої і внаслідок цього дуже еродованої.

Межі Волино-Подільського плато можна провести так. На півночі воно межує з Поліською низовиною. Східна межа з Правобережним плато проходить вододілом Дністер—Буг. На півдні плато зливається з Причорноморською низовиною. Західна межа Волино-Подільського плато лежить у межах західних областей. Плато становить найбільш підвищену частину території України. В окремих пунктах воно підіймається майже до 400 м над рівнем моря. Такі місця лежать на вододілі рік Вовк і Вовчок, Вовк і Згар. Найбільш підвищений район лежить на лівому березі р. Збруч, північніше Гусятина. Звідси місцевість поступово знижується в південному та південно-східному напрямі, йдучи за яким, течуть ріки.

Рельєф Волино-Подільського плато дуже складний. Він обумовлений заляганням і складом порід, які визначають особливості долин та вододільних просторів. Найголовнішими формами є річкові долини і товтри.

Річкова система Волино-Подільського плато густа. Крім значних рік, тут зустрічаються численні та глибокі балки, які

в усіх напрямках розчленовують плато. Внаслідок цього район має вигляд дуже порізаної, хвилястої рівнини.

Долини рік Поділля дуже глибокі. В середньому вони поглиблені на 100—150 м. Переважна більшість подільських рік є лівими притоками Дністра. У нижній течії вони мають долини вузькі, глибокі, каньйоноподібні. Будова їх цілком тождерна з долиною Дністра. Балки Волино-Подільського плато глибокі, але схили їх звичайно затягнуті делювієм, з-під якого лише місцями виступають окремі скелі різного віку, переважно вапнякових порід. Вододіли між балками дуже звужені, іноді перепилані. Здебільшого вододільні простори мають вигляд гривок, які дуже нагадують височини Сирту. Верхів'я балок завжди заокруглені, циркоподібні з досить крутими схилами. Дно у них добре вироблене, часто трохи заболочене. Схили балок, особливо в Придніпровській частині, вкриті густими листяними лісами, серед яких нерідко є крейдові скелі. Це надає краєвидові живих, радісних рис.

В межах широкої території Волино-Подільського плато виділяються своїми особливостями окремі райони: Придністровське, або Подільське плато, Покуття, Товтри, Кременецькі столові гори, Волинське плато, Підгір'я, Дністровсько-Санська низовина і Розточчя.

Долина р. Дністра. Дністер — головна ріка Волино-Подільського плато. Будова його долини дуже складна. Загальні риси її морфології такі.

Долина характеризується незначною шириною із стрімкими схилами, іноді каньйоноподібна. Течія ріки звивиста. Вона утворює численні великі вигини, що належать до типу врізаних меандр. Вторинні, блукаючі, меандри мають незначне поширення. З цього можна зробити висновок, що вирізування долини Дністра відбувалося дуже швидко і, очевидно, за короткий відрізок часу. Цим пояснюється і незначний розвиток заплавної тераси Дністра, гірський характер його течії, великі розливи — риси, властиві молодим рікам тектонічно активізованих районів. Ріка продовжує поглиблювати своє русло. Дністер у верхній і середній течії має кілька терасових рівнів, з яких 6 гіпсометрично досить добре виявлені. Це (41):

- I тераса.
- II тераса.
- III тераса.
- IV тераса.
- V тераса.
- VI тераса.

Найцікавіша шоста тераса. В рельєфі вона, як і п'ята тераса, виявлена досить мало. В районі західної похилості Дністровсько-Бузького вододілу тераса складена піщано-гальковими

відкладами, в яких переважає „карпатська галька“, складена з метаморфічних гірських порід, що становлять Карпатську гірську країну.

Поширення гальки докладно дослідила Каптаренко (66). Вона проводить східну межу поширення карпатської гальки в напрямі з півночі на південь через такі пункти: Свенцица, Шрамки, Воробіївка, Стрячиці, Канава, Колюхів, Звониха, м. Тиврин, Зорванка, Зорванці, Микулинці, Юзвинський Майдан. Встановлено поширення карпатської гальки на лівому березі р. Півд. Буг. Породи з карпатською галькою лежать на різному рівні і на різній глибині від поверхні. Карпатська галька іноді виступає на поверхню, в деяких випадках (с. Бухоники) вона знаходиться на глибині близько 14 м від поверхні. Розміри гальки мінливі, але загалом незначні. Вони коливаються в межах 0,4 — 1,7 см, в середньому 0,4 — 0,5 см. Розміри гальки з наближенням до долини р. Дністра дуже зростають, а в самій долині часто трапляються валуни. Склад порід з карпатською галькою мінливий. Переважно у більш західних районах галька становить складову частину сіруватожовтих, вохристожовтих несортованих, часто косоверстуватих пісків. Піщано-галькові осади з карпатською галькою мають велике поширення і зустрічаються на півдні аж до долини р. Кучурган. В районі Стричинців та Канави, с. Мала Жмеринка та ін. карпатська галька лежить у сіруватопальовому оглеєному лесі. Біля с. Мляки поширені бурі суглинки, які містять карпатську гальку. В суглинках карпатська галька зосереджена в нижній частині шару. Вище кількість її зменшується. В суглинках спостерігається 1 — 2 горизонти викопного ґрунту.

Піщано-галькові відклади з карпатською галькою лежать на рівні понад 200 м порівняно з рівнем Дністра. Походження цих осадів досі недосить з'ясовано. Ласкар'єв (87) та інші дослідники приймали, що ці відклади являють собою давній алювій Дністра. Склад і поширення порід з карпатською галькою на лівому березі р. Буг виключає можливість приписувати походження цих порід річковим наносам Дністра. Вік порід з карпатською галькою Дністровсько-Бузького вододілу, зв'язаних з лесовою серією — третім горизонтом її лесу, розцінюється лише як ріський. Ці осади є спадщиною ріської льодовикової епохи. За походженням вони становлять флювіогляціальні осади, які виносилися талими льодовиковими водами з Карпат, тоді вкритих вічними снігами.

За ріського часу все Передкарпаття було вирівняно флювіогляціальними осадами, які перетворили його у флювіогляціальну рівнину, що поширювалась на схід до вододілу Буг — Дніпро. Приблизні межі цієї рівнини збігаються з межами поширення карпатської гальки.

На підставі поширення порід з карпатською галькою можна вважати встановленим, що за ріського часу Передкарпаття,

включаючи басейн Дністра, становило рівнину, де під товщею флювіогляціальних відкладів були поховані давні долини. Звідси виходить, що вся потужна товща галечників Поділля належить до ріської епохи.

Якщо уявити собі передріський рельєф Волино-Подільського плато, то перед нами була б рівнина з винятково глибокими долинами — каньйонами, врізаними в товщу порід, які залягають спокійно. Врізані меандри рік ускладнювали їх долини. На схилах долини виділялися терасові уступи, зв'язані з стійкими породами. Таких терасових уступів-карнизів було три. Верхній лежав на товщі нижньосарматських вапняків, середній — на товщі кремешто-крейдяного сеноману і нижній — пов'язаний з товщею силуру. Крім цих головних ступенів, є ряд другорядних, що розташовуються в місцях наявності окремих, стійких, більш або менш товстих верств.

Вирізування цих уступів відбувалося за післякуяльницького часу, в епоху загального розвитку гідрографічної сітки України і протягом дуже короткого часу. Отже, наявність численних терасових уступів ерозійних терас Дністра є показником прискороного їх формування порівняно з формуванням терас Лівобережної рівнини. Кількість терасових уступів у Дністра в верхній, а також у середній і в нижній течії різна. Тераси сходяться до гирла і розходяться до витоків ріки, в міру чого з'являються додаткові тераси, кількість яких до витоків збільшується.

Нижче за течією кількість терас зменшується і в районі Тирасполя є тераси:

- I заплавна тераса.
- II друга тераса.
- III третя тераса.
- IV четверта тераса.

Ближче до Дністровського лиману рівень четвертої тераси знизується, а друга і третя тераси, зливаючись, утворюють широку рівнину другої тераси.

У 3 поведінки самих терас добре простежується їх походження, а разом з тим і історія долини Дністра. Утворення терас у нижній течії р. Дністра, як у всіх рік Причорномор'я, відбувалося у зв'язку із зміною базису ерозії. В середній і верхній течії це утворення відбувалося внаслідок наявних у Карпатах інтенсивних піднят, що обумовили глибоке врізування подільських рік і вироблення ерозійних уступів.

Дніпровський, або ріський, вік був часом формування Придністровської — флювіогляціально-алювіальної рівнини, з відкладанням у давній долині долинно-флювіогляціальних піщано-галькових відкладів, у вигляді кучурганського і тираспольського гравію. Післяріська епоха в межах Подільського Придністров'я характеризується новими епейрогенічними піднят-

тями, розчищенням давнього ложа і сучасним врзуванням ріки. Доріські ерозійні уступи із залишковими ріськими галечниками з карпатською галькою ускладнюють загальну картину терас Дністра і затемнюють історію Дністровської долини.

Геоморфогенез Волино-Подільського плато проходив складніше, ніж геоморфогенез решти території УРСР. Однак у розвитку рельєфу тут, як і скрізь на півдні СРСР, особливо важливим етапом перетворення рельєфу був ріський льодовиковий вік, який залишив після себе згладженій акумулятивний рельєф величезних просторів Придністров'я.

1. Подільське плато лежить на захід від Дністровсько-Бузького вододілу. Вододіл має вигляд вузької підвищеної смуги. Поверхня плато рівнинна, дуже піднята над рівнем моря. Найбільш підвищені місця — вододіли — плоскі і звужені. Від них поверхня поступово знижується, далі круто обривається до долин. Верхів'я рік лежать у межах погорбованих частин Дністровсько-Бузького вододілу. Спочатку ріки течуть у неглибоких балках-долинах. Вниз за течією долини поглиблюються і, наближаючись до Дністра, досягають великої глибини. Ріки Поділля течуть у кам'янистих руслах, мають швидку течію, багато водоспадів і порогів. З дна долин Поділля має вигляд гористої країни, тоді як на вододілі це горбаста рівнина. Це явище обумовлене тим, що тут ріки розмили собі дуже глибокі долини. Скелясті береги рік мають складну будову. Ложе рік і нижню частину схилів складають темні сланці. Завжди вологі, в густій напівтмлі й тіні дерев, вони надають долинам дикого й суворого вигляду. В середній частині схилів відслонюється біла крейда. Вона широкою смугою оперізує схили, світлими плямами просвічує серед лісів і вертикальними кручами обривається до долин рік. Верхню частину схилів становлять товщі вапняків. З'їдений вітром і розмитий водою, вапняк утворює скелі найрізноманітнішого вигляду. Серед листяних лісів, що вкривають схили, скелі підносяться у вигляді колон, стовпів, мають вигляд гігантських грибів або являють нагромадження уламків, які нагадують руїни велетенських споруд.

Міста і села Поділля розташовані в долинах. Ріки тут часто загачені, розтікаються широкими і тихими ставками серед крутих берегів.

Із заходу Поділля обмежується долиною Дністра. Велична ріка кружляє і в'ється в долині, обмеженій стрімкими схилами.

2. Покуття. На захід від Дністра загальні геоморфологічні риси місцевості зберігаються до Пруту. Це — Покуття. Воно поступово зливається з Передкарпаттям.

У геоморфології Покуття велику роль відіграють карстові форми рельєфу. Серед них велике поширення мають карстові лійки — „вертеби“. Лійки у вигляді округлих знижень ускладнюють схили, часто підіймаються до вододілів.

На схилах часто відслонюються закарстовані вапняки у вигляді скель найхімернішої форми.

3. Товтри. Під назвою товтри відомі вали та горби, складені вапняками. Самі вапняки утворилися з відкладів черепашок молюска верметуса та вапнякових водоростей літотамній у третинному морі. Товтри займають значну територію в межах Кам'янець-Подільської області. Вони являють собою окремі підняття-горби або цілі кряжі, що різко виступають над рівнинною поверхнею плато. Вони обмежені бувають дуже крутими уступами або підносяться у вигляді голих закарстованих скель.

Найбільш поширена форма товтр — кряжі, що підносяться над рівниною на 63—64 м (41); ці кряжі позбавлені покриву четвертинних відкладів. Підніжжя їх у нижній частині іноді бувають прикриті делювіальним чохлам.

Хребет кряжів досягає 0,5 км завширшки, поверхня хвиляста. Підвищені ділянки обмежені опуклими схилами. Окремі вершинки, що трапляються вздовж товтрових кряжів, мають конічні форми. Часто трапляються товтри у вигляді окремих горбів химерних обрисів. Дуже часто окремі підвищення мають круглі або овальні обриси, які визначаються виходами вапнякових гребінців заввишки 0,5—10 м. Завдяки останньому товтри набувають віддаленої схожості з атолами. Товтровий рельєф спостерігається у північно-західній частині Подільського плато між м. Сатановим і Кам'янець-Подільським. Товтри тут утворюють кілька гряд-кряжів. Головний кряж лежить на лівому березі р. Смотрич і тягнеться від с. Негин на Карачківці, Крятківці, Івсі до Сатанова і далі на захід. Східний кряж лежить на правому березі р. Тарнави, в околицях с. Макова.

На захід від головного кряжа тягнеться кілька товтрових гряд між рр. Смотрич і Жванчик. Найбільш підвищена гряда товтр витягнута вздовж лівого берега р. Смотрич. Північніше с. Черче цей кряж зливається з головною товтровою грядою Подільського плато. Окремі гряди і товтрові горби розташовуються в околицях Софіївки, Почапинець, Ямпільчика, Гусятина, Лисовод, Левади та ін. Окремі підняття являють собою найбільш підвищені точки рівнинної території УРСР. Ознаки товтровою рельєфу відомі також і в південній частині Подільського плато. Вапнякові рифові скелі виступають у басейні р. Кам'янки — притоки р. Дністра біля с. Хрустове. В околицях села товтри мають вигляд окремих вапнякових скель з дуже крутими кручами або представлені горбами та розсипищами вапняку. Далі на північ, у Могилівському Придністров'ї рельєф Подільського плато трохи відрізняється від решти Поділля. Місцевість тут має вигляд широкої рівнини, злегка хвилястої. У цю рівнину дуже глибоко врзані долини-каньйони рік Жван, Карайц, Лядава, Негин, Серебря, Дерло, Мурафа і Русава — лівих приток Дністра. Долини рік мають велику глибину. На

скелях долин немає терас. Лише верстви стійких порід іноді дають на схилах виступи та денудаційні тераси.

Утворення товтрового рельєфу. На думку Барбот-де-Марні (12), товтри являють собою прибережні рифи й атоли сарматського віку. Михальський (126) твердив, що товтри становлять справжні коралові берегові рифи, які формувалися тут у середземноморській вік. У сарматський вік на цих рифах надбудову провадили серпулі та мшанки-моховатки. На думку Михальського, за середземноморського часу берегові рифи супроводили східну берегову лінію Галіційського басейну. Надбудування ж у сарматський вік, у зв'язку із зміною розподілу моря та суші, відбувалося вздовж західного узбережжя моря. Обернений до моря край рифів більш крутий. Цей дослідник вважав, що рифи поширені вздовж всієї берегової зони неогенових морів, але в південному Поділлі вони поховані під молодшими верстуватими осадами і геоморфологічного значення не мають. Самі середземноморські рифи виступають над рівнем сарматських відкладів, які по відношенню до рифів мають прислонене залягання.

Ласкар'юв (87) розглядає товтровий кряж як рифовий утвір, зобов'язаний життєдіяльності літогамній, верметусів, мшанок та серпуль. Ці рифи формувалися в найбільш сприятливих для життя зазначених організмів місцях, витягнутих паралельно берегові моря, в якому відбувалося утворення рифу.

Спосіб утворення самих вапняків, що складають товтри Поділля, Ласкар'ювим з'ясований з вичерпною повнотою, геоморфологічне ж оформлення їх зовсім не з'ясоване. Світло на походження товтрового рельєфу проливають такі факти: 1) взаємовідношення товтр з навкружними синхронічними відкладами, 2) їх форма і 3) взаємовідношення з річковими долинами, які прорізують їх.

Ріки—притоки Дністра—Збруч, Жванчик, Смотрич—мають долини поперечні щодо товтрового кряжа. Прориваючись через останні, ріки вирили долини досить глибокі, каньйоноподібні, з химерними вапняковими скелями на їх схилах. Форма самих вапнякових підвищень характерна для денудаційного рельєфу: товтри являють собою відпрепаровані, стійкі ділянки, складені твердими вапняками. Саме тверді вапняки становлять малопоширену фацію неогенових осадів, перекриту в минулому пухкими, мергельними та піщано-глинястими неогеновими ж відкладами. До початку постпліоцену область, зайнята міоценовими відкладами, мала вигляд первинної, мало розчленованої рівнини. В епоху вироблення річкових долин Придністров'я потужна денудація знищила пухкий покрив, з-під якого й виступили складені стійкими вапняками горби та кряжі товтр. Звідси рельєф товтр денудаційного походження зобов'язаний площинному змиву. Річкові долини, що прорізують кряж,—

типові накладені долини, які перепилили кряж трохи раніше, ніж був змитий покрив, який вкриває рифи.

Рифові вапняки товтр у найбільш підвищених місцях позбавлені покриву осадових порід, з поверхні дуже зруйновані і становлять нагромадження уламків каменів. Рідше товтри прикриті делювіальним чохлам з продуктів руйнування вапняків. У межах таких товтр спостерігаються чудові форми поверхневого карсту. Правда, карстові утвори не мають великих розмірів. Вони дуже поширені і надають характерних геоморфологічних рис товтровому краєвиду. Серед карстових утворів товтр Ласкар'юв описує такі: „1) дуже різноманітні форми з'їденості вапняків, серед яких переважає утворення неправильних, нерідко дуже глибоких ніздри, що розвиваються у справжніх ходи з печероподібними розширеннями (гора Сокіл та ін.); 2) тріщини на поверхні вапняків розширюються у справжні розколини, а густе їх розміщення надає поверхні зазубленого вигляду (Хропотове, Закупка, Івахнівці, Юрківці, гора Сокіл та ін.); 3) перетини вертикальних тріщин з горизонтальними ведуть до відокремлення то дрібного щебеню, то великих брил вапняку, з пригладженою поверхнею та відполірованими заокругленими ребрами. Відслонені скелі товтрового вапняку набувають при цьому складного рельєфу і зовнішнього вигляду: вигляд зубців, руїноподібні обриси, форма окремих стовпів, колон, стін з нішами, гротами і т. д.“.

Поверхневий карст, подільських товтр надає товтрам мальовничих рис, які становлять важливу особливість рельєфу Волино-Подільського плато.

Своєрідний склад порід, що становлять Подільське плато, в процесі вивітрювання дає ряд дуже характерних форм, які значно впливають на особливості рельєфу. Серед останніх форм дуже часто трапляються кам'яні розсипища, стовпи і т. ін. Різниченко (185) у формах руйнування порід, які складають район, бачив свідків пустинного вивітрювання і, описуючи морфологію цих свідків, виділяє: 1) кишені-комірки вивітрювання на поверхні скель силурійського вапняку. Ці форми розвинені на скелях у долині рр. Лядава, Дерло, Суха Буша, Мурафа, а також на лівому березі р. Дністра в с. Яруга; 2) дефляційні жолоби-борозни, добре розвинені, зустрічаються по р. Немі. Вони виявлені на пісковиках, що мають нерівномірний склад, при цьому зниження відповідають менш стійким прошаркам, підвищені частини становлять більш твердий та грубозернистий пісковик; 3) стовпи, або свідки, зустрічаються в долині ріки Немія та Мурафа; 4) скелі-гриби. Одну з скель Різниченко описав на правому березі р. Немія нижче с. Вільшани. Шапка гриба складена зливним твердим пісковиком. Ніжка складена м'яким, сланцюватим, глинястим пісковиком. Крім перелічених, Різниченко згадає печери розвіювання, роз-

сипища гострокутних уламків та пірамідальні валуни. Останні були знайдені в осипах карпатської гальки.

Описані форми вивітрювання в межах Придністров'я справді мають місце, але вони зовсім не є реліктами пустині. Розвиток цих форм рельєфу на скелях пісковиків, вапняків силурійської системи та відслоненнях вапнякових порід крейди і неогену є й тепер. У сучасних умовах розвиток таких нерівностей відбувається дуже швидко і залежить від нерівномірного складу порід.

4. Волинське плато. Північна частина Правобережної височини в межах Волинської та Ровенської областей становить похилу рівнину, яка поступово знижується в напрямі Полісся. Ідучи за похилом топографічної поверхні з півдня на північ, течуть ріки Турія, Стохід, Стир, Горинь та ін. У будові рівнини беруть участь крейдиані відклади. Поверхня її рівна або злегка хвиляста. На півдні вона поступово набуває рис, характерних для Поділля, а на півночі — характерних для Полісся.

Вододільні простори, як і схили долин Волинського плато, ускладнені карстом. Карстові форми рельєфу здебільшого представлені лілками та блюдцями, нерівномірно розкиданими по поверхні.

Багато карстових знижень Волині вповнені водою, утворюють невеликі озера. Карстові озера-„вікна“ мають чисту, прозору воду. На дні їх є джерела, які виходять з глибини.

Найбільше з карстових озер Волині — Свитязь. Воно лежить між сс. Шацьк і Пульмо. Живиться озеро джерелами, що відкриваються на його дні. Із Свитязя витікає кілька струмків, що впадають у сусідні озера та болота.

5. Кременецькі столові гори. Найбільш підвищена частина Правобережної височини лежить на вододілі рік Серет, Збруч, Буг, Горинь та Іква, які розтікаються в різні сторони. Відносні висоти в околицях м. Кременець досягають 200 м. Значна різниця висот у цьому районі обумовлює велику розчленованість його поверхні. Особливо розчленована поверхня в напрямі долини р. Ікви, зокрема в районі Кременця. Уцілілі від розмиву ділянки плато мають вигляд окремих підвищень, які становлять Кременецькі гори.

Головні гряди Кременецьких денудаційних гір утворюють вододілі рік. У напрямі долин вони поступово знижуються і лише зрідка обриваються кручами. Частина вододілів розмита з усіх боків і має вигляд окремих гір-останців. Найцікавіші з цих гір — Бона в Кременці та Божа біля м. Бережці. У будові Кременецьких гір беруть участь мезозойські і третинні відклади. Нижню частину схилів складає товща білої твердої крейди, переповненої включеннями чорного кременю. Над крейдою залягають верстви глини, піску і, вище, вапняки. Склад порід надає схилам Кременецьких гір різних і своєрід-

них обрисів. З відслоненнями вапняків та твердої крейди завжди пов'язані стрімкі кручі та карнизи на схилах гір. Вершини підвищень кам'яністі, іноді скелясті. Нижня частина схилів часто вкрита лісами.

6. Розточчя. Північно-західна частина Правобережної височини в напрямі Львів—Рава-Руська дуже звужена і має вигляд кряжа. Звідси ріки течуть у басейни Прип'яті, Дністра та Вісли, у зв'язку з чим район має назву Розточчя.

Характерну особливість Розточчя становлять вододільні ділянки, які мають вигляд плосковерхих кряжів — денудаційних останців. На південь Розточчя обривається крутим уступом, на схід воно поступово знижується і розчленовується великою кількістю широких розлогих долин. Багато долин сильно заболочені, мають численні торфовища.

Південна частина Розточчя між Львовом і Томашовим становить височину, яка підноситься до 400 м над рівнем моря. Височина розчленована численними долинами та улоговинами. На схилах вододільних гряд подекуди спостерігаються скупчення еолових пісків та пологі, складені глинами, шлейфи. У північній частині Розточчя, знижуючись, поступово зливається з одноманітною Поліською рівниною. Лише на крайньому заході до долин системи Вісли Розточчя обривається 100-метровим уступом.

Рельєф Розточчя типовий ерозійний. Він пройшов довгий шлях розвитку, починаючи з неогену. Тепер територія набула рис зрілого рельєфу.

Опілля. У південно-східному напрямі Розточчя поступово зливається з Подільським плато. Територія між Розточчям і долиною Золотої Липи називається Опіллям. Опілля, як і Розточчя, має ерозійний рельєф. Це підвищена рівнина — плато, дуже розчленована річковими долинами. Долини широкі, вироблені, з добре виявленими терасами.

7. Падіння поверхні Волино-Подільського плато яскраво виявлене і спрямоване в напрямі долини Дністра. Долина Дністра лежить у зниженні вздовж зовнішньої сторони Карпат. Ділянка долини ріки Дністра від верхів'я до гирла р. Свічі має назву Дністровсько-Санської рівнини. Вона характеризується плоскою поверхнею і незначним коливанням висот. У західній частині дуже заболочена. Східна частина її менш болотиста, але й тут велике поширення мають вологі луки, релікти заплавлених озер та інші сліди ерозійної діяльності.

За вододілом Дністер—Сан поверхня сильно знижується і переходить у Санську, далі Привіслянську алювіальну рівнину.

8. За Дністром, у напрямі Карпат, рельєф поступово змінюється. Тут поступово наростає вплив близької гірської країни: ускладнюється геологічна будова, підіймається поверхня, поглиблюються річкові долини, стає різноманітнішою рослин-

ність. Це—Підгір'я та Прикарпатська височина. Підгір'я являє похилу в напрямі від Карпат височину. Поверхня її розчленована великою кількістю долин консеквентних рік. У долинах є добре виявлені тераси, в будові яких, очевидно, беруть участь флювіогляціальні відклади. Геоморфологія терас цього району, однак, потребує ще дальшого вивчення.

Передгір'я поступово переходить у нову геоморфологічну область—Карпати.

III. ПРИЧОРНОМОРСЬКА НИЗОВИНА.

Причорноморська низовинна рівнина, як геоморфологічна область, відповідає Причорноморській западині як геоструктурному району. Північна межа низовини збігається з південною межею відслонень порід Азовсько-Подільського кристалічного масиву. На півдні низовина обмежена Чорним морем, Сивашем та Азовським морем.

Тільки в межах Перекопського перешийка Причорноморська низовина сполучається з Північно-Кримською, Таврійською низовиною, з якою вона складає єдине ціле.

Поверхня Причорноморської низовини найбільш підвищена в північній і західній частинах, там по її краях є найвищі позначки. Західніше Новопавлівки місцевість підіймається до 160 м. Це й є найвища частина Причорноморської низовини. На схід від долини р. Півд. Буг, у північній частині низовини позначки не перевищують 122 м. На південь, відповідно до похилу поверхні, позначки поступово зменшуються і низовина у напрямі до Чорного моря обривається крутим уступом. Тільки територія, що лежить між долиною Дніпра і Молочним лиманом, дуже знижена і досі перебуває в стані епейрогенічного опускання, завдяки чому низовина тут у багатьох місцях не перевищує 2 м над рівнем моря.

Поверхня Причорноморської низовини дуже розчленована глибокими долинами рік, поглибленість долин яких у північній частині району досягає 100 м. Велика порізанисть поверхні виявляється й поблизу річкових долин. Вододільні простори зачеплені ерозією мало, вони мають цілком згладжену поверхню, а видимі нерівності на ній утворюють тільки численні кургани-могили та зрідка спостережувані, мало помітні зниження безруслених рік, свідків латерального розростання балок. Завдяки цьому на півдні безкраї степи Причорномор'я межують з такою ж безкраюю рівністю Чорного моря.

Між долинами Дністра і Півд. Бугу Причорноморська низовина найбільш висока і тому найбільш розчленована. Крім глибоких долин, тут зустрічаються великі балки, особливо численні в басейнах рік Чичиклеї, Малого Куяльнику і Тилігулу. Добре вироблені долини тут глибоко врізані в корінні породи, а в нижній своїй течії виповнені солоними озерами-лиманами.

На схід від долин Тилігулу кількість балок значно зменшується. Район між Півд. Бугом і Дніпром виділяється цілком рівними широкими вододільними просторами. Вододільні простори до річкових долин знижуються поступово і мало помітно.

Балки лежать рідко. Річкові долини глибокі і різко окреслені завдяки різкому зламові топографічної поверхні у верхній частині схилів. В межах берегової зони схили річкових долин дуже порізані короткими, але глибокими ярами. Особливо велика кількість ярів зустрічається на узбережжі рік Дніпро, Бузулук, Інгулець та Інгул.

Між Дніпром і Молочною рівнина найвища на ділянці, в межах якої розташовані верхів'я балок Злодійської, Білозерської і Фогаченської. Окремі найвищі підняття рельєфу—могили дають тут позначки до 160 м. Так само високо підноситься правобережжя Молочного лиману північніше м. Мелітополя.

Південніше поверхня рівномірно, але досить швидко знижується і на узбережжі Сивашів не перевищує 40 м. В цьому районі рельєф сильно розчленований, але більшість балок врізана тільки в піскувато-глинисту товщу четвертинних і верхньопліоценових відкладів.

На схід від долин р. Молочної Причорноморська низовина в північній своїй частині підіймається до висоти 149 м. Найвищі позначки лежать у межах вододілів рр. Дніпро—Кінська і у верхів'ї рік Кургулак та Чангул. Цей район відзначається двобічним схилом місцевості: на північ, в бік Дніпра і на південь у бік Молочної. Ще далі на схід, у Приазовській частині первинна рівнина трохи знижується. Поверхня рівнини знижується на південь і до Азовського моря опускається кручею.

Поверхня Причорноморської низовини у східній частині злегка хвиляста. Вододіли сильно звужені і, поступово знижуючись до долин, утворюють цю злегка хвилясту поверхню. Верхів'я численних балок у вигляді широких безруслених знижень досягають майже вододільної лінії.

Найважливіші геоморфологічні форми Причорноморської низовини—глибокі річкові долини, врізані в корінні відклади. В розташуванні річкової сітки Причорномор'я спостерігається певна закономірність, обумовлена геоструктурою і рельєфом. Всі річкові долини консеквентні, в напрямі своєму вони залежать від схилу топографічної поверхні. Завдяки цьому всі великі ріки витримують загальний напрям течії з півночі на південь. Відхилення від цього напрямку хоч і спостерігаються, але мають місцевий характер. Так, у західній частині рівнини ріки течуть з північно-північного заходу на південно-південний схід. Такий напрям мають долини рік Дністра, Великого і Малого Куяльнику, Тилігулу і Південного Бугу, північніше лиману. З півночі на південь простяглися Бузький лиман і долини рік Інгулу та Інгульця.

Найпотужніша долина Причорноморської низовини — долина Дніпра проходить у напрямі з північного сходу на південний захід, з широтним розташуванням Дніпровського лиману. Треба зазначити, що таке розташування долини Дніпра в нижній течії не збігається з розташуванням його долини у Вюрмський (Поліський) час, коли дельта Дніпра була південніше Кахівки і простягалась безпосередньо на південь. На схід від долини Дніпра майже до долини Молочної лежить безстічний простір евксийської Приазовської низовини. Долина р. Молочної простягається з північного сходу на південний захід і в нижній частині течії, зайнятій Молочним лиманом, має меридіональний напрям. У східній частині низовини р. Берда і Томузгли течуть з північного заходу на південний схід, а долини рік Корсаку, Лозоватки, Обиточної, Кільчичу, Мокрої Білосарайки, Кальміусу та Грузького Єланчику мають південно-східний напрям.

Долини рік Причорноморської низовини відзначаються великою звивистістю. Основною рисою їх є двофазність меандр. Перший тип — врізані меандри властиві всім долинам, крім долин Дніпра, де завдяки великим розмірам долини не помічаються. Тут спостерігається прекрасно виявлена покрученість корінних берегів рік, з правильними S-подібними закрутками, які звиваються по течії ріки. На мисах, які охоплюються поворотами врізаних меандр, звичайно спостерігаються шлейфи терас, дуже часто ерозійних. Такі врізані меандри властиві всім долинам Причорноморського району. Найкраще виявлені вони в долинах рр. Інгул, Інгулець і Кальчик.

Утворення врізаних меандр у рік Причорноморської низовини треба ставити в зв'язок з порівняно коротким періодом їх врізування. Останнє, як зазначалося вище, проходило в передевксийський вік, завдяки різкому і значному зниженню базису ерозії під впливом епейрогенічних рухів.

Друга генерація меандр — блукаючі меандри утворені сучасними звивинами русла в межах сучасної заплави. Блукаючі меандри у рік надзвичайно розвинені і дуже добре простежуються в нижній їх течії. Значна покрученість русла пов'язана з посиленою акумулятивною діяльністю рік у пригирлової їх частині.

Другою загальною рисою річкових долин Причорномор'я є яскраво виявлена асиметрія їх схилів. Правий (західний) берег рік завжди стрімкіший від лівого, вздовж якого розташовуються тераси. Більш підвищений схил долин завжди відрізняється великою порізанистю і численними короткими ярами. Вздовж крутих схилів річкових долин спостерігаються хоч і не круті, але численні зсуви, які відіграють значну роль у геоморфології річкових долин.

Окремі зсуви, зливаючись іноді до купи, дають добре виявлені зсувні тераси. Нерівна поверхня терас, круті уступи по-

лісинтетичних зсувних цирків і численні дрібні джерела створюють місцями типовий зсувний краєвид у межах схилів річкових долин. Зсувна діяльність тут надзвичайно активна; вона обумовлена геологічною будовою району і наявністю підземних вод над меотичними глинами, по яких відбувається зсування.

