

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE SKŁODOWSKA
LUBLIN – POLONIA

VOL. XIII, 1.

SECTIO B

1958

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi U. M. C. S.

Kierownik: prof. dr Adam Malicki

oraz

z Instytutu Geografii Bułg. Akad. Nauk

Dyrektor: prof. dr Złuzko Gylubow

Henryk MARUSZCZAK, Kirił MISZEW

**Zarys geomorfologiczny Równiny Naddunajskiej
w okolicy Widina**

**Геоморфологический очерк Придунайской равнины
в окрестности г. Видина**

**Essai de géomorphologie de la Plaine du Bas Danube
aux environs de Vidin**

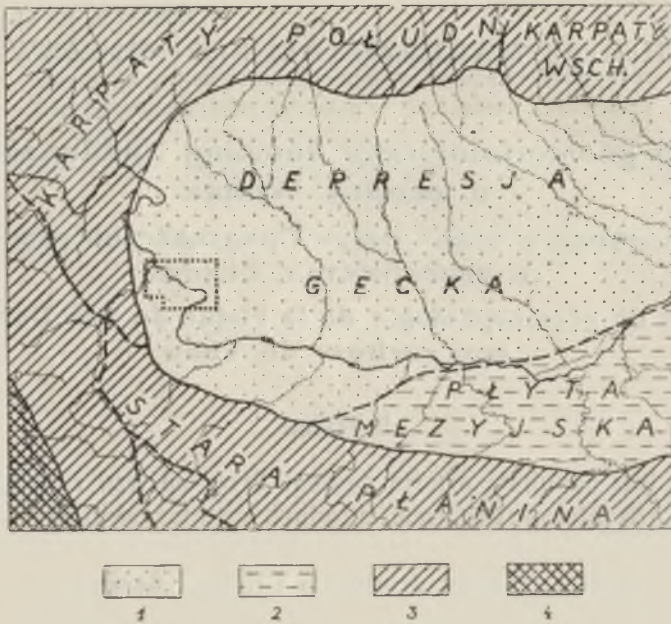
I. Wstęp

Dunaj jest osobiłą arterią wodną. Przecina trzy rozległe depresje tektoniczne, rozdzielone barierami młodych struktur fałdowych. W związku z tym na obszarze dorzecza Dunaju wyodrębniają się bardzo wyraźnie trzy wielkie baseny: górny, środkowy i dolny. Baseny te kontrastują, względnie małymi deniwelacjami, z otaczającymi je górami. Szczególnie słabo urzeźbione są baseny środkowy i dolny. Centralne ich części, wznoszące się do 200 m n. p. m., wyróżniane są niekiedy jako niziny: środkowo-naddunajska (Nizina Węgierska) i dolno-naddunajska (Nizina Wołoska)¹⁾. Jeżeli natomiast traktujemy łącznie niziny i otaczające je wyżyny przedgórskie, to można byłoby mówić analogicznie o równinie środkowo-naddunajskiej i dolno-naddunajskiej. W takim właśnie znaczeniu

¹⁾ Określenia »nizina środkowo-naddunajska« i »nizina dolno-naddunajska« użyte zostały przez J. Kondrackiego jako odpowiadające formom stosowanym w języku rosyjskim: »średnio-dunajskaja nizmiennost« i »niżnie-dunajskaja nizmiennost« (polskie tłumaczenie podręcznika B. F. Dobrynina: »Fizyczna geografija zapadnoj Jewropy«, PWN, Warszawa 1954). W takiej formie określenia te dotychczas nie były raczej stosowane w polskiej literaturze geograficznej i nie wiadomo czy – ze względu na ich pewną sztuczność, niewłaściwą dla naszego języka – będą powszechnie przyjęte.

użyte jest w tytule niniejszej pracy pojęcie Równiny Naddunajskiej dla oznaczenia basenu dolnego Dunaju. Dla wyjaśnienia należy dodać, że nie zastosowano tutaj określenia »Równina Dolno-naddunajska« ze względu na jego złożoność i wynikającą z tego niedogodność stosowania.

Obszar równin nad dolnym Dunajem otoczony jest z trzech stron łukiem górskim Karpat i Starej Płaniny (Bałkanów). W kierunku równoleżnikowym rozciąga się on około 500 km od Żelaznej Bramy do morza Czarnego, a w kierunku południkowym około 200 km.



Rys. 1. Szkic morfostrukturalny zachodniej części równin nad dolnym Dunajem (zestawiony na podstawie opracowań E. Bonczewa, M. Muratowa i innych). Granice opracowanego obszaru okolic Widina oznaczone kropkami.

Objaśnienie znaków: 1 — równiny wielkich zapadlisk śródgórskich wypełnionych osadami neogeńskimi; 2 — równiny obszarów płytowych, zbudowanych ze skał kredowych i przykrytych miejscami osadami trzeciorzędowymi; 3 — góry i przedgórza fałdowych struktur okresu alpejskiego; 4 — góry obszarów starych masywów.

Esquisse de la structure de la partie occidentale des plaines sur le bas Danube (composée sur les données des ouvrages de E. Bonczew, M. Muratow et d'autres auteurs). Les limites du territoire étudié (les environs de Vidin) sont marquées au pointillé. Légende: 1 — plaines des grands effondrements intermontagneux, comblés par des dépôts néogènes; 2 — plaines des plateaux construits en roches du crétacé qui sont couverts, par endroits, de dépôts tertiaires; 3 — montagnes et avant-pays des plissements alpins; 4 — montagnes-blocs.

Struktura geologiczna tej rozległej równiny jest stosunkowo prosta. Budujące ją osady mezozoiczne i kenozoiczne ułożone są prawie poziomo lub też są słabo tylko zdyzlokowane. Podłoże tych osadów tworzą niedostatecznie zresztą poznane, zniszczone struktury fałdowe orogenezy hercyńskiej, które na powierzchni występują jedynie w Dobrudży północnej. Biorąc pod uwagę ogólny styl tektoniczny tego obszaru E. Bonczew (1946, 1955) wyróżnia go jako Płytę Mezyjską, stanowiącą część składową wielkiej Płyty Pontyjskiej (2, 3 s. 65). Jednakże cechy budowy płytowej nie wszędzie występują na tym obszarze z jednakowym natężeniem. Najwyraźniej zaznaczają się one w pd.-wsch. jego części, po prawej stronie Dunaju, na terenie Bułgarii. Ta część Równiny Naddunajskiej we wszystkich opracowaniach geologicznych wyróżniana jest jako płyta. Niektórzy geografowie bułgarscy tylko do tego obszaru stosują nazwę »Płyta Mezyjska« (20 s. 44). W starszych pracach nazywano ją Płytą Północno-bułgarską. Natomiast część pn.-zach. Równiny, po lewej stronie Dunaju, interpretowana jest przez niektórych autorów, np. przez M. W. Muratowa (1949), jako obniżenie (zapadlisko) przedgórskie. Obniżenie to znane jest w literaturze rumuńskiej i bułgarskiej pod nazwą Depresji Geckiej, w zachodnio-europejskiej raczej jako Basen Dacki lub Niecka Wołoska, a w nowszych pracach rosyjskich jako Zapadlisko Wołoskie (2, 8, 16, 25, 35). W. Teisseyre, w opracowaniach w języku polskim, wyróżniał tę jednostkę strukturalną jako »zapadlisko geckie« (40 s. 246—247).

Różnicowanie strukturalne pn.-zach. i pd.-wsch. części Równiny Naddunajskiej powstało w trzeciorzędzie. W okresie tym na obszarze Płyty Północno-bułgarskiej przeważały ruchy dźwigające i związane z nimi fazy ładowego rozwoju. W tym samym czasie obszar Depresji Geckiej zapadał się, w związku z czym zgromadziły się tam grube serie osadów morskich, a pod koniec trzeciorzędu jeziornych. Szczególnie miąższe są serie miocenijskie (torton i sarmat) oraz pliocenijskie. Grubość ich wzrasta z południa ku północy i w przykarpackiej części depresji dochodzi do kilku kilometrów. Ze wzrostem miąższości osadów neogeńskich zmienia się nieco także ogólny styl tektoniczny Depresji. W północnej jej części potężna, neogeńska seria sedimentacyjna została nawet częściowo sfałdowana w końcowej fazie gorótwórczości alpejskiej. W ten sposób osady pliocenijskie weszły w skład struktur fałdowych Karpat Wschodnich. W południowej natomiast części niezbyt miąższy sarmat i pliocen jest ułożony prawie poziomo lub nieznacznie zdyzlokowany. Ta część podobna jest więc pod względem struktury do Płyty Północno-bułgarskiej. Dlatego też trudno jest wyznaczyć jakąś linię, która dzieliłaby obszary

różniące się budową geologiczną. Granicę południową Depresji Geckiej określa się więc na ogół w oparciu o zasięg osadów plioceńskich. W takim ujęciu Depresja obejmuje nie tylko obszary po lewej, ale także i po prawej stronie Dunaju (rys. 1). Ta »prawostronna« część Depresji, obejmująca tereny położone na zachód od Iskyru, wyróżniana jest jako *Basen Łomski* (16, 33, 34). Nazwa ta pochodzi od rzeki Łom.

Dwie główne jednostki strukturalne równin nad dolnym Dunajem nie różnią się więc zbyt zasadniczo pod względem budowy geologicznej. Fakt ten decyduje o braku poważniejszego zróżnicowania morfologicznego. Pewne odrębności urzeźbienia tych obszarów uwarunkowane są nie tyle budową, ile raczej czasem trwania ostatniego okresu subaeralnego rozwoju rzeźby oraz właściwościami litologicznymi występujących na powierzchni osadów przedczwartorzędowych. Z obszaru Płyty Północno-bułgarskiej morze wycofało się ostatecznie w górnym miocenie, a w niektórych jej częściach nawet wcześniej. Tak więc atakowana jest ona przez siły egzogeniczne znacznie dłużej niż Depresja Gecka, która przez cały prawie okres plioceński była zbiornikiem morskim i jeziornym. W związku z tym Płyta (część Równiny Naddunajskiej położona na południe Dunaju i na wschód od Iskyru) jest na ogół silniej rozcięta niż Depresja. Dalsze różnice, zaznaczające się w drugorzędnych cechach rzeźby, wynikają z tego, że pierwszy z tych obszarów zbudowany jest głównie z wapieni i margli, a drugi z piasków, piasków ze żwirami oraz glin i ilów.

Równina Naddunajska w okolicy Widina rozpościera się u podnóża Karpat Południowych i Starej Płaniny, w miejscu, w którym te dwa łańcuchy młodych gór fałdowych stykają się ze sobą (rys. 1). W granicach opracowanych obszar ten w całości należy do pd.-zach. peryferii Depresji Geckiej. W części przypowierzchniowej budują go osady sarmackie i plioceńskie, zalegające prawie poziomo, a ściślej określając zapadające nieznacznie ku pn.-wsch. Zgodnie z kierunkiem nachylenia warstwu, ku centralnej części Depresji, wzrasta ich miąższość. W tym samym kierunku pojawiają się osady coraz młodsze. Uwarunkowane to jest charakterem rozwoju basenu geckiego, którego powierzchnia w pliocenie zmniejszała się stopniowo, przy czym linia brzegowa przesuwiała się ku pn.-wsch. Z wydarzeniami tymi związane było formowanie się powierzchni »wyjściowej« dla rozwoju współczesnej rzeźby okolic Widina. Była to powierzchnia dość równa, prawie płaska. Wody Dunaju rozcięły ją w czwartorzędzie. W ten sposób powstała bardzo szeroka dolina ze wspaniale rozwiniętymi, rozległymi poziomymi terasowymi. Stanowią one

najbardziej równinne elementy w krajobrazie interesującej nas części Równiny Naddunajskiej.

Stosunki geomorfologiczne obszaru omawianego są stosunkowo słabo poznane. Zarówno w literaturze bułgarskiej jak i rumuńskiej brak jest specjalnych opracowań, które przedstawiałyby całokształt interesującej nas problematyki. Dlatego też w przeglądzie badań dotychczasowych wymienimy różne opracowania, przede wszystkim geologiczne, w których podane zostały chociażby tylko marginesowo uwagi dotyczące rzeźby.

Niektóre uwagi dotyczące stosunków morfograficznych bezpośrednio okolicy Widina znajdujemy w opublikowanej w r. 1911 pracy geologa St. Bonczewa. W związku z badaniami hydrogeologicznymi, wykonanymi dla określenia możliwości zaopatrzenia miasta w wodę, dał on stosunkowo dobry obraz stosunków geologicznych wschodniej części opracowanego przez nas obszaru. Z punktu widzenia problematyki geomorfologicznej szczególnie ważne było określenie stratygrafii utworów czwartorzędowych oraz przedstawienie profili terasy nadzalewowej Dunaju. Znacznie mniej uwag natury geomorfologicznej znajdujemy w studium petrograficzno-geologicznym G. Bonczewa z r. 1930 i w pracy R. Beregowa z r. 1937. Bardziej interesująca była natomiast praca G. Gunczewa z r. 1933, dotycząca lessów północnej Bułgarii. Autor ten wyraża pogląd, że Nizina Widińska — podobnie jak i inne niziny nad Dunajem — powstała w wyniku zasypania bagien nadrzecznych pyłem lessowym transportowanym przez wiatry pn.-wsch. w czasie ostatniego zlodowacenia. Specjalne studium poświęcone rzeźbie »lessowej« interesującego nas obszaru opublikował w r. 1942 K. Krystew. Daje on także najpełniejsze zestawienie danych dotyczących rzeźby wydmorej w okolicy wsi Bregowo i Nowo Seło. Nawiązując do poglądów G. Gunczewa (1933) i D. Jaranowa (1938) odnośnie warunków panujących w okresie akumulacji lessów, stara się wyjaśnić genezę wydmy. Uważa on mianowicie, że wydmy powstały tak jak i lessy w wyniku działania wiatrów pn.-wsch. Marginesowe uwagi natury morfograficznej znajdują się także w pracy E. Kynczewej z r. 1944, poświęconej powodzi na Dunaju.

Po ostatniej wojnie światowej wykonane były w okolicy Widina badania hydrogeologiczne, których wyniki nie zostały jednak opublikowane. Badania te były prowadzone w związku z projektami prac hydromelioracyjnych. Tak więc w r. 1952 N. Nedew opracowywał stosunki hydrogeologiczne Niziny Widińskiej oraz okolic wsi Bregowo i Nowo Seło. W latach 1955—1957 T. Kapitownowa prowadziła badania w związku z projektem budowy widińskiego systemu irygacyjnego. W r. 1957 przy-

gotowana została dokumentacja do projektu urządzeń umacniających brzeg Dunaju na północ od Widina. Wykonano przy tym wiercenia, które pozwoliły określić główne odmiany facjalne i miąższość utworów czwartorzędowych budujących najniższe terasy rzeczne. Z powojennych opracowań publikowanych wymienić należy obszerne studium D. J a r a n o w a z r. 1956 o lessach bułgarskich, w którym znajdujemy materiały z zakresu problematyki morfologii i czwartorzędu okolic Widina.

Pozostaje jeszcze do omówienia kilka prac rumuńskich. Najstarsza z nich to obszerne studium wydm Oltenii (zachodnia część Niziny Wołoskiej), opublikowane w r. 1923 przez M. S t. J o n e s c o - B a l e a. W części wstępnej tego studium podana jest ogólna charakterystyka morfologiczna równin Oltenii i doliny Dunaju. W części zasadniczej przeprowadzona jest szczegółowa analiza wydm z opisem poszczególnych regionów wydmowych. Według tego autora źródłem materiału wydmowego były aluwia Dunaju transportowane przez wiatry zachodnie. Pomimo, że praca ta dotyczy rozległego regionu, to jednak zawiera sporo konkretnych faktów odnoszących się do rumuńskiej części obszaru przedstawionego na naszej mapie. Autorem następnych dwu prac jest P. C o t e t. W r. 1951 opublikował on, jako załącznik do rozdziału »geomorfologia« w podręczniku inżynierii górniczej, mapkę teras rumuńskiego odcinka Dunaju. Obszerniejszą analizę tych teras na obszarze Oltenii przedstawił C o t e t w pracy z r. 1954, dotyczącej przełomu Żelaznej Bramy.

Podstawą niniejszego opracowania są materiały zebrane przez obu autorów w terenie oraz dane zaczerpnięte z literatury i nieopublikowanych elaboratów dokumentacyjnych (wiercenia). W oparciu o te materiały wykonana została mapa geomorfologiczna obejmująca obszar o powierzchni 1030 km² po obu stronach, bułgarskiej i rumuńskiej, Dunaju (mapa poza tekstem).

Badania terenowe po prawej (bułgarskiej) stronie Dunaju przeprowadzone były wspólnie przez obu autorów w październiku r. 1957. Natomiast po lewej (rumuńskiej) stronie niektóre obserwacje miał możliwość wykonać K. M i s z e w w r. 1954. Badania z r. 1957 wykonane były głównie w celu zebrania materiałów ilustrujących rzeźbę obszarów lessowych oraz stosunek wzajemny piaszczystych utworów wydmowych i lessowych

występujących w okolicy Widina²). Dlatego też w niniejszym zarysie rzeźby poszczególne problemy potraktowane zostały nierównomiernie. Szczególną uwagę zwrócono na zagadnienie teras Dunaju. Wykorzystane zostały przy tym bardzo cenne materiały, w postaci opisów wierceń, z dokumentacji hydrogeologicznych (1 a, 22, 36).

Opracowanie podzielono na trzy części. Pierwsza przedstawia obraz rzeźby wierzchowiny przedgórskiej. W drugiej omówiono szeroko pojętą dolinę Dunaju z całym systemem jej rozległych teras. Zarys rozwoju rzeźby, podany dla obu tych obszarów łącznie, jest przedmiotem trzeciej, ostatniej części.

II. Wierzchowina przedgórska

Obszar wierzchowinowy równiny obejmuje stosunkowo niewielką, pd.-zach. część terenu przedstawionego na załączonej mapie. Jest to pagórkowata kraina, silnie rozcięta przez doliny rzeczne i suche oraz parowy. Wysokości dochodzą do 200–250 m n. p. m., tzn. że teren ten można zaliczyć do wyżyn. Najwyższe pagórki mają równe, prawie płaskie powierzchnie grzbietowe, układające się w poziom podnoszący się stopniowo ku pd.-zach., w stronę pogórza karpackiego i staro-płanińskiego. Na pn.-wsch. wierzchowina sięga do Dunaju, a wyraźna jej krawędź tworzy tutaj stromy i wysoki brzeg rzeki między wsiami Nowo Selo i Jasen (fot. 1). Od pn.-zach. stoki jej opadają w stronę układających się w kilku stopniach poziomów terasowych Dunaju i Timoka. Natomiast od pd.-wsch. krawędź oddziela ją od płaskiej powierzchni niższych teras Dunaju, wyróżnianych na tym odcinku pod nazwą Niziny Widińskiej³).

²) Badania, które przeprowadziłem wspólnie z kolegą K. Miszewem w okolicy Widina, były wykonane jako jeden z punktów planu pobytu w Bułgarii w okresie od 24. IX. do 28. X. 1957 r. Zasadniczym celem wyjazdu do Bułgarii, który miałem możliwość zrealizować dzięki uzyskaniu stypendium naukowego z Ministerstwa Szkolnictwa Wyższego, było przeprowadzenie obserwacji porównawczych nad rzeźbą obszarów lesowych. Wyniki tych obserwacji przedstawione zostaną w odrębnym opracowaniu przygotowywanym do druku. Ogólny przegląd problematyki geomorfologicznej, z którą mogłem się zaznajomić bezpośrednio w terenie dzięki pomocy organizacyjnej Instytutu Geografii Bułgarskiej Akademii Nauk, przedstawiony został w »Sprawozdaniu z pobytu w Bułgarii« (29). (H. M.)

³) Nazwa »Nizina Widińska« używana jest przez geografów bułgarskich właściwie tylko dla oznaczenia obszaru terasy zalewowej. W okolicy Widina jest ona bardzo rozległa, co po bułgarskiej stronie Dunaju jest raczej zjawiskiem wyjątkowym. Rozciąga się ona uzdłuż rzeki około 20 km, a jej szerokość wynosi do 6 km.

Wierzchowina zbudowana jest ze skał sarmackich i plioceńskich przykrytych miejscami, głównie na dnach dolin, cienką warstwą osadów czwartorzędowych. Skały sarmackie występują na powierzchni w pd.-zach. części wierzchowiny, do linii łączącej wieś Delejna i Kalene, tzn. na bardzo niewielkim skrawku obszaru przedstawionego na naszej mapie. Wykształcone są one głównie w postaci wapieni i piaskowców wapienistych, charakteryzujących się znaczną porowatością i silną przepuszczalnością. W profilu pionowym tej serii występują dwa lub trzy poziomy przewarstwienia gliniasto-marglistych, z którymi związane są horyzonty wodonośne. W związku z tym gliniaste margle tworzą podłoże, na którym rozwijają się zsuwy. W wapieniach natomiast występują miejscami zjawiska krasowe (formy krasu »pokrytego«). U podstawy serii sarmackiej, o miąższości ponad 100 m, występują niebieskawo-szare iły margliste, które St. Bonczew (1911) zaliczył do środkowego miocenu (piętro vindobońskie). Wschodnie ich są nieliczne, w związku z tym w rzeźbie nie odgrywają one poważniejszej roli.

Poza linią zwartego zasięgu, tzn. prawie na całym obszarze wierzchowinowym objętym załączoną mapą, skały sarmackie występują pod pokrywą osadów plioceńskich. Odsłaniają się więc tylko w głębokich wcięciach dolinnych. Większy, izolowany płat wychodni wapieni sarmackich znajduje się nad brzegiem Dunaju, koło wsi Florentin (pomiędzy Nowo Selo i Jasen). Jest to zwięzła odmiana, zawierająca dużo skamienia. Materiał skalny eksploatowany jest tam w kamieniołomie istniejącym od dawna.

Powierzchniowo znacznie rozleglejszy jest obszar występowania skał plioceńskich. W dolnej części tej serii skalnej występują szaro-sine i szaro-zielonkawe iły oraz gliny margliste i piaszczyste, zawierające szczątki typowych dla pliocenu *Dreissensii* i *Congerii*. Są one szeroko rozprzestrzenione i tworzą pokład, na którym gromadzą się wody gruntowe. Charakter zwierciadła tych wód, oraz rozmieszczenie odsłoneń glin, wskazuje, że zapadają one bardzo słabo ku pn.-wsch. Na glinach spoczywa stosunkowo cienka warstwa żółtawych i rudawych plioceńskich piasków drobno- i grubo-ziarnistych z przewarstwieniami gliniastymi i żwirowymi. Miąższość tych piasków w okolicy wsi Gymzowo dochodzi do 15 m (22).

Osady czwartorzędowe występują głównie na dnach dolin. Są to piaski i żwiry rzeczne. Poza dolinami, na najwyższym poziomie i stokach, występują miejscami na peryferii obszaru wierzchowinowego lessy i gliny lessowe. W profilu osadów czwartorzędowych podkreśla się prawie zupełny brak pokrywy staroczwartorzędowej.

wych żwirów, która występuje pospolicie na wschód od obszaru badanego, w Basenie Łomskim (33, 34).

Następstwo wiekowe warstw osadów plioceńskich, a mianowicie występowanie ku pn.-wsch. skał coraz młodszych, geografowie bułgarscy wiążą z przesuwaniem się w tym samym kierunku linii brzegowej Basenu Dackiego. W lewancie ta linia brzegowa znajdowała się prawdopodobnie w niewielkiej odległości na pn.-wsch. od obszaru wierzchowinowego. Powstała tutaj wówczas przybrzeżna powierzchnia denudacyjna (częściowo także abrazyjna). Powierzchnia ta była jeszcze »czynna« na początku czwartorzędu. Wskazują na to pokrywające ją żwiry staroczwartorzędowe (14, 16, 18, 19, 34). Na omawianym obszarze zachowała się ona w postaci stosunkowo niewielkich fragmentów, tworzących obecnie najwyższy poziom wierzchowinowy. Jego wysokość bezwzględna wynosi od około 250 m na pd.-zach., do około 200 m na pn.-wsch., a wysokość względna 170–200 m. Biorąc pod uwagę tę ostatnią wysokość należałoby paralelizować naszą powierzchnię z wyróżnionym przez P. C o t e t a (1954) na obszarze zachodniej części Niziny Wołoskiej poziomem »Erghevita« (wysokość względna 210–220 m). Do takiej paralelizacji upoważnia nas także to, że wspomniany autor datuje swój poziom jako preglacjalny (9).

Słabe zachowanie się plioceńskiej powierzchni jest następstwem silnego rozcięcia erozyjnego, które rozwinęło się w czwartorzędzie w miarę formowania się arterii rzecznych. Z rozcięciem tym mogło być związane usunięcie żwirów staroczwartorzędowych, które — jak już wspomniano — spotyka się dzisiaj wyjątkowo rzadko. Rozwojowi erozji w tym ostatnim okresie sprzyjało bliskie położenie bazy erozyjnej w postaci zwierciadła wód Dunaju, oraz znaczne wysokości względne. Dzięki temu w obszarze wierzchowinowym rozwinęta jest stosunkowo gęsta sieć dolinna. Wskaźnik gęstości tej sieci waha się w dość dużych granicach i wynosi od około 0,5 do około 3,0 km na 1 km². Nie ulega wątpliwości, że czynnikiem sprzyjającym formowaniu się dolin było występowanie nieprzepuszczalnego podłoża glin plioceńskich. Doliny, zarówno rzeczne jak suche, są stosunkowo wąskie i względnie głębokie. Cechy te zaznaczają się szczególnie ostro na skrajnym pd.-zach., tzn. tam gdzie są one wcięte w sarmackie wapienie. Zbocza zbudowane z tych skał są strome.

Urozmaicają je zsuwy w miejscach występowania przewarstwień gliniastych. Doliny wycięte w skałach plioceńskich są zwykle nieco szersze i nie mają tak stromych zboczy.

Dość gęsta sieć dolin stwarza dobre warunki drenażowe. Na skutek tego ilość stałych strug wodnych jest stosunkowo niewielka, pomimo

występowania podłoża nieprzepuszczalnych glin pliocenijskich. Największą rzeką odwadniającą obszar wierzchowiowy jest Topolowica. Nasza mapa geomorfologiczna obejmuje jednak tylko niewielki odcinek jej biegu poniżej wsi Gradec. Natomiast druga co do wielkości, rzeka Delejnska, znajduje się prawie w całości na obszarze objętym mapą. Obie odprowadzają swe wody bezpośrednio do Dunaju przez obszar Niziny Widińskiej. Niegdyś ujście ich znajdowało się na północ od Widina. Obecnie dolny bieg jest uregulowany i ujęty we wspólny kanał skierowany na pd.-zach. od miasta. Dorzecza obu tych potoków obejmują pd.-wsch. część wierzchowiwy. W tej części znajduje się jeszcze jeden mały potok, Negowanski, na południe od wsi Jasen. Prowadzi on jednak mało wody, tak że zanika u wylotu doliny na Nizinę Widińską. Z części pn.-zach. wierzchowiwy wody odprowadzane są do Timoka. Po tej stronie znajduje się tylko jeden niewielki, stały potok Bregowski.

Wszystkie rzeki obszaru wierzchowiowego są niewielkie; długość rzeki Delejnskiej wynosi zaledwie około 30 km. Dlatego też ich doliny należą do najprostszego typu i w górnym oraz środkowym biegu niewiele się różnią od dolin większych potoków okresowych. Dopiero w pobliżu wylotu z obszaru wierzchowiowego na otaczające je równiny terasowe, profil poprzeczny dolin jest bardziej złożony. Ponad dnem (terasą zalewową) znajdują się miejscami niewielkie fragmenty terasy nadzalewowej.

III. Dolina Dunaju z poziomami terasowymi

Dolina dolnego Dunaju w szerszym pojęciu, obejmującym wszystkie poziomy teras rzecznych, jest bardzo rozległą, szeroką formą. Przeciwległe jej brzegi na omawianym obszarze znajdują się w odległościach rzędu 20–50 km. Przy takiej szerokości doliny zbocza, osiągające 100, czy nawet więcej metrów wysokości, nie odgrywają poważniejszej roli w krajobrazie. W ten sposób obserwator, znajdujący się w środku doliny, ztraca niejako poczucie jej formy. Dlatego też bardziej przekonujące i przemawiające do wyobraźni takiego obserwatora może być węższe pojęcie doliny Dunaju odpowiadające młodszemu, holocenijskiemu wcięciu rzeki. Dolina w takim ujęciu — obejmująca koryto rzeczne z terasami zalewowymi, tzn. właściwe dno współczesne z jego brzegami — osiąga na omawianym obszarze 1–9 km szerokości. Zbocza jej mają kilka do kilkunastu metrów wysokości, a w licznych miejscach, w których rzeka podcięła wyższe poziomy terasowe, nawet do kilkudziesięciu metrów.

W zarysie rzeźby doliny Dunaju omówione będą przede wszystkim poziomy terasowe, a następnie występujące w ich obrębie drugorzędne formy urozmaicające.

T e r a s y D u n a j u

Dolinne poziomy terasowe stanowią dominujący element morfologiczny omawianej części Równiny Naddunajskiej. Poziomów tych wyróżniliśmy sześć. Na mapie jednak dwa najniższe oznaczone zostały wspólną sygnaturą. Zestawienie ich w kolejności od niższych, a więc młodszych, do wyższych, tzn. starszych, oraz wysokości względne w stosunku do średniego poziomu wód Dunaju, przedstawiają się następująco:⁴⁾

I. terasa zalewowa 1	3 — 5 m
II. terasa zalewowa 2	5 — 7 m
III. terasa nadzalewowa 1	12 — 20 m
IV. terasa nadzalewowa 2	25 — 35 m
V. terasa nadzalewowa 3	50 — 70 m
VI. terasa nadzalewowa 4	80 — 95 m

Należy podkreślić, że obie terasy zalewowe oznaczone zostały wspólną sygnaturą, ponieważ nie mieliśmy podstawy do wyodrębnienia ich na obszarze przedstawionym na mapie. Wszystkie te poziomy dzielimy na trzy następujące grupy: 1 — niskie (terasa I i II), 2 — średnie (terasa III i IV) i 3 — wysokie (terasa V i VI). Podział ten oparty jest nie tylko na różnicach hipsometrycznych czy wiekowych, ale uzasadniony jest także — jak się przekonamy — z genetycznego punktu widzenia. Terasy rozpatrujemy w kolejności od najmłodszych do najstarszych, po-

⁴⁾ Terasy Dunaju wyróżnione zostały w oparciu o obserwacje po bułgarskiej stronie obszaru przedstawionego na naszej mapie. P. C o t e t wyodrębnił — na podstawie badań w Oltenii (zach. część Niziny Wołoskiej, obejmująca także »rumuńską« część naszego obszaru), poniżej przełomu Żelaznej Bramy — 5 teras nadzalewowych, tzn. o jedną więcej niż my (8, 9). Nazwy i wysokości względne tych teras przedstawiają się według tego autora następująco:

1. Ciuperceni	7 — 10 m
2. Corabia	17 — 20 m
3. Bailesti	27 — 35 m
4. Flamanda	50 — 65 m
5. Perisoru	80 — 115 m

Jeśli pominiemy najniższą z nich, to stwierdzimy, że pozostałe swoimi wysokościami na ogół dość dobrze odpowiadają wyróżnionym przez nas czterem terasom nadzalewowym. Warto podkreślić, że nasza pierwsza terasa nadzalewowa ma znacznie większą rozpiętość hipsometryczną niż poziom Corabia wg Coteta i swoją dolną granicą zbliża się do najniższej terasy autora rumuńskiego.

nieważ ułatwi nam to prawidłowe ustalenie następstwa i wieku wydarzeń kształtujących dolinę Dunaju. Nie mamy bowiem podstaw do określenia wieku najstarszej, a natomiast nie ulega najmniejszej wątpliwości, że najmłodsza (najniższa) jest współczesnym, rozwijającym się poziomem dennym.

Terasy niskie (zalewowe). Jak już wspomniano można wyróżnić dwie terasy zalewowe. Niższa wznosi się 3–5 m ponad poziom rzeki, a wyższa 5–7 m⁵⁾. Wysokość bezwzględna obu tych teras w okolicy Widina wynosi 30–35. Powierzchnia ich w ogólnych zarysach jest równa i przeważnie płaska, monotonna. Ożywia się ona tylko tam, gdzie występują wały nadrzeczne, starorzeczca i małe wydmy. Te formy drugorzędne często utrudniają rozgraniczenie obu wyróżnionych teras zalewowych. Ze względu na to, oraz z uwagi na brak dostatecznej ilości danych natury geologicznej, terasy te omawiamy łącznie.

Współczesne dno doliny zbudowane jest z holocenijskich osadów, głównie typu madowego. Odślaniają się one powszechnie w stromych, obrywistych brzegach koryta, wznoszących się do kilku metrów. Są to przeważnie mady piaszczysto-pylaste, warstwowane, zabarwione szaro-żółtawo (szaro z odcieniem żółto-brunatnym). Wiercenia wykonane w okolicy Widina pozwalają bliżej określić charakter utworów występujących poniżej poziomu wód rzecznych. Skrócony opis profilu jednego z tych wierceń przedstawia się następująco:

P r o f i l I.

(wiercenie w odległości 10 km na ENE od Widina, na NW brzegu wyspy Gołnija, w punkcie o wysokości 32 m n. p. m.)⁶⁾

a) 0 – 0,80 m.	Poziom humusowy, piaszczysty.	} holocen
b) 0,80 – 5,20 m.	Piasek gliniasty.	
c) 5,20 – 13,00 m.	Piasek średni i drobny w stanie kurczawkowym.	
d) 13,00 – 22,60 m.	Żwirry z piaskiem.	} plejstocen
e) 22,60 – 23,15 m.	Otoczaki i żwirry z piaskiem.	
f) 23,15 – 23,85 m.	Glina drobnopiaszczysta, szaroniebieskawa.	} pliocen

⁵⁾ Dwie terasy holocenijskie Dunaju o podobnych wysokościach względnych wyróżniają autorzy węgierscy na obszarze Niziny Węgierskiej (11, 26, 37).

⁶⁾ Położenie profili (odstępień) opisanych w tekście oznaczone jest na załączonej do pracy mapie geomorfologicznej.

Utwory madowe reprezentują poziomy »a«, »b«, »c«. Ogólna miąższość tej serii wynosi 13 m, z tego około 8 m znajduje się poniżej poziomu rzeki. Warstwy »d«, »e« są produktem plejstocenijskiej akumulacji rzecznej. Warstwa »f« należy już do macierzystego podłoża pliocenijskiego.

Oprócz występujących w profilu I odmian mady w holocenijskiej serii akumulacyjnej spotykamy także miejscami utwory bagiennie. Stwierdzono je w rozszerzonym odcinku współczesnego dna, na linii dawnego zakola rzeczno-ego. Dla ilustracji podajemy profil odpowiedniego wiercenia:

P r o f i l I I.

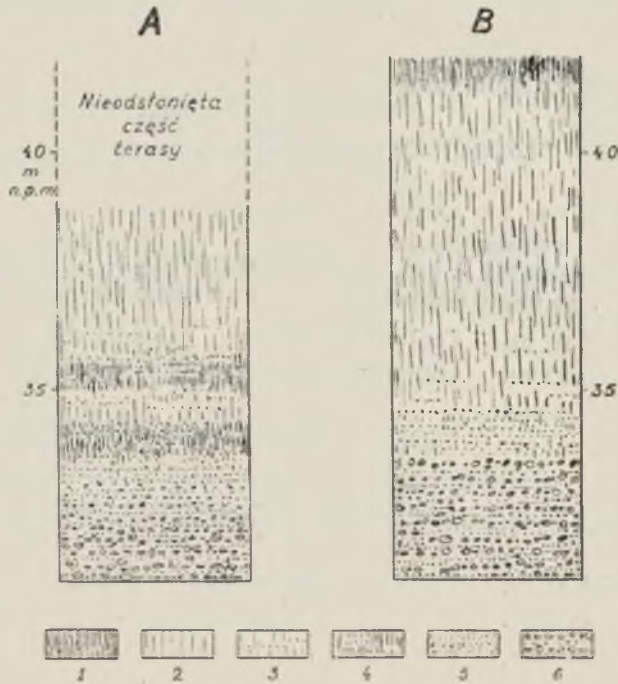
(wiercenie w odległości 5 km na WSW od Widina, w punkcie o wysokości 32,7 m n. p. m., w pobliżu krawędzi pierwszej terasy nadzalewowej)

a) 0 — 0,80 m.	Poziom humusowy, piaszczysty.	} holocen
b) 0,80 — 1,80 m.	Glina silnie piaszczysta, jasno-szaro-brunatnawa.	
c) 1,80 — 8,00 m.	Piasek pylasty, szarawo-żółto-rdzawy.	
d) 8,00 — 12,00 m.	Utwór bagienny, gliniasto-piaszczysty, szary.	
e) 12,00 — 13,70 m.	Żwir o wymiarach do 4 cm.	} plejstocen
f) 13,70 — 16,00 m.	Żwir drobny z piaskiem.	
g) 16,00 — 22,00 m.	Glina szaro-niebieskawa.	} pliocen

Interpretacja opisanych tutaj przykładowo i innych profili wierceń wskazuje, że ogólna miąższość utworów holocenijskich na dnie doliny waha się w granicach od 5 do 15 m. Spąg tych utworów występuje od około 17 do 26 m n. p. m. Poniżej tego poziomu we wszystkich wierceniach stwierdzone zostały żwiry z otoczkami i piaskiem. Żwiry te reprezentują plejstocenijską serię akumulacji rzecznej. Górna powierzchnia warstwy żwirowej jest nierówna. Można więc przypuszczać, że nie jest ona formą pierwotną, akumulacyjną. O tym, że jest to raczej powierzchnia erozyjna zdaje się świadczyć fakt występowania w jej obrębie znacznych deniwelacji (8–9 m na odcinku 2 km). Pokrywa żwirowa wykazuje także zmienną miąższość, wahającą się w granicach od około 4 do 20 m. Spoczywa ona na nierównej, erozyjnej powierzchni glin pliocenijskich, wznoszącej się przeważnie 12–18, a miejscami zaledwie około 6 m n. p. m.

Bardziej szczegółową analizę morfogenetyczną przedstawionej budowy geologicznej dna doliny można będzie przeprowadzić dopiero po omówieniu wyższych, nadzalewowych poziomów terasowych. Obecnie możemy tylko stwierdzić, że dno to przedstawia typowy poziom akumu-

lacyjny. Budujące ten poziom młode, holocenijskie osady bagienne i przede wszystkim powodziowe (mady), przykrywają starsze, nierówne, prawdopodobnie erozyjne dno wyrzeźbione w plejstocenijskich żwirach.



Rys. 2. Profile litologiczne osadów budujących górną część pierwszej terasy nadzalewowej: A — we wsi Gomotarci (profil III według tekstu) i B — pomiędzy wsią Wrow i Nowo Seło (profil V według tekstu).

Objaśnienie znaków: 1 — gleba współczesna; 2 — utwory pylaste i pylasto-piaszczyste bez wyraźnego warstwowania; 3 — utwory pylaste z przewarstwieniami piaszczystymi; 4 — kopalne poziomy wietrzniowo-głębokie rozwinięte na utworach jak pod 3; 5 — utwory piaszczyste i piaszczysto-pylaste z przewarstwieniami żwirowymi; 6 — piaski ze żwirami i żwiry wyraźnie warstwowane.

Profils lithologiques des dépôts construisant la partie supérieure de la première terrasse: A — du village de Gomotarci (profil III du texte); B — entre les villages de Wrow et Nowo Seło (profil V du texte).

Légende: 1 — sols contemporains; 2 — dépôts limoneux et limono-sablonneux sans stratification distincte; 3 — dépôts limoneux avec couches sablonneuses; 4 — sols fossiles développés sur des dépôts comme ci-dessus; 5 — dépôts sablonneux et sablo-limoneux avec couches de graviers; 6 — sables avec graviers et graviers à stratification distincte.

Terasy średnie (terasa nadzalewowa 1 i 2). Dwie niższe terasy nadzalewowe wznoszą się nad poziom rzeki 12–20 m i 25–35 m. Pierwsza oddzielona jest wyraźną krawędzią, kilka do 10 m wysoką, od

poziomu zalewowego, względnie kończy się znacznie wyższym brzegiem w odcinkach bezpośrednio podmywanych przez rzekę. Poziom ten osiąga do kilku kilometrów szerokości i podnosi się łagodnie w kierunku kolejnej, wyższej terasy. Granica tej drugiej terasy jest znacznie słabiej zaznaczona niż omówiona już krawędź pierwszej. W wielu miejscach wyższa terasa (25–35 m) przechodzi stopniowo, prawie niepostrzeżenie, w niższą. Powierzchnia teras średnich, a szczególnie drugiej, nie jest tak płaska jak powierzchnie zalewowe. Można je określić jako lekko faliste, a miejscami nawet faliste (fot. 1). Rozcinają je doliny rzeczne oraz stosunkowo rzadko występujące i słabo rozwinięte, szerokie obniżenia nieckowate dolinnego typu. Z innych form urozmaicających ich rzeźbę zasługują na uwagę przede wszystkim wydmy.

Budowa geologiczna obu teras jest w ogólnych zarysach dość podobna. W obu stwierdzamy bowiem występowanie akumulacyjnej pokrywy pylasto-piaszczystej u góry i żwirowo-piaszczystej u dołu. Jedne i drugie są utworami plejstoceńskimi i spoczywają na podłożu plioceńskim. Przy tym ogólnym podobieństwie zaznaczają się jednak pewne różnice bardziej istotne nawet niż różnica wysokości powierzchni terasowych.

Utwory budujące pierwszą terasę nadzalewową najłatwiej można zbadać w młodych obrywkach brzegowych Dunaju w okolicy wsi Wrow, Nowo Seło i Gomotarci. Na szczególną uwagę zasługują odsłonięcia we wsi Gomotarci ze względu na występowanie w nich poziomów zglinienia, podobnych do gleb kopalnych w lessach bułgarskich. Profil jednego z tych odsłonieć przedstawia się następująco (rys. 2 A):

P r o f i l III.

(obrywisko brzegowe i doły eksploatacyjne przy zachodnim krańcu wsi Gomotarci; strop odsłonięcia wzniesiony 39–40 m n. p. m., tzn. około 12 m nad poziom Dunaju; górna część utworów terasowych nieodsłonięta)

- a) 0 – 3,00 m. Utwór pylasty i pylasto-piaszczysty, szarawo-żółty, reagujący z HCl. Wyraźnych przewarstwień piaszczystych nie stwierdzono. Przechodzi stopniowo w poziom »b«.
- b) 3,00 – 5,50 m. Utwór pylasto-piaszczysty, albo gliniasty, z przewarstwieniami o zmiennym uziarnieniu, nie reaguje z HCl. W dolnej części w niektórych warstwach domieszka żwirów. Zabarwienie w części górnej i dolnej żółto-brunatne, w środku jaśniejsze, żółtawe.