Вздовж корінних берегів рік, що протікають у межах Причорноморської низовини, спостерігаються прекрасно виявлені денудаційні тераси. Вони займають верхню частину схилів до-

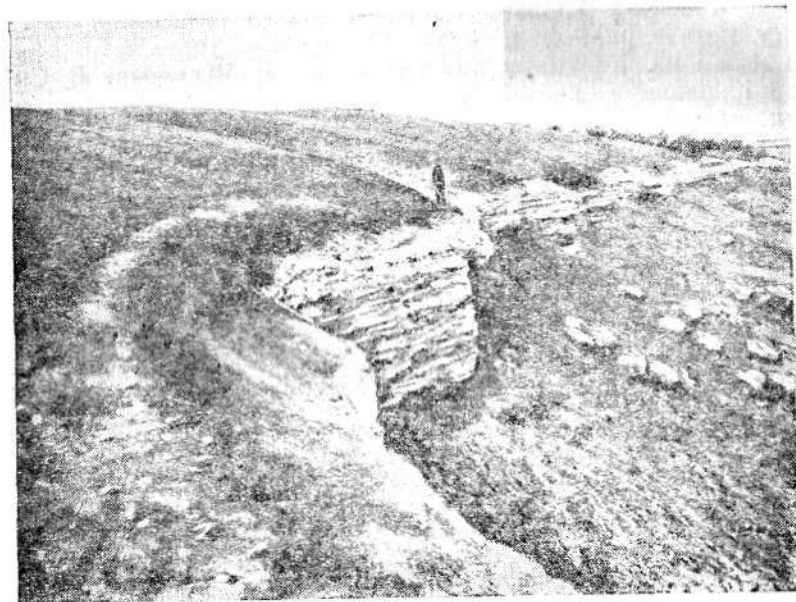


Рис. 26. Денудаційні тераси на понтійському вапняку (Жданов).

лин і мають в основі своїй стійкі шари понтійського вапняку. Ширина денудаційних терас вимірюється сотнями метрів, а іноді досягає й 1,5 км. Утворилися денудаційні тераси через неоднорідний літологічний склад порід, які відслонюються над дном долин рік. Зокрема, в першу чергу зносяться пухкі надпонтійські відклади, через що понтійський вапняк, що виступає, утворює терасу (рис. 26).

Денудаційна тераса від вододільних просторів відмежована пологим, хоч і не завжди помітним уступом. Ці схили затягнуті площами делювіальних наносів. Зовнішній край терас завжди відмежований карнизом, утвореним понтійським вапняком. Нижче останнього схили долин звичайно бувають вгнуті. Поверхня денудаційних терас завжди рівна, згладжена. Понтійські вапняки, що утворюють терасу, бувають вкриті тонень-

ким шаром ґрунту або зовсім відслонюються, не маючи ніякого покриву. В останньому випадку можна бачити, що поверхня вапняків цілком зглажена, місцями ніби відполірована. Полірування утворює на поверхні вапняку чорну корку, завтовшки в кілька міліметрів. Походження корки недосить з'ясовано. Левинський і Крокос (84) приписували їй пустинне походження. Пясковський (134) розглядав чорну корку понтійських вапняків як продукт ґрунтоутворення.

Денудаційні тераси дуже добре виявлені на правих берегах рік Великий і Малий Куяльники, Тилігул, Інгул, Інгулець, Берда, Кальчик і Єланчик, зокрема вони виключно яскраво виступають в рельєфі на правому березі р. Інгулець біля Снігирьовки і на Кальчику та північніше м. Жданова. В Снігирьовці вапняки денудаційної тераси утворюють природний брук, де проходить головна вулиця містечка. Нарешті, загальною рисою річкових долин Причорномор'я є значне розширення їх у гирлах і підтопленість, завдяки чому тут знаходяться великі водні басейни — лимани, про які буде сказано далі.

Будова річкових долин Причорномор'я складніша, але воно й закономірно. Тут у межах самостійних долин можна простежити наявність 3-х терасових рівнів — заплаву та дві надзаплавних тераси. З останніх перша надзаплавна тераса не всюди буває. Друга тераса є в кожній долині. В околицях Одеси в рельєфі помітна давня берегова лінія Куяльницького басейну.

Долини Причорноморських рік належать до типу сформованих долин. Вони мають заплаву і надзаплавні тераси. Заплавна тераса завжди добре виявлена. Вона має вирівняну поверхню і складний мікрорельєф. Цікавою рисою останнього є підвищена прируслова частина заплави. В бік корінних берегів заплава знижується і дуже часто заболочена. У деяких рік заплава буває значних розмірів, а на Дніпрі вона утворює плавні — заболочену територію на площі багатьох десятків квадратних кілометрів. Геоморфологія і фізико-географічні особливості плавнів такі характерні, що їх зручніше виділити в окремий геоморфологічний комплекс.

Геологічна будова заплавних терас Причорномор'я нескладна. Алювій терас виявлений сірими пісками, в більшій або меншій мірі глинястими пісками, іноді суглинками. Дуже часто можна спостерігати в долинах великих балок і річкових долин з пересихаючим руслом, що відклади їх виявлені лесоподібними пористими суглинками. На поверхні алювію заплави розвинений досить товстий шар ґрунту. Цікаво зазначити, що в межах заплавних терас можна бачити 1—2 похованих ґрунтових горизонти. В деяких випадках останні розташовуються паралельно сучасній заплаві, в інших похований ґрунт має нерівне залягання, яке свідчить про утворення ґрунту в умовах нерівної поверхні, такої звичайної для лугової тераси з її численними

заплавними озерами, старицями тощо, — зниженнями, рівень поверхні яких дуже швидко змінюється завдяки виповненню їх наносами під час розливів. На прикладі похованих ґрунтів у межах заплави простежується процес утворення викопних ґрунтів рівнинних територій, який проходить на рівні з осадоутворенням.

У мікрорельєфі лугових терас істотну роль відіграють біогенні форми рельєфу, виявлені кротовинами — викидами кротів на шляхах їх підземних траншей.

У більш підвищених місцях такі підвищення створюють ховрахи. Ці утвори не перевищують 50 см, але вони розташовані у великій кількості, і поверхня лугової тераси набуває горбкуватого вигляду. Заплавні тераси незначно підвищуються над меженним рівнем рік. У гирлах рік вони підносяться на 0,5 м. Біля північної межі Причорноморської низовини висота заплави досягає 2—3 м над рівнем ріки.

Другі тераси в межах річкових долин Причорномор'я не мають значного поширення. Їх можна бачити і в долинах рік і на узбережжях лиманів, де вони гіпсометрично зливаються з пересипами. У нижній частині течії другі тераси поширюються обривками. Тут вони розташовуються на висоті 1,5—2—3 м над рівнем води, не дуже перевищуючи заплавну терасу. Вище по течії друга тераса підіймається, досягаючи 6—8 м над рівнем рік.

Часто це перевищення стає ще значнішим завдяки скупченню еолових пісків, що нарошують тераси. Біля північних меж району другі тераси вже є постійним елементом рельєфу. Другі тераси найяскравіше виявлені в басейні Південного Бугу, Інгулу та Інгульця.

У геологічній будові других терас беруть участь переважно алювіальні піски, рідше алювіальні суглинки.

В останньому випадку в суглинках можна спостерігати місцями скупчення гумусу, який утворює іноді гумусові прошки. В районах лесоподібного покриву другої тераси поверхня останньої дуже рівна, зглажена, без наявності помітних на око підвищень та знижень. Тільки зовнішній край терас у таких місцях порізаний рівчаками, які утворюють рваний бахромчастий край. Такі ділянки трапляються порівнюючи рідко. Частіше в будові тераси беруть участь піски, звичайно переміті, дрібнозернисті. Рідше піски бувають більш-менш глинясті. Рельєф других терас у районах поширення пісків дуже складний завдяки переробці останніх вітром.

Ділянки скупчення купчастих пісків звичайно бувають позбавлені рослинності. Рідше вони вкриті кущами лози і рідкими заростями злаків. Такі ділянки піщаних терас спостерігаються на значних просторах узбережжя рр. Півд. Бугу, Інгулу, Інгульця та ін.

Треті тераси рік Причорномор'я характеризуються значним поширенням і постійними особливостями. Найкраще вони виявлені в нижній течії рік і на узбережжі лиманів. Гіпсометрично тераси більше знижені в південних пригірлових частинах; вище ж по течії вони підіймаються.

У нижній частині течії треті тераси не підіймаються вище 12 м над рівнем води. Вище по течії вони досягають іноді висоти до 30 м і є у всіх, навіть незначних рік Причорноморського району. Так, наприклад, треті тераси спостерігаються у таких рік, як Малий і Великий Аджалик, Березань та ін. До більш низьких терас або до русла рік треті тераси опускаються різко виявленим і крутим уступом, який часто порізаний короткими ярами; типовий край виявлений завжди неясно через поступове зниження до терас вододільних просторів.

Схили вододілів зтягнуті потужними чохлами з делювію, які ще більше маскують типовий край терас. Поверхня терас завжди рівна, без наявності помітних знижень і підвищень.

В геологічній будові третіх терас беруть участь давні алювіальні відклади, вкриті часто товщею лесоподібних суглинків і лесу. Товща алювію представлена переважно пісками, у великій мірі глинястими і суглинками. У цих відкладах дуже часто трапляються черепашки прісноводних моллюсків, представників доріської фауни. Значення цих скам'янілостей подвійне: вони точно фіксують вік алювію, в якому вони знаходяться, як доріський і дають змогу палеонтологічно пов'язати відклади річкових терас з морськими, що має виняткове значення в пізнанні геологічної історії та геоморфології країни.

Будова долини Нижнього Дніпра трохи відмінна від будови його долини в середній течії. Природне пояснення цьому знаходимо в тому, що Нижній Дніпро протікає в умовах іншої геологічної структури, особливо через наявність на межі середньої і нижньої течії Дніпра бар'єру у вигляді Дніпровсько-Запорізької ділянки кристалічного масиву. Через це Нижній Дніпро зберіг великий зв'язок з південним басейном, в який він впадав і більше реагував на зміну положення берегової лінії останнього. Тому цінність геоморфологічних фактів, які простежуються у Нижнього Дніпра, дуже висока і заслуговує старанного вивчення.

В межах Нижнього Дніпра з граничною чіткістю виявлені три рівні терас, які простежуються на значних відстанях. Найзручнішими для спостереження, проте, є район Нікополя, ділянка між м. Херсоном та гирлом Бузького лиману і територія, що прилягає до Дніпра на захід від лінії Кахівка—Скадовськ. З трьох терас Дніпра перша—заплава і друга виділяються в окремі райони, опис яких буде подано далі.

Третя тераса добре виявлена на правому березі. На лівому березі Дніпра третя тераса гіпсометрично зливається з Приазовською евксинською терасою, також виділеною в окремий район.

Третя тераса Дніпра простежується в порожистій його частині (146), причому поверхня острова Хортиця лежить на рівні цієї тераси. Нижче по течії Дніпра третя тераса тягнеться обривками до р. Томаківки, а південніше Нікополя має суцільне поширення. Тут тераса заходить також у долини рік Чортотлик та Базавлук. На ділянці між сс. Копилівка і Покровське тераса утворює широку площадку, яка тиловим краєм упирається в схил вододільної ділянки Чортотлик—Базавлук. Останній добре вимальовується в рельєфі, хоч опускається дуже полого. Зовнішнім краєм тераса обривається вертикальним уступом до рукава Дніпра—до р. Підпільної. Висота уступу досягає 30 м. Він прекрасно виявляє геологічну будову цієї тераси і фіксує її перевищення над рівнем ріки.

В основі обриву тераси виступають сірі алювіальні суглинки, які догори переходять у лесоподібну породу, і ще вище в лес. У прісноводних суглинках спостерігаються численні залишки черепашок прісноводних моллюсків.

Склад викопних моллюсків властивий відкладам найдавнішої тераси Дніпра в середній його частині, яка має в складі покривних відкладів морену. Цілковито тотожний склад викопних моллюсків трапляється також в алювії давньої тераси Чортотлику та Базавлуку.

Товща суглинків, що вкривають алювію найдавнішої тераси, представлена внизу лесоподібними породами, а в верхній частині—типовим легким лесом. Ця товща включає в себе прошарки гумусового лесу—викопні ґрунти, кількість яких доходить до 6.

Ця багатоярусна товща лесу своєю будовою цілком тотожна з будовою товщі лесу на вододільних просторах у межах Дніпровсько-Донецької западини. В цьому можна бачити ще один доказ недосить повноцінного стратиграфічного методу визначення викопних ґрунтів, кількість яких збільшується із збільшенням товщини лесоподібних порід, незалежно від віку самої товщі.

В південно-західній частині, в околицях с. Покровське третя тераса Дніпра різким уступом опускається до другої тераси, яка підіймається над рівнем ріки на 8—10 м. Ця тераса складена товщею буруватопальових структурних лесоподібних суглинків, без наявності в них гумусових прошарків. Цікавою рисою суглинків є властивість їх ділитися в горизонтальному напрямі на пластинки до 0,5 см завтовшки. Цю властивість можна розцінювати не інакше, як приховану верствуватість суглинків.

Нижче по течії Дніпра, третя тераса розвинена між с. Шлангендорф та Ингульцем і нижче Херсона. Між Херсоном і Станіславовим спостерігається така ж картина будови терас, як і описана раніше біля Нікополя. Різниця полягає в тому, що Станіславська тераса підіймається над рівнем води в лимані

на 14—17 м. Складена вона лесоподібними суглинками. Друга ж тераса лежить на рівні 4-х м і складена глинястими пісками з численними черепашками солонуватоводних, лиманних моллюсків. Заплавна тераса в районі Херсона підіймається над рівнем ріки близько 1—1,5 м. На лівому березі Дніпра тераси також мають широкий розвиток. Найдавніша тераса зливається з евксинською терасою Приазов'я. Друга тераса дуже широка між Херсоном та Карлівкою і досягає близько 50 км. Тиловий край другої тераси, що межує з третьою (евксинською) терасою, схематично можна провести в напрямі Кахівки, на схід від Маячки, на Білоцерківку, звивинами на Каланчик і до берега моря біля с. Українки. Обмежена територія має вигляд трикутника, оберненого вершиною до долини Дніпра в районі Кахівки. Геологічна будова цієї території, вивчена з допомогою бурових свердловин (81), виявляє будову її як типової дельти. Зокрема глибока свердловина біля Залізного Порту виявила велику товщу піщано-глинястих відкладів голубуватого кольору з рідкими рослинними залишками.

Зіставляючи будову річкових долин Причорноморського району, ми повинні підкреслити тотожність у кількості і розташуванні терас. Така закономірність викликана тотожними умовами геоструктури та епейрогенічних рухів, що визначають положення єдиного базису ерозії цих рік.

Закінчуючи огляд річкової сітки Причорноморської низовини, треба зазначити, що характер річкових долин її, з переходом у межі другого геологічного району, різко змінюється. Нові особливості залежать від появи у відслоненнях кристалічних порід, які надають морфології річкових долин своєрідних рис.

У Причорноморській низовині геоморфологічні особливості поверхні мають широкі межі мінливості.

На підставі історії розвитку форм поверхні та складу порід у межах Причорноморської низовини виділяються такі геоморфологічні райони: Причорноморська понтійська берегова низовина, Балтська міо-пліоценова дельтова рівнина, Дніпровські плавні, Поліська (Вюрмська) дельта Дніпра, Евксинська тераса, Ногайський Приазовський степ, Бессарабське неогенове плато і дельта Дунаю.

Причорноморська понтійська берегова низовина. Спільні геоморфологічні риси широких просторів Причорномор'я визначаються наявністю вапняків понтійського віку. Похил поверхні понту визначає похил топографічної поверхні. Схили ерозійних долин, що прорізують понтійську товщу, відбивають склад останніх. Північна межа поширення понту визначає північну межу Причорноморської низовини. Схематично вона проходить з заходу на схід, від ст. Кучурган через Новопавлівку, Трикрати, Ольгополь, Кривий Ріг, Запоріжжя, Мелітополь і далі на схід вздовж південного краю Приазовського кристалічного масиву; на півдні берегова низовина обривається до

Чорного моря. На всьому цьому просторі Причорномор'я має рівну поверхню. Вододільні простори площини злегка похилі в бік долин. Це пояснюється значним площинним змивом пухких покривних відкладів у присхилових розчленованих місцях.

Гребні вододілів на всьому їх протязі відзначені ланцюжками сторожових могил, які становлять своєрідну особливість рельєфу Причорноморських степів.

Другою особливістю їх є численні долини, описані вище.

Балтська міо-пліоценова дельтова рівнина. З північного заходу до Причорноморської понтійської берегової низовини прилягає район, геоморфологічно відмінний трохи від описаних вище особливостей Понтійської рівнини. Це обумовлюється відсутністю тут понтійських вапняків. Морський понт у цьому районі заміщений континентальною Балтською світою піщано-глинястих відкладів. Область поширення балтських відкладів лежить між Південним Бугом і Дністром. Південна межа поширення Балтської дельтової рівнини проходить у напрямі Тирасполь — Роздільна, південно-західніше Веселого Кута, південніше Ананьєво — Вознесенськ. На півночі вона простяглася по лінії Браїлов — Жмеринка — Шаргород. Територія поширення балтських відкладів являє собою височинну рівнину, яка підіймається на 300 м над рівнем моря. Поверхня її розчленована численними річковими долинами та балками, що мають субширотний протяг. Головний вододіл Дністер — Південний Буг дуже звужений.

Схили долин Балтської рівнини характеризуються м'якими обрисами, розвитком потужних делювіальних чохлів, що обумовлено поширенням піщано-глинястих верхньотретинних відкладів. Долина Дністра у цьому районі має складну будову. В її межах різко виступає чотири постійних і одна додаткова тераса. Додаткова тераса завжди пов'язана з поворотами ріки, мисами (рис. 27).

Дніпровські плавні і Поліська (Вюрмська) дельта Дніпра.

Спільні риси мікрорельєфу Причорномор'я визначаються особливостями Понтійської рівнини. На цьому загальному фоні розташовуються окремі райони, ніби накладені на нього, що різняться своєрідними рисами геоморфологічного краєвиду, який оформився в процесі еволюції рельєфу протягом четвертинного періоду. З цих районів найхарактерніші такі:

Дніпровські плавні. Плавнями називають широку, часто заболочену лугову терасу Дніпра. Вона добре розвинена між Запоріжжям і гирлом Дніпра. Найбільшої ширини плавні досягають між Запоріжжям і с. Золота Балка. Плавні між с. Катеринівкою і Єлисаветівкою мають історичну назву „Великий Луг“ (рис. 28).

Лугова тераса Дніпра складена пісками, глинястими пісками, рідше суглинками. У північній частині вона підіймається над рівнем Дніпра до 3-х м. У гирлі Дніпра висота заплави не пе-

ревищує 1 м. В алювіальних осадах, що складають заплаву, органічні рештки зустрічаються рідко, крім плавнів, що прилягають до Дніпровського лиману. Частина плавнів між Херсоном і Дніпровським лиманом являє собою, власне кажучи, сучасні дельтові відклади. Вони складені дрібнозернистими глинистими пісками або тонкими суглинками. Місцями ці відклади пере-

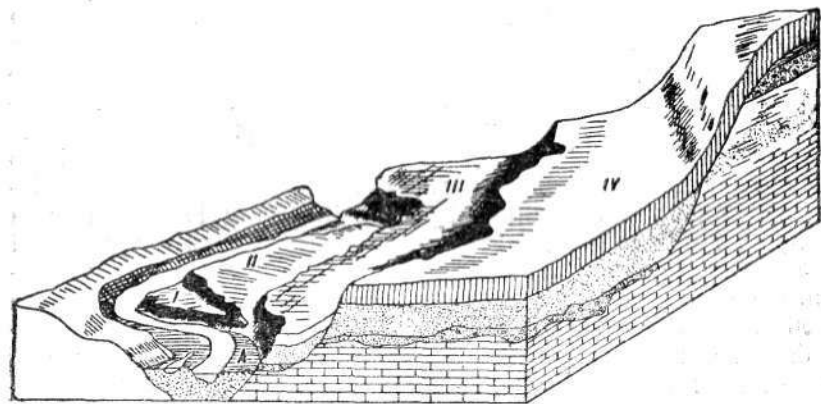


Рис. 27. Будава долини Дністра біля Тирасполя (за Лунгерсгаузеком)
I—IV—постійні тераси, А—додаткова тераса.

повнені черепашками лиманних молюсків, представники яких і тепер у великій кількості населяють Дніпровський лиман.

На підставі цього можна твердити, що частина Дніпровської долини від Херсона і далі вниз являє собою засипану річковими наносами частину Дніпровського лиману. Є підстави припускати, що в недалекому геологічному минулому лиманні умови в долині Дніпра та його притоки Інгульця мали місце в значній частині їх нижньої течії. Субфосильні лиманні молюски простежуються у відкладах дна Інгульця до с. Василівки. Можна вважати обґрунтованим, що до цієї межі простягалася Інгулецька затока Дніпровського лиману в карантаський час — в епоху підтоплення долин рік Чорноморського басейну і утворення пересипів.

В епоху післяльодовикового зниження берегової лінії Чорного моря соледюбні організми були витиснені в гирла рік, у межі сучасних лиманів. І тільки черепашки, що залягають субфосильно, свідчать про межі минулого поширення.

У північніших районах у відкладах лугової тераси трапляються рослинні залишки і дуже рідко черепашки типових прісноводних молюсків. Нашарування осадов, що складають заплаву

терасу плавнів, складне. Тут часто можна спостерігати правильну тонку верстуватість по площині нашарування, відзначену зернятками орштейну. Ще частіше спостерігається типова коса верстуватість з чудово виявленими хвилеприбійними знаками. Трапляється також коса верстуватість у межах тонких, правильно наверстованих прошарків з цілком горизонтальними площинами наверстування. В зоні прибою хвиль суглинки мають сліди розмивної діяльності хвиль, які сильно нагадують каррову поверхню берегових каррів. Заплавна те-

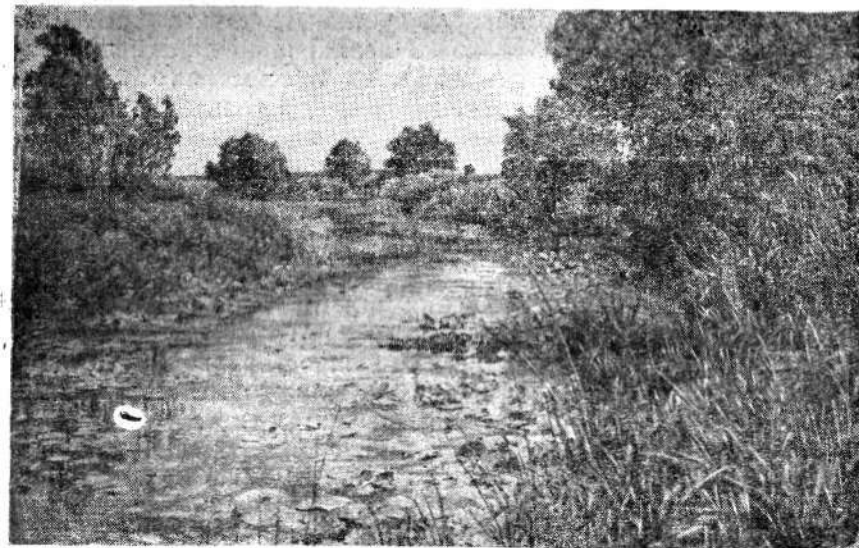


Рис. 28. Дніпровські плавні.

раса в межах плавнів не має суцільного поширення. Вона прорізана численними протоками, які сполучаються в складному переплетінні і утворюють лабіринти-проходи, які відокремлюють численні, різноманітні розмірами острови. Самі протоки-рукави Дніпра мають мінливий характер. Одні з них, як, наприклад, р. Підпільна, Скорбна та ін. мають значну глибину, швидку течію і русло, що лежить серед піщаних наносів, з чудовими пляжами. В межах поширення кристалічних порід по берегах цих рукавів і часто серед самих рік спостерігаються гранітні скелі або невеликі острівці, складені кристалічними породами. Такі виступи кристалічних порід особливо часто спостерігаються в околицях с. Покровського. Інші невеликі протоки іноді, розширюючись, утворюють широкі плеса, ізольовані одне від одного або сполучені вузькими протоками. В рукавах багата водна рослинність, особливо поширене латаття

біле і глечики жовті, великі квіти яких пожовляють сіруватосталеві водні простори. Прибережні частини проток поросли густою рослинністю, серед якої переважають лепеха, очерет, які утворюють темнозелену рамку водного дзеркала плавнів.

Рельєф лугової тераси в плавнях дуже складний, з великою різноманітністю його складових форм. Основною рисою поверхні заплави є велика кількість невеликих і середнього розміру заплачних озер, які виповнюють зниження іноді значної глибини. Крім того, тут трапляються численні ями-релікти давніх меандр. Ці улоговини бувають сухими, а іноді під час дощів у них на деякий час збирається вода. Дуже часто тут трапляються болота, що поросли густою осокою, а ближче до свіжої води—лепехою. Є також і великі рівні площі, що поросли густою луговою травою. Серед лугових злаків островами ростуть зарості буркуну, поповнику і т. п.

У межах лугової тераси зрідка спостерігаються невеличкі піщані площадки з горбастим рельєфом. Перероблений вітром пісок нагромаджується в купи, правда невеликих розмірів, проте вони зберігають типові риси дюнного краєвиду. В межах піскуватих площ рослинність дуже бідна, це — поодинокі кущі осоки та кущі шельюги.

Дуже цікавий рельєф піщаних шлейфів, що ними заплава опускається до ріки, країну якої займають смуги пляжу. Поверхня піщаних смуг зберігає особливості рельєфу дна ріки, яка вкривала ці місця під час розливів. У межах піщаних шлейфів можна спостерігати берегові вали, хвилеприбірні брижі та вали, що утворюються течією ріки. Останні являють собою дуже сплюснені підняття з пологим схилом, оберненим у напрямі проти течії ріки, і крутим протилежним краєм. Висота таких піщаних скупчень може досягати 75—100 см. Зовнішньо ці нерівності нагадують мікродюний ландшафт, створений слабкою течією води в прибережній неглибокій частині ріки. Рушійною силою, що скупчувала піщинки, була течія води, яка перекочувала пісок по дну ріки. Нарешті, загальною рисою всієї території плавнів слід вважати чудову деревну рослинність, що утворює в межах лугової тераси невеликі гаї, групи та поодинокі дерева, які ростуть без певної закономірності в лузі. Переважними породами є верба та осокір, рідше трапляються дубові гаї. Особливо мальовничі верби, вони досягають іноді величезних розмірів і в діаметрі мають понад 1 м. Плакуче гілля верб спускається до самої води, відбиваючись в її холодній глибині. Особливо мальовничі плавні здаєка, наприкінці літа, коли зібрано хліб, і на жовтуватому їх фоні темнозеленою смугою виділяються лугові тераси.

Поліська (Вюрмська) дельтова рівнина Дніпра. Давня дельтова рівнина являє собою вюрмську терасу Дніпра, яка займає значну площу. Вона складена піщано-глинистими дельтовими відкладами. Вік останніх у нижній частині, очевидно, давніший

вюрмського часу. Покривні відклади тераси належать до Поліського (Вюрмського) віку. Вони складені в західній частині пісками, які далі на схід замінюються лесоподібними суглинками.

В першому випадку рельєф рівнини складніший, з наявністю нерівностей первинної поверхні, ускладнених наступними, головним чином, еоловими процесами. В межах рівнини, з лесоподібним суглинковим покривом, рельєф рівнини спокійніший, без значних знижень і піднять. Фізико-географічні особливості області піщаного покриву такі своєрідні, що їх доцільно розглянути окремо як область дюнного краєвиду Нижнього Дніпра.

Позначки поверхні вюрмської рівнини коливаються в межах від 2 до 40 м. Найбільш підвищені місця знаходяться в північній частині району біля с. Чорненка.

На південь позначки знижуються, у східній частині не нижче 22 м. Зниження особливо помітне в напрямі до Ягорлицької затоки, де місцевість не перевищує 8 м над рівнем моря, якщо не брати до уваги пізніших форм рельєфу. Незначні коливання позначок поверхні простежуються західніше смуги піщаних нагромаджень, між межею евксинської тераси і лінією, що проходить у напрямі від Британи на Велику Маячку, Бриленки, Челбаси, В. Клин, Чумаківку, Очаківський. Цей напрям можна вважати західною межею Нижньодніпровської однолесової тераси.

На всій території дельтової рівнини спостерігаються валоподібні випинання-підняття з схилами, що дуже рівномірно знижуються. Ці нерівності являють собою первинний рельєф алювіальної області. Зниження між ними, очевидно, є сліди давніх русел. Крім того, в межах рівнини спостерігаються замкнені улоговиноподібні зниження в кілька сот метрів діаметром. У західній частині цього району на дні таких знижень є солончаки, рідше ці зниження-западинки виповнені водою і являють собою мілкі, безстічні, часто солоні озера (рис. 29). За межами піщаних скупчень давня дельтова рівнина являє собою рівнинний степ, розораний під хлібні й технічні культури.

Нижньодніпровський дюнний краєвид. Еолово-аккумулятивні форми рельєфу займають широкі простори в західній частині давньої дельтової рівнини Дніпра. Вони утворюють ніби обвідку цієї рівнини і відмежовують її від лугової тераси.

Гіпсометрично піщані простори поступово переходять у навколишню рівнину, з якою вони мають однакову середню висоту. В межах піщаного краєвиду рельєф складний, відрізняється значними коливаннями висот. До заплавної тераси Дніпра дельтова рівнина поступово знижується. В місцях скупчення пісків останні утворюють високий і різко окреслений уступ.

Крім піщаних скупчень, для дюнного краєвиду Нижнього Дніпра характерні значні зниження, звичайно округлої форми.

Ці зниження бувають заболочені, являють собою солонці, рідше озера. Прикладом таких озер може бути Солоне озеро біля м. Голої Пристані, де знаходиться курорт Гопрі. Геологічна будова околиць Солонного озера проливає світло на утворення знижень, що часто зустрічаються в межах алювіальних рівнин. Зокрема ці умови цілком певно вирішують питання засоленості озер. Алювіальні відклади цього району залягають на понтійських вапняках. Зверху на вапняки накладається товща алювіальних пісків, верхня частина яких пере-

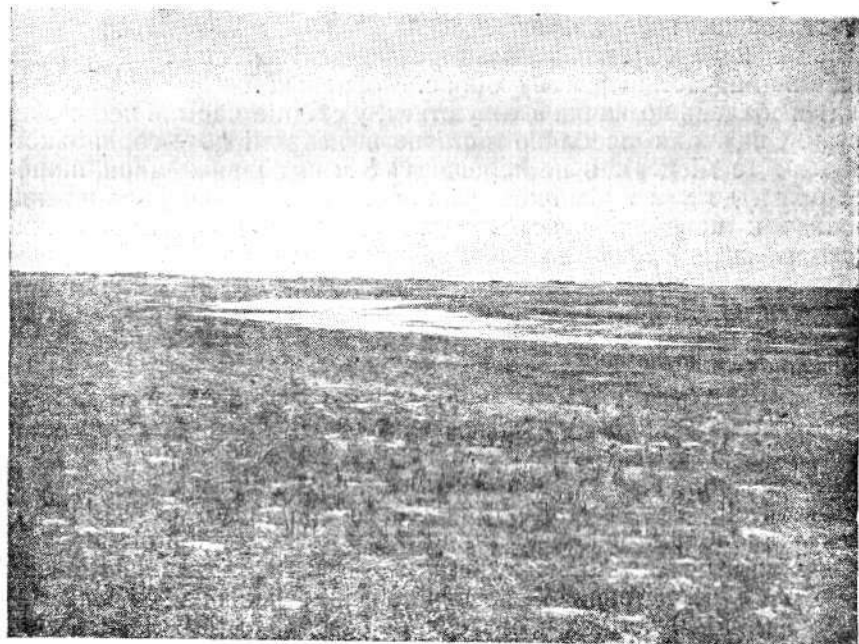


Рис. 29. Солоне озеро на давній дельті Дніпра.

роблена вітром. Бурінням на дні озера встановлено, що на алювіальних суглинках залягає товща торфу та збагаченого торфом мулу понад 1 м. Як у торфі, так і в мулі є велика кількість черепашок прісноводних молюсків, звичайних мешканців заплавлених озер та боліт. Звідси випливає, що на першому етапі свого розвитку Солоне озеро являло собою звичайне заплавне озеро, на наступній стадії свого розвитку це — болото, в якому відбувалося скупчення торфу. Слід підкреслити, що торфоутворення тут було можливим завдяки більш низькому стоянню рівня підземних вод порівняно з сучасним і при більш низькому меженому рівні Дніпра, що визначає режим ґрунтових вод у межах тераси. В сучасних умовах

нижнього Дніпра улоговина Солонного озера виповнилась стічною водою, так би мовити, стала місцем утворення вторинного озера. Живлення цього озера йде за рахунок поверхневої води, що тече в нього, і почасти підземною водою. В умовах жаркого і сухого літа з поверхні озера відбувається посилене випаровування, і саме озеро являє собою велику чашу, приплив води до якої ледве компенсує її випаровування. Такий стан приводить до прогресивного скупчення розчинених в озері солей, вилуговуваних водою і принесених в озеро підземними та стічними водами. Склад солей солоних озер Нижнього Дніпра відрізняється від складу солей Причорноморських лиманів. У складі солей Солонного озера переважають карбонати кальцію. В Хаджибейському лимані, наприклад, переважають хлориди. Ця різниця в складі пояснюється звичайним геологічним фактом переважного значення в текучих водах суші карбонатів кальцію, які й концентруються в озері, що живляться цими водами. Склад солей Хаджибейського лиману за його процентним співвідношенням нагадує співвідношення їх у морській воді. Це пояснюється тим, що розсіл лиманів являє собою концентрований розсіл морської води, яка затопила річкові долини при утворенні лиманів. В умовах значної концентрації розсолу води в Солонному озері утворюється своєрідне осалоутворення. З тонких частинок мулу та органічних решток тварин і рослин, які населяють озеро, відкладається масляниста грязь тонкого складу, яка має цінні бальнеологічні властивості, що їх використовують на курорті Гопрі.