- c) 5,50 – 8,00 m. Piaski warstwowane ze żwirami, przechodzące w żwirzy z piaskiem.

Podobny obraz przedstawiają profile wierceń wykonanych na pierwszej terasie nadzalewowej na południe od Gomotarci. Z uwagi na to, że sięgnęły one do podłoża plioceńskiego, przytaczamy dla ilustracji krótki opis jednego z tych wierceń:

P r o f i l IV.

(wiercenie w odległości 2,5 km na S od wsi Gomotarci, w punkcie o wysokości 46 m n. p. m.)

- a) 0 – 0,90 m. Poziom humusowy, pylasty.
 b) 0,90 – 6,20 m. Less piaszczysty, żółtawy.
 c) 6,20 – 14,00 m. Utwór piaszczysty słabo gliniasty, z domieszką żwirów o wymiarach do 5 cm i z przewarstwieniami pylasto-gliniastymi. Zabarwienie żółtawe i żółto-brunatnawe.
 d) 14,00 – 16,80 m. Piasek różnoziarnisty z drobnym żwirem.
 e) 16,80 – 28,90 m. Piasek ze żwirami i otoczkami.
 f) 28,90 – 30,00 m. Gлина (podłoże wieku plioceńskiego).

Odsłonięcia we wsi Nowo Selo i Wrow przedstawiają nieco inny układ warstw. Brak w nich bowiem poziomego zglinionego, żółto-brunatnego (rys. 2 B):

P r o f i l V.

(obrywisko brzegowe i doły eksploatacyjne pomiędzy wsiami Wrow i Nowo Selo; strop odsłonięcia wzniesiony 42 m n. p. m., tzn. około 14 m nad poziom Dunaju)

- a) 0 – 7,50 m. Utwór pylasty szarawo-żółty o dość jednolitym uziarnieniu, reaguje z HCl. Wyraźniejsze przewarstwienia piaszczyste nie występują. Miejscami spotyka się pojedyncze, rozproszone żwirki. W stropie poziom humusowy słabo rozwinięty.
 b) 7,50 – 8,50 m. Utwór piaszczysto-pylasty, warstwowany. Wyraźne przewarstwienia materiału pylastego, reagującego z HCl, oraz piaszczystego. Udział frakcji piaszczystej wzrasta ku dołowi. W poziomie 8,0 – 8,3 przewarstwienie piaszczyste z domieszką drobnych żwirów podobnych jak w poziomie »c«. Dolna granica wyraźnie zaznaczona.

c) 8,50 – 12,50 m. Żwirry rzeczne z piaskiem, spokojnie i prawie poziomo warstwowane. Wyraźne przewarstwienia o zmiennym uziarnieniu z przewagą żwiru lub – rzadziej – piasku. Żwirry przeważnie o wymiarach do kilku centymetrów, a w niektórych warstwach nawet ponad 10 cm (pojedyncze okazy otoczków do 20–30 cm). Miejscami występują soczewki ilasto-gliniaste.

W ostatnim profilu zwraca także uwagę gruba warstwa jednolitych utworów posiadających dość duży odsetek frakcji typowej dla lessu (tabela I). Wykazują one zresztą także wiele innych cech właściwych dla lessów, a szczególnie znaczną zawartość węglanów oraz charakterystyczną pionową łupliwość (fot. 5). Takie wyjątkowo duże skupienie pyłu lessowego w grubej, górnej warstwie pokrywy akumulacyjnej pierwszej terasy nadzalewowej jest jednak zjawiskiem przestrzennie ograniczonym. Już bowiem we wsi Wrow, w niewielkiej odległości od profilu V, w dolnej części serii pylastej obserwowano wyraźne przewarstwienia-soczewki piaszczyste ze żwirkami. W odległości 1,3 km na zachód od tej wsi zamiast utworów lessowych występują warstwowane piaski i piaski py-

TABELA I.

Skład granularny i zawartość węglanów w pylastych i pylasto-piaszczystych utworach pierwszej terasy nadzalewowej (skład granularny określony metodą Casagrande – Prószyńskiego, a zawartość węglanów aparatem Scheiblera).

Composition granulaire et teneur en carbonates des dépôts limoneux et limono-sablonneux de la première terrasse.

Miejscowość Localité	Głębokość, z której po- brano prób- kę (w me- trach) Profondeur (en mètres) de prise d'échantillon	Zawartość ziarn, w %% wagowych, o średnicy (w mm): Teneur (pourcentage de poids) de grains à diamètre (en mm):						Zawartość węglanów w %% Teneur en carbonates (pourcenta- ge)
		1 – –0,1	0,1 – –0,05	0,05 – –0,02	0,02 – –0,006	0,006 – –0,002	poni- żej 0,002	
Wrow (1,3 km na W od wsi)	7	42	36	13	1	2	6	28,14
Nowo Sęło (1,5 km na NW od wsi)	3	14	18	32	11	8	17	15,12
Gomotarci	10	29	40	21	4	2	4	18,06

laste z domieszką pyłu. Wynika z tego, że osady pylaste na omawianej terasie przedstawiają facjalną odmianę aluwii, przechodzącą stopniowo w kierunku pionowym i poziomym w inne odmiany. O wodnej sedymentacji tych »lessów« świadczą także występujące w nich pojedyncze, rozproszone okazy żwirków (profil V). Równocześnie jednak duża ilość pyłu oraz brak wyraźniejszego warstwowania może wskazywać, że materiał ten mógł być osadzany do środowiska wodnego z powietrza. Ż. Gyłbów określił utwory pylasto-piaszczyste naszego obszaru jako »less jeziorny« (15 s. 203). D. Jaranow wyróżnił wszystkie utwory pylaste okolic Widina — po bułgarskiej stronie Dunaju — jako »lessy piaszczyste« (20 s. 42). Warto zaznaczyć, że wspomniani autorzy zgodnie datują te »lessy« na okres ostatniego zlodowacenia.

Dwa pierwsze profile (III i IV) przedstawiają pewnego rodzaju cykl sedymentacyjny, w którym obserwujemy zmniejszanie się wielkości frakcji akumulowanego materiału. Na początku cyklu osadzane są razem z piaskiem i żwirami otoczaki o wymiarach do paru decymetrów, a na końcu wyłącznie materiał pylasto-piaszczysty. Musiało to być uwarunkowane stopniową zmianą charakteru środowiska sedymentacyjnego, od bystro płynących wód nurtowych do powoli spływających wód powodziowych. Jednakże nie był to typowy, nieprzerwany cykl sedymentacyjny. Wskazuje na to poziom wietrzeniowy (profil III warstwa »b«, profil IV warstwa »c«). Warunkiem koniecznym rozwoju procesu wietrzenia była przerwa w akumulacji rzecznej. Przerwa ta miała raczej charakter czasowy i związana była zapewne z wcięciem erozyjnym rzeki w świeże osady piaszczysto-żwirowe. Wydaje się, że bezpośredni dowód takiego wcięcia znajdujemy w profilu V. Występuje w nim dość wyraźna granica między żwirową i pylastą fazą cyklu. Na granicy tej mamy stosunkowo ciekłą warstwę przejściową (V »b«). Powierzchnia erozyjna w tym profilu występuje zapewne na głębokości 8,50 m. Nie zaznacza się ona ostro, ponieważ nie została podkreślona przez procesy wietrzeniowe. Hipsometryczne położenie tej powierzchni jest prawie identyczne jak w przypadku spągu poziomego wietrzeniowego profilu III (33—34 m n. p. m). Ponieważ jednak profil V znajduje się w odległości 19 km w górę rzeki od profilu III, więc wynikałoby z tego, że wspomniana powierzchnia erozyjna znajduje się wyraźnie poniżej poziomu wietrzeniowego. Rozmiary wcięcia erozyjnego nie były jednak zbyt duże, a sam proces był zapewne przerywany. Wskazuje na to analiza poziomu wietrzeniowego. Obejmuje on warstwę o znacznej miąższości (w profilu III około 2,5 m, a w profilu IV być może więcej) i charakteryzującą się zmiennym natę-

żeniem procesów wietrzeniowych. Te cechy profilu pozwalają wysuwać wniosek, że powierzchnia wietrzeniowa była »nadbudowywana« w pewnych okresach przez produkty ożywiającej się akumulacji rzecznej.

Zestawiając przytoczone fakty i oparte na nich wnioski cząstkowe, dochodzimy do konkluzji, że pierwsza terasa nadzalewowa jest poziomem akumulacyjnym. Budujące ją utwory plejstoceńskie o ogólnej miąższości 25–30 m, osadzone zostały na erozyjnej powierzchni podłoża wieku plioceńskiego. Cykl sedymentacji tych utworów był przerwany w pewnym okresie. Nie określając na razie rangi tej przerwy możemy przyjąć, że związane z nią było stosunkowo niewielkie wcięcie erozyjne. W wyniku tego powstała niska terasa nadzalewowa. Na jej powierzchni rozwinęły się procesy glebotwórcze (wietrzeniowe), przerywane epizodycznymi zalewami. Po tej dość bogatej w wydarzenia przerwie nastąpił dalszy ciąg cyklu sedymentacyjnego. Grubość warstwy aluwiów, które zostały wówczas osadzone, dochodziła do 10 m. Zasypały one niską terasę nadzalewową z okresu przerwy tak gruntownie, że występuje ona obecnie tylko jako poziom kopalny. Jego wysokość w stosunku do obecnego zwierciadła rzeki wynosi około 10 m.

Wiercenia wykonane na pierwszej terasie nadzalewowej pomiędzy Widinem i Gomotarci pozwalają wyciągnąć jeszcze jeden, bardzo istotny wniosek. W wierceniach tych podłoża plioceńskie stwierdzone zostało w poziomie od około 14 do 19 m n. p. m., tzn. na wysokości zupełnie podobnej jak w obrębie teras zalewowych. Fakty te pozwalają wysunąć wniosek, że wszystkie te poziomy terasowe mają jeden wspólny cokol podłoża plioceńskiego. Można więc przypuszczać, że występujące na tym cokole żwiry plejstoceńskie, w obrębie teras zalewowych i omawianej terasy nadzalewowej, należą do tej samej pokrywy akumulacyjnej. Wynikałoby z tego, że terasy zalewowe są poziomami akumulacyjnymi »włożonymi« w bruzdę erozyjną o głębokości 15–25 m, wyciętą w grubej warstwie osadów pierwszej terasy nadzalewowej.

Budowę drugiej terasy nadzalewowej, podobnie jak i pierwszej, można dobrze prześledzić w miejscach podcinanych przez Dunaj. Profile takich podcięć obserwowaliśmy pomiędzy wsią Jasen i Gomotarci oraz we wsi Basarabi.

P r o f i l VI.

(obrywisko brzegowe w odległości 2,5 km na W od zachodniego krańca wsi Gomotarci; strop odsłonięcia wzniesiony 55 m. n. p. m., tzn. około 28 m nad poziom Dunaju)

- a) 0 – 3,00 m Utwór pylasty szarawo-żółty, bez wyraźniejszego warstwowania, reagujący z HCl (less). W stropie współczesny poziom glebowy.
- b) 3,00 – 4,00 m Utwór pylasto-gliniasty, żółtawo-brunatny. Od dołu i od góry przechodzi stopniowo w poziomy sąsiednie (less zgliniony – gleba kopalna).
- c) 4,00 – 8,80 m Utwór pylasty szarawo-żółty, bez wyraźniejszego warstwowania, reagujący z HCl (less).
- d) 8,80 – 10,20 m Utwór pylasto-gliniasty podobny jak pod »b« (less zgliniony – gleba kopalna).
- e) 10,20 – 15,00 m Utwór pylasty bez wyraźniejszego warstwowania u góry, przechodzący stopniowo w warstwowany; reaguje z HCl. W części dolnej z wyraźnymi przewarstwieniami piasku, a następnie piasku z drobnym żwirem. Warstwy cienkie, ułożone spokojnie, miejscami tylko lekko-falisto wygięte.
- f) 15,00 – 17,50 m Żwiry rzeczne z piaskiem, wyraźnie warstwowane, z przewarstwieniami pylastymi i pylasto-piaszczystymi. Żwiry ułożone w prawie poziome warstwy o grubości paru decymetrów, w obrębie których zaznacza się drugorzędne, drobniejsze, przekątne warstwowanie. Przewarstwienia pylaste o grubości 2–3 dcm u góry, ku dołowi coraz cieńsze. W obrębie tych przewarstwień także zaznaczają się wyraźne, drugorzędne, cienkie i spokojnie ułożone warstwy.
- g) 17,50 – 23,00 m Żwiry rzeczne wyraźnie warstwowane. (Okolo 4 m poniżej opisanego odsłonięcia, na stoczystej powierzchni erozyjnej platformy brzegowej, występują w tym miejscu źródła. Związane są one z poziomem nieprzepuszczalnych glin plioceńskich).

Podobny profil obserwowano we wsi Basarabi. W górnej części, do głębokości około 5 m, występował tam jednak piasek wydmy i piasek z pyłem, przechodzący stopniowo w less. Poza tym stwierdzono tylko 1 wyraźny poziom zglinienia (glebę kopalną), na głębokości 14–15 m.

Opis wierceń, wykonanych w obrębie tej terasy między wsiami Gomotarci i Gradec, nie dostarczył nam w zasadzie nowych danych uzupełniających profil VI. Wszystkie odsłonięcia i wiercenia przedstawiają obraz podobny, w którym dominującą cechą jest zmiana frakcji akumowanego materiału. Pod tym względem przypominają one profile pierwszej terasy nadzalewowej. Różnią się jednak znacznie lepiej rozwiniętą i urozmaiconą częścią górną, »lessową«. Analizując profil VI możemy stwierdzić, że trzy dolne jego warstwy (»g«, »f«, »e«) przedstawiają zamknięty cykl sedymentacyjny, który został zakończony w poziomie 8,8 m.

Granice tę znaczy wyraźny, jednolity horyzont wietrzeniowy warstwy »d«. Wyżej występuje pokrywa pyłu lessowego akumulowanego prawdopodobnie bez udziału płynących wód rzecznych (w lessie nie stwierdzono bowiem wyraźnych przewarstwień piaszczystych i domieszki żwirków). Pokrywa ta przedzielona jest na dwie części poziomem górnej gleby kopalnej. Ta górna gleba jest słabiej rozwinięta i cieńsza niż dolna. W profilu we wsi Basarabi nie stwierdzono jej w ogóle. Nie wiadomo jednak czy jest to cecha pierwotna, czy też brak gleby jest następstwem zniszczenia części profilu w związku z rozwojem procesów wydmotwórczych. Opisy wierceń, którymi dysponowaliśmy, wykonane były w ten sposób, że — niestety — nie pozwalały one wyciągnąć żadnych konkretnych wniosków odnośnie gleb kopalnych. Dlatego też bardzo trudno jest przeprowadzić analizę porównawczą obu poziomów glebowych.

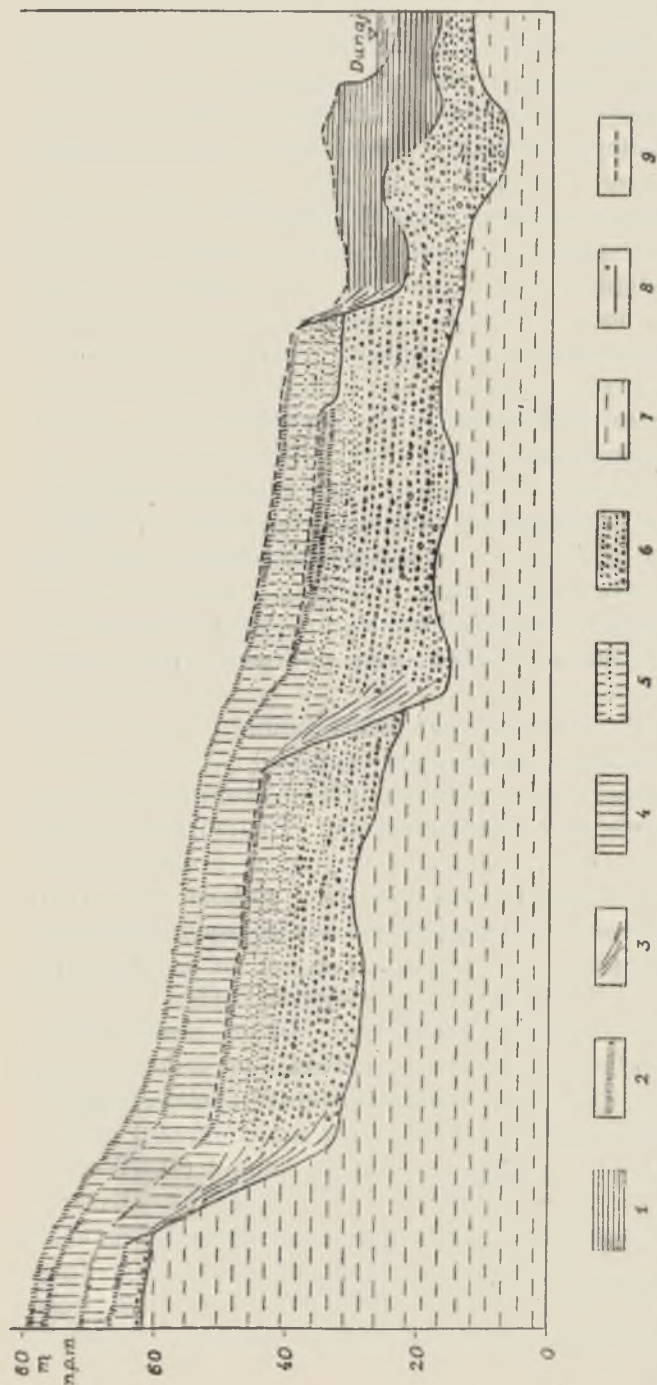
Z przedstawionych faktów i dotychczasowych rozważań wynika, że historia powstania utworów budujących drugą terasę nadzalewową jest inna i prawdopodobnie bardziej długotrwała niż w przypadku pierwszej terasy. Przede wszystkim należy stwierdzić, że utwory te należą do dwu różnych cykli sedymentacyjnych. Dolna ich część, do niższego poziomu gleby kopalnej, o miąższości około 20 m, przedstawia zapewne produkt pełnego i nieprzerwanego cyklu sedymentacji rzecznej. Po zakończeniu tego cyklu rzeka musiała się wciąć we własne, młode osady. W ten sposób powstała akumulacyjna terasa nadzalewowa, na powierzchni której rozwinęły się procesy glebotwórcze (dolny, wyraźniejszy poziom gleby kopalnej). Powierzchnia ta została następnie »nadbudowana«, w dwu fazach, przez pył lessowy, który jest prawdopodobnie produktem akumulacji subaeralnej. Dwie fazy tej akumulacji rozdzielał okres rozwoju procesów glebotwórczych, słabiej zaakcentowanych, a więc być może krócej trwających, niż poprzednio (górnny, słabiej wykształcony poziom gleby kopalnej). Ogólna miąższość pyłu lessowego z tego drugiego cyklu sedymentacyjnego wynosi około 10 m. O taką mniej więcej wartość jest obecnie wyższa powierzchnia drugiej terasy nadzalewowej w stosunku do pierwotnej powierzchni akumulacji fluwialnej. Gdyby odjąć tę wartość, to okazałoby się, że terasa ta bardzo nieznacznie (tylko o kilka metrów) różniłaby się wysokością od pierwszej.

Obecnie należy jeszcze określić dokładniej stosunek wzajemny dwu pierwszych teras nadzalewowych. Ich pokrywy akumulacyjne spoczywają na powierzchni erozyjnej wyciętej w glinach plioceńskich. Wiemy już, że wysokość bezwzględna tej powierzchni w obrębie pierwszej terasy wynosi 14–19 m. Natomiast w obrębie drugiej terasy — jak można to ustalić w odsłonięciach na brzegu Dunaju oraz na podstawie wierceń —

na wysokości od około 23 do 34 m n. p. m. Różnice wysokości cokołu plioceńskiego są więc dość duże. Dlatego też przyjmujemy, że w ukształtowaniu powierzchni podłoża zaznacza się pomiędzy oboma terasami stopień o wysokości rzędu przynajmniej kilku metrów. Obecność tego stopnia dość wyraźnie wskazuje, że pokrywy akumulacyjne obu teras są różnowiekowe. Ponieważ pokrywa pierwszej terasy złożona jest na niższym poziomie, więc wypada przyjąć, że powstała ona po wcięciu się rzeki w utwory budujące drugą terasę. Rozmiary tego wcięcia były znaczne, dotarło ono bowiem do podłoża plioceńskiego. Ogólną jego głębokość należy szacować na około 25 m (wartość tę otrzymujemy dodając do grubości fluwialnej pokrywy terasy drugiej wysokość stopnia w podłożu plioceńskim). W wyniku tego wcięcia rzeka wytworzyła w podłożu denny poziom erozyjny na wysokości 14–19 m n. p. m. Poziom ten stanowił podstawę, na której złożone zostały utwory fluwialne pierwszej terasy. W okresie rozcinania klimat musiał być względnie wilgotny. W takich warunkach na powierzchni powstającej terasy nadzalewowej (obecnej drugiej) wytworzył się wietrzeniowy poziom dolnej gleby kopalnej. Osadzone na niej lessy z górną glebą kopalną wiekowo odpowiadają zapewne górnej części utworów pierwszej terasy, zawierającej także poziom wietrzeniowo-glebowy. Wskazuje na to także ścisły związek przestrzenny lessów z tymi utworami. Łącznie tworzą one pewnego rodzaju pokrywę, której obecność zaciera w wielu miejscach granicę między dwoma omawianymi terasami. Warto jeszcze raz podkreślić, że Ż. Gylybow i D. Jaranow całą pokrywę lessową (z poziomami gleb kopalnych) Bułgarii północnej wiążą z ostatnim zlodowaceniem (15, 20). Jest to dość istotny argument pośredni dla przedstawionej koncepcji wiązania ze sobą lessów subaeralnych i fluwialnych osadów pylastych oraz do datowania obu omówionych teras nadzalewowych.

Przedstawioną tutaj interpretację budowy geologicznej teras niskich i średnich ilustruje schematyczny profil opracowany w oparciu o analizę odsłoneń oraz wierceń wykonanych w obszarze pomiędzy Widinem i wsią Jasen (rys. 3).

Terasy wysokie (terasa nadzalewowa 3 i 4). Obie wysokie terasy są znacznie lepiej rozwinięte i obejmują rozległe obszary po lewej, rumuńskiej stronie Dunaju. Ich wysokości względne są wyraźnie większe niż omówionych poziomów i wynoszą 50–70 m oraz 80–95 m n. p. m. Nie posiadają one jednak dobrze zaznaczonych krawędzi. Związane to jest niewątpliwie z silniejszym urzeźbieniem tych teras. Odnosi się to szczególnie do fragmentów położonych po prawej, bułgarskiej stronie na stokach obszaru wierzchowinowego. Wśród form



Rys. 3. Schematyczny profil ilustrujący budowę oraz stosunek wzajemny niskich i średnich teras Dunaju pomiędzy Widinem i wsią Jasen.

Objasnienie znaków: 1 — mady i utwory bagienne (holocen); 2 — gleba współczesna i kopalne poziomy gleboco-wietrzynowe (holocen i plejstocen); 3 — utwory zbczone (holocen i plejstocen); 4 — utwory pylaste i pylasto-piaszczyste — less subaeralny (plejstocen); 5 — utwory pglasto-piaszczyste z przewarstwowaniami piaszczystymi — less fluwialny (plejstocen); 6 — piaski i żuźry (plejstocen); 7 — ilg i inne utwory podłoża (pliocen); 8 — powierzchnie erozji fluwialnej; 9 — powierzchnie akumulacji fluwialnej i fluwialno-eolicznej.

Profil schématique représentant la structure et les relations réciproques des terrasses basses et moyennes du Danube entre Vidin et le village de Jasen.

Légende: 1 — alluvions et dépôts de marais (holocène); 2 — sol contemporain et sols fossiles (holocène et pléistocène); 3 — dépôts de pentes (holocène et pléistocène); 4 — dépôts limoneux et limono-sablonneux — loess subaérien (pléistocène); 5 — dépôts limono-sablonneux avec couches sablonneuses — loess fluvial (pléistocène); 6 — sables et graviers (pléistocène); 7 — argiles fortes et autres dépôts du substratum (pliocène); 8 — surfaces d'érosion fluviale; 9 — surfaces d'accumulation fluviale et fluvio-éolienne.

urozmaicających rzeźbę wyróżniają się szerokie, a względnie płytkie suche doliny. Profil poprzeczny tych dolin zbliżony jest do nieckowatego. Formy te nie są zresztą zbyt liczne, a niektóre są jakby »zatarte« przez pagórki wydmore. Te ostatnie wprawdzie są mniejsze od dolin, ale na ogół zaznaczają się wyraźniej. Ich rola w krajobrazie jest szczególnie duża tam, gdzie występują w znacznych skupieniach.

Do charakterystyki budowy geologicznej wysokich teras mamy znacznie mniej materiału. Budowa ta zresztą jest stosunkowo bardzo prosta. Jeśli pominąć występujące miejscami utwory wydmore, które będą opisane oddzielnie, to w profilach stwierdzamy od góry lessy i żwiry plejstoceniowe, spoczywające na podłożu osadów plioceniowych. Utwory te obserwowaliśmy na terasie 50–60 m tylko w odsłonięciach wysokiego brzegu Dunaju w okolicy wsi Jasen. Zestawienie tych odsłonień daje następujący, schematyczny profil:

- a) Pokrywa utworów pylastych, lessowych, z trzema poziomami zglinienia (gleb kopalnych). Najwyższy poziom gleby kopalnej, występujący na głębokości do kilku metrów, najslabiej rozwinięty. Dwa pozostałe bardzo wyraźnie zaznaczone. Pomiędzy poziomami glebowymi less szarawo-żółty, bez śladów wyraźnego warstwowania, reagujący z HCl. Ogólna miąższość całej pokrywy przynajmniej kilkanaście metrów.
- b) Gлина zwietrzelinowa brunatno-czerwonawa i żwiry.
- c) Ił szary, zbity, warstwowany (podłożo plioceniowe).

Utwory pylaste, lessowe, są zapewne produktem akumulacji subaeuralnej, a w każdym razie nie są osadem rzeczonym. Tworzą one na obu terasach po prawej stronie Dunaju zwartą pokrywę o grubości przeważnie rzędu kilkunastu metrów. Dlatego też bez głębokich wierceń trudno jest dokładniej scharakteryzować podłożo tej pokrywy. Nieliczne wywiady studzienne wskazują, że pod lessem brak jest na tych terasach wyraźnej warstwy żwirowej. Żwiry występują zapewne tylko miejscami i w niewielkich ilościach. Często less oddzielony jest od podłoża plioceniowego tylko czerwoną gliną zwietrzelinową. Fakty te wskazują, że terasy wysokie są najprawdopodobniej poziomami erozyjnymi, wyciętymi w osadach plioceniowych. Warto podkreślić, że tak samo określił genezę analogicznych teras P. Cotet na obszarze równin Oltenii (9). Według Ż. Gybyłowa terasy rzeczne o wysokości ponad 30 m na obszarze Bułgarii są przeważnie erozyjne (15). Za przyjęciem erozyjnej genezy poziomu 80–95 m przemawia także analiza rzeźby w obrębie jego fragmentu położonego pomiędzy wsią Nowo Seło i Gymzowo. Nad dość równą powierzchnią tego poziomu wznoszą się tam dwa duże wzgórza

ostańcowe (fot. 2). Ich obecność pozwala interpretować omawiany fragment jako zrównanie, być może typu pedymentów. Tak więc wydaje się, że oba wysokie poziomy dolinne mogą mieć złożoną genezę. Najprawdopodobniej w ich obrębie są powierzchnie erozyjne i zrównania ekwiplanacyjne, łączące się ściśle ze sobą. Pokrywa lessowa utrudnia dokładniejszą ich analizę.

Lessy teras wysokich łączą się ściśle z zalegającymi na środkowych w jednolitą pokrywą. Ta pokrywa w wielu miejscach zaciera, łagodzi granice pomiędzy poszczególnymi poziomami terasowymi. O powiązaniu utworów pylastych występujących na różnych poziomach świadczy także układ gleb kopalnych. Dwa górne horyzonty tych gleb na terasie 50–65 m mają swoje odpowiedniki na terasie 25–35 m. Natomiast dolny, najstarszy, nie posiada takiego odpowiednika (rys. 3). Wynika z tego, że subaeralna akumulacja lessu na wysokich terasach rozpoczęła się w okresie, gdy nie istniały jeszcze niższe, tzn. średnie. Stwierdzenie to równocześnie jest ważnym przyczynkiem do określenia stosunku wzajemnego poziomów wysokich i średnich.

Reasumując uwagi o terasach wysokich możemy przyjąć, że są one poziomami erozyjnymi (denudacyjnymi). Niższy powstał w wyniku rozwoju erozji bocznej Dunaju po fazie wcięcia się rzeki w poziom wyższy. Ten ostatni musiał być uformowany w sposób podobny po rozcięciu omówionego już uprzednio poziomu wierzchowinowego. Powierzchnie obu teras zostały następnie »nadbudowane« przez less. Wysokość względna tych powierzchni bez tej nadbudowy jest mniejsza o 10–15 m od podanej na początku, tzn. wynosi 35–55 m (zamiast 50–70 m) oraz 65–80 (zamiast 80–95 m).

Obecnie, po przedstawieniu budowy i stosunku wzajemnego poszczególnych poziomów terasowych, możemy podjąć próbę określenia ich wieku. Dla ułatwienia sobie tego zadania zestawimy w porządku chronologicznym główne etapy rozwoju dna dolinnego. Należy zaznaczyć, że określeniem »etap« oznaczamy okres, w którym rzeka rozcina lub zasypuje swój poziom denny i tworzy nowy. W oparciu o znane nam fakty w okolicy Widina można wyróżnić 10 takich etapów. Trzy najstarsze z nich obejmują zapewne stosunkowo długie okresy, niewątpliwie bogate w wydarzenia morfologiczne, po których nie zachowały się wyraźniejsze ślady. To co zostało do dzisiaj jest prawdopodobnie pewnego rodzaju wypadkową złożonego rozwoju. Z pozostałych siedmiu etapów zachowały się dość obfite ślady procesów morfologicznych, szczególnie w postaci grubych pokryw akumulacyjnych. Etapy te, w kolejności od najstarszych do najmłodszych, są następujące (położenie dna

dolinnego w poszczególnych etapach podane w odniesieniu do dzisiejszego poziomu rzeki):

1. Wcięcie rzeki w poziom wierzchowinowy i powstanie powierzchni erozyjnej na wysokości 65–80 m (poziom czwartej terasy nadzalewowej).
2. Wcięcie rzeki w poziom czwartej terasy nadzalewowej i powstanie powierzchni erozyjnej na wysokości 35–55 m (poziom trzeciej terasy nadzalewowej).
3. Wcięcie rzeki w poziom trzeciej terasy nadzalewowej i powstanie dna erozyjnego, schodzącego miejscami do 5 m poniżej, a miejscami wznoszącego się do 5 m ponad obecny poziom wody.
4. Akumulacja osadów drugiej terasy nadzalewowej i uformowanie się jej powierzchni na wysokości 15–25 m.
5. Rozcięcie przez rzekę pokrywy osadowej drugiej terasy nadzalewowej i wcięcie się w podłoże plioceńskie oraz utworzenie dna erozyjnego na głębokości 10–15 m.
6. Akumulacja dolnej części pokrywy osadowej pierwszej terasy nadzalewowej i uformowanie się powierzchni kopalnej terasy na wysokości 8–12 m.
7. Wcięcie rzeki w dolną część pokrywy osadowej pierwszej terasy nadzalewowej i powstanie dna erozyjnego na wysokości około 5 m.
8. Akumulacja górnej części pokrywy osadowej pierwszej terasy nadzalewowej i uformowanie się jej powierzchni na wysokości 12–20 m.
9. Wcięcie rzeki w pokrywę akumulacyjną pierwszej terasy nadzalewowej i powstanie erozyjnego dna na głębokości do 10 m.
10. Akumulacja osadów powodziowych i utworzenie się dwu poziomów zalewowych o wysokości do 7 m.

Ze względu na brak podstaw do datowania najstarszych etapów, określenie wieku przeprowadzamy metodą retrogresywną, zaczynając od najmłodszego, ostatniego. Nie ulega bowiem wątpliwości, że etap 10 przypada na holocen i to zapewne środkowy i młodszy. Etap 9 odbył się w starszym holocenie oraz na przełomie holocenu i plejstocenu. Takie datowanie tego etapu wcięcia rzeki jest zgodne z tym co zostało ustalone w innych odcinkach Dunaju oraz w dolinach innych rzek europejskich (11, 17, 26, 37, 40). Etap 8, pod koniec którego powstała powierzchnia dzisiejszej pierwszej terasy nadzalewowej, wypada więc na schyłek plejstocenu, tzn. na ostatnie zlodowacenie. Podobnie jest z 7 i 6, ponieważ te dwa etapy łączą się z poprzednim dość ściśle w jeden wielki o złożonej historii. Etapy te odpowiadają prawdopodobnie dwu końcowym stadiom (etap 8 i 6) oraz dzielącemu je interstadiałowi

(etap 7). Taka interpretacja wiekowa pokrywa się całkowicie z ujęciem, przedstawionym przez autorów węgierskich, rozwoju morfologicznego najmłodszej terasy plejstoceńskiej Dunaju na Nizinie Węgierskiej (11, 26, 37). Gdyby sugerować się tymi analogiami to, nawiązując do prac węgierskich, etap 5 i 4 należałoby także datować na okres ostatniego zlodowacenia. Koncepcja taka byłaby zgodna z nowszymi poglądami autorów bułgarskich na wiek lessów (15, 20). W ten sposób dochodzimy do określenia wieku drugiej terasy nadzalewowej na początkowy stadiał ostatniego zlodowacenia. Ponieważ zagadnienie to jest dość ważne dla omawianego terenu, więc zatrzymamy się przy nim nieco dłużej.

Wyróżnienie dwu teras z okresu ostatniego zlodowacenia nad dolnym Dunajem nie jest w ogóle nowością. Stwierdzał to już wyraźnie C. Bratescu (1938), a w nowszych opracowaniach P. Cotet (9 s. 106). P. Cotet, opierając się na badaniach z obszaru Oltenii datuje na okres Würmu terasę »Ciuperceni« o wysokości 7–10 m (Würm II) oraz »Corabia« 17–20 m (Würm I). Na omawianym terenie nie stwierdziliśmy występowania niższej z tych teras. Wydaje się, że oznaczona na naszej mapie terasa 12–20 m odpowiada tylko poziomowi »Corabia«. W ten sposób zarysowywałaby się już niezgodność w datowaniu teras. Wysunęliśmy bowiem sugestię, że terasa 12–20 m pochodzi z końcowej, a nie z początkowej fazy Würmu. Podobna niezgodność datowania zaznacza się także w przypadku następnej terasy nadzalewowej. Według P. Coteta jest to trzecia o wysokości względnej 27–35 m. Pod względem hipsometrycznym odpowiada ona całkowicie naszej drugiej. Geomorfolog rumuński datuje ją na okres zlodowacenia przedostatniego, gdy my – opierając się na analogiach z wynikami opracowań węgierskich – skłonni byłibyśmy datować ją na początkową fazę ostatniego zlodowacenia. Wobec tych sprzeczności czujemy się zobowiązani do bliższego określenia analogii z wynikami badań na Nizinie Węgierskiej. Zanim do tego przejdziemy warto jeszcze podkreślić, że przedstawiona paralelizacja teras wyróżnionych przez nas i Cotet'a jest słuszna. Wskazuje na to pełna zgodność między nami w odniesieniu do obu pozostałych, najwyższych teras Dunaju (vide odsyłacz na str. 11). Paralelizację teras przeprowadziliśmy w oparciu o kryteria hipsometryczne, ponieważ w dostępnym nam opracowaniu Cotet'a nie ma dokładniejszej charakterystyki budujących je utworów (9).

Na Nizinie Węgierskiej dwie pierwsze terasy nadzalewowe Dunaju, datowane na okres ostatniego zlodowacenia, mają następujące wysokości względne: 10–20 m oraz 16–25 m (11, 26, 37). Należy podkreślić, że wysokość drugiej – jak to wynika z lakonicznych uwag i z profili mor-

fologicznych opracowanych przez L. Góczána (1955) i S. Marosi'ego (1955) — podana jest bez uwzględnienia pokrywy lessowej. Tak więc pod względem hipsometrycznym odpowiadają one zupełnie terasom okolic Widina. Według wymienionych dwu autorów węgierskich rozwój morfologiczny tych teras na wielkich wyspach Csepel i Szentendre przedstawiał się następująco (11, 26). Wyższa powstała jako poziom akumulacyjny żwirów w czasie stadiału Würm 1. Wiek taki wynika z faktu znalezienia w żwirach zęba *Elephas primigenius* oraz z ich stosunku do lessów z okresu Würmu. Rzeka wcięła się następnie w ten poziom w interstadiale Würm 1–2, do 20–25 m; rozcięta została przy tym nie tylko pokrywa żwirów, ale erozja sięgnęła w głąb podłoża pliocenckiego. Następnie osadzone zostały w stadiale Würm 2 młodsze żwiry, o miąższości do 10 m. W interstadiale Würm 2–3 rzeka wcięła się w te żwiry do kilku metrów, a w stadiale Würm 3 akumulowała warstwę piasków o miąższości do 10–15 m. Wydaje się, że te etapy rozwoju morfologicznego teras środkowego Dunaju w sposób uderzający odpowiadają charakterem procesów, a nawet rozmiarami zjawisk, wydzielonym przez nas pięciu etapom (kolejno od 4 do 8) kształtowania się poziomów dolinnych okolic Widina.

Znacznie trudniej jest przeprowadzić jakąś paralelizację z serbskimi opracowaniami doliny Dunaju, ponieważ wyróżnia się w nich przeważnie tylko jedną terasę nadzalewową (6, 7, 31).

Dla poparcia naszej koncepcji datowania dwu niższych teras nadzalewowych przytoczymy jeszcze zestawienie wydarzeń, które zarejestrowane są w ich pokrywach akumulacyjnych, z najnowszymi podziałami stratygraficznymi młodszego plejstocenu (tabela II). Wynika z niego dość duża zgodność rozmiarów i proporcji wzajemnej tych wydarzeń z czasem trwania poszczególnych okresów. W świetle tego zestawienia nawet potężne, interstadialne wcięcie Dunaju do 20–25 m w utwory drugiej terasy nadzalewowej (etap 5), przestaje być zjawiskiem zaskakującym wobec długotrwałości tego interstadialu (Göttweigskiego). Pomimo tego nasze datowanie może się spotkać, oczywiście, z poważnymi zastrzeżeniami, głównie ze względu na to, że oparte jest na argumentach pośrednich. Ujęcie przedstawione przez P. Čotet'a nastęrcza także poważne wątpliwości, które częściowo już podkreślono. Przy ustalaniu wieku terasy 27–35 m powołuje się on na V. Hantkena, który miał znaleźć w r. 1866 w jej utworach szczątki *Rhinoceros Tichorhinus*. Fakt ten ma świadczyć, że terasa pochodzi ze zlodowacenia Riss, a nie z Würmu, jak to przyjmował jeszcze w r. 1908 J. Cvijić (9 s. 111, 10). Argument ten nie jest jednak przekonujący, ponieważ wspomniany gatunek występował także w okresie ostatniego zlodowacenia (42).

TABELA II.

Etapy rozwoju pierwszej i drugiej terasy nadzalewowej Dunaju w okolicy Widina w zestawieniu z podziałem stratygraficznym młodszego plejstocenu.

Étapes d'évolution de la première et de la deuxième terrasses du Danube aux environs de Vidin en comparaison avec le tableau stratigraphique du pléistocène supérieur.

Chronologia bezwzględna	Podział stratygraficzny młodszego plejstocenu według H. Grossa (1958)		Etapy rozwoju doliny Dunaju w okolicy Widina (numeracja jak w tekście — wysokości i głębokości w stosunku do obecnego poziomu Dunaju)		
Chronologie absolue	Tableau stratigraphique du pléistocène supérieur selon H. Gross (1958)		Étapes d'évolution de la vallée du Danube aux environs de Vidin (numération des étapes: cf. texte du résumé)		
10 000 20 000 30 000 40 000 50 000	Holocen Holocène		9 etap	Wcięcie rzeki i powstanie dna erozyjnego na głębokości do 10 m.	
	Würm główny Haut Würm	Późny Würm Tardiglaciaire	8 etap	Akumulacja osadów pylasto-piaszczystych i uformowanie się poziomu akumulacyjnego na wys. 12–20 m.	
		Faza maksymalna Maximum			
		Interstadiał paudorfski Interstade Paudorf Faza transgresyjna Phase d'extension			
	Ostatni glacjał - Würm	Interstadiał göttweigski (oryniacki)		7 etap	Wcięcie rzeki w żwiru do poziomu około 5 m.
		Interstade Göttweig-Aurignacien		6 etap	Akumulacja piasków i żwirów do wysokości 8–12 m.
		Würm starszy		5 etap	Rozcięcie przez rzekę pokrywy pylasto - piaszczysto - żwirowej poziomu 15–25 m, wcięcie w podłoże plioceńskie i powstanie dna erozyjnego na głęb. 10–15 m.
	Würm ancien				
	Ostatni interglacjał Riss - Würm		3 etap	Przy końcu etapu rzeka płynie po dnie erozyjnym wznoszącym się od -5 do +5 m.	

Datowanie drugiej terasy nadzalewowej zgodnie z P. Cotetem na okres zlodowacenia Riss, pociągałoby za sobą aprobatę na określenie wieku obu pozostałych teras według schematu przedstawionego przez tego autora. Trzecią terasę należałoby wówczas wiązać ze zlodowaceniem Mindel, a czwartą z Günzem (9 s. 106). W takim schemacie, dopasowanym do powszechnie na ogół uznawanego podziału plejstocenu, nie byłoby jednak miejsca na denny poziom erozyjny zagrzebany pod osadami terasy drugiej. W ten sposób zarysowują się przed nami trudności określenia wieku trzech pierwszych etapów rozwoju doliny Dunaju. Podkreślaliśmy już różnicę charakteru tych etapów w stosunku do omówionych dotychczas. Mają one inną, wyższą rangę hierarchiczną, ale wszystkie trzy mniej więcej jednakową. Każdy z nich obejmuje podobny zespół wydarzeń morfogenetycznych. Jeśli więc chcielibyśmy wiązać poziom erozyjny powstały w pierwszym etapie (terasa nadzalewowa 4) oraz w drugim (terasa nadzalewowa 3) ze zlodowaczeniami, to należałoby postąpić tak samo w stosunku do poziomu zagrzebanego pod osadami drugiej terasy nadzalewowej. Dlatego też przedstawione przez nas dotychczas datowanie siedmiu etapów pociągałoby za sobą następujące określenie wieku trzech pozostałych: etap 3 – zlodowacenie Riss i interglacjał Mindel-Riss, etap 2 – zlodowacenie Mindel i interglacjał Günz-Mindel, etap 1 – zlodowacenie Günz i Pregünz. Datowanie takie, oczywiście, mocno trąci schematyzmem i konwencjonalizmem. Szczególnie słabym punktem jest przy tym brak stwierdzenia jakiegoś morfologicznego odpowiednika interglacjału Riss-Würm.