В результаті замулювання і засипання еоловими пісками озеро поступово міліє. Внаслідок цього солоні озера Нижньодніпровського району відмирають, висихають, а на їх місці розташовуються солончаки з мулом, насичені солями ґрунти. Кількість солей у деяких озерах така значна, що при висиханні останні сіль відкладається на дні у вигляді тонкого білого нальоту. Такі плосковгнуті солончакові простори є місцем скупчення дощових і талих снігових вод, через що в них виникають тимчасові, мілкі, але іноді досить значні озера з соленою водою.

З прикладу утворення улоговини Солонного озера на Нижньому Дніпрі можна зробити висновок, що всі блюдцеподібні поглиблення цього району являють собою видолинки, які виникли з давніх русел, у найбільш поглибленій їх частині. Згодом ці поглиблення виповнювались відкладами, які затягли їх схили. Їх можна вважати типовими формами рельєфу алювіальних рівнин, які виникають в процесі формування останніх.

Піщані ари. Скупчені піски в Нижньодніпровському районі не мають суцільного поширення. Вони займають значні окремі ділянки, що мають назву масивів або арен. Всіх великих піщаних арен на Нижньому Дніпрі—7. Загальна

площа їх 160 000 га. Піски механічним своїм складом дуже одноманітні, добре відсортовані і переважно дрібнозернисті. Вони являють собою алювіальні відклади. Відклади пісків Дніпра належать до найпізнішого — четвертинного часу. Відкладання їх відбувалося в умовах зменшення кількості води, що стікає Дніпром, внаслідок чого почалося вирізування терасового уступу від другої тераси до заплави. В цю епоху розливи ріки були надзвичайно значні і сильно перевищували межений її рівень. В повідь ріка відкладала значну кількість

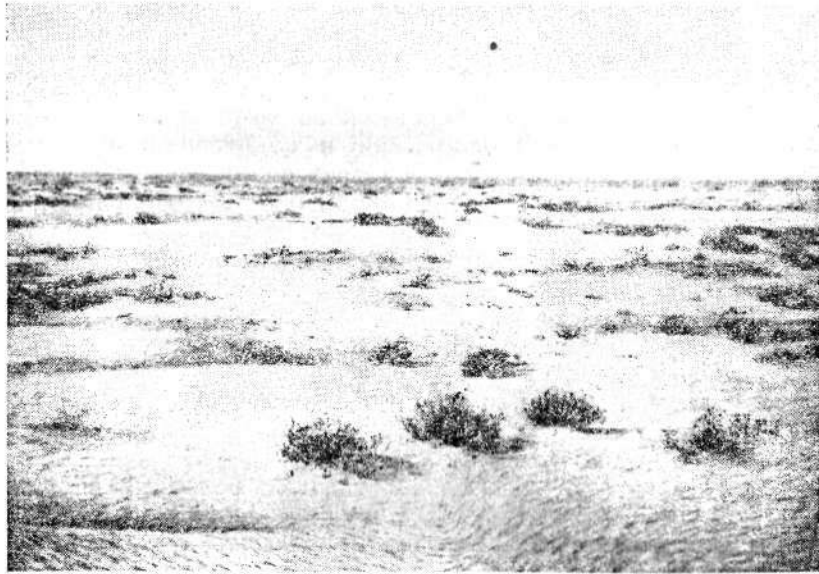


Рис. 30. Піщана арена—Нижній Дніпро. Типовий рельєф горбастих пісків.

піску, який осідав у межах схилу тераси, яка ще намічалася і являла собою одночасно прируслову частину ріки. Пісок цієї піщаної обвідки здувався вітром вбік від ріки, утворюючи тут скупчення на більш або менш значній площі (рис. 31).

В міру нагромадження пісків, із збільшенням їх маси, виразніше виступали риси еолово-аккумулятивних форм рельєфу—дюнного краєвиду і зникали особливості рельєфу алювіальної рівнини (рис. 32, 33).

Ногайський приазовський степ. Евксинська, або Каспійська, тераса складає собою низовину, яка з перервами простежується вздовж берега моря від східних до західних кордонів УРСР. У східній частині Азовського узбережжя тераса вузькою смугою простягається до м. Жданова. На цій віддалі будова тераси досить визначена, її складають піски і суглинки

із значною фауною молюсків, серед черепашок яких переважають *Vivipara diluviana crassa* та ін. Ці відклади залягають або на неогенових осадах, або перекривають тотожні складом Куяльницькі відклади. В останньому випадку межі евксинської і куяльницької товщ простежуються недосить ясно.

В околицях Жданова і далі на захід Евксинська тераса знищена сучасною абразією Азовського моря. Тут тільки можна простежити терасу до гирла р. Кальміус, в долину якого заходить тераса. Тут Евксинська тераса гіпсометрично перехо-

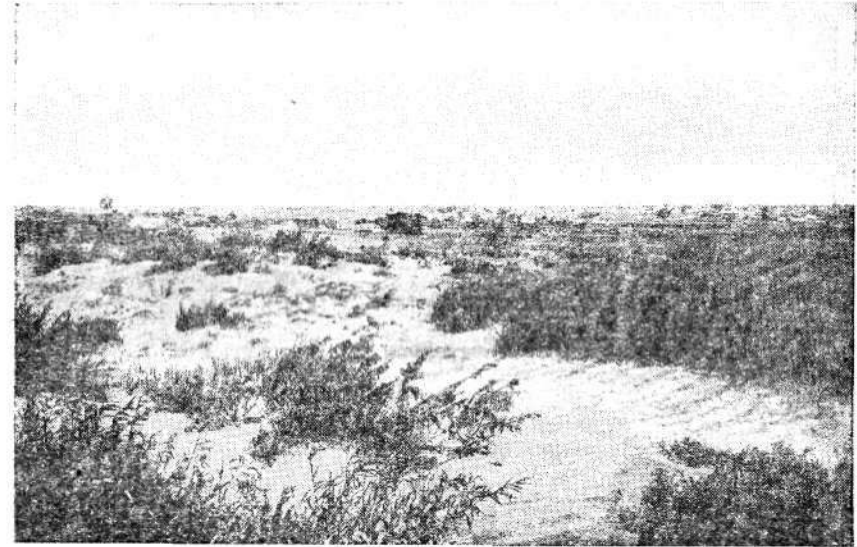


Рис. 31. Окраїна частина Оленківської арени.

дить у третю терасу Кальміусу, складену товщею піщано-галькових відкладів. Західніше Жданова в урвищах моря відслонюються білі перемиті піски, які складом своїм нагадують куяльницькі відклади Таганрозького району та околиць ст. Хопри. Перекривання червонобурою глиною білих пісків у районі балки Зінцевої також є одним з доказів куяльницького віку піщаної товщі. В околицях м. Осипенко і далі на захід Евксинська тераса знову дуже добре простежується в рельєфі. Зокрема вона добре виявлена на ділянці між Осипенко і Ногайськом, а також між останнім і Молочним лиманом. В цих районах будова Евксинської тераси тотожна з її будовою в околицях Таганрога. В піщано-глинястих і піщано-галькових відкладах знаходяться ті самі залишки молюсків, ти-

пових для евксинської товщі. Над піщано-глинястою товщею залягає лесова серія, в складі якої спостерігається 2—3, а іноді й більше горизонтів викопних ґрунтів. Заслужує на увагу те, що в товщі лесових суглинків був знайдений великий гра-

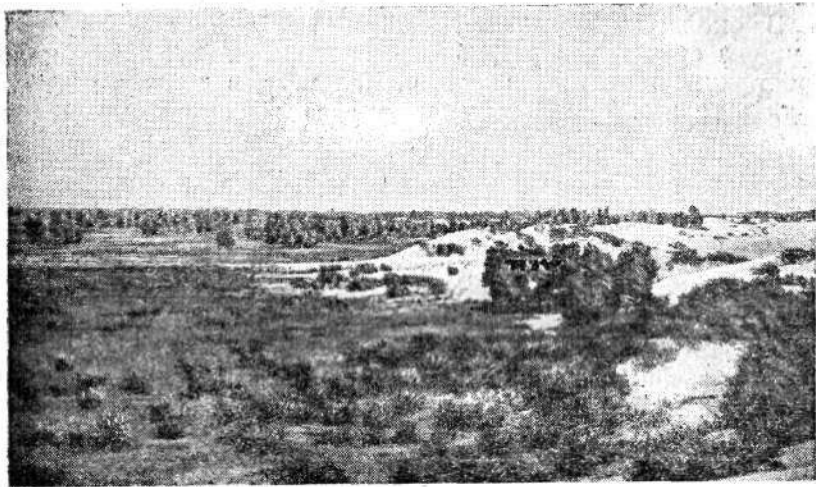


Рис. 32. Навіювання дюнних пісків на степ.

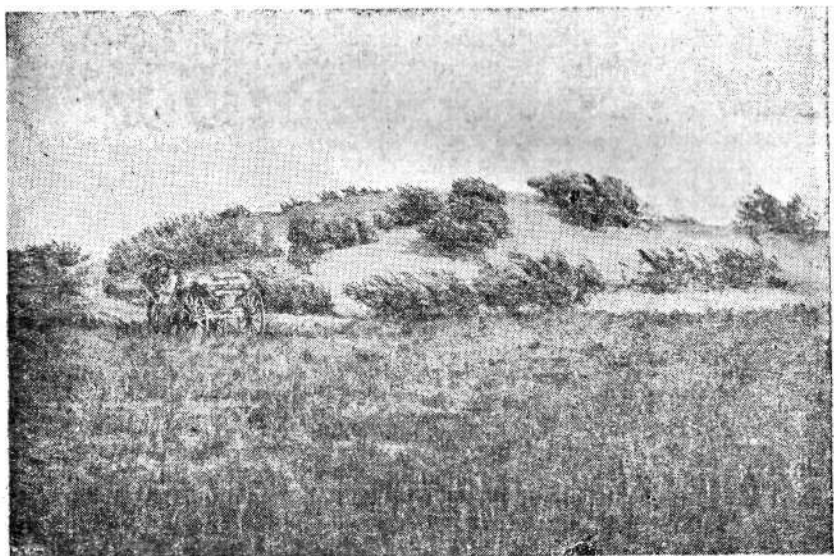


Рис. 33. Дюна с. Чабурди.

нітний валун, принесений сюди з Приазовської кристалічної смуги.

Евксинська тераса в районі Молочного лиману заходить у долину останнього, зливаючись з третьою терасою р. Молочної. Будова евксинської товщі простежується тут численними свердловинами, зокрема в одній з них біля с. Єфремівки можна було спостерігати численні черепашки молюсків, типових для евксинських відкладів.

На захід від Молочного лиману Евксинська тераса значно поширюється і доходить до долини Дніпра. Північна межа тераси при цьому в рельєфі не виявлена і проходить орієнтовно від Єфремівки до Любимівки на Дніпрі. Слід підкреслити, що північніше району поширення евксинських відкладів розташовується тотожна рельєфом рівнина, але, очевидно, утворена в куяльницький час. В межах евксинської берегової рівнини евксинські відклади налягають на подібні складом, але, мабуть, давніші відклади.

На Лівобережжі Нижнього Дніпра Евксинська терасова низовина межує з вюрмською дельтовою рівниною Дніпра, межі якої були подані вище. Західніше долини Дніпра Евксинська тераса простежується окремими обривками, що прилягають до долини великих рік. На решті простору вона знищена сучасною абразією Чорного моря. Найбільші ділянки Евксинської тераси простежуються між Херсоном і Станіславом, далі на обох берегах гирла Бузького лиману, в районі Очакова, між Березанським і Тилігульським лиманами, і на узбережжі Хаджибейського та Куяльницького лиманів. Будова Евксинської тераси в зазначених районах тотожна з її будовою на Азовському узбережжі. Зокрема про це свідчать численні черепашки молюсків, що їх знаходять у великій кількості в терасових відкладах та свердловинах на пересипах м. Одеси.

Крім Присивашського району, Евксинська тераса має значення як форма рельєфу морських берегів. У Присивашському ж районі вона утворює своєрідний рельєф низовинної рівнини. Весь цей район не має стоку до моря. Характерною особливістю його рельєфу є широкі, блюдцеподібні, плоскодонні западини — *поди*.

Розміри подів дуже мінливі. Форма їх більш-менш постійна. В середньому діаметр подів вимірюється сотнями метрів. Є *поди*, які досягають діаметром до 10 км. Будова їх нагадує будову навколишніх рівнинних ділянок. Її дуже добре спостерігати в берегових кручах, що зрізують *поди* між м. Генічеськом і с. Юзкуй. В кручах видно, що в будові подів беруть участь лесоподібні суглинки, які відрізняються від навколишніх неподових суглинків зеленуватим забарвленням, дуже різко виявленою призматичною будовою і численними включеннями залізо-манганових бобовин. В суглинках спостерігаються прошарки темніше забарвлених суглинків, які можна зіставити з гори-

зонтами викопних ґрунтів сусідніх районів. На підставі спільних умов нашарування можна вважати, що зеленувате забарвлення суглинків викликане більш вологими умовами їх відкладів порівняно з навколишніми просторами. Це означає, що зниження, які відповідають подам, вже були намічені до епохи відкладання лесоподібних суглинків, що залягають на терасах.

Порівняно з навколишніми просторами поди бувають знижені на кілька метрів. Найглибші з них ті, які мають найбільші розміри. Так, наприклад, один з найбільших подів — Великий Агайманський, який займає площу до 100 км², завглибшки до 22 м. Схили подів звичайно дуже пологі, вони непомітно підіймаються в бік рівнинних ділянок, рідше трапляються поди обмежені дуже крутими і різко окресленими схилами. Як найбільше знижені ділянки рівнини, поди є місцем збору талих снігових вод. Тому ранньою весною більшість з них — мілкі, широкі, тимчасові озера. В найглибших подах вода затримується до другої половини літа. В цілому поди завжди дуже зволожені, що різко відбивається на рослинності, краще розвиненій, ніж у межах навколишнього степу. В деяких подах запаси вологи такі значні, що в них має можливість розвиватися гідрофільна болотяна рослинність, що виступає яскравозеленими плямами на жовтому фоні спаленого сонцем степу.

Як форми рельєфу, поди зустрічаються групами або поодинокі. Частіше трапляються групи подів, в межах розташування яких спостерігається загальне зниження поверхні рівнини. В північній частині Лівобережної (Приазовської) рівнини поди особливо розвинені між верхів'ями Рогачинської та Білозерської балок і в верхів'ях Великого та Малого Утлюків. Також широкою смугою поширені поди від Утлюцького лиману до долини Дніпра. В деякі поди впадають дуже пологі балки. Їх можна спостерігати у подів Великого Агайманського, Сірогози, Домузгли і ін. Балки мають пологі схили, мало виявлене русло і в своїх верхів'ях губляться серед рівнинних просторів навколишнього степу.

Вся територія області поширення подів відзначається наявністю безруслових долин, витягнутих від більш підвищених ділянок степу в бік подів. Цими долинами талі снігові і дощові води стікають у знижені ділянки. Безруслові долини нарівні з подами є характерною рисою рельєфу Приазовського степу. Вони взагалі властиві рівнинним просторам, складеним пухкими осадами.

Крім Приазовського району, поди, як форми рельєфу, трапляються на Правобережжі Дніпра, між гирлом Інгульця і Південним Бугом. Своїми особливостями вони тотожні з подами Приазов'я. Аналогічні утвори спостерігаються також і в межах Дніпровсько-Донецької западини, в частині поширення аловіальних рівнин. Походження подів, як форми рельєфу, ще недосить з'ясовано. Приписують подам походження еолове, суфозійне

і карстове. За першим припущенням (Тутковський), степові блюдця являють собою звичайні, негативні форми рельєфу, створені еоловим розвіюванням. За цим припущенням, поди являють собою зниження, що утворилися в місцях видування окремих частинок вітром. Таке припущення позбавлене підстав, бо в процесі геолого-історичного розвитку території УРСР не було епохи з різким аридним кліматом, в умовах якого могла б відбуватися сильна діяльність вітру. Проти цього свідчить також геологічна будова самих подів. Останні, як відомо, складені структурними лесоподібними суглинками, трохи відмінними від суглинків міжподових просторів. Правда, ці ознаки можуть бути й епігенетичними, які виникли після відкладання осадів. Стратифікація суглинків у подах, проте, тотожна з стратифікацією суглинків навколишніх просторів. Це означає, що ніяких ознак зносу матеріальних мас у межах подів немає. Еолова гіпотеза не може пояснити походження подів.

Також неспроможною є і карстова гіпотеза, яка, на думку Дмитрієва (41, ст. 142), найбільш імовірна. Він вважає, що „найбільш імовірним є те, що вони (поди) утворилися внаслідок розчинення понтійських вапняків, які залягають під четвертинними відкладами, водою, що просочується в глибину. В результаті такого розчинення вапняків виникає осідання четвертинної товщі, що лежить вище, і утворення западин“.

Справді, так пояснювати утворення подів легко, але для цього немає належних геологічних передумов. Так, відомо, що глибина деяких подів перевищує 20 м, а середня товщина понтійських вапняків у Причорномор'ї не перевищує 7 м. Отже, зовсім неможливо, щоб при видаленні семиметрової товщі понтійських вапняків на місці їх залягання могли утворитися западини завглибшки понад 20 м. Причому треба мати на увазі, що понтійські вапняки цілком розчинитися не можуть, бо вони містять у собі значну кількість кластичного скелетного матеріалу. Нарешті, третє припущення про утворення подів просадкою лесоподібних суглинків само по собі дуже цікаве, але пояснити просадкою лесових порід Приазов'я утворення подів не можна. Проти цього свідчить незначна товщина самих суглинків, яка в середньому не перевищує тут 18 м (57). Отже, немає підстав припускати можливість зниження місцевості на глибину понад 20 м як результат ущільнення 18-метрової товщі суглинків. Особливості геоморфології і геологічної будови подів можна пояснити тільки простеживши історію розвитку цієї території в цілому. Цим підкреслюється те, що поди є історичними формами рельєфу, зниженнями, які розташовуються в просторі внаслідок створених геолого-історичних передумов. Однією з цих передумов слід вважати нерівномірне, диференційоване опускання, значніше в північній частині, ніж у південній. Безпосередньою причиною, яка визначила наявність подів, слід вважати нерівномірні розмиви,

вироблення ерозійних знижень на території південніше с. Василівки. Слід вважати, що вся територія між Молочною і Дніпром у передевксинський час була сильно розчленована. Трансгресія Евксинського моря зайняла цю еродовану територію, в межах якої утворилась товща піщано-глинястих відкладів. Підняття в наступну епоху вивели на денну поверхню територію, яка в недалекому минулому була дном моря. Під порівняно нетовстим шаром осадів, що відклалися в басейні, був похований давній рельєф, нерівності якого згладжені наступними наносами. Тут відбувався процес розвитку рельєфу, подібний до рельєфу заплави з її округлими заплавленими озерами, старицями тощо. Процес відкладання лесу відбувався вже в умовах згладженого рельєфу, який дуже мало відбивав нерівності давньої поверхні. Найявність останніх все ж позначилась на характері покривних суглинків, які були тут в умовах іншого режиму підземних і стічних вод, що викликали більш інтенсивну просадку суглинків, яка ще дужче підкреслювала існування нерівності. Цей процес продовжуватиметься до завершення літифікації покривних суглинків, принаймні до того часу, поки вони не втратять властивості змінювати об'єм під впливом води, яка циркулює. З цього моменту процес матиме зворотний напрям: завдяки змиву частинок з більш високих районів і відкладанню їх у межах поду, останній, поступово виповнюючись, втрачає свою глибину, відносно підвищуючись при зниженні в підвищених частинах рельєфу, завдяки наявності площинного змиву. Отже, чим давніший рельєф алювіальної і взагалі акумулятивної рівнини, тим менше в ньому будуть виявлятися давні нерівності в зв'язку з природним нівелюванням її поверхні площинним змивом і наливом. Цим пояснюється наявність блюдцеподібних знижень на території УРСР, саме в межах молодих, вторинних, рівнин.

Крім описаних форм рельєфу, в межах Приазовської Евксинської низовини трапляються біогенні мікроформи рельєфу. Вони виявлені незначними горбками, насипаними тваринами, що риють землю. Ці утвори можна спостерігати лише на незначних ділянках Присивашського степу, які збереглися тільки в прибережній зоні. Решта території згладжена могутньою рукою людини, і Приазов'я є найбільш рівнинною частиною України.

Форми морських берегів. Берегова зона Причорноморської низовини має складну геоморфологічну будову. Особливості її вироблені в результаті довгих і складних епейрогенічних рухів, які визначають зміщення берегової лінії. Значну роль при цьому відіграє склад порід, що утворюють узбережжя. Сучасні фізико-географічні особливості Причорномор'я обумовлені значним опусканням, яке визначає тепер положення берегової лінії. Від четвертинного періоду Чорноморське узбережжя має сильно порізану берегову зону, розчленовану глибокими річковими долинами. Наступні епейрогенічні рухи при-

вели до затоплення низів річкових долин — утворення лиманів. Лимани являють собою одну з найцікавіших особливостей Причорномор'я. Сильна порізаність берегів в умовах зниження моря на межі четвертинного часу і сучасної епохи привела до вторинного їх вирівнювання. Останнє трапилось завдяки нагромадженню в гирлах рік піщано-черепашкового матеріалу, який утворив численні і своєрідні пересипи та коси, що згладжують виступи і повороти берегової лінії. Таке явище дуже повчальне як приклад розвитку форм рельєфу внаслідок суперечностей, причому, нові, вирівняні береги принципово відрізняються від вихідної форми рівних берегів.

Нарешті, сучасне положення берегової лінії свідчить про її неухильне просування всередину материка, що приводить до нового перетворення форм рельєфу берегової зони, причому, паралельно з руйнуванням в одних місцях, в інших районах утворюються нові коси, пересипи та інші форми нагромадження продуктів виносу моря. Поєднання результатів цих трьох фаз геоморфогенезу Причорномор'я і визначають морфологію морських берегів Чорного та Азовського морів.

Чорне море. Чорне море займає найбільш поглиблену частину Причорноморської западини. Північна частина моря в недалекому минулому являла собою наливну сушу, складену з виносів рік Дніпра, Дністра і Дунаю. Коливання рівня Чорного моря незначні. Так само мало відчуваються в морі припливи і відпливи. Рельєф дна Чорного моря складний. Центральну частину його займає западина. Западина обмежена крутими схилами. Великі глибини доходять до його північно-східних і південних берегів. Під водою в Чорному морі часто спостерігаються зсуви ґрунту в бік більших глибин. Особливо великі зсуви бувають під час землетрусів. Північна частина Чорного моря неглибока. Для неї характерні затоки та бухти. В північно-західній частині його поширені лимани, трапляються острови і коси, яких немає в глибоких частинах басейну. Найзначніші розміри мають акумулятивні острови — Тендра і Джарилгач. Незначні абразійні острови являють собою уцілілі залишки суші — Очаківський і Зміїний, проти гирла Дунаю. Наявність абразійних островів свідчить, що вся північно-західна частина Чорного моря має вторинні, абразійні, береги. В тиху погоду поверхня Чорного моря рівна, як дзеркало. Тільки біля самого берега тихо хлюпочуть хвилі, обмиваючи пляж. Вода біля берегів сірувато-зелено-голуба, далі від берегів вона синіша, а біля горизонту темніша. Під час бурі море стає грізним, темні, майже чорні хвилі грізними валами налітають на берег, перекочують величезне каміння. Глухими ударами б'ють хвилі об підніжжя крутих берегів. Підмиті береги з гуркотом падають у воду, хвилі їх швидко розмивають і продукти розмиву виносять далеко в море. Від цього круті бе-

реги Чорного моря весь час руйнуються, і море поступово насувається на сушу.

Азовське море. Азовське море виповнює западину, що лежить між Кримсько-Кавказькими горами на півдні і Донецьким кряжем та Приазовським кристалічним масивом на півночі. З Чорним морем Азовське сполучається Керченською протокою і по суті є великою затокою Чорного моря. Протока має довгу і складну історію. Перед великим зледенінням на початку четвертинного періоду Азовського моря не існувало, на його місці текла ріка Прадон, яка розмила собі долину прориву між Керченськими і Таманськими горами. Дон того часу — Прадон — впадав у Чорне море. Затоплену його дельту можна й тепер простежити на дні моря — південніше Керченського півострова. Отже, Керченська протока в минулому являла собою річкову долину, розширену пізніше морським розмивом. Положення глибин відповідає положенню долини давньої ріки — Прадону. Прибережні частини Азовського моря дуже мілкі. В цій частині море енергійно розмиває свої береги.

Рівень води в Азовському морі дуже залежить від припливу річкової води і нагону води вітром. Коливання рівня моря значні. Під час вітру рівень води в Азовському морі може значно підвищуватись і знижуватись, під час сильного вітру воно може відійти від берега на кілька км. Під час бурі вода моря перемішується до самого дна. Приазовський степ обривається до моря кручами. Ділянки намівної суші вдаються в море на багато кілометрів.

Взаємозв'язок геологічної будови й абразійної діяльності Чорного та Азовського морів визначає дуже складну геоморфологію узбережжя. Для нього характерні такі спільні риси.

Берег. Берег Чорного і Азовського морів у межах УРСР відзначається складністю обрисів. На всій території Причорноморської низовини берег можна віднести до категорії опускних берегів з характерними для них формами рельєфу. На всьому протязі берегової лінії берег круто обривається до моря, здебільшого вертикальним уступом. Висота уступу коливається в межах від 2—50 м. Останню цифру спостерігаємо скрізь, де до моря підходять корінні береги. В місцях більшої крутості уступу немає пляжу (рис. 34) або він має дуже незначну ширину. Морські хвилі навіть під час незначних прибоїв вкривають весь пляж і підмивають основи кручі. В таких місцях хвилі, підточуючи основи кручі, вибивають прибіжні горла, ніші тощо, які відзначаються великою різноманітністю форм. Характер останніх так само залежить і від складу порід, які утворюють берег (рис. 35).

В місцях з крутими уступами береги мають незначну порізаність. Берегова лінія мало відрізняється від прямої і утворює дуже плоскі параболічні криві, обернені до берега опуклою стороною. Сусідні параболи відмежовані одна від другої

незначними тупими мисами, які трохи виступають у море. Віддалі між сусідніми мисами часто вимірюється двома-трьома десятками кілометрів. У крутих уступах берегів відслонюються породи, які беруть участь у будові Причорноморської низовини. Такі первинно рівні береги вироблені сучасною трансгресією моря. Далі вони розвиватимуться в напрямі поглиблен-

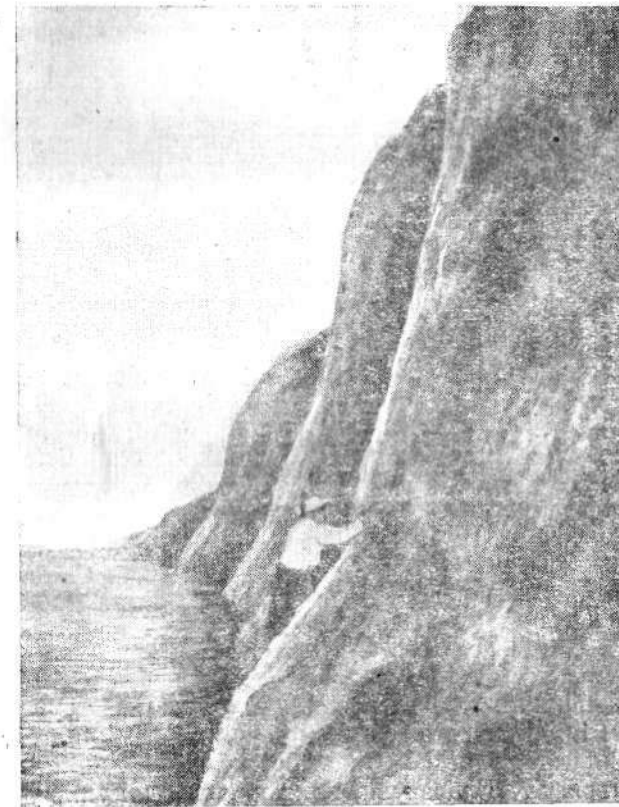


Рис. 34. Стрімка круча на березі Азовського моря (фото Басса).

ня заток у сушу, що приведе до утворення порізаних, бухтових берегів. Можливо, що при цьому частина теперішніх закритих лиманів зможе в історичній перспективі дістати новий зв'язок з морем. Рівні береги описаного типу спостерігаємо на всьому узбережжі Одеської затоки від гирла Дніпровського лиману до Очакова. Такий самий характер має північний берег Азовського моря від Молочного лиману аж до східної межі УРСР. Між цими крайніми районами морські береги облямовані надзвичайно примхливо і належать до категорії порізаних

і повторно вирівняних берегів. Північний берег Одеської затоки з геоморфологічного погляду дуже цікавий. Тут рівні береги підіймаються дуже круто. Підніжжя кручі складене верствами понтійського вапняку, під яким лежать зеленуватосірі водонепроникні меотійські глини. Стійкі верстви вапняку виступають у вигляді карнизів.

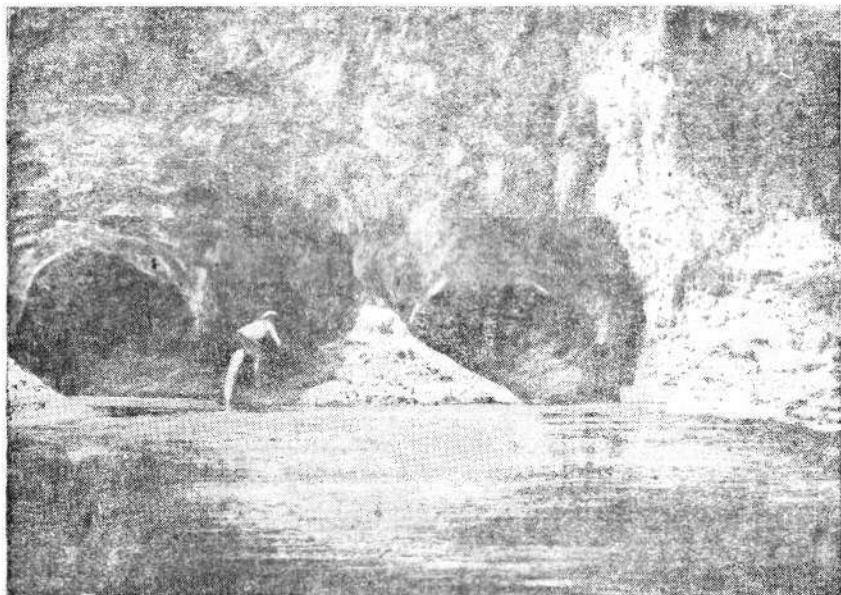


Рис. 35. Прибійна ніша. Берег Азовського моря (фото Басса).

По меотійських глинах завжди відбувається зсування берегів. Зсуви іноді досягають величезних розмірів. Поодинокі зсуви трапляються рідко (рис. 36). Зсувні цирки майже не зустрічаються. Сусідні зсуви, зливаючись до купи, утворюють морфологічно добре виявлену зсувну терасу. Ширина тераси незначна — 100—150 м. Поверхня її нерівна, з численними тріщинами, на ній стирчать глиби вапняку і рідко трапляються джерела води, звичайно облямовані густою зеленою рослинністю. Зсувні маси порід підпадають дії морських хвиль, які швидко руйнують пухкі маси і виносять продукти руйнування в море. Брили понтійського вапняку, які довго протистоять розмиванню, скупчуються біля підніжжя схилів і утворюють хаотичне нагромадження кам'яних уламків. Окремі великі глиби вапняку утворюють маленькі прибережні острівці, які, сполучаючись з береговими смужками намитой землі, утворюють невеликі бухточки. Тиск зсувної маси порід у прибережній частині буває такий значний, що внаслідок цього утворюються

випинання прибережної частини дна, завдяки чому виникають тимчасові острівці з площею в кілька сотень квадратних метрів.

Найінтенсивніша зсувна діяльність спостерігається в околицях м. Одеси і на захід від неї. На схід від Одеси зсуви так само мають місце, утворюючи подекуди зсувні тераси, але в не-

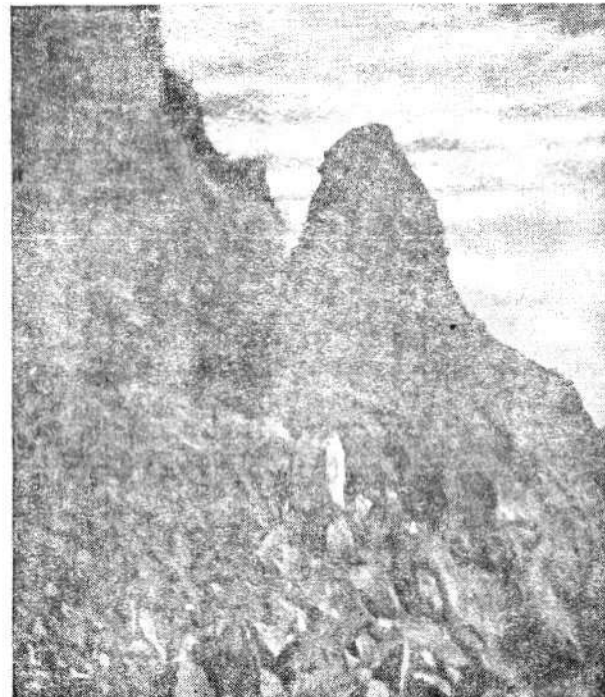


Рис. 36. Зсув на меотійській гліні понтійських вапняків. Одеса.