W takiej sytuacji można wątpić czy słuszne jest paralelizowanie okresów rozwoju erozyjnych powierzchni terasowych z glacjałami. Wątpliwości te potęgują się jeszcze jeśli uwzględnimy, że podczas zlodowaceń następuje eustatyczne obniżanie poziomu morza, w związku z czym w dolnych odcinkach wielkich rzek zaznacza się faza erozji wgłębnej (41). Tak więc dochodzimy do wniosku, że poważnie należy się liczyć z możliwością datowania powierzchni obu teras wysokich i powierzchni erozyjnej zagrzebanej pod osadami wyższej terasy średniej, na okres interglacjałów⁷⁾. W związku z tym nasuwa się uwaga, że w odniesieniu do tych powierzchni słuszniejsze byłoby może paralelizowanie z morskimi terasami obszaru śródziemnomorskiego. W nowszych bowiem opracowaniach stratygrafii czwartorzędu zaznacza się wyraźna tendencja do

⁷⁾ Najbardziej prawdopodobne datowanie tych trzech pierwszych etapów przedstawiałyby się wówczas następująco: etap 3 – interglacjał Riss-Würm i glacjał Riss, etap 2 – interglacjał Mindel-Riss i glacjał Mindel, etap 1 – interglacjał Günz-Mindel i glacjał Günz.

wiązania tych teras – raczej wbrew intencjom Lamothe'a i Depert'a, którzy pierwsi wykonali poważniejszą próbę wiązania teras śródziemnomorskich z rzeczynymi – z interglacjalami (42, 43). Warto zaznaczyć, że geografowie bułgarscy paralelizowali właśnie swoje terasy ze śródziemnomorskimi (15, 18, 19). Dopiero w najnowszych pracach znajdujemy próby nawiązywania do »glacjalnych« podziałów stratygraficznych (34). Ze stosowaniem chronologii »śródziemnomorskiej« wiąże się dość ściśle koncepcję tłumaczenia genezy teras ruchami epirogenicznymi (15). Jednakże problem ten nie jest opracowany w szczególach. Dla omawianego obszaru także nie możemy podać konkretnych faktów, które określałyby rolę czynników tektonicznych. Zresztą wydaje się, że jakaś unikliwsza próba analizy tych czynników prawdopodobnie nie ułatwiłaby w sposób zasadniczy datowania teras. Tektoniczne ruchy czwartorzędowe określa się bowiem z reguły przez paralelizowanie ich właśnie z terasami śródziemnomorskimi lub też z osadami poszczególnych glacialów czy interglacialów.

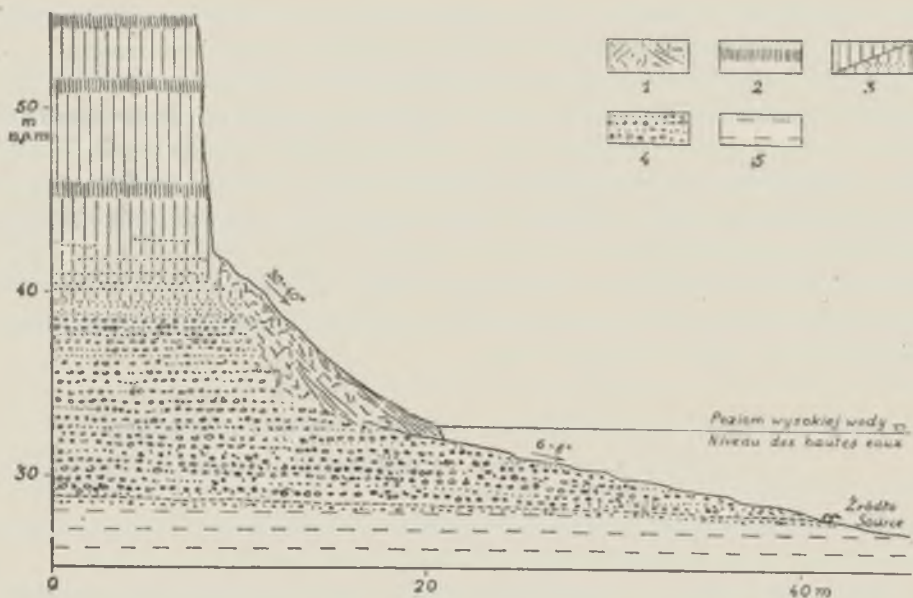
F o r m y d r u g o r z ę d n e z w i ą z a n e z p o z i o m a m i t e r a s o w y m i

W rozdziale tym scharakteryzowane będą krótko formy brzegu Dunaju oraz inne, urozmaicające rzeźbę poziomów terasowych.

Brzeg Dunaju. Charakter brzegu i jego wysokość jest bardzo różna w zależności od tego, który poziom terasowy rzeka aktualnie podcina. Jeśli jest on wycięty w poziomach zalewowych, to – oprócz niewielkiej wysokości – cechuje go stosunkowo prosty profil. W odcinkach podmywanych przez wody nurtowe jest to prawie pionowe obrywisko. Pozostałe odcinki mają w górnej części stromą krawędź, a w dolnej pochyłoną ku rzece platformę erozyjną pomiędzy zasięgiem wody wysokiej i niskiej.

Znacznie bardziej złożony może być profil brzegu w miejscach, w których rzeka podcina terasy nadzalewowe. Typowe przykłady takiego brzegu w stadium młodości znajdujemy na zachód od wsi Gomotarci, gdzie atakowana jest druga terasa nadzalewowa. Można tutaj wyróżnić trzy wyraźnie oddzielone kondygnacje w profilu formy brzegowej: a) górną, b) środkową, c) dolną (rys. 4, fot. 3 i 4). Górną reprezentuje prawie pionowe urwisko lessowe o wysokości od kilku do kilkunastu metrów (fot. 5). Środkową – stożki i hałdy usypiskowe o nachyleniu 30–40, a nawet i więcej stopni, oraz o wysokości podobnej jak w przypadku górnej kondygnacji. W hałdach tych mamy bardzo

wyraźne ślady intensywnych ruchów mas. Dolna natomiast przedstawia się w postaci równi pochylej ze stałym prawie spadkiem, wynoszącym 6–8°. Jest to erozyjna platforma brzegowa, która w okresie wysokiej wody znajduje się poniżej poziomu rzeki, a w czasie niskiej



Rys. 4. Profil wysokiego brzegu Dunaju na zachód od wsi Gomotarci.

Objaśnienie znaków: 1 — materiał oberwany, zsunięty i splukany (holocen); 2 — gleba współczesna i poziomy gleb kopalnych (holocen i plejstocen); 3 — utwór pylasty, lessowy, bez przewarstwień (a) i z przewarstwieniami piaszczystymi (b) (plejstocen); 4 — piaski i żwirny (plejstocen); 5 — iły i inne utwory podłoża (pliocen).

Profil de la haute berge du Danube à l'Ouest du village de Gomotarci.

Légende: 1 — matériau éboulé, glissé et dépôts de pente (holocène); 2 — sol contemporain et sols fossiles (holocène et pléistocène); 3 — dépôts limoneux, loessique: (a) sans couches de sable et (b) avec couches de sables (pléistocène); 4 — sables et graviers (pléistocène); 5 — argiles fortes et autres dépôts du substratum (pliocène).

wody wynurza się, wznosząc się do 6 m. Na jej powierzchni znajdują się wówczas bardzo wyraźne ślady obniżania się poziomu rzeki w postaci mikrolinii brzegowych oraz pewnej segregacji żwirów. Szerokość tej platformy wynosi do kilkudziesięciu metrów. Brzeg tego typu w bardziej zaawansowanym stadium rozwojowym różni się głównie charakterem kondygnacji środkowej. Zmniejsza się jej nachylenie; jako najbardziej

charakterystyczne można podać 20–30⁰. Brak jest także ostrej granicy oddzielającej ją od platformy erozyjnej. Powierzchnia skarpy jest stosunkowo dobrze utrwalona darnią, na której miejscami tylko występują bryły świeżego materiału oberwanego z górnej kondygnacji. Ta ostatnia nie przedstawia już ciągłego obrywiska; ścianki lessowe miejscami znikają pod rozrastającą się ku górze hałdą usypiskową (fot. 4). Ewolucja ta związana jest zapewne z osłabieniem siły erozji bocznej w związku z odsuwaniem się nurtu rzecznego.

Inny, charakterystyczny typ brzegu występuje na pd.-wsch. od wsi Jasen, gdzie Dunaj podmywa trzecią terasę nadzalewową. Na podłożu wysoko wznoszących się ponad rzekę łąk plioceńskich rozwinęły się tutaj osuwiska (fot. 6). Zsunięte masy ziemne tworzą na odcinku o długości 2,5 km osoblivą pseudoterasę zsuwową. Wznosi się ona do kilkunastu metrów ponad poziom rzeki, a szerokość jej miejscami wynosi do 100 m (fot. 7).

Z odcinkami wysokiego brzegu Dunaj związane są dość ściśle formy krótkich, młodych rozcięć erozyjnych pokrywy lessowej, czyli debrzy, wąwozów i parowów (na mapie naszej nie zostały one oznaczone). Bułgarzy nazywają je »funii« (l. poj. »funija«), co oznacza w dosłownym tłumaczeniu »lejki«. Nazwę tę na ogół wiąże się z kształtem zarysu tych form, rozszerzających się »lejkowato« ku dołowi. Inni wyrażają przypuszczenie, że określenie to ilustruje funkcję rozcięć w okresie deszczów, kiedy to woda wypływa z nich jak z lejka (34). Na wysokich brzegach mają one prawdopodobnie założenia naturalne, które zostały następnie przeobrażone w związku z wykorzystywaniem tych form dla ruchu kołowego. Ta ostatnia funkcja ma, oczywiście, duże znaczenie dla dalszego ich rozwoju. Oprócz zasadniczego procesu morfogenetycznego, jakim jest erozja wgłębna, wielką rolę odgrywają przy tym – jak zwykle w formach tego typu – ruchy mas.

Drugorzędne formy w obrębie teras zalewowych. Wśród tych form wyróżniają się: wały piaszczyste i wydmy oraz starorzecza.

Wały piaszczyste na terasie zalewowej geografowie bułgarscy w najnowszych pracach wyodrębniają pod nazwą »g r i e d o w i e« (grzędę). Mają one kształt wydłużonych wałów lub pagórków osiagających do kilku kilometrów długości i parę metrów wysokości. Zwykle są mniej więcej równoległe do koryta Dunaju lub do większych starorzeczy. Ze względu na kształty K. Miszew dzieli je na dwie grupy: 1) wyraźniej zarysowane, węższe i wyższe, zwykle położone blisko Dunaju, oraz 2) słabiej zarysowane, szersze i niższe, z powierzchnią zwydmioną, poło-

żone w większej odległości od Dunaju (34). W górnej części wałów występują przeważnie piaski drobne i pylaste, a w dolnej piaski gliniaste z domieszką żwirów. Materiał ten jest warstwowany.

Genezę tych form tłumaczono różnie. Niektórzy autorzy, opierając się na obserwacjach wałów występujących w pobliżu urwistych brzegów lessowych, interpretowali je nawet jako przemodelowane bryły zsuwów lessowych. Koncepcja taka może tłumaczyć, oczywiście, tylko pojedyncze przypadki (34). Jonesco-Balea uważał, że są to formy współczesnych wydm nadrzecznych (21). Inni wreszcie wiążą je z akumulacyjnym działaniem rzeki, dopatrując się w nich form wałów nadrzecznych, przemodelowanych następnie przez wiatr. W przypadku omawianego obszaru ten ostatni pogląd wydaje się najbardziej uzasadniony. Wały są przeważnie równoległe do koryta rzeczne. Najsilniej zdeformowane i przekształcone eolicznie występują w dużym zakolu pomiędzy Cetate i Basarabi. Rzeka płynie tutaj z południa na północ, a wiatry panujące są z sektora zachodniego (16 s. 114, 39). Kierunki działania wody płynącej, budującej wały nadrzeczne, oraz wiatrów przekształcających je, są więc mniej więcej prostopadłe. Morfogenetyczna rola wiatrów jest szczególnie duża podczas późnego lata i na początku jesieni. Jest to okres najbardziej suchy (minimum opadowe w Widinie przypada na wrzesień), a stan wody w rzece osiąga wówczas swoje minimum roczne (w październiku). Jednakże nawet wówczas, ze względu na obecność roślinności, wiatr nie może zupełnie swobodnie przewiewać materiału świeżych osadów rzecznych. Dlatego też wydaje się, że nieporozumieniem jest dopatrywanie się przez Jonesco-Balea formy barchanu w dużym wale nadrzecznym na zachód od wsi Maglavitul (21).

Starorzecza są charakterystycznym elementem szczególnie po rumuńskiej stronie Dunaju. Większe wypełnione są przez cały rok wodą i odgrywają w krajobrazie rolę jezior. Rumuni wyodrębniają je pod nazwą »bałta«. Mniejsze przedstawiają się raczej jako bagna, wypełniające się wodą tylko w okresie powodzi.

Najważniejszym procesem morfogenetycznym na terasach zalewowych są oczywiście wylewy Dunaju. W dół od Gomotarci i Cetate odgrywają one większą rolę niż powyżej tych miejscowości. Tłumaczy się to zmniejszeniem spadku oraz utrudnieniem odpływu wód, głównie w okresie spływu kry, w związku ze zmianą kierunku biegu koryta i występowaniem wysp na rzece (16 s. 116, 21). Wysokie stany wody występują od marca do czerwca. W tym okresie zdarzają się w niektóre lata wielkie wylewy obejmujące także wyższy poziom denny rzeki. Tak

więc obie wyróżnione terasy niskie są »czynne«, na obu jeszcze rozwija się proces akumulacji powodziowej. Fakt ten utrudnia rozgraniczenie wiekowe dwu holocenijskich poziomów dennych. Obecnie proces rozwoju tych poziomów w najbliższej okolicy Widina został poważnie zaburzony przez wybudowanie po bułgarskiej stronie grobli przeciwpowodziowych⁸⁾.

Drugorzędne formy w obrębie teras nadzalewowych. Należałoby tutaj omówić przede wszystkim suche doliny nieckowate. Jednakże nie dysponujemy dostatecznym materiałem, który pozwoliłby określić dokładniej ich genezę. W szczególności nie wiadomo czy są one wycięte tylko w pokrywie lessowej, czy też już w jej podłożu. Z tego względu ograniczymy się tylko do tych uwag i do podanej uprzednio oceny roli tych form w krajobrazie opisanych teras. Pozostają więc do omówienia osobliwe pagórki wydmowe i małe zagłębienie bezodpływowe.

Wydm na terasach nadzalewowych różnią się dość zasadniczo od występujących na poziomach zalewowych. Są to wydłużone grzędy o wysokości przeważnie do 10–15 m (wyjątkowo ponad 20 m), o szerokości do paruset metrów i długości do kilku kilometrów. W profilu poprzecznym z reguły są one symetryczne. Nachylenia zboczy są stosunkowo niewielkie, zwykle 6–8° i tylko miejscami około 10°. W dolnej części zboczy nachylenie to zmniejsza się stopniowo i przechodzą one niepostrzeżenie w powierzchnie otaczające (fot. 8 i 9). Kierunek osi podłużnej zbliżony do WNW – ESE (względnie pośredni między WNW – ESE i NW – SE). Analiza morfologiczna wskazuje więc, że są to formy podłużne w stosunku do wiatru wydmotwórczego. Wyraźnych wydm innego typu na terasach nadzalewowych nie obserwowaliśmy. Zupełnie podobne stosunki stwierdził w całej Oltenii Jonesco-Balea (21). Natomiast D. Jaranow zaznacza, że występują także wydmy asymetryczne, ze stromym zboczem eksponowanym ku południowi (20 s. 49). Pomimo, że formy takie – jak sam to podkreśla – są bardzo rzadkie, to jednak z obecności ich wyciąga ten autor ważki wnioski o panujących północnych wiatrach wydmotwórczych.

⁸⁾ Warto zwrócić uwagę, że miasto Widin położone jest na wyższej terasie zalewowej. Interesujące jest, że już kilka wieków przed naszą erą istniało tutaj osiedle celtyckie (Dunonia). Jego mieszkańcy prawdopodobnie wykorzystali obronne cechy miejsca, położonego albo między dwoma ramionami Dunaju, albo być może między starym i nowym korytem. Jeśli nawet osada była zbudowana na wyjątkowo wysokim wzniesieniu, np. na wale nadbrzeżnym, to już wówczas obecny wyższy poziom denny musiał być stosunkowo rzadko zalewany. Ostatnia wielka powódź, w czasie której miasto zalane było wodą, miała miejsce w marcu r. 1942.

Z przedstawionej charakterystyki morfograficznej wynika, że wydmy okolic Widina cechują, w odróżnieniu od środkowo-europejskich, stosunkowo małe nachylenia zboczy, wyjątkowe występowanie form asymetrycznych (poprzecznych w stosunku do kierunku wiatru) i brak łukowych (parabolicznych). Oprócz tej odrębności kształtów stwierdzamy poważne różnice właściwości materiału wydmowego. Na obszarze omawianym jest on znacznie słabiej wysortowany niż np. na Wyżynie Lubelskiej (tabela III). Obok ziarn piasku występuje w znacznej ilości gruby pył. Poza tym ziarna piasku wydym bułgarskich są stosunkowo słabo obtoczone (tabela IV). Z osobliwości składu chemicznego tego piasku należy podkreślić zawartość znacznej ilości węglanów (tabela III). Ich obecność oraz znaczna ilość części pylastych decyduje o tym, że na grzędach wydmych rozwinęły się dość urodzajne gleby. Dzięki temu zajęte są one z reguły pod uprawę. Pomimo tego nie obserwuje się na większą skalę rozwiewania i niszczenia eolicznego. Odporność na to niszczenie uwarunkowana jest niewątpliwie właściwościami składu granularnego i obecnością cementujących węglanów. Te same cechy sprzyjają natomiast, pośrednio, rozwojowi na wydmach wąwozów drogowych (fot. 10 i 11). Powstają one dzięki temu, że materiał wydmy nie obsypuje się z łatwością ze skarp wszelkich nacięć, jak to ma miejsce np. w przypadku wydym polskich.

Tak więc kształt omawianych wydym i ich tworzywo świadczą, że powstały one w innych warunkach niż typowe formy środkowo-europejskie. Pewne wnioski odnośnie tych warunków wynikają z analizy stosunku materiału wydmowego do lessów. Przede wszystkim stwierdzamy w tym materiale, jak to już podkreślano, obecność znacznej domieszki pyłu i węglanów. W niektórych odsłonięciach widać wyraźne przewarstwienia piaszczyste i pylaste. Poza tym w pewnych warstwach można stwierdzić przechodzenie utworów piaszczystych w pylaste w kierunku poziomym. Odnosi się więc wrażenie pewnego rodzaju ścisłego zazębienia się akumulacji materiału piaszczystego i pylastego. Wrażenie to potęguje jeszcze fakt powiązania grzęd wydmych z pokrywą lessową teras nadzalewowych. Grzędy — jak to podkreśla także D. J a r a n o w (20) — tak jakby wyrastają z tej pokrywy, a nie są na nią nałożone, jak to ma miejsce np. na Wyżynie Lubelskiej (28). Dlatego też można przyjąć, że wydmy okolic Widina powstawały w okresie, gdy trwała jeszcze akumulacja lessu. Ich materiał przynoszony był z niewielkiej odległości przez przyziemne prądy wietrzne (piasek), a równocześnie prawdopodobnie »wytrącał się« z unoszącego go powietrza (pył lessowy). Natomiast na Wy-

TABELA IV

Obróbka mechaniczna ziarn kwarcowych płasku wydłomowego z okolic Widina i z Wyzgny Lubelskiej *)
 Façonnement mécanique des grains de quartz des sables de dunes des environs de Vidin et du Plateau de Lublin

- I — zupełnie obtoczone
 complètement façonnés (roulés)
- II — obtoczone
 façonnés (arrondis)
- III — średnio obtoczone
 médiocrement façonnés (usés)
- IV — słabo obtoczone
 faiblement façonnés (faiblement usés)
- V — ostrokrawędziste
 non façonnés (anguleux)

Miejscowość Localité	Zawartość ziarna, w % ilościowych, wg stopnia obróbki mechanicznej: Teneur (pourcentage de quantité) de grains suivant le degré de façonnement:									
	1,0-0,5					frakcja calibre				
	I	II	III	IV	V	I	II	III	VI	V
Okołice Widina Environs de Vidin	-	-	4,67	83,33	12,00	-	-	1,33	81,34	17,33
Nowo Selo (1 km na SSW od wsi)	-	0,33	46,34	40,00	13,33	-	-	3,33	79,67	17,00
Wyzgna Lubelska Plateau de Lublin	7,33	43,33	46,67	2,67	-	3,33	21,33	69,34	5,33	0,67
Niezdów (1 km na N od wsi)	10,00	36,00	46,67	4,00	1,33	1,33	33,67	59,00	6,00	-
Niezdów (przy zach. końcu wsi)										

*) Analizę obróbki mechanicznej wykonał w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS mgr J. Trembaczowski. Za wykonanie tej analizy, oraz udostępnienie wyników opracowania próbek z Wyzgny Lubelskiej, składamy Koledze J. Trembaczowskiemu serdeczne podziękowanie.