великих розмірах. В місцях, де урвище опускається безпосередньо до моря, в понтійських вапняках вибиті прибійні ніші. Вони мають вигляд заглиблень на 0,5—2 м, які вдаються в берег, при висоті до 0,5 м. Їх можна спостерігати на всьому протязі виходу вапняків. Дно ніш згладжене і поступово підіймається. Верхня частина опускається козирком і заокруглена. В тих випадках, коли берег утворює кут, прибійні ніші розташовуються в вершині кута і поставлені вертикально, досягаючи висоти 3—4 м. Вертикальні ніші дуже часто можна спостерігати в місцях, де кручі складені з потужних товщ лесоподібних суглинків.

У місцях розвитку зсувів немає пляжу або він займає дуже вузьку смугу. Утворений він піщано-гальковими відкладами.

Галька плоска і складається з округлених уламків понтійського вапняку. Надмор'я характеризується поступовим наростанням глибин. На віддалі близько 20 м від берегової лінії розташовується бар. Кілька барів спостерігається і далі в морі.

Між Куяльницьким і Тилігульським лиманами береговий уступ дуже високий і крутий. Збудований він так само, як і біля Одеси, але понтійські відклади лежать тут значно нижче, меотис відслонюється майже на рівні моря, в зв'язку з чим зсувна діяльність не дуже поширена. Верхній схил кручі не витримується по висоті на значній віддалі. Найбільш підвищений він у вододільній частині і дуже полого знижується в бік прилеглих долин. Тут можна спостерігати також своєрідне явище, яке супроводять трансгресію моря, — наявність висячих долин. Вони становлять собою надрізані долини, які розташовуються високо на схилах. Дно висячих долин звичайно не доходить до верхньої частини понтійських вапняків. Деякі долини, що мають характер ярів, врізаються в понт і майже доходять до рівня пляжу.

Між Тилігульським і Березанським лиманами береговий схил залишається високим, але крутість його зменшується. Підніжжя схилів вкриті осипами, які займають місцями $\frac{1}{3}$ його висоти. Осипи вкриті густою рослинністю. Особливо цікаві смужки густої рослинності, пристосовані до виходів на поверхню гумусових прошарків — викопних ґрунтів.

На схід від Березанського лиману берег моря крутий, але поступово знижується. Характер пляжу залишається той самий, лише кількість гальки зменшується, кількість черепашок збільшується. Черепашки складаються переважно з черепашок *Cardium edule*.

Круті північні береги Азовського моря створені пухкими, переважно четвертинними відкладами. Береговий уступ тут простягається з південного заходу на північний схід. Він не завжди залишається паралельним береговій лінії. Остання відхиляється численними косами. На великій віддалі між Генічеськом і Будьонівкою берег круто обривається до моря. Основа уступу в штильову погоду відокремлена від берегової лінії смужкою пляжу лише в 2—3 м завширшки. Навіть незначне хвилювання моря затоплює пляж, і тоді хвилі безпосередньо підіймають основу уступу, викликаючи тим самим величезні обвали.

Ближче до Жданова і в районі Ногайськ — Осипенко на березі моря спостерігаються грандіозні зсуви і цілі зсувні тераси. Потужні товщі відкладів зсуваються по зеленуватосірій пліоценовій надпонтійській глині (рис. 37). На схід від Білосарайської коси берег моря крутий, але задернований і тільки недалеко від Жданова в ярах відслонюються четвертинні відклади. Тут в районі порту є зсуви, які утворюють зсувну терасу. Зсування відбувається по червонобурій глині, яка є водо-

непроникною породою. Зазначене повністю стосується й берега Азовського моря на схід від р. Кальміус. Все північне узбережжя Азовського моря характеризується дуже розвиненою абразійною площадкою. Остання врізана в лесоподібні суглинки, які під впливом морської води втратили свій первинний паливий колір і набули зеленого відтінку. Глибина моря в межах площадки не перевищує 0,5—1 м.

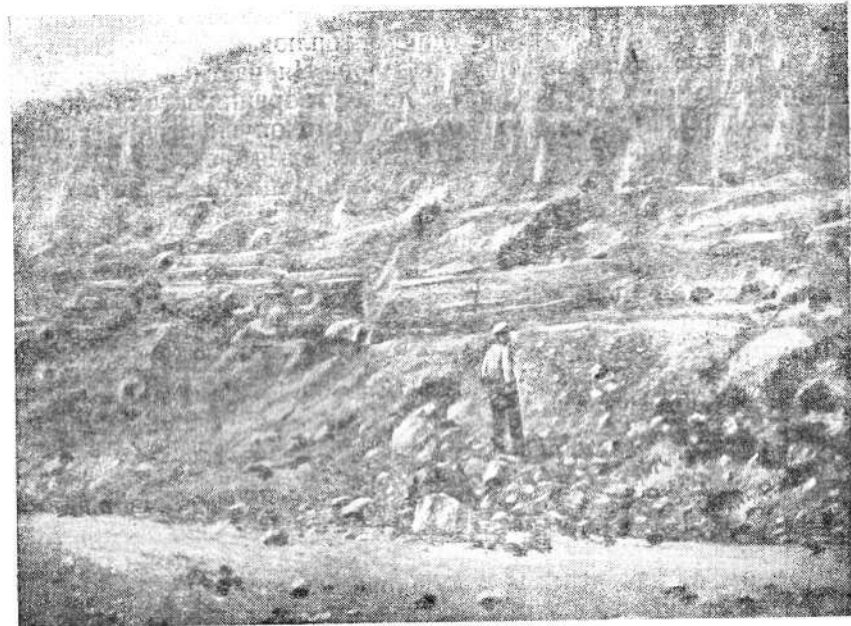


Рис. 37. Круча Евксинської тераси біля м. Ногайськ.

Руйнування морем берегів відбувається дуже інтенсивно. Про це свідчать численні могили на самому краї кручі, висячі долини, численні дороги, перехоплені морем. Зокрема це дуже добре простежується на ґрунтовій дорозі Жданов — Ялта, західніше Жданова в районі Зінцової балки, зруйнованої морем.

Між Дніпровським і Молочним лиманами берег моря морфологічно різко відрізняється від описаних територій. Берегова лінія тут дуже звивиста, море утворює численні затоки бухти. Конфігурація останніх мінлива і незакономірна. Найбільш різноманітна форма властива затокам Сивашу, або Гнилого моря.

Поряд з наявністю численних заток та бухт тут спостерігаються вирівнювання берегів нагромадженням морських наносів проти надзвичайно сильно розчленованих ділянок берега. Тут виникають коси, стрілки й острови, які створюють новий, ви-

рівняний напрям берегової лінії. Такими вирівнюючими новотворами є Ягорлицька затока з островом Довгим, Теандрівська коса, Джарилгацька затока, Джарилгацька коса, Арабатська стрілка, Гниле море, Бірючий острів і Утлюцький лиман. Первинний напрям берегової лінії і утворення численних заток у цій частині узбережжя відбувалося в умовах підвищення положення берегової лінії під впливом епейрогенічних знижень. Завдяки цьому розвиток берегової лінії відбувався пасивно й активно. Пасивно — вона ускладнялась, тобто берег ставав порізаним у тих місцях, де море затоплювало густу сітку або поодинокі балки, які впадали в море. Ця частина заток своїм утворенням нагадує лимани. Активне утворення заток було там, де море посилено абрадувало сушу, що опускалась. Останній процес міг бути ускладненим і додатковими факторами, як вноси ріки, берегові течії, склад порід, що утворюють берег тощо. До першого типу порізаних берегів або утворення заток слід віднести всю складну сітку заток і островів Сивашу. Численні затоки північно-східної частини до с. Зактюна і затоки південної частини між ст. Таганай і Середнім Джанкоєм безперечно являють собою підтоплені безруслові долини, такі звичайні для області поширення подів у Приазов'ї. Озера і затоки західного Сивашу своїми контурами і розташуванням цілком нагадують собою поди. Досить тільки уявити собі, що район Евксинської, Приазовської тераси між Кахівкою і Данилівкою знизився на 15—20 м, тоді б ми мали складні конфігурації заток, які цілком нагадували б нам Сиваш. Звідси видно, що утворення Сивашу визначилось складним геолого-історичним розвитком Присивашського району. Самі затоки Сивашу є утвори, аналогічні лиманам. Первинні контури западин, виповнених морською водою, згодом були значно змінені діяльністю самої води, яка активно руйнує свої береги, утворені пухкими відкладами. Завдяки останньому деякі затоки сполучились. Інші, навпаки, були заповнені продуктами руйнування берегів і припинили своє існування, а на їх місці тепер спостерігаються широкі солончаки.

В першу половину літа рівень води в Сивашах поступово знижується. Максимум зниження припадає на кінець липня — серпень місяць. Завдяки посиленому випаровуванню концентрація розчину солей у Сивашах так збільшується, що починається випадання солі з розчину. Осідаючи тонким шаром у прибережній частині озера, в міру зниження рівня води, сіль утворює на пляжі білі облямівки або цілий сніжний покрив, який, ніби рамкою, облямовує озеро. На дні численних перекопських озер спостерігаються відклади тонкої грязі, яка має велику бальнеологічну цінність.

Сучасний розвиток фізико-геологічних процесів у Присивашші веде до більш повної ізоляції Сивашу від Азовського моря; тому Гниле море в історичній перспективі приречене на

відмирання. Останнє має дуже важливе економічне значення, бо дає змогу використати величезні запаси солі, які знаходяться в розчині у водах Сивашу. Можливість регулювання процесу добування солі, використовуючи для цього резерви Азовського моря, створює необмежені перспективи для організації використання соляних розчинів Сивашу.

Другий тип заток вироблений морською абразією. Розчленування берегів балками у виробленні особливостей узбережжя тут відіграло другорядну роль. Великий вплив на формування берегової лінії створювали виноси рік, що впадають у море.

Прикладами таких заток можуть бути бухточки західного узбережжя Перекопської затоки та узбережжя Джарилгацької затоки від Чурюму до України. В районі Чурюму бухти мають цікаві прямокутні контури і відмежовані одна від одної вузькими мисами, які далеко заходять у море. В районі України море утворює глибоку і вузьку затоку долиною Каманчацької балки. Каманчацький лиман лікувато звужується вгору по балці і майже досягає с. Каманчак.

Західніше Джарилгацької затоки морське узбережжя мало порізане, хоч і тут спостерігаються численні бухточки, які неглибоко вриваються в берег. Вони особливо цікаві на узбережжі півострова і в околицях порта Свободного. Дуже цікаві Ягорлицька затока і півострів, що відокремлює цю затоку від Дніпровського лиману. Як затока, так і півострів виникли в пізньочетвертинний час і в сучасну епоху внаслідок взаємодіяння дніпровських вод і моря, на межі впливу яких виник і сам півострів. Отже, Ягорлицька затока являє собою частину великої морської затоки, що вдається в долину Дніпра і виповнювалася відкладами протягом вюрмської епохи та в післячетвертинний час. Процес виповнення Дніпровського лиману інтенсивно відбувається й тепер. З одного боку, він іде за рахунок збільшення площі Ягорлицького півострова, а з другого — засипанням лиману в частині, що прилягає до гирла Дніпра.

Форми наживу берегів. Форми наживу морських берегів Причорноморської западини відрізняються значною різноманітністю і мають велике значення в геоморфології узбережжя. До цього типу форм берегових утворів відносимо: 1) морські тераси, 2) пересипи, 3) коси і 4) острови.

Крім вищезазначеної Евксинської тераси, на морському узбережжі спостерігається Карангатська тераса. В межах Чорноморського узбережжя ця тераса цілком знищена абразією. На Азовському узбережжі вона місцями дуже добре вилялена. Чудовий обривок цієї тераси можна спостерігати на ділянці між Обіточною косою і Степанівкою. Тераса має вигляд вирівняної площадки, яка дуже полого опускається до моря. Рельєф тераси хвилястий. Нерівності являють собою давні берегові вали, розділені досить широкими, зниженими

просторами. Вали утворюють невисокі, витягнуті паралельними рядами гряди, що простягаються на значну віддаль. Цей первинний рельєф тераси ускладнений нагромадженнями піску, нав'яного вітром. Найбільш погорбована зовнішня, обернена до пляжу, частина тераси. Вітер з моря навіває тут досить значних розмірів кучугури піску, витягнуті вздовж берегової лінії. Тераса складена з піску та битого черепашняку морських молюсків.

Первинні риси рельєфу цієї тераси цілком змінені в місцях, зайнятих виноградниками, фруктовими садами та городами. Тут, як і всюди, особливо виступає діяльність людини, як найбільш енергійного фактора перетворення земної поверхні.

Значна за розмірами площадка Карангаської тераси розташовується на схід від Жданова. На терасі розміщуються міські городи. Рельєф тераси тут тотожний з рельєфом, описаним вище. Слід згадати тільки, що тут трапляються незначні солоні реліктові озера, які збереглися в невеличких улоговинах між береговими валами в колишніх заводях, згодом відмежованих від моря. Крім північного узбережжя Азовського моря, Карангаська тераса простежується і на південному узбережжі. Зокрема вона дуже добре виявлена на узбережжі Керченського півострова, в районі Насир-Ак-Манай-Бобик. На відміну від північної частини Приазов'я у відкладах тераси зустрічаються численні черепашки *Cardium tuberculatum*.

Пересипи. Пересипи являють собою рівні площадки землі в гирлах долин і відокремлюють лимани, що займають долини, від моря. Походженням своїм пересипи нагадують коси. За часом утворення деякі з них синхронічні з Карангаською терасою. З пересипів найбільш значними і важливими з погляду геоморфології Причорномор'я є пересипи Одеський, Тилігульський і Молочного лиману. Одеський пересип являє собою широку рівнинну площадку, яка відмежовує Хаджибейський та Куяльницький лимани від Одеської затоки. З півночі пересип відмежовується береговою лінією лиманів. На півдні він прилягає до Чорного моря, з заходу пересип відмежований правим (західним) берегом долини Малий Куяльник (Хаджибейського лиману), а на сході він підходить до лівого (східного) берега Великого Куяльнику (Куяльницького лиману). На півночі в межі пересипу широким мисом заходить Жевахова гора, яка є вододілом між Куяльницьким і Хаджибейським лиманами. Поверхня тераси зовсім згладжена. Правда, вона майже цілком втратила свої первинні риси. На необжитих ділянках можна спостерігати невеликі валоподібні підняття, які можна прийняти за берегові вали. Зрідка в межах пересипу зустрічаються солонowodні реліктові озера з специфічною фауною і флорою. Більш підвищеною його частиною є приморська половина, в бік лиманів пересип знижується.

В літературі є відомості, що Хаджибейський лиман у неда-

лекому минулому мав зв'язок з Чорним морем. Деякі дослідники вважають, що пересип є утвором цілком недавнього історичного минулого.

Треба мати на увазі, що наявність зв'язку лиману з морем і утворення пересипів—явища різні. Перше визначається режимом лиману, а друге обумовлене геологічними причинами. Рівень води в лимані залежить від кількості атмосферних опадів в області стоку в лиман. У посушливі роки рівень води в лимані дуже знижується, завжди лишаючись значно нижче рівня моря. У вологі роки, з великими опадами, рівень води в лимані значно підвищується. Якщо буває підряд кілька вологих років, то рівень води в лимані так підвищується, що лиман заливає прилеглі частини пересипу і рівень його може перевищити навіть рівень пересипу. В такі роки встановлюється тимчасовий стік води лиману в море. Значні розливи лиманів бувають порівнюючи часто. Зокрема такий розлив був у 1932 р., коли Хаджибейський і Куяльницький лимани біля Одеси обслідувала комплексна експедиція. Куяльницький лиман, який тоді розлився, затопив соляні промисли, завдавши великих збитків. Хаджибейський лиман досяг рівня моря. Води його почали заливати поля зрошення, розташовані на пересипу. Були залиті значні площі садів, трамвайна лінія, грязелікарня і санаторій ім. Л. М. Кагановича. Щоб запобігти прориву лиманних вод у море, бо це загрожувало промисловим і комунальним підприємствам, розташованим на пересипу, були споруджені дамби. Наведений приклад переконливо свідчить про те, що наявність зв'язків лиманів з морем є явищем місцевим, пов'язаним з розливами водоймища, води якого, піднявшись, шукають собі стоку. Утворення пересипів та лиманів пов'язане з історією зміщення берегової лінії моря. Для пересипів і лиманів Чорноморського узбережжя можна намітити три етапи, включаючи сучасні:

- 1) карангаська трансгресія і утворення лиманів;
- 2) зниження рівня Карангаського моря і утворення пересипів;
- 3) сучасне положення берегової лінії.

Геологічна будова пересипу Хаджибейського і Куяльницького лиманів була досліджена в 1932 р. Верхній горизонт відкладів виявлений піщано-черепашняковими відкладами сірого кольору. У відкладах є численні черепашки морських молюсків, представники яких тепер не зустрічаються в Одеській затоці і навіть у Чорному морі. Основна маса черепашок належить до *Cardium tuberculatum* та *Venus gallina*.

На підставі фауністичного складу верхнього горизонту відкладів пересипу можна з певністю говорити про їх карангаський вік. Карангаські черепашняки на пересипу накладені трансгресивно на голубуватосірі глинясті піски і зрідка там трапляються дрібні черепашки *Cardium edule*. Цей горизонт

можна зіставляти з узунларськими відкладами дна Чорного моря, які у відслоненнях на північному узбережжі і взагалі вище берегової лінії не зустрічаються. Перерахований комплекс лиманно-морських відкладів на глибині 26—30 м підстелеється голубуватосірими піскуватими глинами та пісками, які залягають на корінних відкладах. У товщі цього горизонту виявлена значна фауна „каспійського“ габітусу з *Vivipara diluviana*, *Didacna crassa* та ін., на підставі чого встановлюється евкспинський вік цих відкладів. Нашарування в межах пересипу цілком погоджується з будовою Причорномор'я в цілому.

Пересипи невеликих лиманів району Одеси—Дофіновського, Малого, Буялицького, Малого і Великого Аджалицького і Сичавського лиманів своїми геоморфологічними особливостями нагадують пересип Хаджибейського лиману. Розміри їх незначні. На внутрішній частині пересипу цих лиманів можна спостерігати добре виявлені берегові вали і тераси висихання. Другий за розмірами пересип належить Тилігульському лиманові.

Тилігульський пересип займає площу понад 100 км². Він відокремлює від моря найбільший з закритих лиманів Одеської групи. Рельєф пересипу складний. Вздовж морського узбережжя на пересипу розвинений широкий піщаний, дуже добрий пляж. В межах тилової частини пляжу можна спостерігати давні берегові вали, гребені яких складені черепашняком. Тут трапляються окремі кущики галофільної рослинності.

Далі від берега на пересипу лежить смуга дюнних пісків. Рельєф донних пісків купчастий. Близьче до моря купи піску, зливаючись, утворюють піщаний вал, який є найбільш підвищеною частиною пересипу. Правильно оформлених дюн на Тилігульському пересипу немає. Піщана частина пересипу поросла невеликими кущиками шелюги і жорстких трав. Центральну частину пересипу займає велике мілке озеро з дуже солоною водою. Воно виповнює широку плоску улоговину, яка облямовує широкими піщаними смугами берегову лінію озера. В межах піщаної прибережної зони добре помітні сліди висихання озера, відзначені невеликими валами піску. В озері багата флора водоростей і фауна рачків. На дні тут залягає шар чорної маслянистої, звичайної для лиманів грязі.

Окраїни озер місцями поросли очеретом, який розташовується невеликими купками. Між цим озером і лиманом пересип має вирівняну поверхню. Тільки окремими невеликими ділянками спостерігається нагромадження купчастих пісків. До лиману пересип знижується дуже полого і закінчується широким піщаним пляжем. Паралельно береговій лінії розташовуються берегові вали.

Крім цих закритих лиманів, на узбережжі Чорного моря є ряд відкритих лиманів. До останніх належать: Дністровський, Березанський і Дніпровсько-Бузький. В гирлах цих лиманів

спостерігаються великі скупчення наносів у вигляді кіс, які простягаються одна одній назустріч від протилежних берегів лиману. Між кінцями кіс розташовується протока, якою лиман сполучається з морем. Відкриті лимани властиві рікам, що виносять велику масу води, сила течії якої така значна, що скупчення матеріалу недосить для ізоляції лиману від моря. Якби останнє і трапилось, то від припливу великої кількості води, що її приносить ріка, рівень лиману підвищився б і зв'язок останнього з морем відновився б.

На Азовському узбережжі є тільки один закритий лиман—Молочний. В гирлі його розташований широкий пересип. Зв'язок лиману з морем ще й тепер періодично відновлюється, що можна спостерігати в роки з багатосніжною зимою і дружною весною. Пересип являє собою вузьку смугу, дуже витягнуту з заходу на схід. Рельєф пересипу складний. Прибережна його частина—широкий піщаний пляж. На пляжі в його тиловій частині розташовані прибіжні вали, складені черепашками *Monodacna colorata*. Вглиб пересипу розташовується піщана підвищена смуга, складена з навіяного вітром піску, винесеного з пляжу. Рельєф піщаної полоси звичайно нерівний. Частина пересипу, що лежить біля лиману, згладжена. На південному березі лиману вона вкрита суцільним килимом солончакової рослинності. В недалекому минулому ця частина пересипу була вкрита водами лиману. Тут можна спостерігати добре морфологічно виявлену суху долину, що являє собою русло, яким у роки великих поведей вода лиману тече в море. Вздовж західного і східного берегів лиману розташовуються чудово оформлені берегові вали (рис. 38). Між береговими валами і лиманом лежить широка смуга з ідеально рівною поверхнею. Ширина смуги мінлива. Ця смуга утворена донними лиманними відкладами—тонкою масою мулу. При висиханні мул утворює дуже оригінальний мікрорельєф (рис. 39). Останній представлений глибокими тріщинами висихання, які утворюють правильні многокутники. Глибина тріщин іноді перевищує 50 см. Діаметр полігональних відокремленостей досягає 30 см. При випаданні дощів цей мікрорельєф ще ускладнюється. На більших полігонах утворюються дрібні тріщини, які розколюють поверхневу корку на відокремленості в 2—3 см діаметром. При дальшому висиханні краї корки підіймаються, завертаються, і з неї утворюються мулисті трубочки, а сама поверхня ніби перебуває в стані лущення, вкривається лусками. Під час вітру ці трубочки підхоплюються вітром і переносяться на значні простори. Схили Приазовської низовини, що обмежують пересип Молочного лиману, прорізани численними короткими і глибокими ярами. В гирлі кожного з таких ярів розташовуються добре виявлені конуси виносу. Конуси мають правильну форму. Найбільш підвищеною є середня частина конуса. Вона опускається до периферії пологоопуклими схилами. Іноді сусідні

конуси виносів зливаються своїми краями і утворюють псевдо-терасу, що простягається на значну віддаль.

Коси. Вузькі, витягнуті смуги суші, утворені морськими відкладами, що далеко вдаються в море, — коси відіграють значну роль у геоморфології приморських районів. Найбільш розвинені коси в Азовському морі. Другий район їх поширення

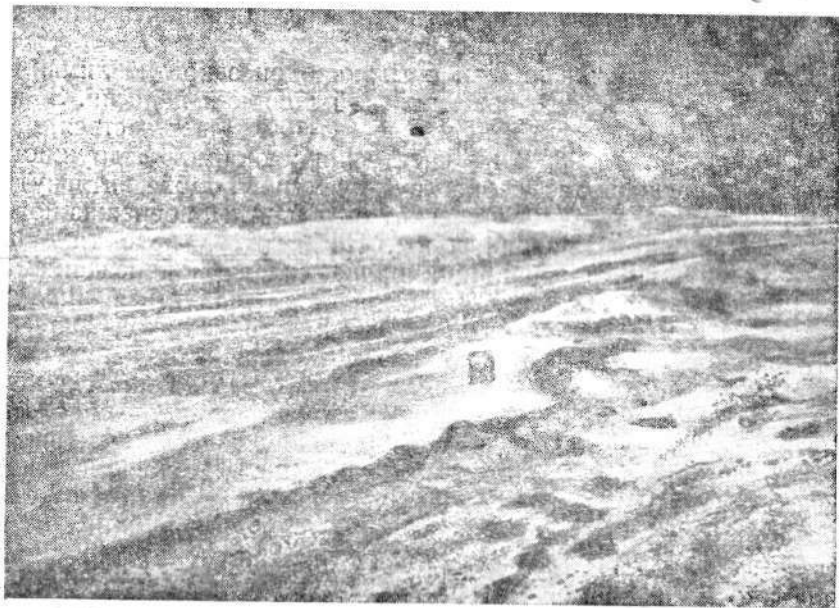


Рис. 38. Берегові вали на пересипу Молочного лиману (фото Басса).

лежить між гирлом Дніпровського лиману і Перекопською затокою.

В Азовському морі є ряд найбільших в Європейській частині СРСР кіс. Це — з заходу на схід — Крива, Білосарайська, Обіточна, Бердянська, Федотова, острів Бірючий. Вони мають однакове походження, схожий рельєф і форму.

Коси Азовського моря являють собою витягнуто-трикутні ділянки суші, що гострою вершиною вдаються в море. Розташування кіс закономірне. Також закономірна й форма їх. Всі азовські коси лежать проти гирла рік. Так, Крива коса лежить проти гирла р. Мокрої, Білосарайська — проти гирла р. Білосарайської, Бердянська — проти гирла р. Берди і Обіточна коса — в гирлі р. Обіточної. Крім того, всі коси спираються своєю основою на поворот берега. Це особливо яскраво виступає на прикладі Білосарайської коси.

Всі коси північного узбережжя Азовського моря мають па-

ралельні східні краї. Останні витягнуті в південно-західному напрямі і є продовженням напрямку корінних берегів, до яких своїми основами прилягають коси. Західні краї кіс також симетричні.* Вони мають півкруглу форму; опуклий край їх орієнтований в бік коси та її основи. У деяких кіс затока, яка утворюється внаслідок цього, має цілком правильні округлі



Рис. 39. Поверхня висихання. Пересип Молочного лиману (фото Басса).

обриси. Такі затоки спостерігаються західніше кіс Білосарайської, Бердянської та Обіточної. Рельєф кіс своєрідний. Поверхня їх являє собою слабкохвилясту рівнину, верхня частина якої коливається в межах 1,5—2 м висоти. Всі коси облямовані широкими смугами чудового піщаного пляжу. Східна частина кіс має дюнний рельєф. Нагромадження піску мають вигляд безформних кучугур. Більшої висоти досягають останні на зовнішній, оберненій до моря стороні. Тут іноді кучугури зливаються в суцільний вал. Завдяки нагромадженню еолових пісків східна частина азовських кіс завжди більш підвищена порівняно з західною. В західному напрямі південний рельєф поступово згладжується і поверхня тераси стає зовсім вирівняною. В центральній частині коси є численні мілкі озера з солоною водою. На деяких косах озера досягають навіть значних розмірів. Такі озера є на Кривій косі і на Білосарайській.

В період осінніх бур, які наганяють до берегів велику масу води, значна частина прибережних районів кіс затоплюється. В більш зниженій вершинній частині коси виникають тимчасові протоки, які відокремлюють від кіс невеликі острови. В тиху погоду останні знову встановлюють зв'язок з косою. Рослинність азовських кіс своєрідна. В необжитих місцях флора дуже одноманітна. Переважають представники галофільної рослинності, навколо озер зустрічаються густі зарості комишу, тростнику тощо. В обжитих частинах кіс ростуть сади, виноградники і як декоративні дерева тополі та верби.

В районах кіс, що прилягають до корінних берегів, біля їх основи іноді спостерігаються озерця з прісною водою, які утворилися внаслідок весняних розливів. Такі озера, зокрема, характерні для Білосарайської та Обіточної кіс.

Геологічна будова азовських кіс досить складна. Найбільш повно вона з'ясована для Бердянської коси, на якій є глибока свердловина. Інші коси, очевидно, збудовані так само. Свердловиною на Бердянській косі встановлено, що на неогенових морських осадах залягає товща евксинських відкладів з характерною фауною слабкосолоних басейнів. Вище лежить товща німих, піщано-глинистих осадів, перекритих глинистими пісками, які відслонюються на поверхні. Коси являють собою порівняно молоді геологічні утвори. В товщі, що залягає під покривними черепашковими осадами, можна бачити відклади підводної дельти р. Берди. Формування коси як форми рельєфу належить до епохи, яка передувала сучасній. Воно стало можливим при загальному зниженні рівня моря, що відбулося наприкінці карангатського часу. Нарощування конусів виносу в гирлах рік, що впадають у море, створило перепону для наявних в Азовському морі прибережних течій, і викликає відхилення останніх в бік більш глибоких частин моря і від берега. В місцях зміни напряму прибережні течії відкладають частинки, які вони транспортують. Обтікаючи перепону, течії здвжують виступи, які трапляються на їх шляху: коса росте своєю вершиною в морі і разом з тим трохи відхиляється в напрямі течії. Так само відкладаються частинки, які транспортуються прибережною течією і на крутих поворотах берегової лінії. В таких місцях кут, що виступає в море, є місцем зміни напряму, отже й зміни сили течії. Внаслідок цього на вершині кута, який є перепону, відкладається матеріал, що його пересувають морські хвилі. Як вище зазначалось, розташування азовських кіс свідчить про наявність обох, описаних вище, передумов утворення їх.

Течії, що відкладають косу, відхиляють вершину [коси на захід. Східний берег коси завдяки цьому рівний, а протилежний, в бік якого виникає загин коси, стає дугоподібно вгнутих. Цим пояснюється розташування вгнутих сторін на західних частинах азовських кіс.

Арабатська стрілка. Це найцікавіший з морських утворів. Вона розташовується в західній частині Азовського моря і складає вторинний вирівняний берег. Починається стрілка в північно-західній частині Керченського півострова і вузькою смугою простягається на північний захід до Генічеська, маючи 125 км завдовжки. Між сс. Генічеська Гора, Чонгарський Кут і Генічеський Кут стрілка дуже розширяється, утворюючи великий півострів, який вляється далеко в Сиваш. На цьому півострові багато є дрібних і одне велике озеро. Рельєф Арабатської стрілки не відрізняється особливостями від рельєфу поверхні інших кіс Азовського моря. На ній можна спостерігати скупчення дюнних пісків. На східному узбережжі її розташовуються добре виявлені берегові ближчі до берегової лінії прибіжні вали.

Розташування Арабатської стрілки трохи відрізняється від розташування щойно описаних кіс. Стрілка лежить проти найбільш порізаної частини узбережжя Азовського моря. Можна вважати, що на місці сучасної Арабатської стрілки в минулому був великий бар, який згодом відокремив Сиваш від Азовського моря.

В межах Чорноморського узбережжя коси трапляються так само часто, але більшість їх являє власне прибережні острови, відокремлені від материка протоками. Найзначніші з чорноморських кіс—Кінбурнська, хоч вона і не являє собою самостійного геоморфологічного утвору, а є частиною Кінбурнського півострова.

Прибережні острови. Прибережні острови Чорного моря являють собою наливні утвори, які розташовуються тільки в частині, що прилягає до гирла Дніпровського лиману; найбільш значними з них є коси-острови Тендрівська, Джарилгач, півострів Кінбурнський. В Азовському морі так само є острови, але вони не мають великого поширення і розташовуються тільки в північно-західній його частині: це острів Бірючий і коса Федотова, які відмежовують Утлюцький лиман від Азовського моря.

Півострів Кінбурнський відокремлює Дніпровський лиман від Ягорлицької затоки. Це низовинна піщана ділянка суші, що далеко заходить у море. В найвужчій частині півострів має завширшки 4 км. На захід півострів дуже розширений. З заходу він обмежений косою, яка витяглась з північного заходу на південний схід. У східній частині продовженням коси є острів Довгий, який лежить при вході в Ягорлицьку затоку. Північно-західна частина півострова закриває вхід у Дніпровську затоку. Рельєф півострова спокійний і своїми особливостями дуже нагадує рельєф Дніпровської дельти. Трохи ускладнюють одноманітність рівнини в межах півострова невеликі арени дюнних пісків, а в західній частині досить добре збереглися берегові вали. Східна частина півострова має численні не-

ликі озера, вкриті густими заростями комишу, тростнику тощо, через що півострів зовні нагадує плавні. Виходячи з особливостей східної озерної частини півострова, можна думати, що вона недавнього походження. Досі на її місці була широка протока, що сполучала Ягорлицьку затоку з Дніпровським лиманом. Процес відкладання покладів відбувався тут досить інтенсивно. В майбутньому можна вважати цілком можливим причленування острова Довгого до материка та ізоляцію Ягорлицької затоки.

Тендрівська коса. Тендрівський острів-коса являє собою так само один з найцікавіших утворів Чорноморського узбережжя. Тендрівська коса є одне геоморфологічне ціле з косою Джарилгач. Це вузька смуга суші, витягнута в північно-західно-західному напрямі. Загальна довжина коси близько 65 км. Від материка коса відокремлена протокою, в якій проти Залізного Порту розташовується кілька островів, витягнутих у тому ж напрямі, що й коса. В західній частині Тендрівська коса плавно загинається на північ. Ця частина острова утворює ніби заслону проти входу в Ягорлицьку затоку. Джарилгачська коса, на відміну від Тендрівської, витягнута на південно-східний схід і є ніби продовженням Тендрівської, разом з якою утворює пряму лінію вдруге вирівненого берега. Довжина Джарилгачу має 40 км. В західній частині Джарилгач неширокий, південно-східний його край лопатоподібно розширюється. При цьому південний берег рівний і є продовженням напрямку коси, а північний звивистий.

Рельєф Тендрівської коси і Джарилгачу дуже одноманітний; він нічого нового не дає порівняно з описаними вище морськими акумулятивними формами рельєфу.

Описані два острови-коси являють собою типові морські утвори, складені з морських наносів, що відкладаються проти порізаних берегів, у місцях зміни напрямку прибережних течій. Тут морські хвилі, що накочуються з південних морських просторів, вертикально ударяючись у берег на ділянці Залісний Порт—Ново-Олексіївка, мають змінений напрям удару на схід і захід від цього простору. В місцях зміни напрямку долин проти повороту берега відкладались частинки, що пересувались морем, які й утворили коси.

Острів Бірючий в Азовському морі і Федотова коса, що прилягає до нього, становлять собою ланцюг з 4-х великих островів, витягнутий від миса, який розділяє Молочний і Утлюцький лимани на південний захід до села Бухта. Розташування островів відповідає розташуванню кіс в Азовському морі. Зовнішній, східний, берег Бірючого острова рівний, слабо опуклий в бік Азовського моря. За обрисом він цілком нагадує східні береги кіс. Внутрішній берег острова, обернений в бік Утлюцького лиману, нерівний, розчленований невеликими

бухточками і затоками, що вдаються в берег. Висота острова нерівномірна.

Описані вище головні морські акумулятивні форми рельєфу Причорноморської рівнини утворюють характерний район з низькими берегами, що полого опускаються до берегової лінії, широкими піщаними пляжами, наявністю дюнного рельєфу. Одночасно в межах поширення цих утворів існують, як релікти, і первинні ознаки берегової лінії. Ці первинні риси знаходять свій вияв у численних затоках, бухточках, мисах та інших ознаках порізаних берегів. З цього виходить, що спільний розвиток рельєфу узбережжя Чорного й Азовського морів ішов від порізаних берегів до вирівнювання, а місцями і більш активної абразії моря, розвитку нової генерації, сучасних рівних берегів.

Лимани. Численні лимани північного узбережжя Чорного моря і частково Азовського являють собою найбільш цікаві форми рельєфу в межах Причорноморської рівнини. Лиманами, як відомо, звуть розширені гирла рік, затоплених морськими водами, деякі з лиманів являють собою вузькі затоки, що глибоко вдаються в материк. З морем затоки сполучені вузькими протоками-гирлами. Це відкриті лимани. До них належать лимани: Дністровський, Березанський, Дніпровський і Утлюцький. За межами УРСР до відкритих лиманів належить Міуський лиман. Інші лимани ізолювані від моря вузькими смугами пересипів. Це закриті лимани. До них відносимо: Дофіновський, Куяльницький, Великий Буялицький, Малий Буялицький, Хаджибейський, Малий Аджалицький, Великий Аджалицький і Тилігульський лимани—на північному узбережжі Одеської затоки. На північному ж узбережжі Азовського моря є тільки один закритий лиман—Молочний. Закриті лимани являють собою озера, витягнуті і розташовані в межах ерозійних долин.

Форма лиманів мінлива. Вона обумовлена контурами долин, що їх займають лимани. Навіть найбільші лимани, такі як Дніпровський, Дністровський і Тилігульський, що активно змінюють обриси своїх берегів, ще зберегли особливості, властиві долинам, виробленим у долинну фазу їх розвитку.

Вище досить докладно висвітлювалось питання зв'язку лиманів з морем. При цьому було встановлено, що цей зв'язок у сучасних умовах обумовлений режимом рік, які впадають у лиман і визначають його рівень.

Сучасні розміри лиманів досить значні, але початкова їх площа і глибина зазнали надалі значних змін завдяки виповнюванню лиманів відкладами рік, що впадають у них. Кінець кінцем, наслідки замулювання залежали не тільки від маси осадів, що вносились в лиман, а й від розмірів та глибини долини, в якій утворювався лиман. Процес зміни розмірів лиманів відбувається досить інтенсивно й тепер. Сучасні розміри лиманів дуже значні.

Береги всіх лиманів високі. Тут спостерігаються добре відслонені корінні і четвертинні відклади. Крім того, вздовж правих (західних) берегів лиманів тягнуться на великій віддалі зсувні тераси, які ускладнюють особливості морфології схилів. Зсуви спостерігаються на узбережжі лиманів Буялицького, Хаджибейського, Куяльницького, Тилігульського, Березанського, Бузького і Молочного. Особливо грандіозні зсуви тераси на схилах Хаджибейського і Тилігульського лиманів. Вздовж західних берегів лиману звичайно немає пляжу. Найбільші прибережні піщані площі тут трапляються біля поворотів берегів. На решті протягу берегова лінія лежить безпосередньо біля підніжжя схилу, який круто підіймається. Ліві береги лиманів гіпсометрично значно нижчі правих. Асиметрія берегів завжди різко виявлена у всіх лиманів. Вздовж лівих берегів розташовуються тераси, звичайно їх буває 2—3, опис яких наведено вище. Вздовж лівого берега спостерігаються неширокі смуги піщаного пляжу.

Особливо цікаву рису геоморфології лівих берегів лиманів являють коси. Вони дуже часто трапляються в закритих лиманах. За походженням своїм лиманні коси являють собою утвори двох типів. Перший тип — це коси, утворені з відкладів самого лиману. Вони виникають на місцях повороту берега лиману. Тут відкладаються частинки, принесені течіями води в лиманах. Це й обумовило загин вершин лиманних кіс з півночі на південь. Другий тип кіс являє собою конуси виносів ярів та балок, що впадають у лиман. Ці конуси під впливом течії у лимані трохи змінили свою форму. У них на зовнішньому краї утворюється досить гострий виступ, зсунутий на південь від осі конуса. У великих конусів виносу цей виступ має загин, який цілком відповідає загинові вершин у звичайних кіс. Другого типу коси лиманів являють собою утвори, які дуже часто трапляються в межах лиманів Хаджибейського, Куяльницького і Тилігульського.

Північний (верхній) і південний (нижній) береги лиманів є вирівняні площадки. У верхній частині берегова лінія прилягає до дна долини ріки, що впадає в лиман, а в південній, приморській, частині лимани закриваються пересипами. У верхній частині помітні широкі смуги висихання з полігонально-тріщинуватим рельєфом. У південній частині паралельно береговій лінії лиманів простежується ряд прибіжних валів, і прибережна зона поступово переходить у пересипи, рельєф яких описано вище.

Всі закриті лимани півдня є солоні озера. Багато лиманів характеризується дуже високою концентрацією розчинів солей. Остання в деякі роки досягає стану насиченого розчину, і в цей час у лиманах відкладається самоосадова сіль. Це явище властиве всім лиманам. Весною і на початку літа Сичавський лиман — це широкий, але дуже мілководний басейн з слабко-

солонною водою. Протягом літа цей басейн висихає, а на дні його залишається тонкий шар мулу з рівною поверхнею. Шар мулу швидко висихає, поверхня його розтріскується на великі полігональні відокремлення. Так само виповнюється Сичавський лиман і під час великих дощів. Концентрація розчину в лиманах різна. Найбільший процент розчинених солей спостерігається в неглибоких, сильно змілілих лиманах. У великих лиманах концентрація розчину солей значно нижча.

Концентрація ропи також залежить від сезону. Весною після таяння снігу, коли рівень води в лиманах високий, концентрація розчину знижується. На кінець літа рівень води в лиманах знижується, а концентрація ропи збільшується, досягаючи максимуму наприкінці серпня — на початку вересня. Восени концентрація ропи знову знижується, це пояснюється збільшенням опадів.

Склад солей, розчинених у водах лиману, досить сталий. Також стало процентне співвідношення між окремими розчиненими у воді компонентами. Воно тотожне з співвідношенням солей, розчинених у морській воді. З цих особливостей лиманної ропи можна зробити висновок, що солі, розчинені в лиманній воді, являють собою релікт морських умов у частинах річкових долин, зайнятих лиманами. Ця вода залишилась від епохи, коли лимани мали широкий зв'язок з морем, а пересипи не були перешкодою для цього зв'язку. Коли лимани ізольовані від моря, кількість води в них змінюється залежно від кількості атмосферних опадів. При цьому концентрація розчину солей в лиманах змінюється з порами року. В закритих лиманах кількість солей поступово збільшується за рахунок тих мас, які в розчиненому стані потрапляють у лимани з водою рік. В сучасних умовах у лиманах, при їх великих розмірах, ця епігенетичного походження сіль помітно не впливає на баланс і співвідношення солей. Запаси солі в лиманах величезні. Кількість солей така значна, що вона може стати об'єктом господарського використання в хімічній промисловості.

Своєрідна обстановка в соляних озерах-лиманах визначає властивий лиманам склад фауни та флори. В басейнах з високим процентом концентрації ропи органічний світ бідний і одноманітний. Спільною рисою його є обмежене число видів, при колосальній кількості індивідів окремих видів. У розвитку органічного життя спостерігається підкреслено виявлена сезонність. У весняні місяці і першу половину літа розвиток організмів найбільший. В міру збільшення концентрації солей у лиманах відбувається відмирання організмів, максимум якого збігається з найбільшим зниженням рівня води в лимані і підвищенням концентрації ропи. При цьому на дні лиманів осідає величезна кількість органічних решток, які обумовлюють великий розвиток бактерій.

Продукти руйнування органічної речовини, разом з надходженням у лиман маси мулу, а також частинок від розмиву берегів, приводять до надзвичайно своєрідного розвитку в лиманах акумулятивних процесів, які відкладають у лиманах комплекс оригінальних донних осадів. Ці осади складені лиманною грязю, мулом і піском. Мул та пісок являють собою мінеральний кластичний матеріал, що осідає на периферії лиману. Вони відкладаються в мілкіших місцях. Грязь відкладається в найбільш знижених частинах дна і являє собою тонкозернистий маслянистий осад чорного або темносірого кольору. Крім мінеральних частинок в утворенні грязі істотну роль відіграють продукти руйнування органічної речовини. Темного кольору лиманній грязі надають сульфідні заліза, що відкладаються внаслідок діяльності сульфобактерій. Шар лиманної грязі в лиманах буває різний; в середньому він становить не менше 50 см. В окремих, найглибших частинах лиманів товщина шару збільшується до 2 м. Лиманна грязь має дуже цінні бальнеологічні властивості. Для використання лікувальних властивостей лиманної грязі існує ряд прекрасно устаткованих санаторій. Заслужено доброю репутацією користуються грязі лиманів Одеської групи, зокрема грязі Куяльницького лиману. Слід підкреслити, що умови використання грязей Куяльницького лиману найбільш сприятливі, так само як і умови для курортного будівництва. Проте треба мати на увазі, що й інші лимани Одеської групи мають не менш сприятливі умови для розвитку курортного будівництва.

Утворення лиманів північного узбережжя Чорного моря розглядали Н. Соколов (165), Андрусов (7,8) і останнім часом Архангельський та Страхов (2). Соколов припускав утворення лиманів як наслідок затоплення річкових долин водами Чорного моря в результаті підвищення рівня вод в останньому. Підвищення рівня Чорного моря, на думку Соколова, є наслідок прориву в Чорноморську западину вод Середземного моря. Цей прорив завдяки опусканням трапився вже в післячетвертинний час. Андрусов вважав, що затоплення річкових долин морськими водами є наслідок опускання Причорноморських районів. Причина зміни положення берегової лінії, на думку Андрусова, полягає в тектонічних рухах Причорномор'я. Наведеної вище думки дотримуються і всі наступні дослідники Причорномор'я. Результати, одержані при комплексному вивченні Одеських лиманів в 1931—32 рр., дають можливість трохи уточнити історію утворення лиманів. Остання проходила в плані загального геологічного розвитку Причорномор'я. Найголовніші етапи розвитку лиманів такі:

1. В епоху відкладання червонобурих глин смуга розташування лиманів являла собою низовинну рівнину з мало розвиненою річковою сіткою.

2. В доєвксинський (очевидно і в післячаудинський) час

Причорномор'я перебуває в стані значного підняття, яке відбувалось швидко. В цей час виробилися долини, які стали каналами стоку вод суші. Долини перепоглиблені до 40—50 м порівняно з сучасним положенням базису ерозії.

3. В євксинський (ріський) вік Причорномор'я до 40—50 ізогіпси було затоплене водами басейну, що об'єднував Чорне й Азовське моря. В затоплених долинах-естуаріях відбувалося відкладання осадів з фауною каспійського типу.

4. В ріс-вюрмський вік долини рік, частково знівельовані євксинськими осадами, омолоджуються, будучи вдруге розмиті на значну глибину, але ерозія не вийшла за межі євксинських відкладів.

5. В карангатський вік долини рік затоплюються морськими водами. В кінці епохи виникають пересипи, що відмежовують затоплені гирла рік від моря. Останні входять у свою лиманну фазу розвитку.

Сучасна епоха може вважатися, в цілому, як епоха продовження лиманної фази, з неухильним повільним просуванням берегової лінії в сторону материка. Отже, для долини Причорномор'я намічаємо фази:

1. Долину—в доєвксинський (чаудинський) вік.
2. Естуарійову—в євксинський вік.
3. Долину—в ріс-вюрмський вік.
4. Лиманну—в карангатський вік.

Своєрідний геоморфологічний район являє собою південно-західна частина Причорномор'я—дельта Дунаю. Геоморфологічна будова Причорномор'я в районі—долина р. Прут—Чорноморське узбережжя—ще недосить досліджена. В цілому ця територія є алювіальною рівниною, в межах якої виявлені 3 терасові ступені. Нижньою з них є сучасна дельта Дунаю. Дві верхні, очевидно, відповідають карангатській та євксинській терасам Чорного моря. Характерною особливістю району є також лимани в нижніх ділянках долин лівих приток Дунаю. Це лимани-озера Братень, Кагул, Ялтух, Катлабух і Китай. До цієї ж групи озер належить і лиман Кундук. Дунайська група лиманів на відміну від Чорноморської має прісну воду.

На прикладі геоморфології Причорноморської низовинної рівнини ми простежили надиво гармонійні поєднання форм поверхні, які наочно встановлюють єдність розвитку земної поверхні внаслідок коливних рухів земної кори, які спрямовують діяльність езогенних морфогенетичних процесів Причорномор'я, зв'язаних з положенням берегової лінії, яка безперервно змінює свій рівень.

IV. ДОНЕЦЬКИЙ КРЯЖ.

Геоморфологічні межі Донецького кряжа проходять в такому напрямі: з півночі Донецький кряж обмежений долиною

р. Північний Донець; західна межа проходить крайніми відслоненнями кам'яновугільних порід. Вона простежується від гирла р. Бик до крайніх північних відслонень кристалічних порід Приазовського масиву на р. Кашлагач біля с. Нікольське. Південна межа Донецького кряжа проходить північними відслоненнями кристалічних порід Приазовського масиву через сс. Нікольське — Ольгинка — Кожухове — Велика Каракуба — Снісареве. Ця межа умовна, бо гіпсометричної різниці між Донбасом і Приазов'ям немає. Східна межа Донбасу лежить поза межами УРСР.

Донецький кряж являє собою значну височину. Це типовий пенеплен. В найбільш підвищених частинах він підіймається до 369 м над рівнем моря. Головним орографічним елементом Донбасу є головний вододіл р. Північний Донець і річок, що впадають в Азовське море. Вододільна височина у вигляді вузької смуги простягається з заходу на схід. Поверхня вододілу нерівна. Тут розташовуються численні височини з уцілілих від розмиву стійких гірських порід. Велике значення в створенні нерівностей мають балки, які підіймаються своїми верхів'ями до самої вододільної лінії. Край головного вододілу звивисті, нерівні, відхиляються на значну віддаль в бік другорядних вододілів і звичайно розташовуються перпендикулярно до головного вододілу.

Найбільш підвищена частина головного вододілу лежить у межах ст.ст. Петровеньки—Довжанська—Ровеньки, має назву Нагольного кряжа. Тут розташована найвища вершина Донецького кряжа — Могила Мечетна — 369 м висоти над рівнем моря. В бік від головного вододілу поверхня Донецького кряжа поступово знижується і, нарешті, зливається з прилеглими рівнинами. Тільки до долини Північного Дінця Донецький кряж обривається надзвичайно круто. Круті схили розчленовані глибокими ярами, порослими лісом. Південно-східна частина головного вододілу в районі р. Нагольна — Нагольний кряж — підноситься до 300—320 м. Одними з найвищих точок Нагольного кряжа є Центральний і Дяківський куполи.

Другим підвищеним районом Донбасу є вододіл рр. Кальміус — Кринка — Торець — Вовча. На північному сході цей вододіл прилягає до головного вододілу біля ст. Микитівки. На півдні він зливається з приазовським плато. Найбільш підвищеною частиною цього вододілу є район ст. Авдієве — Кринична. Тут рельєф Донбасу гіпсометрично переходить у лівобережну рівнину (плато), причому в напрямі до останнього непомітно ніякого зниження.

Північна межа Донбасу, як ми вже знаємо, обривається круто до правого берега ріки Північний Донець. В середньому позначки Придонецьких районів кряжа лежать у межах 170—215 м. Правий підвищений берег Півн. Дінця дуже порізаний глибокими ярами та балками, які при складній

тектоніці й мінливому стані гірських порід, що становлять північну частину Донбасу, утворюють складний і надзвичайно мальовничий рельєф. Мінлива стійкість порід разом з особливостями їх залягання значно впливають на напрям долини ріки. Виступи стійких порід із складними складчастими структурами вдаються далеко в долину. Навпаки, протікаючи в напрямі найменшого опору, ріка в свою чергу місцями далеко вдається в межах Донецького кряжа.

Коливання висот у межах Донецького кряжа дуже різке, амплітуда його досягає іноді 100—150 м на незначній віддалі. Окремі височини підіймаються на значну висоту, вони обмежені крутими схилами. Особливо значними здаються височини на узбережжях рік, до яких вони знижуються крутими високими уступами. Вкриті лісом схили в таких місцях створюють враження надзвичайно мальовничого гірського краєвиду. Такі краєвиди спостерігаються в басейні р. Нагольної, Казенного Торця і, особливо, вздовж правого берега Півн. Дінця.

Річкова сітка. Гідрографічна сітка Донбасу дуже густа, хоч ріки його і не відзначаються великими розмірами. Найбільша ріка Донбасу, яка створює його північну межу, є Донець. Він приймає всі ріки, що течуть з Донецького кряжа на північ. В межах Донецького кряжа великих рік немає. Тут розташовується ряд рівновеликих рік, що утворюють або самостійні річкові системи, які впадають в Азовське море, або ріки, які є притоками Півн. Дінця.

Головними ріками Донбасу на півдні є Міус, Кальміус, на південному заході — Вовча, на заході і північному заході — Торець та Берека. В північній частині Донбасу значні річкові системи — Бахмутка і Лугань, а в східній Велика Кам'янка і Кундрюча. Ці ріки течуть у добре вироблених долинах, які відіграють помітну роль у геоморфології Донбасу.

В розташуванні річкових долин Донбасу спостерігається підкреслена залежність особливостей долин від структури. Насамперед гідрографічна сітка Донбасу належить до ортогонального типу; ріки, пристосовуючись до структури та гіпсометрії району, утворюють системи приток, що звиваються під прямим кутом. Залежність розташування річкових долин і їх геоморфологічних особливостей від структури особливо наочно простежуються в системі р. Казенного Торця та ін.

Розташування головного вододілу Донбасу не збігається з розташуванням головної антикліналі. Вододіл виявився зміщеним на південь, в межах синклінальної складки. Це одна з особливо характерних рис Донецького інверсійного рельєфу.

Розвиток сучасних річкових долин південного схилу Донецького кряжа (так само як і північного) почався в передвексинську епоху. В цей час були закладені консеквентні долини рр. Міус, Єланчик, Кальміус. Відповідно до похилої топографічної поверхні, ріки поглиблювали свої русла, не маючи

прямої залежності від залягання і складу порід. Завдяки цьому верхів'я рік переписали головну Донецьку антикліналь і вийшли на його північне крило. Дальший розвиток річкових систем відбувався в міру поглиблення головної долини залежно від залягання й складу порід.

Так, ріка Міус у своїй верхній течії пристосувалась до південного крила антикліналі і дає типову моноклінальну долину. Притока Міусу — Глуха тече в осьовій частині антикліналі, утворюючи типову антиклінальну долину. Особливо цікавою, під цим кутом зору, є долина р. Нагольної — лівої притоки Міусу. Протікаючи в межах Нагольного кряжа, р. Нагольна бере початок східніше с. Нагольної Тарасівки, в найбільш підвищеній частині Донбасу. Звідси ріка тече в західному напрямі, ухиляючись від цього напрямку на коротких відрізках у той або інший бік, але не виходячи за межі антиклінальної складки. На всій віддалі долина р. Нагольної має характер долини антиклінальної або моноклінальної. Звідси виходить, що р. Нагольна, як і р. Глуха, виробляла свою долину відповідно до структури. Це тип погоджених, або субсеквентних, долин. До субсеквентних, але синклінальних за тектонічними особливостями, належать долини рр. Кундрючої і Лугані.

Ріка Нагольна, приймаючи праві й ліві притоки, виробила цікаву сітку невеликих долин, розташованих ресеквентно і обсеквентно щодо головної, консеквентної, долини. Не менш цікаве положення рік системи Казенний Торець, яка (щодо рельєфу) є консеквентною рікою і має поперечну долину, яка пересікає вхрест простягання головну Донецьку антикліналь в її західній частині. Праворуч і ліворуч ріка приймає дуже цікаві й важливі в гідрографії Донбасу притоки. Такими правими притоками є Кривий Торець та Біленька, а лівими притоками — Бик і Маячка. Найцікавішими є долини Кривого Торця та Біленької.

Кривий Торець від своїх витоків і до гирла тече південним крилом, безпосередньо близько до осьової частини головної Донецької антикліналі. Район Щербинівських рудників ріка проходить у межах антикліналі, утворюючи антиклінальну, хоч і недосить добре вироблену долину. Від с. Іванпілья і Костянтинівки до гирла ріка утворює типову антиклінальну долину. Схили долини тут значною мірою залежать від складу порід. Прикладом цього може бути правий схил біля Костянтинівки, складений товстою верствою пісковика, витягнутою паралельно долині ріки. Ріка Біленька має моноклінальну, паралельну Кривому Торцеві долину. Протікає вона вздовж північного крила головної антикліналі і на значній віддалі від її осьової частини. На відміну від Кривого Торця, р. Біленька проклала собі долину серед пухких мезозойських утворів. Зокрема вона розташовується вздовж відслонень крейди, на всьому крилі антикліналі. Останні факти різко позна-

чаються на морфології схилів долини, в якій правий, північний, схил, обернений у напрямі падіння порід, завжди крутіший південного. Це пояснюється інтенсивністю розмивання рікою верств у напрямі падіння і проти нього. Завдяки цьому правий схил р. Біленької обривається різкими уступами-скелями (рис. 40), а лівий поступово підіймається до вододільних про-

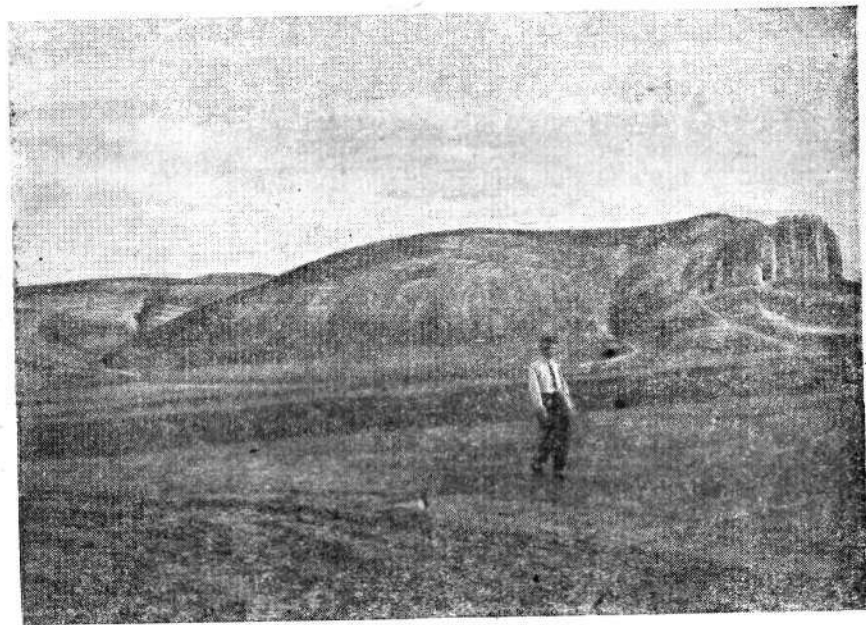


Рис. 40. Долина р. Біленької біля с. Біленька (фото В. І. Лучицького).

сторів. Долина р. Бик належить до типу діагональних долин. Ріка перетинає палеозойські і мезозойські відклади в районі занурення антикліналі.

Ріка Маячка спочатку тече діагонально, а ближче до гирла має антиклінальну долину, врізуючись у мезозойські відклади.

З інших рік Донбасу цікавими є долини рр. Бахмутки і Лугані. Бахмутка починається в межах північного схилу головної антикліналі в районі ст. Микитівки, звідки ріка тече на північ через осьову частину Слов'янсько-Артемівської мульди. Тут долина ріки є типово синклінальною долиною. Тільки в нижній частині своєї течії ріка перерізує західну частину антиклінальної складки.

Лугань протікає в межах східного крила синкліналі, має моноклінальну долину, особливості схилів якої обумовлені складом гірських порід, що відслонюються на схилах долин.

Долини Донецьких рік належать до типу оформлених. Вони звичайно розмірами своїми значно переважають розміри долин інших рік. Це явище пов'язане з сухішим кліматом Донбасу в післяльодовиковий час. Слід зазначити, що ріки, які течуть у межах відслоненої частини Донбасу, характеризуються наявністю постійної течії, вони повноводніші тут, ніж у частині своєї течії за межами відслоненого палеозою. Це пов'язано з живленням рік більш рівномірним за рахунок джерел у межах палеозою і втратою води з переходом у райони з потужною пухкою товщею. Це явище дуже добре помітно на таких порівняно великих ріках, як Торець, Міус, Кальміус.

В межах відслоненого Донбасу ріки з постійною течією дуже швидко течуть.

Характер річкових долин різноманітний в різних частинах Донбасу. Особливо значна різниця в будові й відмінностях річкових долин у межах відслонення палеозою та мезозою і за межами цього відслонення. Далі в межах саме цих районів характер річкових долин змінюється залежно від тектоніки. Як правило, долини поперечних рік відзначаються великою крутістю схилів, вони стиснені, нагадують ущелини і наближаються до типу гірських рік. Такими зокрема є більшість поперечних і діагональних річкових долин східної частини Донбасу та його відгалуження — Нагольного кряжа.

Крім численних рік, у Донбасі розвинена густа сітка балок та ярів. Особливо велика їх кількість за межами відслонень палеозою. Самі балки та яри не одноманітні, вони відзначаються крутістю схилів, характером розгалуження, активністю росту, що значною мірою залежить від складу порід, у межах поширення яких розташовуються балки (рис. 41—45). Нарешті, слід зазначити, що в багатьох районах Донбасу тепер спостерігається активізація ерозії, внаслідок чого починається перепоглиблення дна балок, в які вриваються іноді досить глибокі яри. Особливо інтенсивне поновлення ерозії спостерігається в межах Нагольного кряжа. Долини всіх рік Донбасу мають тераси. Кількість терас неоднакова, але у найбільших долин завжди буває три тераси. У Донецьких рік майже немає заплави. Це пояснюється тим, що ріки мають такі незначні розливи, що рідко виходять за межі дуже поглибленого русла. Заплава рік не затоплюється весняними водами. В цьому, можливо, є ще один доказ наявності висхідних тектонічних рухів у межах Донбасу.

В число трьох згаданих терас входить і заплава, вона звичайно має вигляд вирівняної площадки з ледве помітним підвищенням в бік корінного берега або уступу давнішої тераси. Рельєф заплави буває ускладнений скупченням еолових пісків, які утворюють невеликі піщані арени. Піщані скупчення ніколи не мають правильної форми. Іноді в межах заплави трапляються невеликі стариці, заплавні озера та болота, порослі густою

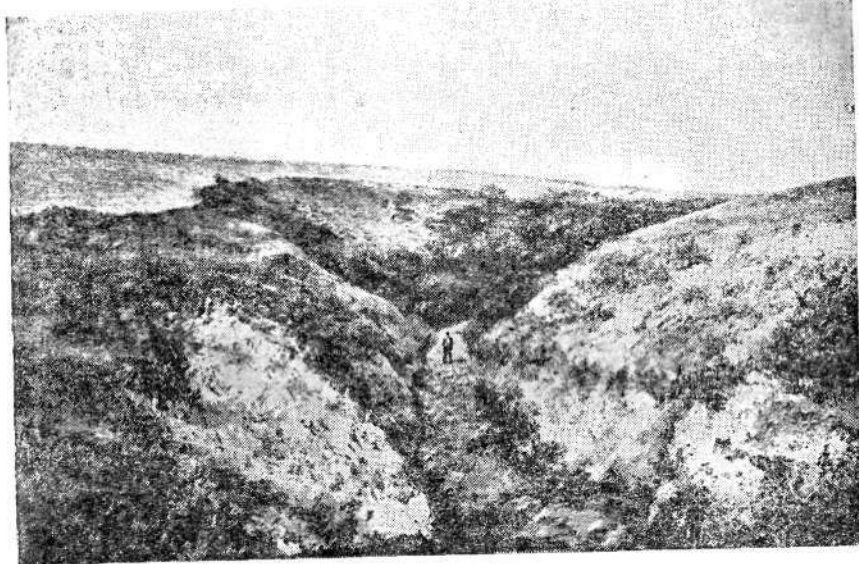


Рис. 41. Балка в тріасових відкладах. Часів Яр (фото Ключникова).

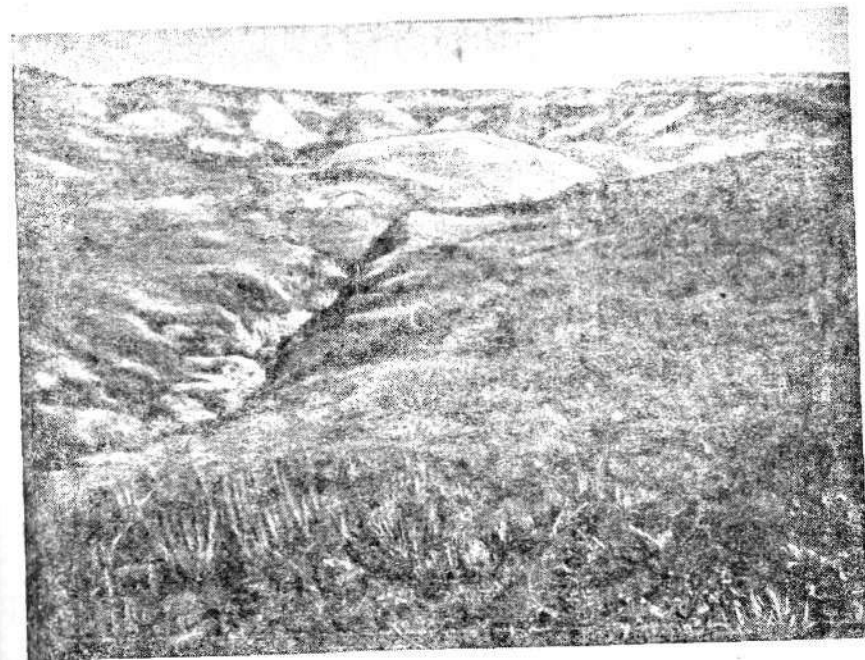


Рис. 42. Зсув на тріасових глинах. Слов'янський район (фото Ключникова).

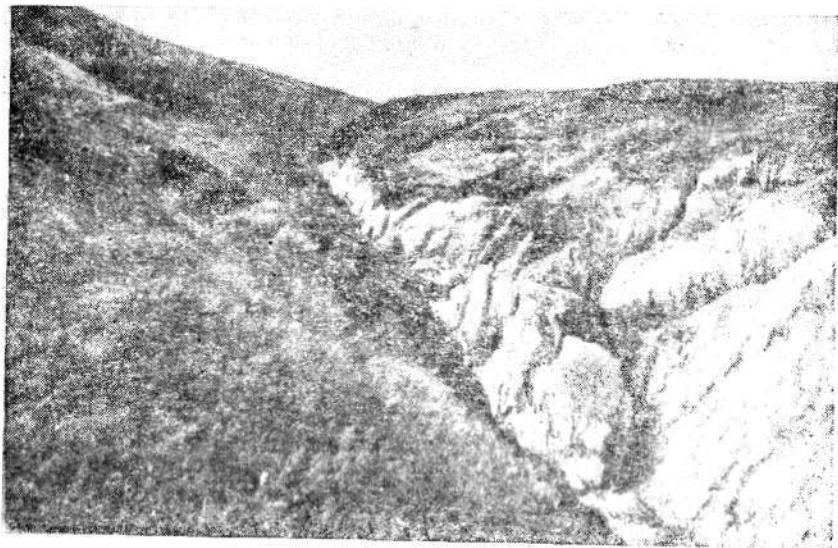


Рис. 43. Яр у юрських глинах. Часів Яр (фото Ключникова).