źnie Lubelskiej faza akumulacji piaszczystej, w wyniku której powstały do dzisiaj istniejące wydmy, była wyraźnie oddzielona od fazy akumulacji lessowej (28 s. 76-78). Źródłem piasku nad Dunajem były zapewne świeże osady piaszczyste i pylasto-piaszczyste obecnej pierwszej terasy nadzalewowej⁹⁾. Materiał ten transportowały głównie wiatry W, WNW i NW. Świadczy o tym kierunek grzęd wydmy oraz ich rozmieszczenie. Osobliwą cechą tego rozmieszczenia jest bowiem brak wydmy w najbliższej okolicy Widina, położonej na wschód od obszaru wierzchowinowego, tzn. po jego stronie odwietrznej. Taki kierunek wiatrów wydmyotwórczych przyjął już w r. 1923 Jonesco-Balea. Natomiast D. Jaranow w r. 1940 i 1956 oraz K. Krystew w r. 1942 wysunęli koncepcję, że równoleżnikowo prawie rozciągające się wydmy omawianego obszaru mogły utworzyć tylko wiatry N i NE (19, 20, 23). Interesujące jest, że zupełnie podobny pogląd w odniesieniu do wydmy Banatu wysunął w r. 1949 B. Milojević (32). Autorzy ci wiążą taki kierunek wiatrów z układem ciśnienia w okresie glacjału. Wydaje się, że jest to jednak koncepcja oparta na przesłankach dedukcyjnych. Nie znajduje ona uzasadnienia w morfologicznych cechach obszarów wydmyowych okolic Widina¹⁰⁾.

Misczkowate zagłębienia bezodpływowe występują na powierzchni pokrywy lessowej na wyższych terasach nadzalewowych. Ze względu na wymiary i kształty są bardzo podobne do stepowych bludiec Ukrainy i wymoków Wyżyny Lubelskiej. Bułgarzy nazywają je paniczisza, padinki, gamki itd. Geneza ich jest zapewne podobna jak wymoków lubelskich (27). Możliwe jednak, że w przypadku form bułgarskich większą rolę odegrała nierównomierna akumulacja pyłu lessowego, powodująca powstanie nierówności pierwotnych. Natomiast procesy wtórne, tzn. głównie suffozja rozwijająca się w wyniku infiltracji wody gromadzącej się w zagłębieniach, odgrywają mniejszą rolę. Taki

⁹⁾ Jak już podkreślano górna część pokrywy akumulacyjnej tej terasy także wykazuje pewne cechy, które mogą wskazywać na zahębianie się sedymentacji wodnej i z powietrza. Stwierdzenie takie daje nam dodatkowe oparcie dla wysuniętego wniosku o osobliwość procesów gromadzenia się materiału wydmyowego.

¹⁰⁾ Jak już zaznaczono, swoją koncepcję północnych wiatrów wydmyotwórczych opiera D. Jaranow na obecności form asymetrycznych ze stromymi zboczami południowymi. Fakt, że formy takie występują bardzo rzadko, autor ten tłumaczy wtórnym przeobrażeniem profilu wydmy przez denudację (20 s. 49). Argument ten nie jest przekonujący. Zresztą sam Jaranow podważa go w sposób zasadniczy, stwierdzając już na następnej stronie, że denudacja w obszarach lessowych jest bardzo ograniczona. Wydaje się, że łatwiej byłoby chyba uzasadnić wtórność asymetrii profilu wydmy, która mogła się rozwinąć np. w wyniku uprawy roli.

pogląd wyraża C. Michajłow na podstawie badań przeprowadzonych na Równinie Naddunajskiej między Iskyrem i Ogostą, tzn. na wschód od obszaru omawianego (30 a). W czasie badań terenowych obserwowaliśmy te zagłębienia przede wszystkim na terasach wysokich. Nie występują one zresztą w zbyt dużej liczbie. W związku z tym rola ich w krajobrazie jest znacznie mniejsza niż wydm i związanych z nimi zagłębień międzywydmowych.

IV. Zarys rozwoju rzeźby

Po scharakteryzowaniu głównych form rzeźby przedstawimy obecnie w porządku chronologicznym najważniejsze wydarzenia morfogenetyczne. Wydarzenia te właściwie już zostały omówione. Należy więc tylko powiązać je ze sobą i uzupełnić, w oparciu o literaturę, brakujące ogniwa. Ponieważ w rozdziale pierwszym, wstępnym, podany został krótki szkic rozwoju struktury geologicznej, więc niniejszy zarys ograniczymy tylko do okresu po ostatnim zalewie morskim.

Współczesna rzeźba okolic Widina zaczęła się kształtować pod koniec trzeciorzędu. W związku z końcowymi fazami ruchów alpejskich wynurzył się on wówczas z dna kurczącego się stopniowo rozległego basenu dackiego. Z przesuwaniem się ku pn.-wsch. linii brzegowej tego basenu było związane zjawisko przemodelowania pierwotnej powierzchni akumulacyjnej przez abrazję, a następnie denudację subaeralną. W ten sposób powstała w górnym pliocenie (lewancie) płaska, monotonna powierzchnia inicjalna, najprawdopodobniej denudacyjna na pd.-zach. i akumulacyjna na pn.-wsch. Jeszcze na początku czwartorzędu spływały po niej potoki z Karpat Południowych i Starej Płaniny. Śladem tego spływu są żwiry staroczwartorzędowe. Dość szybko jednak potoki te zaczęły rozcinać naszą powierzchnię inicjalną. Wniosek taki wynika ze stwierdzenia P. Coteta, że dolina Dunaju poniżej przełomu Żelaznej Bramy istniała już na początku czwartorzędu (9). Kolejne etapy kształtowania się tej doliny stanowią zasadniczą treść historii dalszego rozwoju morfologicznego omawianego obszaru.

W pierwszym etapie rozwoju Pradunaj i jego dopływy wcięły się głęboko w powierzchnię wyjściową, która przekształciła się w ten sposób w poziom wierzchowinowy. Rozmiary pionowe tego wcięcia należy szacować na około 100 m. O tyle bowiem mniej więcej metrów poniżej powierzchni wierzchowinowej znajduje się najstarszy, dolinny poziom terasowy. Zupełnie podobne rozmiary wcięcia stwierdził K. Miszew w dopływach Dunaju na wschód od Widina (33, 34). Impulsem dla tego

wydarzenia były – według zgodnej opinii geografów bułgarskich (14, 33) – wczesnoczwartorzędowe ruchy epirogeniczne. Być może, iż pewną rolę mogło odegrać także eustatyczne obniżenie poziomu morza, związane np. ze zlodowaceniem Günz. Po fazie intensywniejszego dźwignięcia nastąpiła faza stabilizacji tektonicznej i rozwoju bocznego rzeki, w czasie której powstało rozległe dno erozyjne. Szerokość tego dna wynosiła przynajmniej 20 km, z czego można wnosić, że faza planacji trwała dość długo. W przeciągu tego okresu rozwinęły się na stokach wierzchowyń zrównania ekwiplanacyjne przechodzące stopniowo w poziom dennej i rozszerzające go niejako. Ze względu na małą ilość faktów, którymi dysponujemy, próba datowania i zestawienia tych wydarzeń ze znanymi podziałami stratygraficznymi czwartorzędu nastrocza poważne trudności. W takiej sytuacji nasze datowanie można traktować wyłącznie jako wstępną koncepcję roboczą. Sugerujemy paralelizowanie tego poziomu dennej, uznoszącego się obecnie 65–80 m nad poziom rzeki, ze śródziemnomorską terasą milacką (wysokość około 60 m). Ta terasa śródziemnomorska według P. Woldstedta powstała w okresie interglacjału Günz-Mindel (42, 43).

W drugim i trzecim etapie rozwoju doliny powtarza się historia pierwszego etapu. Skala wydarzeń morfologicznych była jednak wyraźnie mniejsza. Rozmiary wcięcia w drugim etapie można szacować na około 25 m, a szerokość nowego, drugiego z kolei dna, które potem rzeka uytworzyła, nie mniej niż na kilkanaście kilometrów. Natomiast w trzecim odpowiednio wcięcie około 40 m, a szerokość dna do kilkunastu kilometrów. Przyczyny pogłębiania się doliny i rozwoju nowych, erozyjnych poziomów dennych mogły być takie same jak w pierwszym etapie. Możliwe jest jednak, że większą rolę odegrały eustatyczne zmiany poziomu morza. Z okresu środkowego plejstocenu nie są bowiem znane w literaturze wyraźniejsze ślady ruchów epirogenicznych. Dna dolinne etapu drugiego (obecna wysokość względna 35–55 m) i trzeciego (od –5 do +5 m) można paralelizować ze śródziemnomorskimi terasami: tyreńską (wysokość około 32 m) i monasterską (wysokość 18 lub 7–8 m). Jest to wstępna koncepcja, którą traktujemy identycznie jak przedstawioną dla najwyższej terasy. Według P. Woldstedta poziom tyreński pochodzi z interglacjału Mindel-Riss, a monasterski – z Riss-Würm (42, 43).

Następne wydarzenia, które możemy zrekonstruować, mają wyraźnie inny charakter. Ich rytm rozwojowy jest zasadniczo różny i znacznie szybszy.

Czwarty etap charakteryzuje akumulacja, która zapewne dopiero po raz pierwszy w historii omawianego odcinka Dunaju rozwija się na tak

znaczną skalę. Rzeka podnosi swoje dno około 20 m, zagrzebując poziom z etapu trzeciego. Początkowo osadza ona materiał gruby, żwirowy, a następnie coraz drobniejszy, aż do pylastego włącznie. To zmniejszanie się frakcji materiału akumulowanego uwarunkowane było zapewne zmianą ilości wody i reżimu rzeki, co pośrednio wskazuje na ewolucję klimatu od wilgotniejszego do suchszego. Akumulacja pyłu lessowego pod koniec tego etapu wskazuje, że przypadał on na okres glacialny. Pył osadzany był nie tylko w obrębie »czynnego« dna (less fluwialny), ale także i na starych poziomach dolinnych (less subaeralny). Wydaje się, że klimatyczny sens zmian jakości aluwiów nie podlega chyba dyskusji. Dyskusyjny natomiast może być problem przyczyny samego »podnoszenia« dna przez rzekę. Ponieważ odbywało się to w warunkach rozwijającego się glacjału, więc oczywiście należałoby oczekiwać skutków morfologicznych eustatycznego obniżania się poziomu morza, a więc raczej zjawiska odwrotnego od zarejestrowanego. Wobec tego musimy przyjąć, że czynniki akumulacji przeważały nad wpływem depresji poziomu morza. Najprostszym wyjściem w tej sytuacji może się wydawać poszukiwanie przyczyn tektonicznych w postaci zapadania się omawianego odcinka doliny Dunaju. O takich młodych ruchach nie znajdujemy jednak żadnej wzmianki w literaturze. Tak więc przyczyny należałoby może raczej dopatrywać się w dźwiganiu gór otaczających Równinę Naddunajską. Związana z takim ruchem erozja wgłębna potoków mogła dostarczać materiał osadowy do Dunaju. O takich właśnie ruchach z okresu bezpośrednio poprzedzającego Würm, ale na obszarze gór Riła i Pirin, wspomina Ż. Gyłybow (15 s. 206). Czy miały one także miejsce w Karpatach Południowych i Starej Płaninie? Wydaje się, że oprócz tej może niezbyt pewnej przyczyny natury tektonicznej, powinniśmy uwzględnić przyczyny klimatyczne. Oziębienie okresu glacjału musiało spowodować w dźwigających się górach poważne obniżenie górnej granicy lasu. Związany był z tym rozwój na znaczną skalę procesów denudacji. Produkty tej denudacji, jako osady korelatywne, wypełniły dolinę Dunaju. Datowanie tego etapu po tych uwagach nie nastęrcza raczej poważniejszych wątpliwości. Przypadał on na pierwszy stadiał Würmu (Würm 1), lub na tzw. Würm starszy w ujęciu H. Grossa (12).

W etapie piątym, który wiążemy z długotrwałym interstadiem (Würm 1-2?), rzeka intensywnie »wymiała« swoje własne osady. Musiało to być związane ze znacznym wzrostem ilości wody i zmniejszeniem dopływu rumowiska rzeczno-ego z gór, w związku z podniesieniem się górnej granicy lasu. Wcinająca się rzeka dotarła ponownie do podłoża,

w którym wyźłobiła nowe dno, położone kilka metrów poniżej dna z etapu trzeciego. Szerokość tego nowego dna wynosiła kilka do kilkunastu kilometrów, a głębokość wcięcia około 25 m. W ten sposób »wynurzyła« się niejako ponad poziom rzeki pierwsza typowa terasa akumulacyjna, obecna druga terasa nadzalewowa. Na osuszonej powierzchni tej terasy i na wyższych poziomach dennych rozwinęły się procesy glebotwórcze, których ślady zachowały się w postaci gleb kopalnych (dolny poziom glebowy profilu VI).

W drugim stadiale ostatniego zlodowacenia (Würm 2, lub może faza transgresyjna Würmu głównego?), tzn. w etapie szóstym, rozwijają się wydarzenia zupełnie podobne jak w etapie czwartym. Rzeka »nadbudowała«, być może z przyczyn natury klimatycznej, dno erozyjne osadami o ogólnej miąższości 15–20 m. W górnej części są to osady piaszczysto-pylaste. Równocześnie z nimi poza dnem doliny akumulowany był less subaeralny, który przykrył tam glebę z poprzedniego okresu.

Krótkotrwały interstadiał (Würm 2–3, lub »pseudofski«?), który potem nastąpił, zaznaczył się tylko nieznacznym wcięciem, do kilku metrów. W czasie tego siódmego etapu powstało wąskie dno erozyjne, wycięte w piaskach i żwirach poprzedniego okresu oraz niska, akumulacyjna terasa nadzalewowa. Na jej powierzchni oraz na wszystkich wyższych poziomach zaistniały wówczas warunki dla rozwoju procesów glebotwórczych. Procesy te na najmłodszej, niskiej terasie nadzalewowej były przerywane przez wielkie wylewy powodziowe, które zdarzały się tylko wówczas, gdy duże ilości wiosennych wód roztopowych nie mieściły się w wąskim wcięciu erozyjnym.

Podczas ostatniego stadiału zlodowacenia (Würm 3 lub maksimum Würmu głównego) Dunaj ponownie akumuluje, podnosi swoje dno około 10 m, zasypując przy tym także niską terasę nadzalewową z okresu poprzedniego. Jest to etap ósmy. Rzeka rozlewa na dnie o szerokości od kilku do kilkunastu kilometrów, osadzając tylko drobny materiał (piasek z małą domieszką żwirku, piasek pylasty i pył). Nie było więc wówczas pełnego cyklu zmian klimatycznych warunków sedymentacji, jak w etapie czwartym i szóstym. Właściwie można nawet mówić jakby o pewnego rodzaju kontynuacji na krótko przerwane go cyklu etapu szóstego. Poza dnem doliny odbywa się akumulacja lessu subaeralnego, a także piasku. Piasek razem z pyłem, transportowany przez przyziemne wiatry o kierunku WNW i NW, tworzy osobliwe formy wydmowe. Występują one także na poziomie dennym omawianego okresu (etap ósmy). Można więc przypuszczać, że powstawały one jeszcze wówczas, gdy rzeka nie zale-

wała już systematycznie dna, a nawet może zaczęła już je rozcinać. Wynikałoby z tego, że etap ósmy zakończył się w warunkach, w których odbywała się jeszcze akumulacja pyłu lessowego, a przynajmniej jego przewiewanie razem z piaskiem wydmyowym.

Dziewiąty etap rozwoju doliny rozpoczął się prawdopodobnie w okresie schyłkowym ostatniego zlodowacenia i trwał do starszego holocenu. Rzeka wcięła się w osady dwu stadiałów Würmu głównego do 15–25 m i wytworzyła nowe, bardzo nierówne dno erozyjne. Szerokość tego dna była stosunkowo niewielka, od paru do niespełna 10 kilometrów. Wydaje się, że wcięcie to mogło być uwarunkowane wyłącznie przyczynami natury klimatycznej. Nie znane są bowiem z tego okresu jakieś intensywniejsze ruchy dźwigające na omawianym obszarze, a poziom morza podnosił się wówczas na skutek topnienia lodowców – co mogło wywołać tylko akumulację, a nie erozję. Jest to więc klasyczny przykład erozji fazy anaglacjalnej, rozwijającej się według A. Jahnna na przełomie glacjału i interglacjału (17). W związku z wcinaniem się rzeki zaczyna się wówczas rozwijać współczesny brzeg Dunaju.

Ostatni, dziesiąty etap przypada na środkowy i młodszy holocen. Na erozyjnym dnie gromadzą się osady bagienne i madowe (powodziowe) o miąższości od 5 do 15 m. Powstaje w ten sposób współczesny, akumulacyjny poziom denny (terasy zalewowe). Taki właśnie rozwój zjawisk w holocenie obserwuje się w dolinach europejskich powszechnie. Ta powszechność nasuwa przypuszczenie o istnieniu wspólnych przyczyn. Jako takie przyczyny wymienia się z reguły poglaczalne podniesienie poziomu morza lub czynniki klimatyczne. W ostatnich stuleciach do tych przyczyn dołączają się także antropogeniczne. W wyniku bowiem działalności gospodarczej człowieka wzmagają się gwałtownie denudacja gleb, której produktami przeładowane są wody rzek. Na powierzchni tak powstałego dna tworzą się, w związku ze zmianami koryta, starorzecza oraz całe systemy wałów nadrzecznych. Wzniesienia tych wałów i świeże aluwia rozwiewa wiatr w suchej porze roku. Równocześnie z akumulacją na dnie rozwija się w dalszym ciągu, pod wpływem erozji bocznej wysokiej wody, brzeg rzeczny z całym zespołem związanych z nim drugorzędnych form. W obszarach poza zasięgiem wód rzecznych poważniejszą rolę odgrywają jedynie procesy erozji i denudacji wód periodycznych w związku z czym powstają wąwozy i parowy. W pokrywie lessowej na wysokich terasach rozwijają się także, na niewielką skalę z uwagi na względnie suchy klimat, procesy suffozji w zagłębieniach bezodpływowych.

L I T E R A T U R A

1. Begerow R.: Pliocenat w Łomsko. Spisanie na Bałg. geol. družestwo. t. XI, Sofija 1939, s. 347–395.
- 1a. Bogdanow T.: Ukrepane brega na r. Dunaw pri s. Stanotryn-Widinsko. Sofija 1957 (maszynopis).
2. Bonczew E.: Osnowi na tektonikata na Bałgarija. Osnowi na geologijata na Bałgarija. Sofija 1946, s. 336–379.
3. Bonczew E.: Geologija na Bałgarija, Cz. I, Sofija 1955.
4. Bonczew G.: Skalite wew Widinskija kraj i Łomsko. Sborn. na Bałg. akademija na naukite. Kł. prir.-mat., t. XVI, Sofija 1930, s. 1–68.
5. Bonczew St.: Geologiczno-hidrologiczna studija po wodosnabdjawanieto na gr. Widin. Widin 1911.
6. Bukurow B.: Dolina Tise u Jugosławiji. Posebna. izd. Srpskog geogr. druzstwa, nr 25, Beograd 1948, s. 3–54.
7. Bukurow B.: Geomorfołozske crte novosadske okoline (rés. Le caractére morphologique des contrées avoisinant Novi Sad). Zbornik matice Srpske, serija prir. nauka, nr 1, Novi Sad 1951, s. 211–218.
8. Cotet P.: Geomorfologie. Manualul inginerului de mine, t. I, Bucuresti 1959, s. 120.
9. Cotet P.: Problema defileului Dunării la Portile de Fier si cercetarile geomorfologice din câmpia Olteniei. Probleme de Geografie, t. I, Bucuresti 1954, s. 98–119.
10. Cvijić J.: Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 160. Gotha 1908.
11. Góczán L.: A Szentendrei sziget geomorfológiai fejlődéstörténete (Zsfg. Zur geomorphologischen Entwicklungsgeschichte der Insel Szentendre). Földrajzi Ertesitő, t. IV, Budapest 1955, s. 301–318.
12. Gross H.: Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴ – Messungen und paläolitischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eiszeitalter und Gegenwart, t. 9, 1958, s. 151–154.
13. Gunczew G.: Losat w Sewerna Bałgarija (Zsfg. Löss in Nordbulgarien). Izw. na Bałg. geogr. druž., t. III, 1935, s. 16–76.
14. Głybow Ż.: Kratka fizikogeografiska charakteristika na Bałgarija (Caractère physico-géographique abrégée de la Bulgarie). Osnowi na geologijata na Bałgarija, Sofija 1946, s. 34–60.
15. Głybow Ż.: Czetwerticzni nasłagi i czetwerticzna morfologija. Osnowi na geologijata na Bałgarija, Sofija 1946, s. 197–207.
16. Głybow Ż., Iwanow I., Penczew P., Miszew K., Nedelczewa W.: Fiziczeskaja geografija na Bałgarija. Sofija 1956.
17. Jahn A.: Wyżyna Lubelska (summ. Geomorphology and quaternary history of Lublin Plateau). Inst. Geogr. PAN, Prace geograficzne nr 7. Warszawa 1956.
18. Jarnow D.: Opit za paralelizacija na kwaternera ot Bałkanskija poluostrouw... Godisznik Sof. U-t. Ist.-Fil. fak., t. 35, Sofija 1939.