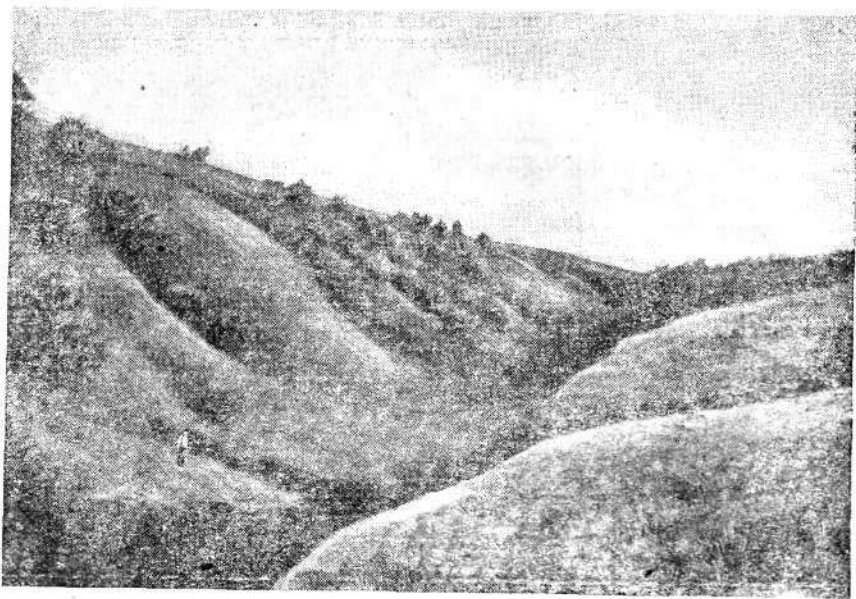


Рис. 44. Балка в мезозойських відкладах. Балка Водяна (фото Ключникова).

темнозеленою гідрофільною рослинністю. Характерну рису заплавних терас становить русло ріки із значною кількістю меандр. Ріки утворюють тільки блукаючі меандри. Рельєф заплавних терас цілком втратив свої первісні риси внаслідок діяльності людини. Ці тераси зайняті під городи, на них стоять села, міста і потужні промислові підприємства Донбасу.

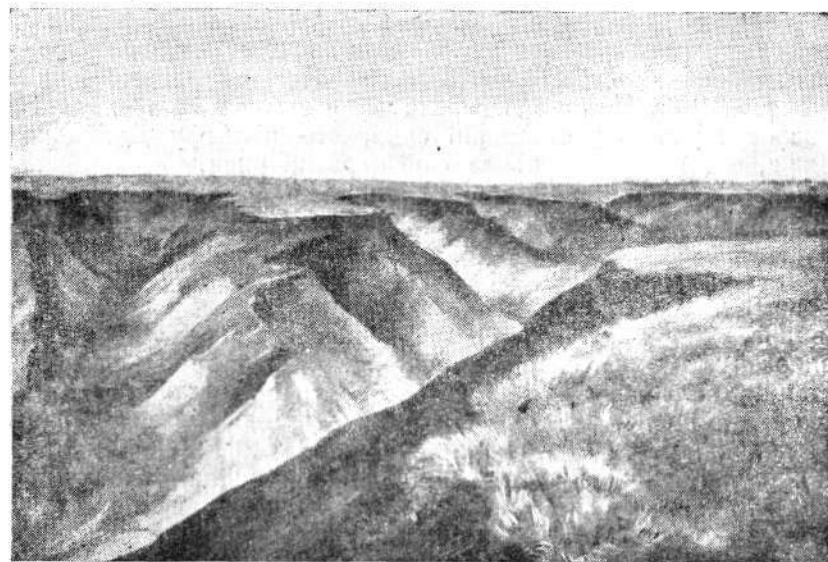


Рис. 45. Яр у кайнозойських відкладах. Басейн р. Корюльки (фото Ключникова).

Друга тераса Донецьких рік трапляється тільки невеликими обривками. Вона ніколи не буває у вигляді великих площ. Ширина тераси незначна і не перевищує 1—1,5 км, частіше вимірюється кількома десятками метрів. Тераса звичайно складена щільними суглинками, які залягають на піщано-галькових відкладах. Ця тераса буває представлена ерозійними площадками. Як на заплаві, так і на надзаплавній терасі іноді спостерігається нагромадження продуктів виносу ярів та балок; злиті конуси їх іноді утворюють псевдотераси. Псевдотераси в межах Донбасу мають значне поширення.

Друга тераса трапляється в долинах більшості значних рік Донбасу. Третя тераса виявлена дуже мало. Походження її недосить ясне. Найімовірнішим здається припущення про її ерозійне походження.

Три рівні терас рік Донбасу дають змогу пов'язати їх з терасами інших рік УРСР. Зокрема друга тераса, мабуть, належить до вюрмського часу. Рельєф Донецького кряжа

ерозійно-інверсійний. Недостатня геоморфологічна вивченість його тимчасом позбавляє нас змоги дати розгорнуту характеристику утворювачів рельєфу. Проте можна твердити, що в будові його поверхні велику роль відіграють кілька рівнів денудації — поверхні планадії, геоструктура й склад гірських порід, що відслонюються в умовах гіпсометрії Донбасу, визначають якісні риси його геоморфологічних краєвидів.

Найдавніша і разом з тим найбільш яскраво виявлена поверхня планадії має докрейдяний вік. В місцях поширення крейди вона простежується як поверхня тектонічної непогдженості. Епігенетично розкрита в межах головного вододілу, вона бере участь у створенні сучасного рельєфу Донецького кряжа, але цілком втратила свої первісні риси.

Другий рівень денудації складає палеогенова поверхня планадії. В межах всього Донецького кряжа вона виявлена як абразійна поверхня із зрізаними допалеогеновими структурами. В епоху її утворення закінчився розвиток рельєфу давнього Донецького кряжа, на якому в палеогені була накладена рівнина, утворена горизонтально-верстуватими відкладами палеогену. Залишки цієї рівнини простежуються тепер у вигляді останців палеогену, уцілілих від розмивів, розташованих на доколі, утвореному дотретинними відкладами. Для цих ділянок характерний давній ерозійний рельєф.

Наступні рівні денудації відповідають епохам сарматської і понтійської трансресії. Геоморфологічне значення вони мають лише в межах поширення відкладів цього віку. Сліди перетворення рельєфу протягом верхньотретинного часу в смугі відслоненої частини Донецької гірської споруди майже не простежуються. Післятретинна історія розвитку рельєфу Донецького кряжа не виходить за межі геоморфогенезу УРСР в цілому і має свій конкретний відбиток в особливостях його сучасних краєвидів. В геоморфології Донбасу переважають три типи геоморфологічних краєвидів: гривистий, долинно-балковий і карстовий.

Гривистий рельєф. Область поширення гривок являє собою найцікавіший геоморфологічний район Донбасу. Типово виявлений він в межах відслонення палеозойської піщано-глинистої товщі, яка відзначається перешаруванням стійких верств пісковиків та вапняків із сланцями, що легко руйнуються. Денудована поверхня цієї товщі своїми нерівностями відбиває як склад, так і структуру палеозою Донбасу. Вона являє собою закономірне поєднання нерівностей, височини яких витягнуті в напрямі простягання порід. Ці підвищення звичайно не перевищують кількох метрів, основи у них вимальовуються не досить різко, так що зниження в одній частині переходить у підвищення і т. д. Рельєф нагадує собою застиглу поверхню хвильованого моря. Найбільш поширеними формами рельєфу є гривки, куполи та горби.

Гривки являють собою відслонення стійких порід, переважно пісковиків та вапняків. Вони підіймаються на 7—10 м над навколишньою поверхнею і мають приблизно таку ж ширину. Ширина гривок залежить від товщини пісковика, відслонення якого утворюють ці гривки. Гривка від гривки звичайно лежить на незначній віддалі, яка змінюється в межах десятків метрів. За простяганням гривки досить значні, довжина їх іноді буває

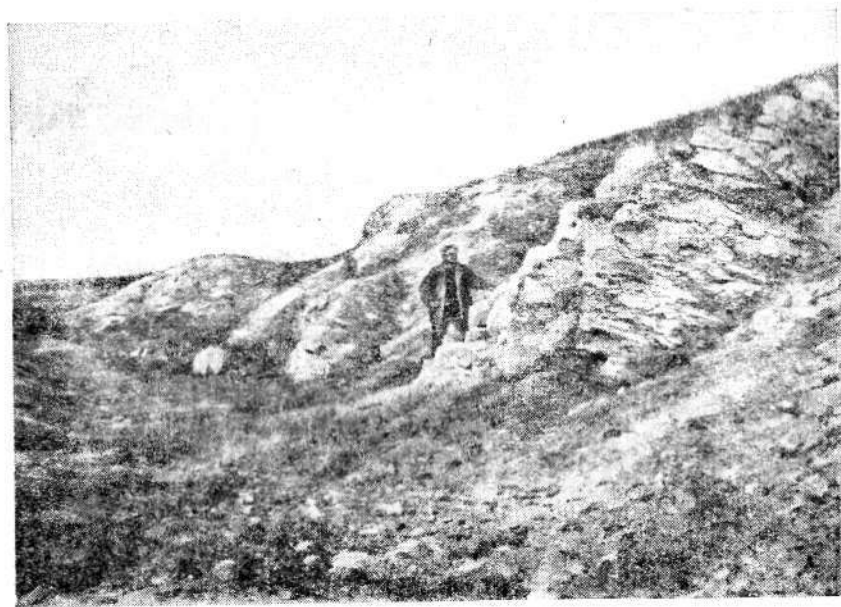


Рис. 46. Гривка кам'яновугільного вапняку. Гришинський район (фото Ключишківа).

кілька кілометрів. Загалом довжина гривок залежить від сталості порід, які утворюють їх (рис. 46).

Схили гривок звичайно асиметричні. Більш пологим схилом завжди буває схил, обернений до падіння верстви. Крутість падіння схилу при цьому обумовлена кутом падіння. Схил у верхній частині згладжений, він утворений площинами наверсткування породи. В нижній частині схили гривок бувають зтягнуті делювіальним чохлам незначної товщини. Останній згладжує нерівності та зниження між двома сусідніми гривками. Схил гривки, обернений проти падіння порід, більш крутий, він часто утворює майже вертикальні кручі. Орієнтування крутих і більш пологих схилів у районі гривистого рельєфу також закономірне, воно залежить від розташування гривок щодо крил антиклінальних складок. Завдяки цьому всі гривки

на південному крилі головної антикліналі обернені на південь більш пологими схилами, а на північному крилі — навпаки.

Мікрорельєф гривок дуже складний, він обумовлений наявністю структурних і денудаційних тріщин у породах і складом самих порід. Вивітрілі породи на вершинах гривок дають скупчення уламків пісковиків, хаотичні нагромадження брил утворюють цілі кам'яні розсипища (рис. 47).

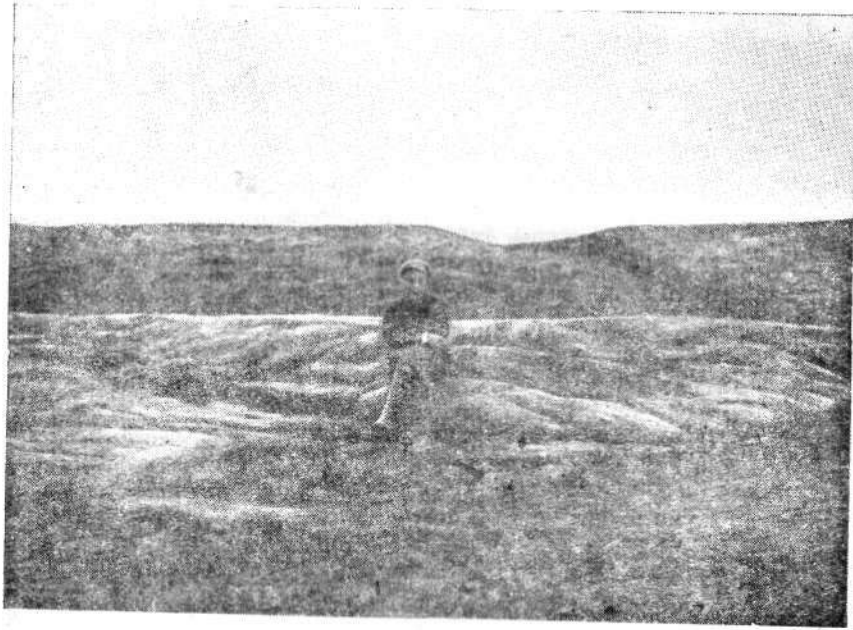


Рис. 47. Гривка пермського вапняку. Басейн р. Казенний Торець (фото Ключникова).

Гривистий рельєф має велике поширення в межах Донецького кряжа. Зустрічається він скрізь, де палеозойські відклади позбавлені покриву осадових, більш молодих порід. Найяскравіше простежується гривистий рельєф у межах головної Донецької антикліналі і на головному вододілі. Крім цього, незначними ділянками гривистий рельєф зустрічається там, де кам'яновугільні відклади відслонюються на схилах річкових долин. Останнє буває в центральних районах і на периферії Донбасу. Найповніше гривистий рельєф розвинений між Костянтинівкою і ст. Петровеньки. Найзручніше спостерігати гривистий рельєф між м. Ровеньки — Красний Луч і р. Нагольною, а також в околицях м. Антрацит.

Дорога між м. Антрацит і с. Єсаулівка проходить вхрест простягання верств. Кам'яновугільні відклади виявлені тут піщано-глинистою товщею з переважанням верств щільних

пісковиків. Останні утворюють численні гривки, які простягаються на велику віддаль. В місцях, де є зсуви, площі останніх на гривках простежуються дуже добре, тут помітно їх відхилення від первинного напрямку. В межах замикання складок гривки утворюють характерні повороти, в яких самі гривки стають пологими, ніби розпливаються.

В околицях м. Костянтинівки гривистий рельєф розвинений у межах осевої частини Костянтино-Дружковської антикліналі на правому березі р. Кривий Торець. Тут гривки не мають великих розмірів. Вони складені верстами сірих кам'яновугільних і пермських пісковиків. Останні на поверхні утворюють грядки, увінчані уламками та брилами пісковиків. На території між Костянтинівкою і Кіндратівкою гривки пісковиків утворюють ряд добре позначених замикань. Гривистий рельєф у цьому районі добре простежується між Костянтинівкою — Часів Яр — Краматорськ.

За межами власне Донбасу гривистий рельєф простежується в Гришинському районі на берегах р. Бик. Гривистий рельєф, дуже добре позначений, спостерігаємо також на правому березі р. Вовчої біля Курахівки, по долині р. Сухі Яли біля с. Костянтинівки та ін.

В межах гривистого рельєфу спостерігаються дуже цікаві балки та яри. Балки, як правило, розташовуються подовжньо. В своїх верхів'ях вони утворюють характерні округло-вгнуті зниження, які заглиблюються в міру здовження балок. У верхній частині схили балок симетричні. Далі в них виробляється асиметрія, особливості якої обумовлені характером і заляганням порід, з яких складені схили. Багато балок тепер перебувають у стані поновлення ерозії.

Поперечні долинки відрізняються великою морфологічною різноманітністю. Більшість їх являє собою V-подібні поглиблення з крутими схилами. В місцях, де рівчаки та яри перерізують гривки, схили круті, урвисті, або утворюють прямовисні скелі. На дні долинок утворюється поріг, на якому виникають водоспади під час дощів і танення снігів. Якщо долинка перетинає кілька гривок, то подовжній профіль її набуває східчастого характеру.

Всі ці особливості надають яркам своєрідного вигляду, властивого лише районам поширення гривистого рельєфу.

Горби. В межах гривистого рельєфу дуже часто зустрічаються підвищення, які не мають певної форми і розташування. Ці підвищення завжди мають добре окреслену вершину. Основами вони часто зливаються або поступово переходять в навколишні знижені простори. Такі форми рельєфу звано горбами; вони складені стійкими гірськими породами і трапляються в місцях дуже розчленованого рельєфу. Горби і горбастий рельєф як видозміна гривистого рельєфу поширені переважно на схилах річкових долин. В місцях, де долини

дуже поглиблені, горби досягають значних розмірів і надають місцевості вигляду гористого краєвиду.

Найяскравіше горбастий рельєф виявлений вздовж правого берега р. Півн. Донець, на протязі всієї його течії вздовж окраїн Донецького кряжа. Зокрема в районі сс. Веселогорська і Святогорська горбасті прямовисні береги створюють дуже мальовничі закутки Донбасу. Ще більше поживляють цей

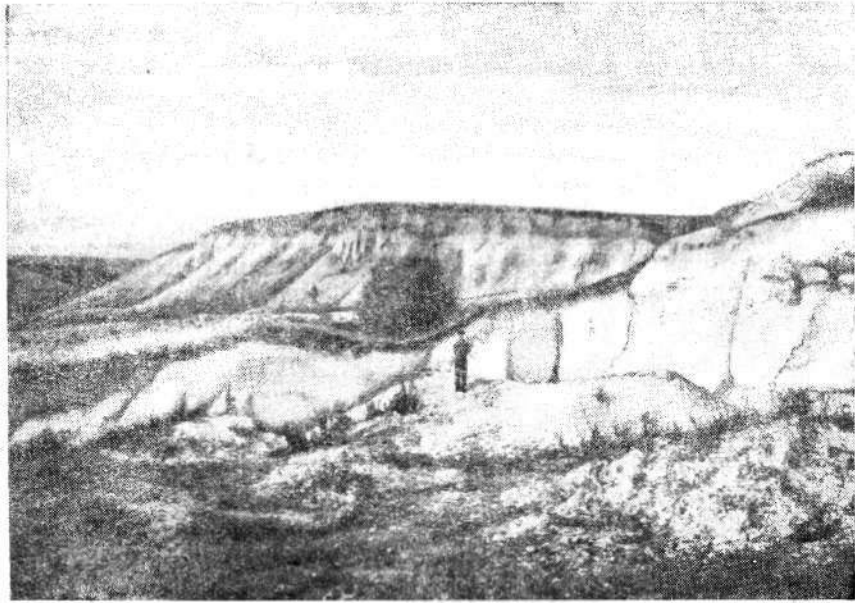


Рис. 48. Крейдяні скелі с. Маяки (фото Ключникова).

краєвид густі ліси, які вкривають схили берегів, та крейдяні сліпучо-білі скелі, що просвічують крізь смарагдову зелень лісів (рис. 48).

Особливо добре виявлений горбастий рельєф у межах Нагольного кряжа і в східній частині головної Донецької антикліналі, вздовж берегів рр. Нагольчик, Ровенька і Нагольної. Зокрема чудово виявлені горби в басейні р. Нагольчик, в околицях с. Нижній Нагольчик, далі по р. Тузли та ін. В околицях Нагольчика горби утворюють порівняно високі підвищення, які прямовисно обриваються до ріки і полого опускаються в бік від неї. Схили горбів зрідка вкриті кущами ліщини, терну і чорноклена. На схилах їх, складених чорними вуглистими сланцями, цікаві мікроформи рельєфу з маленькими грядками світлих тоненьких проверств пісковика.

Куполи. Найцікавішими формами рельєфу в межах антиклінальної зони Донецького кряжа є куполи, які являють

собою підвищення, витягнуті в напрямі простягання порід, і досягають іноді значної відносної висоти. Куполи утворились внаслідок відпрепарування процесами денудації антиклінальних складок. Куполи дуже добре простежуються тільки в осьовій частині головної антикліналі. Тому вони як форма рельєфу й локалізовані в межах головної антикліналі. Антиклінальні складки витягнуті в напрямі розташування головної антикліналі і лежать порівняно близько одна від одної. Вони ніколи не бувають продовженням одна одної, а завжди осі дальших складок відхиляються, точніше вони зсунуті вбік щодо попередніх структур. Завдяки цьому куполи утворюють грядку, яка складається з окремих підвищень, розташованих у вузькій зоні, витягнутій у напрямі простягання порід.

Морфологічні особливості куполів як позитивних форм рельєфу обумовлені тектонікою. Розміри куполів визначаються розмірами куполоподібної складки, відпрепарованої ерозією. Найбільш підвищена замкова частина складки. В напрямі занурення осей складки підвищення стає пологим. Крутість схилів куполів визначається кутами падіння порід у межах крил складки.

З куполів, геоморфологічно добре виявлених, найбільш значні: Софіївський купол біля м. Микитівки, Центральний купол біля с. Нагольчик, Гострий Бугор біля Єсаулівки і Дяківський купол біля Дякове. Останні куполи розташовуються в межах Нагольного кряжа.

Як приклад таких форм рельєфу можна розглянути Центральний купол біля Нагольчика. Купол являє собою підвищення до 150 м, яке підіймається над рівнем дна долини р. Нагольчик. Він завдовжки близько 1,5 км. Ширина його незначна. Крутість схилів досягає 40°. Підвищення оточене балками, розташованими з півночі і з півдня від купола. У східній частині купол круто обривається до долини р. Нагольчик, а на захід, поступово знижуючись, переходить у вирівняний, знижений простір, що відокремлює Центральний купол від Гострого Бугра.

Дяківський купол морфологічно нагадує Центральний, він також являє собою круте підвищення, яке домінує над навколишнім простором. Крутість схилів, витягнутість і розміри купола залежать від тектонічних особливостей Дяківської антиклінальної складки.

В геоморфології куполів істотну роль відіграють численні кварцові жили, які прорізують складки вхрест. Товщина жил досягає 60 см. Вони утворюють на схилах незначні гривки та висипки кварцу, які підвищуються над поверхнею і добре помітні через своє світле забарвлення.

Крім цих куполів, у межах Донбасу є ряд складчастих структур, що мають деяке геоморфологічне значення в цілому, а в районі їх розташування становлять головну особливість

рельєфу. До таких куполів належать підвищення біля м. Ізюм, Петрівський купол біля с. Петровське та Амвросіївський купол біля ст. Амвросіївка (рис. 49).

Долинно-балковий рельєф окраїн Донбасу. Ділянки Донецького кража, в межах яких палеозойські відклади вкриті мезозойською і кайнозойською осадовими товщами, відзначаються спокійним рельєфом. Характерною рисою цієї області

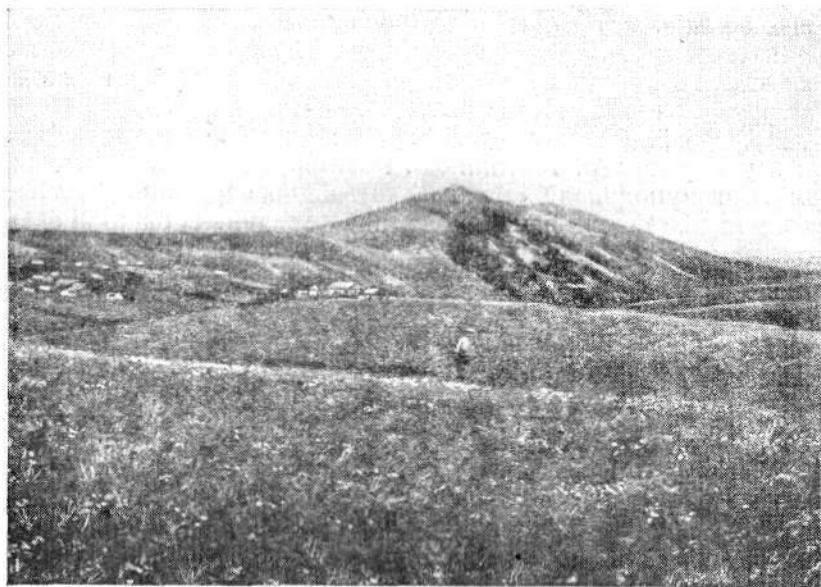


Рис. 49. Купол „Синя Гора“. Амвросіївський район (з Кавалерідзе).

є численні долини рік та балок, які густою сіткою розташувалися в її межах. Морфологічно долинно-балковий рельєф Донбасу нагадує особливості рельєфу рівнин, прилеглих до Донбасу.

Вододіли в окраїнних областях Донбасу являють собою згладжені степові простори, що злегка знижуються в напрямі ближчих долин. У місцях значної густоти розташування долин вододіли сильно звужені і круто знижуються в напрямі балок. Крутість схилів долин загалом незначна, вона залежить від складу порід, які утворюють схили. Спільним для району є те, що в межах розвитку пухких відкладів мезозою і третинних відкладів схили долин завжди виповнені і затягнуті потужними чохлами делювію. На вигляд поверхні значно впливає забарвлення. Особливо помітний вплив останнього в місцях, де долини перерізують триасові відклади і юрську товщу червоного кольору. Тут схили мають характерне іржовочервоне забарвлення, яке маркірує певні стратиграфічні горизонти.

В межах поширення крейдових порід долини рік і балок різко змінюють свій характер. Вплив крейдової товщі виявляється, по-перше, в різкій зміні забарвлення: виходи крейди білою облямівкою завжди відтіняють схили, по-друге, крейдові відклади утворюють іноді дуже круті схили. Крейдова товща іноді обривається суцільними високими кручами. Ці кручі підкреслюють асиметрію схилів долин, взагалі дуже характерну для долин окраїн Донбасу. Крейдові скелі („гори“) мають значне поширення в басейнах рр. Торець, Півн. Донець, Кринка, Тузлова та ін.

Крейдові кручі спостерігаються на лівому березі р. Казенний Торець — від Краматорська до Слов'янська. Високі скелі в нижній частині вкриті потужними конусами осипання і мають підніжжя більш пологіе. У верхній частині схили вкриті незначною верствою лесоподібних порід, які відтіняють крейду бурю облямівкою. Останнє надає крейдовим скелям своєрідного вигляду. Особливо цікаві відслонення крейди, які утворюють скелі по долині р. Біленької. Біля с. Білокузьминівки крейда відслонюється у вигляді високих вертикальних скель. Поверхня крейди нерівна, з складним мікрорельєфом. Тут спостерігаються численні тріщини, розширені водою, яка розчиняє породи. Місцями тріщини такі широкі, що утворюються справжні карстові печери. Вертикальні крейдові стіни мають на своїй поверхні дуже добре виявлене коміркове мереживо.

В басейні р. Лугані крейдові відслонення не утворюють високих круч. В цій частині Донбасу трапляються численні і надзвичайно характерні яри, врізані в крейдові відклади. Схили їх круто підносяться і вистелені шаром дрібних уламків — продуктів вивітрювання крейди та крейдових мергелів.

Відслонення крейди на правому березі Півн. Дінця утворюють високі кручі, горби, які тут називають „горами“. Найкраще виявлені крейдові гори біля Святогорська і Веселогорська. Це значною мірою стосується й до особливостей геоморфології басейну р. Кринки. Численні яри та балки в крейдових відкладах цього району мають круті схили, переважно задерновані. Круті береги трапляються порівняно рідко і ніколи не досягають значної висоти. Такий характер балкова система на південних схилах Донбасу зберігає на значній віддалі. Простежується вона далеко на схід, у басейні р. Тузлової, за межі України. Тут, як і на північно-західних окраїнах, поверхня відслонень крейди вкрита численними кавернами та каррами.

Схили крутих берегів рік області долинно-балкового рельєфу Донбасу порізані численними, глибокими ярами та рівчачками, які утворені тимчасовими потоками. Ці утвори не мають самостійного геоморфологічного значення, а є однією з особливостей геоморфології долин. Яри та рівчачки займають тільки схили, і вершини їх не підіймаються вище верхньої частини схилів. Ці поглиблення не досягають великих розмі-

рів, хоч і бувають значної глибини. Схили їх круті. В гирлах цих рівчаків завжди є геоморфологічно добре оформлені конуси виносу. Останні складені піщано-глинистим матеріалом. На їх поверхні завжди можна бачити невеликі глинясті котуни та уламки більш стійких порід. Цей грубоуламковий матеріал лежить на вершині конусів. При значній порізаності схилів сусідні конуси зливаються своїми краями й утворюють псевдо-тераси, складені яружними виносками.

Геоморфологія окраїн Донецького кряжа відбиває особливості залягання і складу гірських порід не тільки на схилах долин, а й на вододільних просторах. На південних окраїнах Донецького кряжа девонська товща в процесі вивітрювання утворює своєрідний кам'янистий рельєф.

В геоморфології північної частини Донбасу мають велике значення третинні відклади і зокрема білі глини. Вони надають світлого забарвлення всьому краєвиду і часто виступають сліпучо-білими кручами (рис. 50). В геоморфології західної і південно-західної частини Донецького басейну мають велике значення третинні пісковики та кварцити. В одних випадках вони дають округлі сопки з затягнутими делювієм схилами, в інших окремі згладжені скелі розсіяні по вододільному простору (рис. 51—52). На схилах підвищень кварцит утворює розсипища (рис. 53). На схилах річкових долин він утворює скелі або виступає брилами (рис. 54).

Донецький карст. Карстові форми рельєфу в межах Донбасу мають обмежене поширення (204). Вони зосереджені тільки в межах відслонень нижнього карбону на його південних окраїнах. В межах Ольгінського району, по долинах рр. Сухої і Мокрої Волновах відслонюється значна товща верхньодевонських і нижньокам'яновугільних вапняків. Ці вапняки мають слабко порушене залягання і розбиті численними тріщинами. Завдяки цьому тут умови для утворення карсту дуже сприятливі.

Карстові форми рельєфу в межах Донбасу не мають значних розмірів. Вони не відрізняються й значною різноманітністю форм.

Найбільш поширеними формами є: 1) лійки, 2) шкраби (шрати) і 3) джерела. Зрідка трапляються печери.

Карстові лійки спостерігаються на обмеженій площі відслонень вапняку нижнього карбону.

На поверхні карстові лійки помітні у вигляді плоских округлих поглиблень, виповнених алювіально-делювіальними продуктами руйнування нижньо-кам'яновугільних вапняків. Такі зниження розташовуються групами. В розрізі лійки мають вигляд дуже розширених у верхній частині тріщин, які звужуються в глибину конусоподібно.

Карстові лійки виповнені продуктами руйнування вапняків. Деякі лійки виповнені найдрібнішою масою білого каоліну.

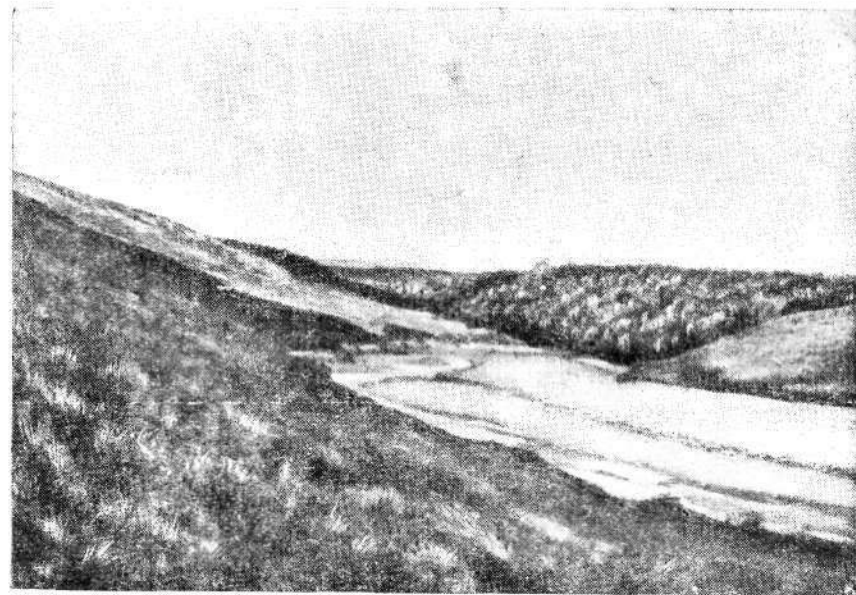


Рис. 50. Долина у третинній товщі. Часів Яр.

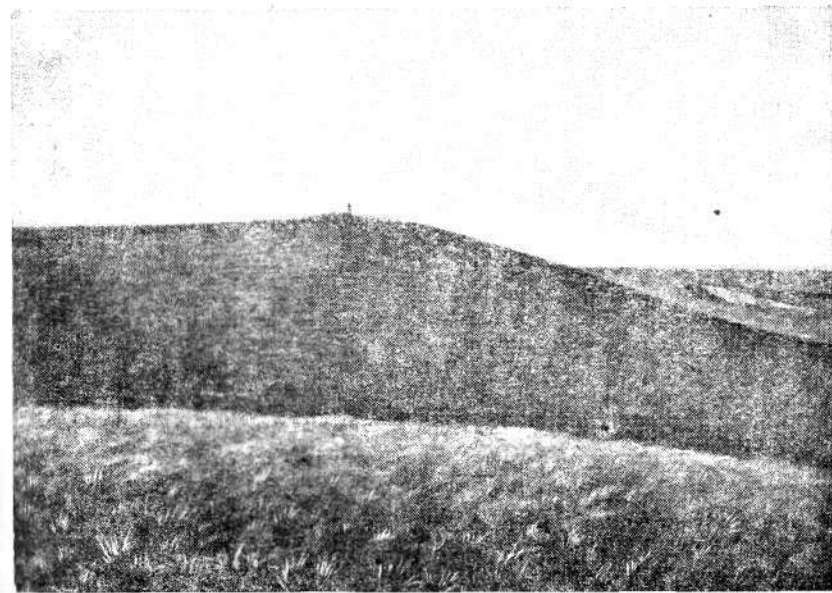


Рис. 51. Сопка кварциту. Р. Мокрі Яли (фото Ключникова).

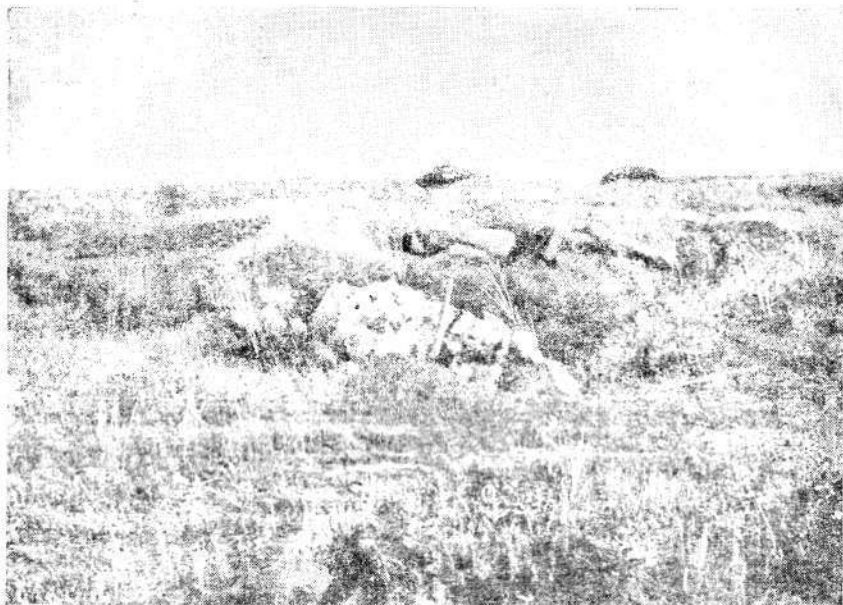


Рис. 52. Відслонення кварциту на вододілі (фото Ключникова).

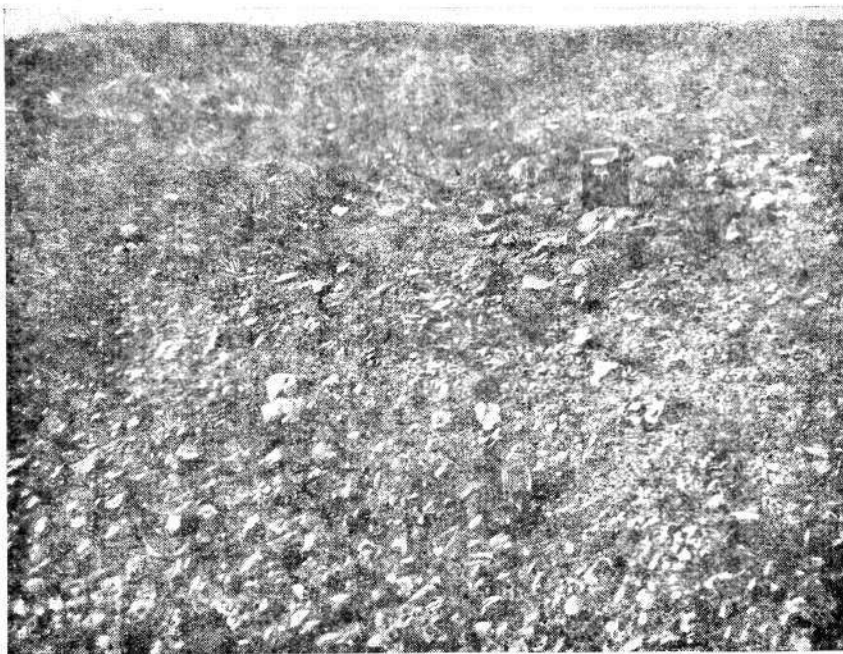


Рис. 53. Розсипища кварциту р. Мокрі Яли (фото Ключникова).

Продукти руйнування вапняків мають буре забарвлення, вони різко відрізняються від світлосірої одноманітної білої маси вапняків. Циркуляція води по горизонтальних тріщинах вапняків значно розширила тріщини, які перетворилися в печери. На схилах долин поверхня кам'яновугільних вапняків вкрита нерівностями дрібного поверхневого карсту. Виявлений він своєрідними карнизами, якими опускаються відслонення

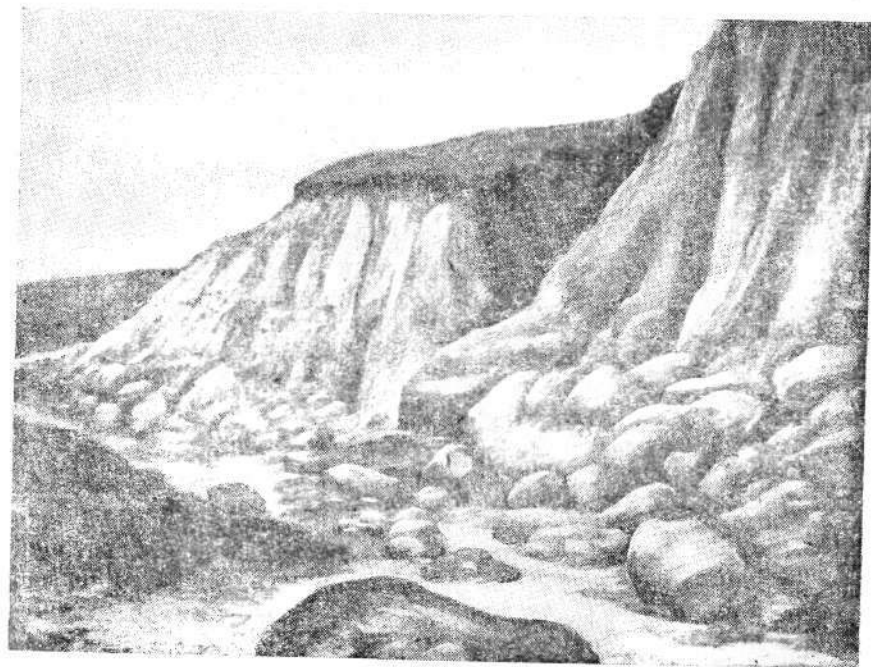


Рис. 54. Відслонення кварциту в долинах р. Гусарки (фото Ключникова).

вапняків від верхніх частин схилів до підніжжя. Самі карнизи вкриті комірками, борознами та кавернами, утвореними струмками, що стікають з поверхні вапняків. Розмір цих нерівностей вимірюється сантиметрами. Це типові карри. З інших карстових форм поверхні Донбасу значне поширення мають карстові джерела. Деякі з джерел дають велику кількість доброї питної води. За характером своїм ці джерела належать до тріщинних вод.

Первинні риси рельєфу Донецького кряжа уже значно втрачені. Винятково енергійна діяльність людини змінила своєрідні особливості рельєфу. Численні шахти врізалися на сотні метрів вглиб Донецької землі, поверхню її вкрили вузькі стрічки залізниць та шосейних шляхів, насипано великі конуси шахто-

вої землі, підгачено ріки. В поєднанні цих форм вимальовується сучасний краєвид індустріального Донбасу.

Приазовська кристалічна гряда. Особливо цікавою з геоморфологічного погляду є територія між Донецьким кряжем на півночі, Азовським морем на півдні, р. Молочною на заході та р. Міус на сході — область поширення кристалічних порід Приазовського масиву (рис. 55, 56). Генетично це вторинна рівнина, особливості рельєфу якої обумовлені формами денудації кристалічних порід і, частково, накладеними формами поверхні. Гіпсометрично Приазов'я являє собою плато. Поверхня його хвиляста і злегка похилена в бік Азовського моря. Найбільш підвищена вододільна частина плато підіймається понад 300 м над рівнем моря. Над загальним рівнем поверхні плато значно підносяться окремі вершини — Кам'яна Могила, Корсак-Могила, Токмак-Могила і серед них найвища точка Приазов'я Бельмак-Могила — 327 м над рівнем моря.

Значна різниця висот обумовлює велику розчленованість верхнієї Приазовського плато. Річкові долини, особливо у верхній частині течії рік глибоко врізані і обмежені крутими схилами. Геоморфологія річкових долин, як і особливості вододільних просторів Приазов'я, обумовлені геологічною будовою і складом гірських порід. У вододільній частині плато кристалічні породи виступають на денну поверхню. В районі поширення великозернистих гранітів відслонення мають вигляд округлих підвищень, часто з гребнями з округлих відокремленостей та скель найхімерніших обрисів, ускладнених різноманітними формами вивітрювання. Ці особливості рельєфу дуже яскраво виявлені в басейні р. Дубівки — в районі с. Ігнатівки. На захід від цього району лежить кам'янистий хвилястий степ, над яким підносяться гострі вершини кам'яних могил. Особливо показова в цьому відношенні Корсак-Могила з червонуватим забарвленням від порід, у складі яких є залізо і які беруть участь у будові Корсак-Могил.

Південні схили Приазовського плато в районах поширення лугових гранітів і сієнітів відзначаються великим поширенням делювіальних плащів та елювієм на відслоненнях кристалічних порід. Річкові долини тут врізані на значну глибину, обмежені крутими, часто чорними скелями. Ріки течуть швидко, в кам'янистих руслах з порогами та водоспадами. Ще південніше докембрійські породи занурюються на значну глибину під горизонтально-шарувату осадову товщу. Вододіли тут плоскі, набувають вигляду зовсім рівного степу. Пряму лінію горизонту лише зрідка ускладнюють підвищення давніх сторожових могил.

Будова річкових долин південної частини Приазовського плато складна. Врізані на значну глибину і дуже розширені, вони не відповідають розмірам невеликих рік, які в них протікають. Русла останніх блукають по широкому дну долин,

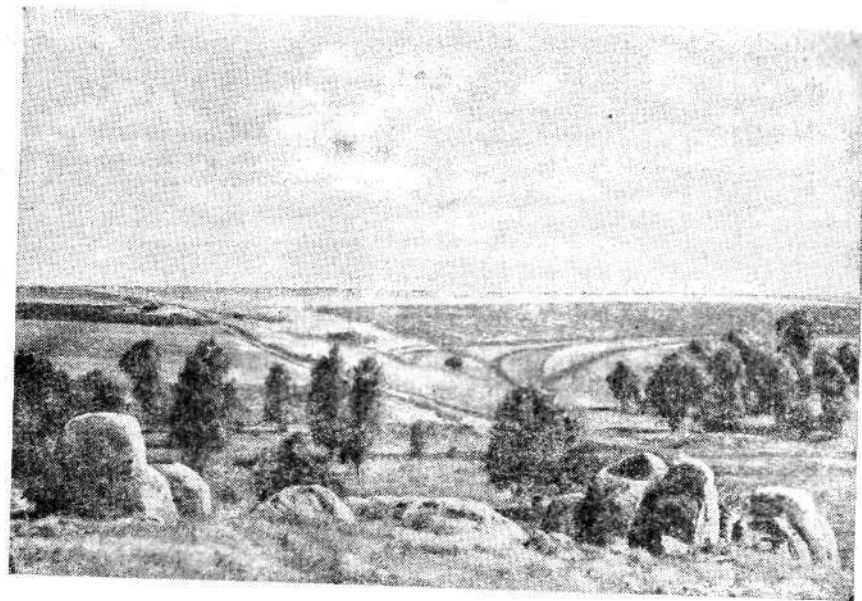


Рис. 55. Приазовський степ. Басейн Мокрої Волновахи (фото В. І. Лучницького).

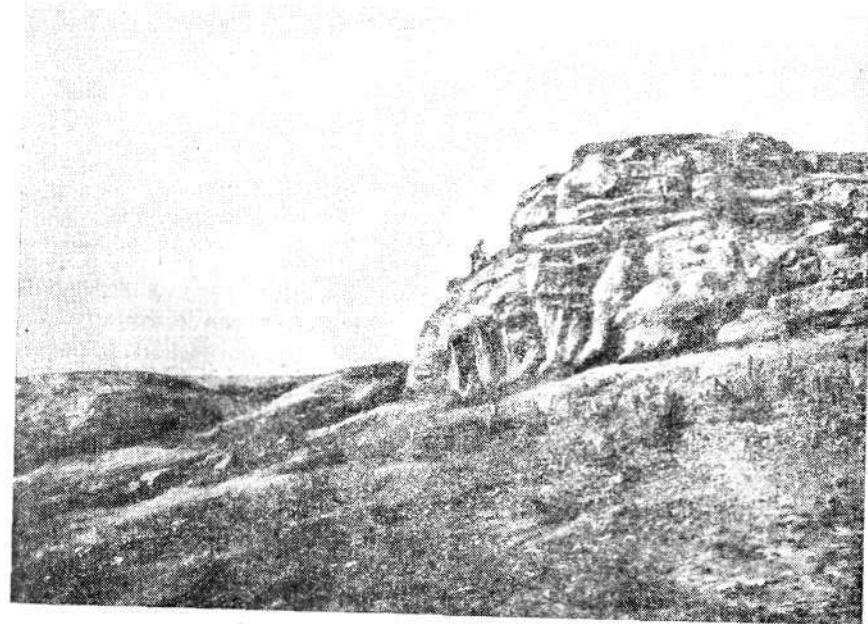


Рис. 56. Гранітні скелі р. Сухі Яли (фото Ключникова).

утворюючи меандри, які круто звиваються. Корінні схили часто ускладнюють відслонення сарматських і понтійських вапняків, які утворюють окремі карнизи або широкі згладжені поверхні денудаційних терас. Останні широко розвинені на схилах річкових долин на всьому протязі Приазов'я — від Перекопського степу до Дону. Характерну особливість річкових долин Приазов'я становлять так само акумулятивні тераси, які утворю-

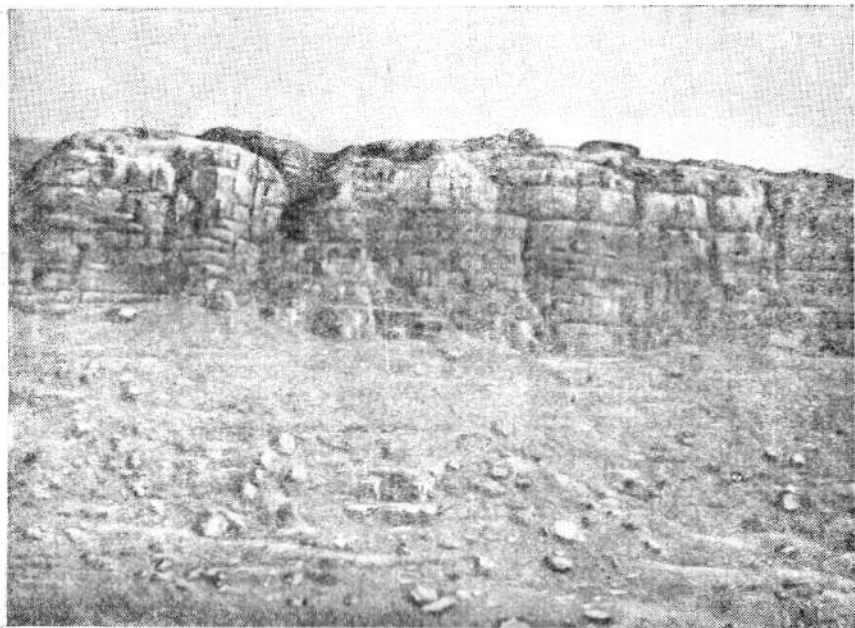


Рис. 57. Рельєф вулканічних порід р. Каракуби (фото В. І. Лучицького).

ють три ступені, верхній з яких складений давньочетвертинними, ексинськими галечниками.

Палеовулканічний релікт Приазов'я. Цікаву рису геоморфології Приазовського плато становить релікт палеовулканічного краєвиду, виявлений на просторі між балкою Комишівкою і с. Миколаївкою. В геоморфологічній будові цього району беруть участь вулканогенні форми, пов'язані з виливами базальту. Переважною формою є підвищення — в минулому екструзивні куполи. Схили підвищень часто ускладнені денудаційним мікрорельєфом. Продукти вивітрювання базальту утворюють нагромадження відокремленостей, що нагадують брилові лави сучасних вулканічних вивержень.

Північні схили Приазовського плато відзначаються таким же глибоким розчленуванням, як і південні. В будові річкових долин цього району значну роль відіграють червоні вулканічні породи, особливо розвинені в районі с. Каракуби (рис. 57).

Далі на північ поширені палеозойські вапняки, в міру появи яких місцевість набуває рис, властивих Донецькому кряжеві. На півдні Приазовське плато різко обривається до Азовського моря. Стрімкі, складені з пухких четвертинних і третинних порід, береги безперервно поновлюються прибоєм морських хвиль і грандіозними зсувами. Для прибережної частини характерна асоціація найрізноманітніших форм рельєфу, переважними серед яких є лесові кручі, прибієнні ніші, зсувні тераси, вузькі смуги пляжу і грандіозні погорбовані піщані коси, які далеко виступають у голубу рівність Азовського моря.

КАРПАТСЬКА ГІРСЬКА КРАЇНА.

Карпати знаходяться в південно-західній частині Української РСР. В межі Радянського Союзу входить лише частина Карпат. Карпатська гірська система займає східну частину Центральної „Альпійської“ Європи. Вона у вигляді величезної, опуклої на північний схід, дуги простягається понад 1600 км. На заході Карпати прилягають до герцинських гірських споруд Моравії та Сілезії. На південному сході — Залізні Ворота на Дунаї відокремлюють Карпати від Балкан. На всьому своєму протязі Карпати виявляють асиметричну будову. Зовнішня частина Карпатської гірської дуги обмежена пологим схилом. Внутрішня частина дуги круто обривається в бік Угорської міжгірної рівнини.

Орографією, яка відбиває також геоструктуру, Карпатська гірська країна поділяється на три частини: Західні Карпати — від Угорських Воріт до долини р. Попрад, Східні Карпати — від р. Попрад до гірської височини Горомсеку і Південні Карпати, або Трансільванські Альпи — від Горомсеку до Залізних Воріт. Західні Карпати являють собою найбільш підвищену частину Карпатської гірської країни. Вони займають широку площу, на якій розміщені численні гірські хребти, що простягаються з південного заходу на північний схід і з заходу на схід. В системі тісно пов'язаних один з одним хребтів, у Західних Карпатах визначаються окремі хребти: Малі Карпати простягаються на північний схід від Угорських Воріт. Вони поступово зливаються з Білими горами, в будові яких беруть участь товщі світлих вапняків і доломітів. Далі простягається система невеликих хребтів — Яворжик, Баб'ї гори, Яблунька та ін. Окремі вершини в цій частині Карпат підіймаються до 1720 м над рівнем моря. В північно-східному напрямі ці хребти переходять у систему гір Західні Бескиди, які простяглися дугою з заходу на схід. Бескиди вкриті лісами та пасовиськами, подекуди прорізані глибокими ущелинами. Південніше Бескид і паралельно їм простягається ізольований величний хребет — Висока Татра. На півночі Татра обмежена долиною Дунайцю, на заході — долиною р. Арви, на півдні — долиною

р. Вааги і на сході — долиною р. Попрад. Татра значно вища від сусідніх хребтів, відзначається своєю крутістю, різкими та химерними обрисами кам'яних громад і гребенів. Окремі вершини Високої Татри підносяться до 2663 м — Герлахівка, майже такої ж висоти досягає вершина Ломниця — це найвищі точки Карпат. У високій Татрі, як і взагалі в Західних Карпатах, чимало гірських, переважно моренних озер. На південь від Високої Татри розташовується велика кількість невисоких хребтів, складених виверженими породами. З них виділяється

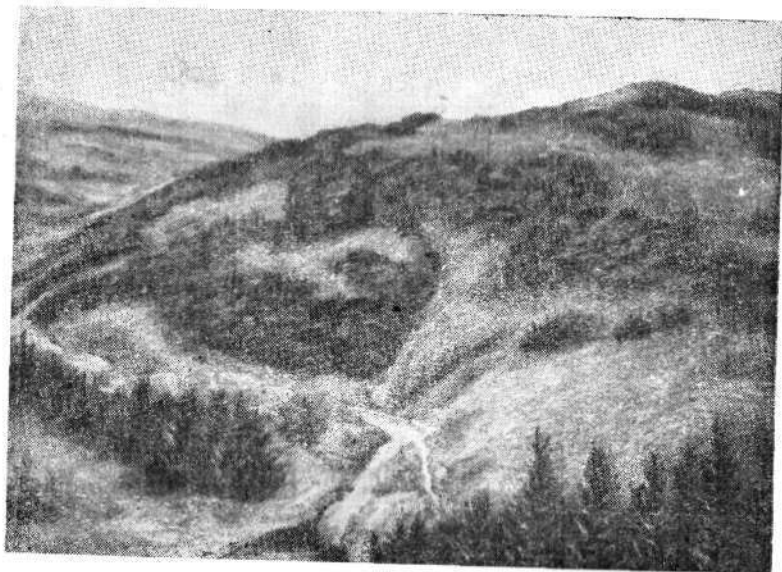


Рис. 58. Карпати. Верхів'я р. Лапкиці.

Мала Татра та її західне продовження Фатри (висота до 1667 м). Тут багато карстових, сталактитових і льодових печер. Східні передгір'я Татри називають Магурою. Ще південніше простягається система хребтів з загальною назвою Угорських Альп. Найпівденніша ізольована гірська група — Матра підіймається до 970 м над рівнем моря.

Східні, або Лісисті, Карпати в значній своїй частині входять у межі Радянської України. Вони починаються далі на схід від р. Попрад і простягаються з північного заходу на південний схід. Ширина їх не перевищує 75—110 км. В будові Східних Карпат беруть участь карпатські флішеві піщано-глинисті відклади, на продуктах вивітрювання яких утворилися малородючі ґрунти.

Характерною особливістю Східних Карпат є переважання поперечних і майже відсутність великих подовжніх долин

(рис. 58). Завдяки цьому в горах є багато зручних проходів із Західної в Закарпатську Україну. В західній частині Східні Карпати невисокі. Далі на схід вони підвищуються і окремі вершини їх досягають значної висоти. Найвища вершина Говерла — 2058 м, Петрос — 2020 м, Чорна Гора, що складена гранітами — 2007 м, Піп Іван — 1925 м, Чиблеж — 1826 м над рівнем моря. В цій частині Східних Карпат всюди простежуються сліди енергійної льодовикової діяльності: схили скель згладжені, місцями відполіровані, долини їх мають троговий характер, часто завалені моренами.

Вершини Говерла і Петрос є орографічним центром Східних Карпат. Петрос має вигляд гігантського муру, увінчаного двома, схожими на башти, піками. Звідси відходить кілька відрогів Карпат і беруть початок ріки Шамош, Золота Бистриця, Черемош та ін. Далі на південний захід до Східних Карпат прилягає плоскогір'я Гаргіта. Характерну особливість його становлять округлі вершини і сильна порізаність глибокими ущелинами та каньйонами. В цій частині Карпат багато зустрічається самкнутих міжгірних рівнин, які в минулому уявляли собою озерні улоговини. Південніше системи гірських споруд, розходчись, займають усю Трансильванію, утворюючи тут складнобудовану гірську країну — Південні Карпати, або Трансильванські Альпи.

Геоморфологія Карпат вивчена недосить. Тимчасом можна твердити, що рельєф їх типовий для невисоких гір, позбавлених вічних снігів, обмежених опуклими або рівними схилами. Скелястий краєвид трапляється тільки там, де в будові гір беруть участь вивержені породи, або там, де їх прорізують глибокі ущелини. Такі краєвиди, зокрема, зустрічаємо в Мар-

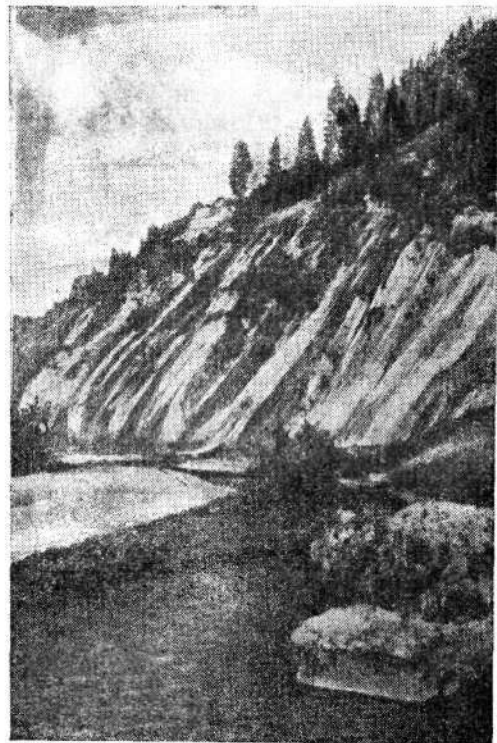


Рис. 59. Косуг Гуцульський.

марошському масиві. Так само мало вивчені річкові долини Карпатської гірської країни. В будові їх беруть участь численні флювіогляціальні тераси, тісно пов'язані з слідами дольодовикової діяльності в горах, і з гляціоалювіальними утворами передгір'їв. Проте цей зв'язок ще потребує дальшого глибокого вивчення (рис. 59).

В будові краєвиду Карпат велику роль відіграє вертикальна зональність. Схили їх вкриті густими дубово-буковими лісами вниз, хвойними лісами у верхній частині і на висоті понад 1900 м над рівнем моря увінчані квітучими альпійськими луками. В пишних барвах рослинного покриву суворя й велична краса Карпат набуває м'яких рис, своєю різноманітністю Карпати стоять серед найбільш привабливих кутків нашої країни.

Південні схили Карпат — це з округлими обрисами гряди височин, що поступово знижуються. Круто та високими передгір'ями вони опускаються до Середньо-Дунайської міжгірної низовини. Ця частина Карпатської гірської країни відома під назвою Закарпаття, яке відрізняється надзвичайною барвистістю геоморфологічних краєвидів.

Закарпаття. Закарпатська область Радянської України розміщена у перехідній зоні від Карпатських гір до Закарпатської або Середньо-Дунайської низовини. В прилеглій до Карпат частині розміщена смуга поширення вулканічних порід, що простягається з північного заходу на південний схід, від м. Ужгорода до м. Хуст. Область розповсюдження вулканічних порід у Закарпатті має назву хребта Вигорлат. Геоморфологічні особливості цієї місцевості В. С. Соболев описує так: „Хребет розташований на Захід від р. Уж (в Чехословаччині), носить назву Вигорлат, відтинок між рікою Уж і Латорицею — Синяк з окремими верховинами Мановиця (978 м), Плеска (993 м) і Середня (981 м); далі на південний схід між Латорицею та Боржавою — хребет Борлію-Діл, з верховинами Великий Діл (1022 м), Бужора (1186 м), Синяк (1040 м) та між Боржавою і Тіссою Великий Шалес з верховинами Тупа (878 м), Гостра (839 м) і Товста (818 м); південніше Хуста, за р. Тіссою — хребет Аваш або Гутти. В хребтах Синяк і Борлію-Діл спостерігається явна асиметричність, найвища лінія вододілу пристосована до північної смуги ефузивів. Північні схили значно коротші від південних, довжина їх не перебільшує 5 — 7 км; крім того вони лише до половини складені з ефузивів, а далі на північ вони складаються з фліша, тоді як на південних схилах, що досягають 10 — 15 км, майже на всьому протязі простежуються потоки лави і туфові поклади. Найнижчі відмітки поверхні ефузивів на північних схилах 400 — 600 метрів, на півдні ж потоки лави виявлені у свердловинах нижче пліоцену, місцями залягають на рівні моря і навіть нижче.

В хребтах Великий Шалес і Аваш (Гутти) такої асиметричності не спостерігається. Тут лінія розлому, з якою була

пов'язана вулканічна діяльність, має меридіональне простягання і річки, що розчленовують східний і західний схили хребта, врізані досить рівномірно з обох боків. Коло м. Хуста ці два хребти розділяє р. Тісса, утворюючи так звані Хустські ворота.

На південних схилах хребтів Синяк і Борлію-Діл спостерігається кілька схожих на уступи денудаційних поверхень, відповідних, напевне, якимсь високим терасам; де-не-де на них збереглися рештки давньоалювіальних відкладів, виявлених галечниками. Подібні відклади широко розвинуті коло хребта Великий Шалес між Чорною Горою та селищами В. Раповець і Рокосів. Абсолютні відмітки цієї поверхні від 300 до 400 м. Південні схили хребта різко обриваються до долини Тісси, що тече по широкій низовині, де переважають відмітки 130—200 м. Поверхня тут має м'які згладжені форми, перевищення коливаються в межах 50 м і зустрічаються лише окремі підняття, що піднімаються до 270 — 370 м. Сюди відносяться Береговські горби, гори Шаланки, Павлова, Попова і Кіраль-Сек. Ці підвищення складені цілком з вулканічних порід, або несуть на собі залишки лавового потоку.

Потрібно відмітити так звану Чорну Гору, що різко виступає на фоні рівнинного рельєфу, коло підніжжя якої розмістився Виноградів. Це підвищення з відміткою 568 м описане Хеффером як один з стратовулканів, що з східного боку на половину, тобто до самого хребта, розмитий р. Тіссою. За кратер Хеффер вважає долину ручая на східному схилі гори, того, що впадає в Тіссу з заходу. З другого боку, потрібно відмітити, що в досліджуваному районі досить часто спостерігаються форми рельєфу, які мають вигляд правильного конуса, наприклад, гори Шаланка, м. Клобук, Кичера, Шаян, Варгень і др. Ці конусоваті форми з першого погляду дають підставу до помилкового висновку про конус стратовулкану. Але низка спостережень привела до протилежного висновку. Тут вулканічні апарати дуже порушені внаслідок ерозії. Так, один з вулканів спостерігався в долині р. Латориці. У рельєфі він виявлений у вигляді широкої, діаметром коло 2 км улоговини, що утворена через злиття Візниці, Обави і Латориці. На краях улоговини, на схилах долин, ряд кар'єрів викриває періклінальне залягання лавових потоків, переверстованих з туфобрекчіями.

Вулканічний структурний рельєф хребта Вигорлат зазнав цілковитого перетворення внаслідок тривалої ерозії. Саме ерозійні форми поверхні становлять основні риси геоморфології вулканічного передгір'я Закарпаття.

Середньо-Дунайська низовина, що своєю північною частиною заходить в межі Закарпатської області, являє собою типову міжгірну западину. Ця западина виповнена осадовими відкладами, верстви яких слабо порушені. Фундамент западини, очевидно, складений з тріасу. На тріасових відкладах лежать третинні відклади, глибина яких місцями, як то установлено

за допомогою свердловин, досягає 2500 м. На третинних морених відкладах лежить товща лесу та по річкових долинах товща алювію, часом перевіяного вітром.

За особливостями геологічної структури і рельєфу Середньо-Дунайська низовина ділиться на дві частини: західна Панонія, або Верхньоугорська і східна — Альфольд, або Нижньоугорська низовина. Північна частина Альфольду — Закарпатська низовина входить у межі Закарпатської області. Поверхня Східної частини Середньо-Дунайської низовини рівнинна. Лише між Тісою і Дунаєм поширені горбасті піски та дюни, серед яких трапляються численні неглибокі озерця та болота. Вздовж долини Тісси поширені чотири поверхи терас, що в горішній частині ріки добре виявлені.

СУЧАСНИЙ МОРФОГЕНЕЗ.

З опису будови поверхні УРСР та історичного її розвитку, перед нами накреслилась струнка картина формування рельєфу в зв'язку з геолого-історичним розвитком території України. Цей зв'язок так легко простежується, що за геологічною будовою виділяються генерації форм поверхні, і, навпаки, особливості рельєфу дають змогу з'ясувати стратиграфію деяких формацій. Яскравий приклад останньому знаходимо в поширенні і стратифікації лесу, пов'язаного з рівнинними зниженнями областями, в межах яких є складний розріз, відсутній на підвищених плато та на Донецькому кряжі.

Особливості будови поверхні є результатом історично складених геологічних процесів. Сучасні фізико-геологічні процеси являють собою успадковані явища від минулого. Розвиваючись, вони викликають перетворення поверхні, яке відбувається з досить значним напруженням, що піддається безпосереднім спостереженням. Це перетворення поверхні здійснюють як ендегенні, так і екзогенні фактори. Результати прояву перших менш відчутні, а других спостерігаються всюди. З тектонічних процесів, які впливають на будову поверхні УРСР, мають значення коливні епейрогенічні рухи. Вони просторово диференційовані в мінливій інтенсивності. З територій, в яких епейрогенез виявляється особливо інтенсивно, виділяються Карпати, Подільське та Правобережне плато. Тут мають місце вищипання і підняття. До областей з позитивними рухами належить Донбас і південна — Курсько-Воронезька частина Середньо-Руської височини. Області опускання відповідають Дніпровсько-Донецькій западині та Причорномор'ю. Процесу формування підняття і опускань на даному етапі їх розвитку властиве верствувате непорушене залягання осадової товщі. Отже, переробка поверхні здійснюється тут лише екзогенними факторами, активізованими тектонікою.

Перетворення поверхні УРСР в районах підняття.

Інтенсивність підняття геантиклінальних областей недостатньо вивчена. Найбільш значно підіймається Подільське плато, менш помітні підняття Правобережжя. Зіставляючи позначки терас середнього і почасті верхнього Дністра, можна прийняти, що амплітуда підняття тут у післяріський час не менша 150—200 м. Значні підняття активізують ерозійну діяльність подільських рік, які глибоко вриваються в пухку товщу осадів Подільського плато. Внаслідок цього тут розвинені численні каньйоноподібні долини. Ріки здебільшого беззаплавні, багато глибоких ярів. Ерозійна діяльність рік є головною рисою утворення рельєфу Поділля.

Підняття в межах Правобережного плато менш значні. Ерозійна діяльність рік менш інтенсивна, ніж на Подільському плато. Формування долин тут відбувається звичайно з розвитком акумуляції в межах заплави ріки. Схили долин розчленовані глибокими і численними ярами. В деяких місцях, особливо на периферії Правобережного плато, внаслідок підняття, спостерігаються перепоглиблення балок, у дно яких вриваються нові рівчаки — русла. Найменш виразно видно наслідки підняття в межах Донбасу.

Перетворення рельєфу в районах опускань.

Особливості морфогенезу в місцях опускання добре виявлені тільки в межах берегової зони Причорноморської низовини. Менш помітні морфологічні ознаки опускання в межах Дніпровсько-Донецької западини. В береговій зоні ознаки опускання виявлені в повільному наступанні моря на сушу. В зв'язку з тим рівнина обривається до моря крутим уступом, підніжжя якого має сліди — прибіжні ніші та інші ознаки інтенсивного розмивання берега. Пляж має вигляд вузької смуги, яка заливається у вітряну погоду.

Зміни рельєфу екзогенними факторами.

В розчленуванні поверхні УРСР особливе місце належить воді, вітрові і населенню.