19. J a r a n o w D.: La Péninsule Balkanique pendent le Quaternaire. Sb. w czest na prof. St. Bonczew, Sofija 1940, s. 249–320.
20. J a r a n o w D.: Losat i losowidnité sedimenti w Bałgarija (rés. Le loess et les sédiments loessoides en Bulgarie). Izw. na poczw. institut, t. III, Sofija 1956, s. 37–78.
21. J o n e s c o - B a l e a M. St.: Les dunes de l'Oltenie. Revue de Géographie, t. XI, z. II, 1923.
22. K a p i t o n o w a Tr.: Geolożki i hidrogeolożki proucziwanija na Widinskata nizina. Sofija 1955 (maszynopis).
23. K r y s t e w K.: Werchu losowija relief w SZ Bałgarija. Izw. na seminar. pri Ist.-Fił. fak. pri Sof. U-t., t. I, Sofija 1942, s. 119–136.
24. K y n c z e w a E.: Widinskoto nawodnienie prez m. mart 1942 g. wew wrezka z režima na r. Dunaw. Izw. na seminar. pri Ist.-Fił. fak. pri Sof. U-t., t. II, Sofija 1944, s. 1–36.
25. M a c h a t s c h e k F.: Das Relief der Erde, t. I, Berlin 1955.
26. M a r o s i S.: A Csepel sziget geomorfológiai problémái (Zsfg. Die geomorphologischen Probleme der Insel Csepel). Földrajzi Ertesitő, t. IV, Budapest 1955, s. 279–300.
27. M a r u s z c z a k H.: Wertebý obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (Zsfg. Dolinen auf Lössgebieten der Lubliner Hochfläche). Annales Universitatis MCS, sec. B, t. VIII, Lublin 1954, s. 123–262.
28. M a r u s z c z a k H.: Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. Wydmy śródlądowe Polski, cz. II, Warszawa 1958, s. 61–79.
29. M a r u s z c z a k H.: Sprawozdanie z pobytu w Bułgarii. Czasopismo Geograficzne, t. XXVIII, 1958, s. 513–525.
30. M i c h a j ł o w C.: Losat i losowijat relief meżdu dolinite na Iskyr i Ogosta. Sofija 1956 (maszynopis).
- 30a. M i c h a j ł o w C.: Losowite bludca w sewerozapadna Bałgarija (summ. The small loess areas in Northwest Bulgaria). Izw. na Bałg. geogr., druž., t. II (XII), 1959, s. 41–52.
31. M i c h a j ł o w i ć - M a t i ć D.: Zemunski lesni plato (rés. Le Plateau du loesse de Zemun). Zbornik matice srpske, serija priro. nauka, nr 2, Novi Sad 1952, s. 135–149.
32. M i l o j e w i ć B.: Banatska pещzara. Posebna izd. Geogr. inst. SAN, nr 1, Beograd 1949.
33. M i s z e w K.: Asimetrijata na relefa w zapadnata czast na Dunawската chyłmista raunina meżdu rekite Ogosta i Skomla (rés. La dissymétrie du relief de la partie occidentale de la Plaine ondulée du Danube). Izw. na geogr. inst. BAN, t. III, Sofija 1957, s. 33–45.
34. M i s z e w K.: Geomorfolożki izsledowanija na Dunawската chyłmista raunina meżdu rekite Widboł i Ogosta (rés. Recherches geomorphologiques dans la Plaine Danubienne entre les rivières Vitboł et Ogosta). Izw. na geogr. inst. BAN, t. IV, Sofija 1959, s. 27–83.
35. M u r a t o w M. W.: Tiektonika SSSR, t. II, Moskwa 1949.
36. N e d e w B.: Hidrogeolożko proucziwane na Widinskata nizina wkluczitielno rajona Nowoseło-Bregowo. Sofija 1951 (maszynopis).
37. P e c s i M.: Ujabb vögyfejlődéskörténeti és morfológiai adatok a Duna völgy Pozsony (Bratislava) – Budapest közötti szakaszáról (rés. Contributions au développement et

- à la morphologie du bassin du Danube entre Pressburg et Budapest). Földrajzi Ertesítő, t. V, Budapest 1956, s. 21–42.
38. Stefanow B.: Losat i rozprostranienieto na gorskata rastitelnost w Krajdunawskata nizina (Zsfg. Der Löss und die Verbreitung der Waldvegetation im Donaufelland Nordbulgariens). Izw. na Balg. geogr. druž., t. VI, Sofija 1938, s. 141–168.
39. Sybiewa M.: Reżim na wiatera w Bałgarija. Trudowe na hidromet. służba, t. IV, Sofija 1955, s. 21–106.
40. Teisseyre W.: Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia (rés. La tectonique comparée des Subkarpathes). Kosmos, t. XLVI, Lwów 1921, s. 242–474.
41. Woldstedt P.: Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart, t. 2, 1952.
42. Woldstedt P.: Interglaziale Meereshochstände in Nordwest-Europa. Eiszeitalter und Gegenwart, t. 2, 1952.
43. Woldstedt P.: Das Eiszeitalter, t. 1, Stuttgart 1954.

Р Е З Ю М Е

Вступление к работе содержит краткий морфоструктурный эскиз равнин над нижним Дунаем (рис. 1) и обзор литературы, касающейся окрестности г. Видина. Основная часть работы разделена на 3 главы. В первой из них представлена картина рельефа плато, расположенного в ЮЗ части района изображенного на геоморфологической карте приложенной к тексту. В другой говорится о долине Дуная в широком смысле этого слова, со всеми её террасами. Последняя глава посвящена развитию рельефа окрестности г. Видина.

Наиболее внимания в работе посвящено вопросу террас Дуная. Выделено шесть террас: I – 1 пойменная (относительная высота 3 – 5 м); II – 2 пойменная (5 – 7 м); III – 1 надпойменная (12 – 20 м); IV – 2 надпойменная (25 – 35 м); V – 3 надпойменная (50 – 70 м); VI – 4 надпойменная (80 – 95 м). Две первые террасы обозначены на карте общей сигнатурой. Из-за недостатка материалов не удалось определить различий в строении и взаимном соотношении пойменных террас.

Поверхность пойменных террас находится на высоте 30 – 35 м н. у. м. Из бурений, произведенных на этих террасах следует, что они составляют аккумулятивные уровни, образованные голоценовым аллювием. Мощность этого аллювия колеблется от 5 до 15 м. Ниже залегают плейстоценовый гравий и речные пески. Неровная, эрозионная поверхность этого гравия находится на высоте 17 – 26 м н. у. м. Гравий залегает также на эрозионной поверхности, выработанной в плиоценовых глинах на высоте 12 – 18 м, а местами лишь 6 м н. у. м.

Первая надпойменная терраса состоит из плейстоценовых образований общей мощностью 25 — 30 м. Они залегают на эрозионной поверхности плиоценового основания, расположенной на высоте 14 — 19 м н. у. м. Следовательно плиоценовое основание находится здесь на той же высоте, как в пределах пойменной террасы, что указывает на то, что обе эти террасы имеют один общий фундамент. Для отложений первой надпойменной террасы характерно постепенное изменение гранулярного состава от крупного гравия до песков и пыли (флювиального лесса). Цикл седиментации этих образований был в некоторый период приостановлен. Об этом свидетельствует наличие сложного, мощного слоя выветривания и почвообразования, или же — в других профилях — наличие эрозионной поверхности отделяющей гравий от песков и пыли (рис. 2).

Вторая надпойменная терраса также аккумулятивная. Речные наносы этой террасы, мощностью до 20 м, тоже обнаруживают изменение в гранулярном составе от гравийной до пылевой фракции. В накоплении этих образований нет перерыва, как в случае первой террасы. В самой верхней части речных образований этой террасы обнаружена ископаемая почва. Эта почва находится под покровом лесса обнаруживающего черты свойственные скорее всего субэразальным образованиям, общей мощностью около 10 м. В этом покрове можно различить два лесса разделенных слоем являющимся результатом выветривания и почвообразования (второй, слабее развитый горизонт ископаемой почвы). Плиоценовое основание этой террасы выступает на высоте 23 — 34 м н. у. м., т. е. заметно выше, чем в пределах более низких террас.

Третья и четвертая надпойменные террасы представляют собой эрозионные поверхности, возникшие в отложениях плиоценового основания. На поверхности плиоценовых образований лишь в некоторых местах встречается тонкий слой гравия. Подлинная террасовая поверхность покрыта субэразальным лессом мощностью свыше десятка метров. В этом лессе, на третьей террасе, обнаружено три горизонта ископаемых почв. Из всех этих горизонтов наиболее слабо развит самый верхний.

Из сказанного следует, что вторая, третья и четвертая надпойменные террасы имеют покров субэразального лесса. Мощность этого покрова достигает преимущественно 10 — 15 м. Именно на такую величину меньше фактические относительные высоты первичных, флювиальных поверхностей этих трех террас в сравнении с поданными в начале работы.

Геологическое строение и взаимное соотношение террас Дуная (исключая самую высокую) показаны на схематическом геоморфологическом профиле (рис. 3).

Из других форм рельефа надо указать прежде всего крутые берега Дуная и мезоформы, разнообразящие поверхность террас. Из последних наиболее внимания авторы посвящали древним (приостановленным) дюнам. Эти дюны выступают на надпойменных террасах (фото 8 — 9). Они простираются в направлении сближенном к ЗСЗ — ВЮВ; в поперечном профиле они симметричны. Форма дюн и их расположение (карта к тексту) указывает на то, что они образованы западными и северо-западными ветрами. Дюнный материал составляют слабо сортированные пески со значительной примесью пылеватых частиц (Табл. III). Зерна песка обнаруживают низкую степень механической обработки (Табл. IV).

Крутой берег Дуная — в местах, в которых река подмывает первую и вторую надпойменные террасы — имеет профиль, в котором можно различить 3 резко выделяющиеся части. Верхнюю часть составляют лессовые обрывы, среднюю — откосы, а нижнюю — эрозийная платформа образовавшаяся в последствии колебаний уровня речных вод (рис. IV, фото 3 и 4). На протяжении отрезка, на котором река размывает третью надпойменную террасу, форму крутого берега разнообразят оползни (фото 6 и 7). Эти оползни развиты на основании плиоценовых глин.

После проведения анализа отдельных форм рельефа авторы делают попытку реконструкции развития рельефа, главным же образом реконструкции морфогенетических событий связанных с образованием долины Дуная. Основываясь на анализе строения террас, в развитии этой долины авторы выделили 10 стадий или этапов („Этап” обозначает здесь период, в который река врезается или засыпает свой донный уровень и создает новый). Датировку этих этапов проведено ретрогрессивным методом, начиная с самого молодого, так как для определения возраста самых древних не было данных.

При датировке авторы опирались также на определение возраста болгарских лёссов на период последнего оледенения (15, 20). Попытку параллелизации шести более молодых этапов (3 — 9) развития долины со стратиграфической схемой деления позднего плейстоцена представляет табл. II. Из этой таблицы следует, что размеры морфологических событий в отдельных этапах в большинстве случаев согласованы с продолжительностью стадиялов и интерстадиялов последнего оледенения. Следует подчеркнуть, что характер и размеры явлений,

происходивших в более молодых этапах, от четвертого включительно, указывают на очень большую аналогию с тем, что констатировали венгерские авторы в среднем течении Дуная (11, 26, 37).

Сопоставление морфогенетических событий в выделенных 10 этапах можно представить следующим образом. Формирование современного рельефа окрестностей г. Видина началось в конце третичного периода. В связи с последними фазами альпийской орогенезы воды дакийского бассейна отступали постепенно из района наших исследований. С передвижением береговой линии этого бассейна к СВ связано было явление преобразования первичной аккумулятивной поверхности путем абразии, а затем субаэральной денудации. Таким образом возникла в верхнем плиоцене (леванте) плоская, однообразная, инициальная поверхность, вернее всего денудационная по большей части на юго-западе и аккумулятивная на северо-востоке. Еще в начале четвертичного периода по этой поверхности совершался сток вод из южных Карпат и Старой планины. Свидетельством такого стока являются нижнечетвертичные покровные галечники разбросанные по поверхности плиоценовых образований.

В первом этапе развития долинной сети Прадунай и его притоки врезались глубоко в первичную поверхность. Таким образом эта поверхность преобразовывалась постепенно в верхний уровень разрезанного плато. Вертикальные размеры вреза следует оценивать на около 100 м. Такова именно современная относительная высота верхнего уровня плато ЮЗ части исследованного района по отношению к поверхности древнейшей долинной террасы. Толчком для врезания рек были — по согласному мнению болгарских географов (14, 33) — раннечетвертичные эпейрогенические движения. Возможно, что некоторую роль могло при этом сыграть также эвстатическое понижение уровня моря, связанное напр. с оледенением Гюнц. После фазы более интенсивного поднятия наступила фаза тектонической стабилизации и бокового развития реки. Таким образом возникло обширное эрозионное дно долины. Ширина этого дна достигала по меньшей мере 20 км. Из этого можно сделать вывод, что фаза планиации продолжалась довольно долго. В это время на склонах долин образовались эклипационные поверхности выравнивания, переходящие постепенно в донный, эрозионный уровень и до некоторой степени — за счет — его. Повидимому этот донный уровень находящийся ныне на высоте 65—80 м над зеркалом воды в реке, следует параллельно сурово средиземноморской милицкой террасой, относительную высоту которой определяются на 60 м. Эта средиземномор-

ская терраса, по мнению П. Вольдштедта образовалась во время межледникового периода Гюнц-Миндель (42, 43).

Во втором и третьем этапах развития долины повторяется история первого этапа. Масштаб геоморфологических событий был однако значительно меньше. Размеры вреза во втором этапе можно определить на около 25 м, а ширину новой донной поверхности, образованной рекой в это время, надо определить по меньшей мере на свыше десяти километров. В третьем этапе соответственно глубина вреза составляла 40 м, а ширина дна тоже свыше десяти километров. Причины углубления долины и развития новых эрозионных поверхностей могли быть такие же, как и в первом этапе. Кажется однако, что более значительную роль могли сыграть теперь эвстатические изменения уровня моря, так как в соответственных работах пока не говорится о каких либо более заметных следах крупнейших среднеплейстоценовых эпейрогенических движений в пределах исследованного района. Донные уровни второго этапа (современная относительная высота 35 – 55 м) и третьего этапа (от – 5 до + 5 м) можно параллелизовать со средиземноморскими террасами: тыренской (относительная высота около 32 м) и монастырской (18 или 7 – 8 м). Это только, как и в случае самой верхней террасы, предварительная концепция датировки. По П. Вольдштедту тыренский уровень образовался в интергляциале Мюндель Рисс, а монастырский – Рисс-Вюрм (42, 43).

Следующие события которые мы можем реконструировать, имеют выразительно иной характер. Они развивались по другому ритму и значительно быстрее.

Четвертый этап характеризуется аккумуляцией, которая вероятно в первый раз в истории рассматриваемого участка долины Дуная развивается в столь значительном масштабе. Река повышает дно долины на около 20 м, прикрывая уровень третьего этапа. Она отлагает в начале крупнозернистый материал (гравий), а затем более мелкий – до пылеватого включительно. Эти постепенные изменения фракции аккумулярованного материала были, очевидно, обусловлены падением количества воды и эволюцией режима реки. Косвенно это указывает и на эволюцию климата – от более влажного к более сухому. Аккумуляция лессовой пыли в конце этого этапа указывает на то, что его надо связывать с периодом оледенения. Пыль накопилась не только в пределах „активного” дна (флювиальный лесс), но также и на древних уровнях, т. е. на террасах (субэразальный лесс). Кажется, что изменение качества аллювия можно связывать с климатическими условиями. Дискуссионным является только вопрос причин такого

накопления аллювия рекой. Оно происходило в условиях развивающегося оледенения. Следовало бы в связи с этим ожидать — как в предыдущем этапе — морфологических последствий эвстатического понижения уровня моря, следовательно явления противоположного отмеченному. В связи с этим мы вынуждены принять, что факторы аккумуляции преобладали над влиянием понижения уровня моря. Может быть, что это было обусловлено тектоническими причинами, напр. движением гор, окружающих придунайскую равнину. Пока неизвестно однако, имели ли место в позднем плейстоцене более значительные движения этого рода. Кажется, что кроме тектонических причин мы должны учесть и климатические. Охлаждение во время оледенения несомненно вызвало в горах снижение верхней границы леса. Следствием этого должен был наступить рост напряжения процессов денудации. Продукты этой денудации, как коррелятивные отложения накапливались в долине Дуная. Этот этап развития долины совпадал с первой стадией оледенения Вюрм (Вюрм I), или же с т. н. древним Вюрмом в понимании Г. Гросса (12).

В пятом этапе, который мы связываем с продолжительным Готтвейгском интерстадиалом (Вюрм 1-2?), река интенсивно выносит свои собственные отложения. Это, должно быть, было связано со значительным ростом количества воды и уменьшением транспорта наносов с гор, в связи с повышением верхней границы леса. Врезавшаяся река опять достигла плиоценового основания, в котором выработала новое дно, расположенное несколькими метрами ниже дна третьего этапа. Ширина этого нового дна достигала от нескольких до свыше десятка километров, а глубина вреза около 25 м. Таким образом была создана типичная аккумулятивная терраса, ныне вторая надпойменная терраса. На поверхности этой террасы и на более высоких уровнях развивались почвообразовательные процессы, следы которых сохранились в виде ископаемых лессовых почв.

Во втором стадиале последнего оледенения (Вюрм 2, или же фаза трансгрессии „главного Вюрма“?), т. е. в шестом этапе развиваются процессы совершенно подобные процессам четвертого этапа. На эрозионной поверхности дна река отлагает слой аллювия общей мощностью 15 — 20 м. Его состав и структура совсем похожи на соответственные образования четвертого этапа. В верхней части это песчанисто-пылеватые отложения. Одновременно с ними, вне пределов дна долины, отлагался субаэральный лесс, который прикрыв почву предыдущего периода.

Кратковременный интерстадиал, который потом наступил (Вюрм 2-3, или „Паудорфский“?), отмечается лишь незначительным углублением реки — всего на несколько метров. Во время этого седьмого этапа возникло узкое эрозионное дно, образованное в песках и гравии предыдущего периода, а также низкая, аккумулятивная надпойменная терраса. На поверхности этой террасы и на всех выше-расположенных уровнях создались тогда условия для развития почвообразовательных процессов. На самой молодой, низкой надпойменной террасе эти процессы протекали в условиях, модифицированных изредка повторяющимися паводками, во время которых отлагался тонкий слой пылеватого аллювия. Эти паводки случались лишь тогда, когда больших количеств весенних талых вод не могла поместить узкая и не глубоко врезанная, самая нижняя часть долины.

Во время последнего стадиала оледенения (Вюрм 3 или максимум „главного Вюрма“) Дунай опять аккумулирует, поднимая свое дно около 10 м. Река засыпала при этом также низкую надпойменную террасу предыдущего периода. Это был восьмой этап. Река разливается на дне долины шириной от нескольких до свыше десятка километров, отлагая лишь мелкие частицы (песок с небольшой примесью мелкого гравия, пылеватый песок и пыль). В это время мы не наблюдаем полного цикла климатических изменений условий седиментации, как в четвертом и шестом этапах. Можно сказать, что мы встречаемся здесь как бы со своего рода продолжением прерванного на короткий срок цикла шестого этапа. Вне дна долины происходит накопление субэзрального лесса, а также песка. Песок вместе в лесовой пылью, переносимый приземными ветрами направления ЗСЗ и СЗ, создает своеобразные дюнные формы. Они выступают также на донном уровне образованном во время рассматриваемого периода (восьмой этап). Основываясь на этом, можно предполагать, что дюны образовались в условиях, в которых река не заливала уже систематически этого донного уровня, а может быть даже начала уже углубляться. Из этого следовало бы, что восьмой этап завершился в условиях продолжавшегося накопления пыли, а по меньшей мере перевевания её вместе с дюнным песком.

Из сказанного следует, что девятый этап развития долины начался вероятно в период конечной фазы последнего оледенения и продолжался до древнего голоцена включительно. Река углубилась в отложения двух стадиалов „главного Вюрма“ до 15 — 25 м и создала новое, очень неровное, эрозионное дно. Ширина этого дна была относительно небольшая, от нескольких до почти 10 километров.

Можно предполагать, что это углубление реки обусловлено климатическими факторами, так как пока неизвестны какие либо более интенсивные тектонические движения в исследованном районе, которые относились бы к этому периоду, уровень же моря поднимался тогда в результате таяния ледников.

Последний, десятый этап мы связываем со средним и младшим голоценом. На эрозионном дне отлагаются постепенно болотные и другие паводковые образования общей мощностью от 5 до 15 м. Создается таким образом современный, аккумулятивный донный уровень (пойма). Такое именно развитие явлений в голоцене наблюдается повсеместно в европейских речных долинах. По этому можно предполагать, что существуют общие причины такого развития долин. Среди этих причин выделяется как правило послеледниковое повышение уровня моря, или же климатические факторы. В последних столетиях к этим причинам присоединяются также антропогенные.

R É S U M É

L'introduction à l'ouvrage comprend un aperçu succinct de la structure des plaines du bas Danube (fig. 1) et la bibliographie. La partie principale de l'ouvrage est divisée en trois chapitres. Le premier donne un tableau du relief du plateau situé dans la partie SW du territoire que représente la carte géomorphologique hors texte. Dans le second chapitre, il est question de la vallée du Danube avec tout son système de terrasses. Le dernier chapitre présente un précis de l'évolution du relief des environs de Vidin.

Les auteurs ont concentré leur attention sur le problème des terrasses du Danube. Ils en distinguent six, et notamment: I — la plaine inondable 1 (hauteur relative 3 — 5 m); II — la plaine inondable 2 (5 — 7 m); III — la terrasse 1 (12 — 20 m); IV — la terrasse 2 (25 — 35); V — la terrasse 3 (50 — 70 m); VI — la terrasse 4 (80 — 95 m). La première et la seconde sont désignées sur la carte par des signes identiques. Les matériaux nécessaires manquent cependant pour pouvoir déterminer les différences de structure et la relation réciproque de ces terrasses.

Des sondages effectués sur les plaines inondables (altitude absolue 30 — 35 m), il résulte que ce sont là des surfaces d'accumulation, construites avec des dépôts d'holocène. L'épaisseur de ces dépôts varie de

5 à 15 m. Plus bas, il y a des graviers du pléistocène et des sables fluviaux. La surface de ces graviers, inégale, érodée, s'élève à 17 – 26 m d'altitude absolue. Les graviers reposent également sur une surface d'érosion taillée dans les argiles pliocènes à l'altitude absolue de 12 à 18 m, parfois 6 m seulement.

La première terrasse est construite en sédiments du pléistocène d'une épaisseur totale de 25 à 30 m. Ces dépôts reposent sur une surface d'érosion du substratum du pliocène, s'élevant à une altitude absolue de 14 – 19 m. Le substratum se trouve donc ici à une altitude similaire à celle de la plaine inondable, ce qui permettrait de supposer un socle commun aux deux terrasses. Les dépôts de la première terrasse sont caractérisés par la diminution du calibre granulométrique à partir de gros graviers jusqu'aux sables et limons (loess fluvial). Le cycle de sédimentation de ces dépôts a été interrompu à une certaine époque. Pendant cet intervalle, le fleuve devrait avoir creusé les alluvions récents. La présence d'un horizon complexe du sol en témoigne, ainsi que, dans d'autres coupes (profils), la présence d'une surface d'érosion séparant les graviers des sables et du limon (fig. 2).

La seconde terrasse est également une terrasse d'accumulation. Les dépôts fluviaux de cette terrasse, d'une épaisseur de 20 m, présentent de même une diminution de la taille granulométrique, à partir de graviers jusqu'au limon. Le cycle de sédimentation de ces dépôts n'a pas été interrompu comme celui de la terrasse précédente. Dans le toit des dépôts fluviaux un sol fossile s'est développé. Sur ce sol subsistent deux couches de loess subaériens d'une épaisseur totale d'environ 10 m, séparées par un horizon de sol moins développé. Le substratum du pliocène à l'intérieur de cette terrasse se trouve à 23 – 24 m d'altitude absolue, donc sensiblement plus haut que dans les terrasses inférieures.

Les terrasses troisième et quatrième sont des formes d'érosion creusées dans les dépôts du substratum du pliocène. A la surface des sédiments du pliocène une couche mince de graviers se trouve seulement par endroits. La surface de la terrasse est couverte de loess subaériens d'une épaisseur de 15 mètres environ. Dans ces loess, sur la troisième terrasse, la présence de trois sols fossiles a été constatée. Le sol situé le plus haut présente le plus faible développement.

Des faits mentionnés, il résulte que les terrasses deuxième, troisième et quatrième sont couvertes de loess subaériens. L'épaisseur de la couverture de loess s'élève, pour la majorité des cas, à 10 – 15 m. C'est de cette valeur que la hauteur relative réelle des surfaces fluviales prima-

ires de ces terrasses diffère en moins par rapport aux hauteurs mentionnées ci-dessus.

La coupe géomorphologique schématique (fig. 3) représente la structure géologique et les relations réciproques des terrasses du Danube (la terrasse supérieure exceptée).

Les berges abruptes du Danube ainsi que les diverses formes du relief des terrasses ont été analysées également. Parmi ces dernières, les vieilles dunes mortes (fixées) méritent surtout l'attention. Les vieilles dunes se trouvent sur les terrasses (photos 8 – 9). Ce sont des formes sensiblement allongées dans la direction approximative WNW-ESE, symétriques dans leur profil transversal. La forme des dunes et leur disposition (voir la carte hors texte) indiquent qu'elles ont été formées par les vents d'Ouest et du Nord-Ouest. Elles sont construites de sables peu assortis et qui contiennent beaucoup de particules de limon (tableau III). Ces sables sont caractérisés par leur faible façonnement. Dans le profil de la berge abrupte du Danube, aux endroits où les terrasses première et deuxième subissent actuellement l'érosion latérale du fleuve, il a été distingué trois étages. L'étage supérieur est formé par un escarpement de loess, le moyen est un talus d'éboulis, et l'étage inférieur est une plate-forme d'érosion, entre les niveaux des hautes et des basses eaux, (fig. 4, photos 3 et 4). Dans le secteur où le fleuve creuse la troisième terrasse, la forme de la berge abrupte est accidentée par des glissements (photos 6 et 7) qui se sont développés sur un substratum d'argiles fortes du pliocène.

Après avoir analysé les formes du relief, les auteurs procèdent à ordonner la chronologie des faits et, avant tout, des processus et événements morphogénétiques qui ont formé la vallée du Danube. Sur la base de l'analyse des terrasses, les auteurs distinguent dix étapes d'évolution de la vallée (la dénomination «d'étape» désigne la période où le fleuve creuse ou exhausse son niveau de fond et en forme un autre). La détermination de l'âge de ces étapes a été effectuée au moyen de la méthode rétrogressive, en commençant par le plus récent, puisque les auteurs ne disposaient pas de données qui détermineraient l'âge des étapes les plus anciennes. Pour dater les étapes, les documentations ont été puisées dans les ouvrages situant l'âge des loess de Bulgarie dans la dernière glaciation (15, 20). Le tableau II présente un essai de parallélisation des six étapes postérieures (3 – 9) de l'évolution de la vallée, avec le nouveau tableau stratigraphique du pléistocène supérieur de H. Gross. Il résulte de ce tableau une conformité marquante des dimensions des événements morphologiques dans les étapes respectives,

et de la durée des stades et interstades au cours de la dernière glaciation. Il est à souligner que le caractère et les dimensions des phénomènes qui se sont produits dans les étapes plus récentes à partir de la quatrième, et y compris celle-ci, présentent une analogie avec ce qui a été constaté par les auteurs hongrois sur le cours du moyen Danube (11, 26, 37).

Ci-après, un bref aperçu des événements morphogénétiques sera présenté par ordre chronologique. La formation du relief contemporain des environs de Vidin a commencé vers la fin du Tertiaire. En rapport avec les phases finales des mouvements alpins, cette région émergea du fond du vaste bassin dacien. Au déplacement vers le Nord-Est du rivage de ce bassin était lié le phénomène de remodelage de la surface primaire d'accumulation par l'abrasion, puis les processus subaériens. Ainsi se forma dans le haut pliocène (Levant) une surface initiale plate et monotone, probablement d'érosion dans le Sud-Ouest et d'accumulation dans le Nord-Est. Encore au début du Quaternaire, elle était traversée par des torrents provenant des Karpathes du Sud et des Balkans (Stara Planina). Des graviers du bas Quaternaire présentent des traces de cet écoulement.

Au cours de la première étape d'évolution du réseau des vallées, le Pré-Danube et ses confluent ont creusé profondément la surface initiale. Cette surface s'est transformée ainsi en un plateau. Les dimensions verticales du creusement peuvent être évaluées à 100 m environ; c'est notamment la différence d'altitude entre le plateau et le plus ancien niveau de terrasse. D'après l'unanime opinion des géographes bulgares (14, 33), les mouvements épéirogéniques du bas Quaternaire ont donné l'impulsion à cet événement. Il est possible que l'abaissement glacio-eustatique du niveau de la mer, en rapport avec la glaciation Günz, ait pu également jouer un certain rôle dans ce processus. Une phase d'exhaussement intense a été suivie par une phase de stabilisation tectonique et d'évolution latérale du fleuve, pendant laquelle un vaste fond d'érosion fut produit. La largeur de ce fond était de 20 km minimum; l'on peut en déduire que la phase de planation a duré assez longtemps. Au cours de ce temps, sur les pentes du plateau se sont développés des aplanissements d'équiplanation passant successivement en un niveau de fond et en l'élargissant pour ainsi dire. Il semble que ce niveau de fond, qui s'élève actuellement à 65 — 80m au-dessus du niveau du fleuve, devrait former parallèle au niveau milazzien de la Méditerranée (hauteur relative de 60 m environ). D'après P. Woldstedt cette ter-

rasse méditerranéenne apparut au cours de l'interglaciaire Günz-Mindel (42, 43).

Les deuxième et troisième étapes d'évolution reproduisent l'histoire du premier, mais à une échelle sensiblement diminuée. Les dimensions du creusement à la deuxième étape peuvent être évaluées à environ 25 m, et la largeur du nouveau fond, deuxième de la suite, que le fleuve a formé, à 15 – 20 kilomètres. À la troisième étape cependant le creusement a été de 40 m environ, et la largeur du fond successif – d'une quinzaine de kilomètres. Les causes de l'approfondissement de la vallée et de la formation des niveaux d'érosion nouveaux, pouvaient être les mêmes qu'à la première étape. Il semble toutefois que les changements eustatiques du niveau de la mer aient joué un rôle plus important; dans la littérature du sujet, on ne trouve pas de mention de traces de mouvements épérogéniques importants sur le territoire en question. Les fonds des vallées de la deuxième étape (hauteur relative actuelle 35 – 50 m) et de la troisième étape (à partir de – 5 à + 5 m) peuvent être mis en parallèle avec les terrasses méditerranéennes, et notamment avec le niveau tyrrhénien (hauteur d'environ 32 m) et le niveau monastirien (hauteur 18 m ou 7 – 8 m). C'est là une conception provisoire pareille à celle présentée pour la terrasse supérieure. Selon P. Woldstedt le niveau tyrrhénien est originaire de l'interglaciaire Mindel-Riss, et le niveau monastirien – de l'interglaciaire Riss - Würm (42, 43).

Le caractère des événements suivants, et qui peuvent être reconstruits, est sensiblement différent. Le rythme d'évolution diffère essentiellement du précédent et il est beaucoup plus rapide.

La quatrième étape est caractérisée par l'accumulation qui se présente ici probablement pour la première fois dans l'histoire de ce secteur du Danube, à une échelle aussi considérable. Le fleuve exhausse son fond d'environ 20 m, en ensevelissant le niveau de la troisième étape. D'abord, il dépose du gros matériau de gravier, ensuite du plus fin jusqu'au limon y compris. Cette diminution de calibre granulométrique des matériaux accumulés est due sans doute à des modifications de débit d'eau et du régime du fleuve, ce qui indique, d'une manière indirecte, l'évolution vers un climat plus sec. L'accumulation de limon loessique à la fin de cette étape indique que celle-ci était survenue pendant une période de glaciation. Le limon était déposé non seulement à l'intérieur du fond »actif« (loess fluvial) mais encore sur les anciennes terrasses (loess subaérien). Il semble que le caractère climatique des transformations de qualité des alluvions ne prête pas à discussion; toutefois, le problème des causes de l'exhaussement du fond par le fleuve peut être discutable.

Cet exhaussement a eu lieu dans les conditions de développement du glaciaire ; on s'attendrait donc plutôt à des conséquences morphologiques de l'abaissement eustatique du niveau marin — un phénomène opposé à celui qui a été observé. Aussi faut-il admettre que les agents d'accumulation ont prévalu contre l'influence de la dépression du niveau de la mer. Il se peut que cela fût dû à des causes d'ordre tectonique, par exemple le soulèvement des montagnes entourant la plaine danubienne. On ignore cependant si des mouvements de ce type se soient produits dans le pléistocène supérieur. Il paraît que, en dehors de cette cause incertaine il faille admettre les causes du climat. Du refroidissement de la période glaciaire avait dû résulter, dans les montagnes, un abaissement de la limite supérieure de la forêt. Une importante évolution des processus de destruction en a été la suite. Les produits de ces processus, dépôts corrélatifs, remplirent la vallée du Danube. Cette étape d'évolution de la vallée fut contemporaine au premier stade würmien (Würm 1) ou, d'après H. Gross, au Würm ancien (12).

Au cours de la cinquième étape, correspondant à l'interstade Göttweig de longue durée, le fleuve »balaie« ses propres dépôts. Cela est sans doute à attribuer à l'importante augmentation du débit d'eau et de la diminution du débit solide des montagnes en correspondance avec le soulèvement de la limite supérieure de la forêt. En creusant, le fleuve atteint de nouveau le substratum pliocène dans lequel il creuse un fond nouveau, situé à quelques mètres plus bas que celui de la troisième étape. La largeur de ce nouveau fond s'élevait à quelques kilomètres ou peut-être à une quinzaine de kilomètres, et la profondeur du creusement à 25 m environ. Ainsi se forma une terrasse type d'accumulation, la seconde terrasse actuelle. Sur la surface de cette terrasse, ainsi que sur les niveaux plus hauts, des processus pédogéniques ont évolué, dont les sols fossiles sont les traces actuelles.

Au deuxième stade de la dernière glaciation (Würm 2 ou peut-être la phase de transgression du Haut-Würm?), c'est-à-dire à la sixième étape, les événements se déroulent d'une manière analogue à la quatrième étape. Le fleuve exhaussa, sous l'influence de causes dues au climat, le fond d'érosion avec des dépôts d'une épaisseur totale de 15 à 20 m. Dans la partie supérieure ce sont des dépôts de sable et de limon. Simultanément, et en dehors du fond de vallée, du loess subaérien a été accumulé qui recouvrit le sol de la période précédente.

Un interstade suivant, court, (Würm 2-3 ou interstade Paudorf?) marqua un creusement insignifiant, de quelques mètres. Pendant cette

septième étape, un fond d'érosion étroit a été creusé dans les sables et les graviers de la période précédente, et il se forma une basse terrasse d'accumulation. Sur la surface de cette terrasse et sur tous les autres niveaux supérieurs, des conditions favorables aux processus pédogéniques se développèrent. Sur la nouvelle terrasse basse, ces processus étaient interrompus par les grandes crues des inondations. Celles-ci avaient lieu uniquement aux moments où les eaux de fonte débordaient l'étroit sillon d'érosion.

Au cours du dernier stade de la glaciation (Würm 3 ou maximum du Haut-Würm), le Danube recommence l'accumulation et hausse son fond d'environ 10 m, en ensevelissant également la terrasse basse de l'époque précédente. C'est alors la huitième étape. Le fleuve coule sur un fond large de quelques kilomètres ou même de plusieurs kilomètres, en déposant seulement des matériaux fins (sable mêlé d'un peu de gravier, sable limoneux et limon). Il n'y avait donc pas, dans cette étape, de cycle complet de variations de conditions climatiques de la sédimentation, comme on a pu les voir aux étapes quatre et six. L'on pourrait même définir cette étape comme celle d'une certaine continuation du cycle sixième étape, interrompu pour un temps. En dehors du fond de la vallée, une accumulation de loess subaérien et de sable se produit. Sable et limon, transportés par les vents WNW et NW, produisent des dunes. Celles-ci se présentent également sur le niveau de fond de la huitième étape. L'on peut donc être amené à supposer qu'elles se soient produites encore à l'époque où le fleuve ne submergeait plus le fond d'une manière continue, et commençait peut-être déjà à l'entailler. Il s'en suivrait que la huitième étape s'est terminée dans des conditions favorables à l'accumulation du limon loessique, et pour le moins au transport de celui-ci par le vent, ensemble avec les sables.

La neuvième étape d'évolution de la vallée danubienne a commencé probablement dans la période de décadence de la dernière glaciation, et a duré jusqu'au holocène inférieur. Le fleuve a creusé les dépôts des deux stades du Haut-Würm à 15 – 25 m et il a formé un nouveau fond d'érosion, très accidenté, large de quelques kilomètres à 10 km environ. Il semble que ce creusement soit dû uniquement aux phénomènes de nature climatique, puisque des mouvements épéirogéniques ne sont pas connus, à l'époque, sur le territoire, et le niveau de la mer montait alors à la suite de la fonte des glaciers.

La dixième (dernière) étape se place dans le holocène moyen et supérieur. Sur le fond d'érosion s'accumulent des dépôts de marais

et d'alluvions, d'une épaisseur de 5 à 15 m. Ainsi se forme le niveau d'accumulation de fond contemporain (la plaine alluviale).

Une semblable évolution des phénomènes du holocène est observée généralement dans les vallées européennes. Cette universalité du phénomène fait supposer l'existence de causes communes. Comme telles sont désignés généralement la variation post-glaciaire du niveau de la mer ou les facteurs climatiques. Au cours des siècles derniers l'activité de l'homme vient se joindre à ces facteurs.

Papier druk. sat. III kl. 90 g.

Format 70 x 700

Ark. druku 3 + 14 str.

Annales U. M. C. S. Lublin 1959.

Druk. P. Z. P. T. Przemysł, Pl. Czackiego 10.

Zam. nr 1502 29. XII. 1959

900 + 200 egz.

Data otrzymania manuskryptu 29. XII. 1959.

Data ukończenia druku 30. IV. 1960



Fot. 1. Równina akumulacyjnych teras nadzalewowych na południe od wsi Nowo Selo. Na ostatnim planie, po prawej stronie, krawędź obszaru wierzcholinowego.
Surface des terrasses d'accumulation au Sud du village de Nowo Selo. Au fond, à droite bordure du plateau.



Fot. 2. Równina erozyjnej, najwyższej terasy z pokrywą lessową na pn.-zach. od wsi Gymzowo. Na ostatnim planie ostaniec starszej rzeźby.
Surface de la terrasse supérieure d'érosion avec couverture de loess, au Nord-Ouest du village de Gymzowo. Au fond témoin de relief plus ancien



Fot. 3. Brzeg Dunaju na zach. od wsi Gomotarci. Rzeka podcina drugą terasę nadzalewową.

Berge du Danube à l'Ouest du village de Gomotarci. Le fleuve creuse la deuxième terrasse.



Fot. 4. Brzeg Dunaju na pn.-zach. od wsi Nowo Selo. Rzeka podcina pierwszą terasę nadzalewową.

Berge du Danube au Nord-Ouest du village de Nowo Selo. Le fleuve creuse la première terrasse.



Fot. 5. Obrywisko brzegowe, zbudowane z utworów pylastych (lessowych), na pn-zach. od wsi Nowo Selo.

Eboulement de rive, construit en dépôts limoneux (loessiques) au Nord-Ouest du village de Nowo Selo.



Fot. 6. Zsuwy na brzegu Dunaju na wschód od wsi Jasen.
Glissements sur la rive du Danube à l'Est du village de Jasen.



Fot. 7. Pseudoterasa zsuwowa na brzegu Dunaju na wschód od wsi Jasen.
»Terrasse de glissement« sur la rive du Danube à l'Est de village de Jasen.



Fot. 8. Zużydmiona powierzchnia drugiej terasy nadzalewowej na pd.-zach. od wsi Nowo Selo.

Surface de dunes de la deuxième terrasse au Sud-Ouest du village de Nowo Selo.



Fot. 9. Wydma na drugiej terasie nadzalewowej na pd.-zach. od wsi Nowo Selo.

Dune sur la deuxième terrasse au Sud-Ouest du village de Nowo Selo.



Fot. 10. Wąwóz drogowy, rozcinający zbocze wydmy na drugiej terasie nadzalewowej na pd.-zach. od wsi Nowo Selo

Ravin de route creusant la pente de la dune sur la deuxième terrasse au Sud-Ouest du village de Nowo Selo.

Fot. H. Maruszczak



Fot. 11. Skarpy wąwozu drogowego na wydmie, wykazujące cechy morfologiczne właściwe dla obrywistych zboczy lessowych.

Escarpements du ravin de route sur la dune, présentant les caractères morphologiques propres aux pentes loessiques éboulées.

Henryk Maruszczak, Kirił Miszew

Fot. K. Miszew

MAPA GEOMORFOLOGICZNA OKOLIC WIDINA
 CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DES ENVIRONS DE VIDIN

Objaśnienie znaków:

Formy holocenijskie: 1a – krawędzie erozyjne brzegu Dunaju;
 1b – krawędzie erozyjne brzegu Dunaju przemodelowane przez zsuwy;
 2 – starorzecza; 3 – wały nadbrzeżne przemodelowane przez wiatr; 4 –
 terasy akumulacyjne zalewowe (3–5 i 5–7 m).

Formy plejstocenijskie: 5 – wydmy; 6 – terasa akumulacyjna nadzalewowa niższa (12–20 m); 7 – terasa akumulacyjna nadzalewowa wyższa z pokrywą lessu subaeralnego (25–35 m); 8 – terasa erozyjna niższa z pokrywą lessu subaeralnego (50–70 m); 9 – terasa erozyjna wyższa z pokrywą lessu subaeralnego (80–95 m); 10 doliny suche rozcinające stoki; 11 – stoki denudacyjne.

Formy plejstocenijsko-plejstocenijskie: 12 – ostańce denudacyjne; 13 – zrównanie wierzchwinowe (170–200 m).

Uwaga: Liczbami rzymski (I–VI) oznaczono położenie profili, tzn. odśnieżyć i wierceń, opisanych w tekście pracy.

Légende:

Formes du holocène: 1a – escarpements d'érosion de la berge du Danube;
 1b – escarpements d'érosion de la berge du Danube modifiés par des glissements;
 2 – délaissés; 3 – bourrelets de rive modifiés par le vent; 4 – plaines inondables (3–5 et 5–7 m).

Formes du pléistocène: 5 – dunes fixées; 6 – terrasse d'accumulation inférieure (12–20 m); 7 – terrasse d'accumulation supérieure avec couverture de loess subaérien (25–35 m); 8 – terrasse d'érosion inférieure avec couverture de loess subaérien (50–70 m); 9 – terrasse d'érosion supérieure avec couverture de loess subaérien (80–95 m); 10 – vallées sèches creusant les pentes; 11 – formes de destruction (pentes d'érosion).

Formes du plio-pleistocène: 12 – avant-buttes (témoins); 13 – aplanissement du plateau (170–200 m).