Геоморфологічна діяльність води винятково велика. Долинно-балковий і яристий рельєф території УРСР зобов'язаний своїм походженням розмивній діяльності води. Текучі води створили широкі простори заплавлених терас, які становлять важливу особливість рельєфу території УРСР. З водногенетичних форм особливе місце належить зсувам. Вони мають не тільки геоморфологічне значення. Завдають вони іноді великих збитків і в господарському значенні. Зсувні форми завжди дуже розвинені вздовж корінних берегів численних рік України. Зсувна діяльність тепер відбувається з великою

енергією в межах долини Дніпра та його лівих приток. Інтенсивна зсувна діяльність має місце в межах Причорноморської западини, де численні зсуви та зсувні тераси розташовуються вздовж берегів лиманів Чорного й Азовського морів.

Діяльність вітру в сучасних умовах не відіграє в УРСР помітної ролі. Виняток становлять тільки другі піщані тераси, в межах яких вітер здійснює величезну роботу, розвіюючи піски. Таку роботу вітер проводить і в межах заплави, де нагромаджуються окремі купи та вали алювіальних пісків. Скупчення дюнних пісків утворюється вітром у приморських районах, особливо часто на косах, що далеко виступають у море.

Мікроформи рельєфу вітер утворює на більш значних просторах. Особливо добре помітні форми такої діяльності вітру в Донбасі і на Поділлі. В Донбасі, в другу половину літа, діяльність вітру завжди особливо велика. Суховії переносять величезні маси пилу та піску. Розвіваюча діяльність звичайно добре помітна на штучних рівчачах, як дорожні виїмки, кар'єри тощо. Під час сильних вітрів можна спостерігати видолінки, що утворилися внаслідок виносу дрібних частинок вітром. Глибина видолінок місцями досягає 0,5 м. Останні дуже часто утворюються на полях у безсніжні зими. Вітер дуже легко здуває ґрунтовий покрив поля, відслонюючи часто підґрунтові шари. Продукти розвіювання, скупчуючись у місцях, де сила вітру зменшується, утворюють характерні брижі з численними вітровими хвилеприбійними знаками. На виступах порід вітер утворює характерну коміркову поверхню видування, дуже добре помітну на крейдяних скелях та відслоненнях пісковиків. На останніх сліди розвіювання виразно виступають тому, що прошарки, які складають їх, мають різну стійкість.

Дуже яскраво розвіваюча діяльність вітру позначається на скелях каньйоноподібних подільських рік і складених неогеном кручах Причорномор'я. Проте еолові форми рельєфу такі нечисленні, що значення їх у будові поверхні УРСР дуже мале і сучасна морфогенетична діяльність вітру являє лише теоретичний інтерес.

Вплив діяльності населення на перетворення рельєфу.

Наймогутнішим фактором, який змінює поверхню землі, тепер є діяльність населення. Зусиллями багатьох поколінь населення поверхня Землі сильно змінила свій вигляд, створений геологічними процесами.

Форми рельєфу, створювані населенням, в одних випадках становлять підвищення, а в інших — значні зниження. Перші — підвищення, які дуже різко змінюють природні обриси поверхні, часто створені людиною ще на світанку культури: численні високі могили становлять характерні риси степового краєвиду.

Особливо ж енергійне перетворення поверхні землі здійс-

нюється на території УРСР в епоху соціалістичного будівництва.

Досить нагадати ухвалений Урядом СРСР в жовтні 1948 року план лісонасаджень, який змінить природні особливості краєвиду на протязі тисяч кілометрів. Лісові масиви стануть на шляху суховіїв, змінять баланс вологи, створять нові якості степу, де будуть наливатися і дозрівати незачеплені суховіями хліба, будуть збиратися невидані соціалістичні урожаї.

Виведені за науковими методами Мічуріна—Лисенка нові сорти сільськогосподарських рослин, дедалі більше мінятимуть рельєф і природні особливості на користь радянського народу.

Концентрованої волі колективу підпорядковуються і надра, і поверхня. Людина насипає численні горби відвалів, у вигляді високих пірамід, що відзначають промисловий рельєф Донбасу. Вузькі насипи залізниць створюють характерну рису культурного рельєфу. Зусиллями людей закріплюються зсуви, припиняється діяльність ярів. Перегачені високими греблями, ріки змінюють свій напрям, розливаються великими озерами, сині води яких у літню спеку змагаються з синявою неба,

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.

1. Архангельский А., Карта и разрезы дна Чёрного моря, „Бюл. Моск. общ. исп. прир.“, в. I, 1928.
2. Архангельский А., Страхов Н., Геологическая история Чёрного моря, „Бюл. Моск. общ. исп. прир.“, 1931.
3. Архангельский А., Краткий очерк геологической истории Чёрного моря, „Путеводитель экскурсий II Конф. АИЧПЕ“, 1932.
4. Агафонов В., Материалы к оценке земель Полтавской губ., Прилукский уезд, т. XI, 1892.
5. Армашевский П., Общая геологическая карта России. Лист 46-й „Полтава — Харьков — Обоянь“, „Тр. Геол. ком.“, т. XV, № 1, 1903.
6. Армашевский П., Об орографическом строении Черниг. губ. в связи с распространением лёсса, „Зап. Киевск. общ. ест.“, т. VI, в. 3, 1881.
7. Анучин Д. Н., Борзов А. А., Рельеф Европейской части СССР. Огиз, География, 1948.
8. Андрусов Н., Послетретичная тирренская терраса в области Чёрного моря, 1925.
9. Андрусов Н., Геологическое строение и история дна Керченского пролива, „Бюл. Моск. общ. исп. прир.“, № 3—4, 1926.
10. Алексеев А., Геологическая съёмка Криворожья в м. 1/126000, „Тр. Всес. геол. разв. общ.“, 1934.
11. Алексеев А., Половинкина Ю., Геологическая съёмка Криворожья, м. 1/126000, „Тр. Всес. геол.-разв. общ.“, в. 294, 1933.
12. Алексеев А., Гидрологические исследования р. Ингульца, „Труды ЮОМО“, в. V, 1927.
13. Барбот-де-Марни Н., Отчёт о поездке в Галицию, Вольнь и Подолию в 1865 г., Юб. сб. Минер. общ., 1867.
14. Безчастнов М., Оползни Одесского побережья, их причины и меры борьбы, „Тр. южн. обл. м. орг.“, в. II, Одесса, 1924.
15. Берг Л., Лёсс как продукт выветривания и почвообразования, „Тр. II Международной конференции АИЧПЕ“, в. I, 1932.
16. Біленко Д., Географічне положення, межі та характер поверхні Проскурівщини, „Мат. досл. ґрунтів України“, в. III, 1929.
17. Біленко Д., Вік Маначинської западини, „Тр. Укр. геол. наук.-досл. інституту“, т. III, 1929.
18. Біленко Д., Геоморфологія та четвертинні поклади Лівобережжя Дніпра на ділянці Кременчук — Кобеляки, „Геол. збірник“, I, 1936.
19. Бируля, Река Буг и его бассейн, 1928.
20. Бобровник Д. и Соболев Д., Геологический и геоморфологический очерк Лівобережжя р. С. Донца, „Геол. очерк бассейна реки Донца ОНТИ“, 1936.
21. Богословский Н., О некоторых явлениях выветривания в области Русской равнины, „Известия Геологич. комитета“, т. XVIII, стр. 235—273, 1899.
22. Бондарчук В., О стратификации и стратиграфии лёссового покрова УССР, „Пробл. сов. геологии“, № 1, 1938.
23. Бондарчук В., Геологичний нарис околиць Солоного озера на Херсонщині, „Наукові записки КДУ. Геологічний збірник“, № 1, 1936.
24. Бондарчук В., Про синхронізацію морських і континентальних четвертинних покладів Надчорномор'я, „Журн. геол. геогр. циклу“ УАН, № 4(8), 1934.
25. Бондарчук В., Четвертинна фауна з терас пониззя р. Псла, „Четв. період“, № 6, 1933.
26. Бондарчук В., Геологический путеводитель в окрестностях Таганрога, „Тр. конф. АИЧПЕ“, т. III, 1933.
27. Бондарчук В., Четвертинні поклади Північної Приазовщини, „Журн. геол.-геогр. циклу“ УАН, № 3, 1932.
28. Бондарчук В., Фауна солодководних покладів м. Меджибожа, „Зб. пам'яті Тутковського“, т. II, 1931.
29. Бондарчук В., Каспійські поклади північно-східного узбережжя Азовського моря, „Зб. пам'яті Тутковського“, т. II, 1931.
30. Бондарчук В., Четвертинні поклади північної України, „Четв. період“, № 9, 1934.
31. Бондарчук В., До питання про четвертинні відклади низу р. Прип'яті, „Четв. період“, в. II, 1935.
32. Бондарчук В., О геоморфологии Днепро-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур, „Разведка недр“, № 2, 1937.
33. Борзов А., Географические наблюдения в области Подольского левобережья р. Южный Буг, „Землеведение“, кн. III, 1915.
34. Бурксер Е., Солони озера та лимани України, 1928.
35. Гапонов Е., Рельеф и подземные воды юга Украины, „Тр. Южн.-обл. организации по изучению сел.-хоз. мелiorации“ (Ю. О. М. О.) в. I, 1922. Одесса.
36. Гаель А., Донецко-Кундрийский песчаный массив, „Изв. Гос. геогр. общ.“, т. XIV, в. 4—5, 1932.
37. Гвоздецький В., Двофазне заліснення лісостепової зони східної Європи, „Четв. період“, № II, 1936.
38. Гуров А., Гидрогеологическое исследование Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринославской губ., Харьков, 1893.
39. Годлин М., Природні властивості ґрунтів надроснянських ярів Київщини як підстава їх мелiorації, „Зап. Київського лісо-техн. інституту“, т. I, Київ, 1930.
40. Дискусія в питанні Канівських дислокацій, „Четв. період“, № 5, 1933.
41. Дмитрієв М., Рельеф УРСР, 1936.
42. Дмитрієв Н., Географическое положение и орография Украины, „Труды Госплана УССР“, в. 5, ст. 9—26, Харьков, 1928.
43. Дмитрієв М., Про вік рельєфу басейну р. Черем (Харківська округа), „Зап. Укр. н.-д. інституту геогр. та картографії“, в. 2, Харків, 1930, ст. 189—199.
44. Дмитрієв Н., К морфологии ледникового района Слободской Украины, „Тр. Харк. т-ва досл. инст. пр.“, т. 21, в. 2, 1928.
45. Дмитрієв М., Форми поверхні України, витворені безпосередньо додовиком, „Зб. пам'яті Тутковського“, т. I, 1931.
46. Докучаев В., По вопросу об осушении болот вообще и в частности об осушении Полесья, „Тр. СПб общ. ест.“, т. VI, 1875.
47. Докучаев В., Наши степи прежде и теперь, ст. 1—128, СПб, 1892.
48. Докучаев В., Способы образования речных долин Европейской России, ст. 1—221, СПб, 1878.
49. Дрюченко М., Матеріали до вивчення борового комплексу Близько-Малинівської лісової дачі і т. д., „Вісті Харківського с.-г. інституту“, 1928.
50. Ефремов В., Сходство и различие в форме строений и способе образования оврагов, балок и речных долин, „Труды Харьк. общ. исп. прир.“, т. XXIII, 1890.
51. Жилинский П., Сведения о буровых и вообще разведочных геологических работах, произведенных экспедицией по осушке болот Полесья. Сборн. свед. по департ. землед., 1879.

52. Жилинский П., Краткое обозрение Полесья и его канализации, СПб, 1892.

53. Жилинский П., Краткий очерк осушительных работ, исполненных в Полесье в течение 1874 — 1888 гг., „Памят. книжка Лит. губ.“, 1890.

54. Жилинский П., О результатах произведенных исследований и опытов осушения болот в Пинском Полесье, „Изв. Им. геогр. общ.“, т. XI, 1875.

55. Загоровский Н., Материалы к физико-географическому описанию лиманов Северного Причерноморья, „Украинский бальнеологич. сборник“, 1927.

56. Загорий П., Геоморфология і четвертинні поклади межиріччя Ворскла — Орчик — Берестова в їх середній течії. „Четв. період“, № 8, 1935.

57. Загорий П., Копальні поди Лівобережжя Нижньо-Дніпрянского району, „Четв. період“, № 7, 1934.

58. Закревська Г., Геологічний та геоморфологічний нарис Чернігівського Полісся, „Тр. Інст. геол. Укр. Акад. наук“, в. III, 1936.

59. Закревська Г., Кінцеві морени Київщини, „Орган Київськ. н.-д. кафедр.“, т. III, в. I, 1925.

60. Закревська Г., Геологічні досліді на північно-східній частині Волинського Полісся та на півночі Київщини, „Тр. н. д. геол. інституту“, т. II, 1928.

61. Зеров Д., Стратиграфія торфовищ України і т. д., „Четв. період“, № 5, 1933.

62. Зеров Д., Копальні торфовища Наддніпрянщини, „Четв. період“, № 6, 1933.

63. Зеров Д., Болота УРСР, рослинність і стратиграфія, 1938.

64. Каманин Л., К вопросу о террасах Днепра, „Записки Киевского о-ва естествоиспытателей“.

65. Каптаренко О., Тераси р. Південний Буг в межах Укр. кристалічної смуги, № 14, УАН, „Тр. природн.-техн. відділу“, 1931, „Четв. період“, в. III.

66. Каптаренко О., Поширення межі розповсюдження „Карпатської ріни“ у Вінницькій окрузі, „Тр. геол. інст. АН УРСР“, т. II, 1928.

67. Карицький А., По поводу некоторых особенностей рельефа правого берега Днепра в области мезозойских отложений, Киев, 1888.

68. Карпинский А. и Барбот-де-Марни Н., Геологические иссл. в Волынк. губ., „Юбил. сб. горного института“, 1873.

69. Картацци А., Из итогов мелиоративных исследований 1923 г. (об изменении течения р. Днестра), „Тр. Ю. О. М. О.“, 1923.

70. Карякин Л., Геологический и геоморфологический очерк разных долин бассейна р. С. Донца от верховья до ст. Салтов. Геологический очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.

71. Карякин, Назаренко, Успенская и Усенко, Геологическое и геоморфологическое строение долин бассейна р. С. Донца от с. Салтов до г. Изюма. Геологический очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.

72. Кодратович И., Причина обвалов на Одесском побережье, дренаж Херсонского и Наротинского спусков, „Зап. Одес. отд. Инст. рус. техн. общ.“, 1887, март—декабрь.

73. Корд В., Материалы по истории русской картографии, Киев, 1899.

74. Красовский А. В., Из геологических наблюдений в Подольской губернии, „Записки Московского общества любителей естествознания, антропологии и этнографии“, Москва, 1915.

75. Краснов А., Рельеф, растительность и почвы Харьковской губернии. Доклады Харьковскому общ. сельск. хозяйства, Харьков, 1893.

76. Крейдовский М., Исследование Бугского, Днепроовского и других лиманов, „Труды Харьк. общ. испыт. прир.“, т. XVIII, в. I, 1884.

77. Крейдовский М., Исследование Днепроовской дельты, „Труды Харьк. университета“, т. XIV, 1880.

78. Крокос В., Четвертинні поклади Лубенщини, „Вісник УРГРУ“, № 14, 1930.]

79. Крокос В., Возраст Летичевской низменности, „Запис. Одесск. общ. естеств.“, т. XIV, 1928.

80. Крокос В., Четвертинна серія по лінії Гребінка—Лубни—Миргород, „Тр. н.-д. геол. інст.“, т. V, в. I, 1933.

81. Крокос В., Лущький П., Геологічний та гідрогеолог. нарис Нижньо-Дніпровського району, „Тр. Укр. н.-д. геол. інст.“, т. III, 1929.

82. Крокос В., Наслідки геологічних обслідувань Нижньо-Дніпрянского району, 1925.

83. Крокос В., Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины, „Мат. докл. грун. Укр.“, в. V, 1927.

84. Крокос В., Пустыня в Одесском районе, „Известия Одесского Губисполкома“, № 602, 1925.

85. Лагута Н., Гермашев, Географический очерк (Краеведческий сборник „Николаевщина“). Отдельный оттиск, Николаев, 1926.

86. Лапчик Т. К геоморфологии долины р. Ингульца между х. Белосовка и т. д., „Геол. журнал“, т. I, в. 3 — 4, 1935.

87. Ласкарёв В., Геологические исследования в юго-западной России, „Тр. геол. ком.“, 1914.

88. Леваковский И., Способ и время образования долин на юге России, Харьков, 1869, ст. 1 — 46.

89. Леваковский И., О причинах различия в форме речных долин „Тр. Харьк. общ. исп. прир.“, т. III, Харьков, 1875.

90. Леваковский И., Очерк рельефа Харьк. губ., „Губ. Вед.“, № 17, 1864, „Памятная книжка“.

91. Леваковский И., О влиянии рельефа страны на естественное направление дорог в Харьковской и других губерниях южной полосы России, „Харьк. Губ. Вед.“, № 128 и „Памятная книжка“ Харьк. губ. на 1863 — 1864.

92. Ленцевич С., Отношение между террасами Вислы и Днепра, „Тр. II Международной конференции АИЧПЕ“, в. 1, 1932.

93. Лисицкий Д., Краткий отчет песчано-овражных работ по Киевск. губ. с 1909 по 1912 г., „Тр. II Южн.-рус. мелior. съезда 1912 г.“, Киев.

94. Личков Б., Естественные районы Украины, Киев, 1922, ст. 1 — 61.

95. Личков Б., Древние оледенения и великие аллювиальные равнины, „Природа“, № 10, 1930, ст. 979 — 1004.

96. Личков Б., О так называемых „пустынях“, „Тр. геогр. отд. КЕПС“, в. 2, 1930.

97. Личков Б., К вопросу о существовании пустынь в четвертичное время в Европе, „Зап. Киевск., общ. ест.“, т. XXVII, в. 3, 1928.

98. Личков Б., Об ископаемых реках и безсточных впадинах, „Зап. Киевского общ. ест.“, т. XXVII, в. 2, 1927.

99. Личков Б., К вопросу о происхождении Чёрного моря, „Зап. Одесск. общ. ест.“, т. X, IV, 1928.

100. Личков Б., О террасах Днепра, „Геол. вестник“, т. IV, в. 4 — 5, 1927.

101. Личков Б., К вопросу о террасах Днепра, ч. I, „Вісн. Укр. ВГК“, ч. II, в. 9, 1925, теж. в. 7, 1927.

102. Личков Б., К вопросу о возрасте и строении речных террас бассейна Днепра, „Изд. Гос. гидролог. ин-та“, № 48, Ленинград, 1932.

103. Личков Б., Геоморфологические наблюдения на южной окраине Полесья, „Тр. Геогр. отд. КЕПС“, в. 2.

104. Личков Б., О террасах Днепра и Припяти, „Мат. общ. и прикл. геологии“, в. 99, 1928.

105. Личков Б., О строении речных долин Украины, „Изв. Акад. наук СССР“, 1931.

106. Личков Б., К геологии горы Пивихи на Днепре, „Вісн. УРГРУ“, № 9, 1926.

107. Личков Б., Некоторые черты к характеристике геоморфологии южного Полесья, „Изв. геол. ком.“, т. X, VII, № 9 — 10, 1929.

108. Личков Б., К вопросу о геологической природе Полесья, „Изв. Акад. наук“, 1928.

109. Личков Б., К характеристике зандрового ландшафта окр. Киева, „Изв. Акад. наук“, 1927.
110. Личков Б., Некоторые черты к характеристике геоморфологии южного Полесья, „Изв. Геол. ком.“, т. X, VII.
111. Личков Б., Древние оледенения и Каневская дислокация, „Тр. Геоморфол. ин-та АН“, в. 3, Ленинград, 1932.
112. Лунгерсгаузен Л., Террасы Днестра, Доклады Акад. наук СССР, т. XIX, № 4, 1938.
113. Лунгерсгаузен Л., Фауна днестровских террас, „Геолог. журнал АН УССР“, т. V, в. 4, 1938.
114. Лунгерсгаузен Л., Деякі риси четвертинної геоморфології УРСР, „Наукові записки Київськ. Держ. університету“, № 1, 19, 1935.
115. Лунгерсгаузен Л., Этапы развития Днепровско-Донецкой впадины, Доклады Акад. Наук СССР, т. XXII, № 6, 1939.
116. Лунгерсгаузен Л., О четвертичных отложениях у границы Днепровского языка, „Тр. Ком. по изуч. четв. периода“, т. III, 1933.
117. Лунгерсгаузен Л., О времени накопления надпойменных террас бассейна р. Орели, „Пробл. Сев. геол.“, № 1, 1934.
118. Маркевич Н., Реки Полтавской губ., „Зап. И. Р. Географ. общ. СПб.“, 1856.
119. Мирчинк Г., Послетретичная история равнины Европейской России, „Работы Торфяной Академии“, в. 1, ст. 1—17, Москва, 1920.
120. Мирчинк Г., Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР, „Геол. Вестник“, т. V, № 4—5, 1926/27.
121. Мирчинк Г., О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европ. части СССР, „Изв. АН“, 1928.
122. Мирчинк Г., О соотношении речных террас и стоянок палеолитического человека в бассейне р. Десны и Сожа, „Бюл. Моск. общ. ест.“, т. XXXVII (VII—1—2), 1929.
123. Мирчинк Г., О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР, „Матер. по четв. период. СССР“, 1936.
124. Мирчинк Г., Геологична природа деяких двоверхових боліт, „36. пам'яті акад. Тутковського“, т. II, 1931.
125. Михайльський А., Медоборы (толтры) в Бессарабии, „Изв. Геол. ком.“, т. XXI, 1902.
126. Михайльський А., К вопросу о геологической природе Подольских толтр., „Изв. Геол. ком.“, т. XIV, 1896.
127. Малякко Г., Кональні торфовища у відкладах третьої тераси р. Прип'яті коло с. Семиходи, „Геол. журнал“, т. II, в. 1, 1935.
128. Оппоков Е., Речные долины Полтавской губернии, ч. I, ст. 1—399, 24 табл., СПб, 1901, ч. II, 1905.
129. Павлов А., Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы, „Мемуары геологического отделения общ. любит. ест., антроп. и этногр.“, вып. 5, ст. 1—217, 8, табл. Москва, 1925.
130. Пиотровский А., Материалы по исследованию почв нижнеднепровских песков, „Тр. Южной областной меллпоративной организации“, в. 6, ст. 1—64, Одесса, 1926.
131. Полянов В., Приднепровские и придонские пески, как материал для послеледниковой истории чернозёмно-степовой полосы, „Изв. Докучаевского комитета“, год второй, № 1, ст. 1—25, Петроград, 1914.
132. Полянский Ю., Подільські етюди, тераси, леси і морфологія Галицького Поділля над Дністром, „Збірник математично-природничо-лікарської секції наук. т-ва ім. Шевченка“, т. XX, Львів, 1929.
133. Попов В., Развитие гидрографической сети Донецкого бассейна, Гидрог. очерк Донбасса, ст. 25, 1930.
134. Пясковский Б., О некоторых образованиях на границе краснобурых глин с понтическими известняками в восточной части Херсонского округа, „Изв. УРГРУ“, в. 48, Москва, 1931.
135. Різниченко В., Свідки колишніх пустель на Поділлі, „Вісн. УВГК“, № 6, 1925.

136. Резниченко В., В горах и кручах Каневских дислокаций, 1926.
137. Різниченко В., Канівські гори, їх будова, вік та походження, „Тр. геол. інст. АН УРСР“, т. I, 1928.
138. Різниченко В., Про Канівську „морену натиску“, „Вісн. УРГРУ“, № II, 1928.
139. Різниченко В., До питання про стратиграфію та тектоніку терас Середнього Дніпра, „Вісн. УРГРУ“, № 14, 1929.
140. Різниченко В., Про тераси й ознаки ковиальних рухів земної кори в Наддніпрянщині, „Вісн. УРГРУ“, № 16, 1931.
141. Резниченко В., Район Каневских дислокаций в среднем Приднепровьи, „Путеводитель экскурсий II конфер. АИЧПЕ“, 1932.
142. Резниченко В., О геоморфологических особенностях и тектонике района прорыва Днепра через Украинскую кристаллическую полосу, „Тр. Ком. по изуч. ЧПЕ“, т. II, 1932, Теж „Журн. геол. геогр. циклу УАН“, № 1—2, 1932.
143. Різниченко В., Ліпківська І., Геологічна основа меліорації природських ярів Канівщини, „Тр. укр. н.-д. геол. інституту“, т. V, в. 1, 1938.
144. Рудський, О происхождении лиманов Херсонской губ., „Зап. Новор. общ. естеств.“, т. XX, в. 1, 1895, ст. 1.
145. Русов А., Описание Черниговской губ., Чернигов, 1898.
146. Саваренский Ф., Четвертичные отложения в районе Днепростроя, „Путеводитель экскурсий II конфер. АИЧПЕ“, 1932.
147. Сиягин Г., Материалы к строению террас Донца, „Изв. геолого-развед. объединения“, в. 20, 1931.
148. Соболев Д., Эскиз геоморфологии Украины, „Бюл. Мос. общ. ест.“, т. VII, 1928.
149. Соболев Д., К геоморфологической характеристике Киевского Полесья, „Вестн. геол. ком.“, т. III, в. 6, 1928.
150. Соболев Д., По поводу работы Б. Л. Личкова „К вопросу о террасах Днепра“ (статья вторая), „Изв. Укр. геол. ком.“, в. II, 1928.
151. Соболев Д., По поводу работы Б. Л. Личкова „К вопросу о террасах Днепра“, „Изв. укр. отд. геол. ком.“, т. II, 1928.
152. Соболев Д., О стратиграфии плейстоцена и геоморфологии окрестностей с. Михайловки Лебединского района, „Вестн. укр. отд. геол.“, 1929.
153. Соболев Д., Про гляціодислокацію, „36. пам. Тутковського“, т. I, 1931.
154. Соболев Д., О четвертичном морфогенезисе на Украине, „Тр. II Международной конф. АИЧПЕ“, в. II, 1933.
155. Соболев Д., Сводный геологический очерк бассейна р. Донца, Геологический очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.
156. Соболев Д., О геологических циклах и диалектике в геологии, „Пробл. советской геологии“, № 7, 1935.
157. Соболев Д., О неогеновых и четвертичных террасах Украины, „Советская геология“, № 6, 1938.
158. Соболев Д., К геологии и геоморфологии Полесья, „Вісн. УРГРУ“, в. 16, 1931.
159. Соболев Д., Геоморфологічні спостереження на Середньому Подніпрі, „Мат. досл. ґрунт. Укр.“, в. II, 1928.
160. Соболев Д., Природа Каневских дислокаций, „Бюл. МОИП“, 1926.
161. Соболев Д., О природе Каневских дислокаций, „Тр. I з'їзду в спр. вивчення продукції сил України“, т. I, „Геологія“, 1924.
162. Соболев С., Геоморфологія, четвертинні поклади і ґрунтові води долини р. Самари Дніпрянської, „Четв. період“, № 7, 1934.
163. Соболев С., Террасы р. С. Донец и его притоков. Отдельн. оттиск, 1936.
164. Соболев С., Карта глубины эрозии УССР. Почв. инст. им. В. Докучаева, Сб. № 1, 1936.
165. Соколов Н., К истории Причерноморских степей с конца тре-

тичного періода. „Почвоведение“, № 2, 1904, ст. 105 — 124, „Почвоведение“, № 2, 1904, ст. 105 — 124, № 3, ст. 197 — 220.

166. Соколов Н., Геологические исследования в южной части Мариупольского уезда Екатеринославской губ., „Изв. геол. ком.“, т. 18, СПб, 1899, ст. 1 — 36.

167. Соколов Н., Гидрогеологические исследования Херсонской губ. „Тр. геол. ком.“, т. XIV, № 2, 1896.

168. Соколов Д., Геологическое строение верхней части района Днепровского затопления. „Мат. к проекту проф. И. Г. Александрова“, в. VI, 1929.

169. Гаифильев Г., Болота и торфяники Полесья, СПб, 1895.

170. Гаифильев Г., Способы образования и распространения торфяных болот в Европейской России, „Тр. VIII съезда Рус. ест. общ.“, IX, СПб, 1899.

171. Тарап, До питання про річкові тераси в районі м. Харкова, „Праці Харк. т-ва досл. природи“, 1930.

172. Тетяев М., Геотектоника СССР, 1938.

173. Тилло А., Орография Европейской России на основании гипсометрической карты, „Изв. Рус. геогр. общ.“, т. XXVI, в. 1, 1890.

174. Тилло А., Опыт свода нивелировок Российской империи, СПб, 1881 — 1882.

175. „Торфовища України“, Ст. довідник Укр. філії Інторфу, Київ, 1930.

176. Тутковский П., Ископаемые пустыни северного полушария. Москва, 1910, ст. 1 — 373.

177. Тутковский П., Природна районізація України, ст. 1 — 79, Мапа природних районів України, Київ, 1922.

178. Тутковский П., Друмлиновий краєвид на Україні, „Вісник прир. сект. Укр. наук. т-ва“, т. I, 1922.

179. Тутковский П., Зональность ландшафтов и почв в Волынской губ., „Тр. общ. иссл. Волыни“, 1910, т. II, ст. 67 — 141.

180. Тутковский П., Геологический очерк Минской губ., в. 1. Киев, 1916.

181. Тутковский П., Геологические исследования вдоль строящейся Киево-Ковальской ж. д. „Изв. геол. ком.“, т. XXI, № 5 — 6, 1902.

182. Тутковский П., Конечные морены, валунные пески и озы в Южном Полесье, Киев, 1901.

183. Тутковский П., Узбережжя ріки Уборть, „Тр. фіз.-мат. відділу АН УРСР“, т. IV, 1925.

184. Тутковский П., Узбережжя р. Жерева, „Тр. фіз.-мат. від.“, т. I, в. 6, 1925.

185. Тутковский П., Узбережжя р. Вужу, „Наукові записки“, т. III, в. 2, 1926.

186. Тутковский П., Словечансько-Овруцький кряж та узбережжя р. Словечни, „Тр. фіз.-мат. від. УАН“, т. I, 1920.

187. Тутковский П., Полесская безвалунная область, её особенности и причины её происхождения, „Зап. Киевск. общ. ест.“, т. XIX, 1905.

188. Тутковский П., Орографический очерк Центрального и Южного Полесья, „Землеведение“, 1911.

189. Тутковский П., Побережье р. Норина в Овручском уезде, „Тр. общ. иссл. Волыни“, т. VI, 1911.

190. Тутковский П., Послетретичные озёра в северной полосе Волынской губ., „Тр. общ. иссл. Волыни“, т. IX, 1912, ст. 1 — 336.

191. Тутковский П., Песчаные озы в Киевской и Волынской губ., „Зап. общ. ест.“, т. XVIII, 1904, год. отчёт за 1901, ст. 11.

192. Усенко К., Оро-гидрографический очерк бассейна р. С. Донца, „Геологический очерк бассейна р. Донца“, 1936, ОНТИ.

193. Усенко К., Геологическое описание долины правых притоков бассейна р. С. Донца от г. Изюма до устья, „Геологический очерк бассейна р. Донца“, ОНТИ, 1936.

194. Успенская Ю. и Соболев Д., Геологический и геоморфологический очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.

195. Фаас А., 47-й лист 10-вёрстной геологической карты России, 1912.

196. Фредерикс Г., Четвертинні рухи земної кори, „Зб. пам'яті Тутковського“, т. I, 1932.

197. Хоменко И., К вопросу о возрасте песчаногалечных отложений гор. Тирасполя, „Зап. Новорос. общ. ест.“, т. 32, Одесса, 1928, ст. 1 — 25.

198. Черногорова М., К вопросу о петрографии Карпатской гальки, „Вестн. Укр. огд. геол. ком.“, № 18, 1929.

199. Чирвинский В., Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра між Києвом і Золотоношею, „Тр. прир.-тех. від. АН УРСР“, № 14, 1931.

200. Чирвинский В., Геологический путеводитель по Киеву. „Путеводитель экскурсий II конф. АИЧПЕ“, 1932.

201. Чирвинский, К истории Днепровской долины, „Вісник Укр. район. Г. Р. Упр.“, в. 16, 1931.

202. Чирвинский В., О связи между высотой залегания кристаллических пород и современным рельефом в районе Умань — Звенигородка, „Вісн. Укр. від. геол. ком.“, № 11, 1928.

203. Чирвинский В., Материалы к познанию химического петрографического состава ледниковых отложений юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова, „Зап. Киев. общ. ест.“, т. XXIV, 1914.

204. Чернышёв Б., О карстовых явлениях в Донецком бассейне, „Землевед.“, 28, в. 3 — 4, 1926.

205. Геология СССР, т. 5, 1944.

З М І С Т

	Стор.
Вступ	3
З історії вивчення рельєфу УРСР	5

Геоструктура УРСР.

I. Геоструктура і рельєф	9
Загальна характеристика	9
Основні риси геоструктури УРСР	10
II. Глибинна геологія	13
Загальна характеристика	13
Кристалічний докембрійський фундамент	14
Структура палеозою	17
Структура мезозою	20
Структура кайнозою	23
III. Геоструктурні райони	29
Загальна характеристика	29
Азовсько-Подільський кристалічний масив	30
Дніпровсько-Донецька западина	32
Донецький кряж	35
Азовська і Причорноморська западини	36
Карпати	37
Розвиток геоструктури УРСР	39
IV. Орографія і річкова сітка	43

Геоморфологічне районування УРСР

Загальна характеристика	47
Геоморфологічні райони	49

Геоморфологічні райони УРСР

Полігенна рівнина

I. Придніпровська низовина	51
Загальна характеристика	51
Полісся	52
Лівобережна низовина	92
II. Правобережна височина	123
Загальна характеристика	123
Правобережжя	125
Волино-Подільське плато	146

	Стор.
III. Причорноморська низовина	156
IV. Донецький кряж	201
Карпатська гірська країна	225
Сучасний морфогенез	230
Література	234