

ROLA NATURALNEGO DRENAŻU WÓD PODZIEMNYCH W ROZWOJU MORFOLOGICZNYM KRAWĘDZI DOLIN RZECZNYCH NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH ODCINKÓW DOLIN: WISŁY I DOLNEJ BUGO-NARWI

UKD 556.332:556.53:551.437:551.482.2(438:282.243.61+282.243.613+282.243.617)

Celem artykułu jest próba wyjaśnienia w jakim stopniu morfologiczne skutki drenażu wód podziemnych zależą od budowy geologicznej strefy przykrawędziowej. Zagadnienia te wstępnie były referowane na początku 1972 r. przez H. Bujwid, J. Muchowskiego (2). Oparto się na założeniu, że odwadnianiu masywu gruntowego, rozciętego przez dolinę rzeczną, powinno towarzyszyć rozwijanie się określonych form morfologicznych (deformacji krawędzi), których charakter i wielkość będą uzależnione z jednej strony od stopnia zawodnienia ośrodka gruntowego, z drugiej zaś od jego właściwości. W literaturze geologicznej i geomorfologicznej często spotyka się wzmianki o bardzo istotnej roli procesów towarzyszących drenażowi wód podziemnych w modelowaniu zboczy dolin rzecznych. Bardzo dobitnie podkreślają to m.in. Z. Churska, R. Galon i L. Roszko (3) w odniesieniu do doliny dolnej Wisły twierdząc, że w holocenie obok erozji rzecznej właśnie drenaż wód podziemnych odgrywa decydującą rolę w kształtowaniu stref przykrawędziowych.

Badaniami objęto odcinek doliny Wisły między ujściem Pilicy a Włocławkiem wraz z dolnymi odcinkami ważniejszych dopływów (Bugo-Narew, Skrwa i in.). Bardzo duże zróżnicowanie budowy geologicznej, różny wiek, a zatem i stopień zaawansowania w rozwoju poszczególnych odcinków krawędzi, różny wreszcie stopień zawodnienia masywu gruntowego stref przydolinnych, stwarzają dogodne warunki do prowadzenia studiów nad tym problemem. Bliższa analiza stref przykrawędziowych pozwala na ustalenie pewnych zależności, co zostanie wykazane na przykładzie kilku wybranych odcinków krawędzi dolin Wisły i Bugo-Narwi. Są to odcinki bardzo typowe i dla pozostałych obszarów. Jednocześnie przy wyborze odcinków kierowano się wiekiem krawędzi. W celu jak najpełniejszego wyeliminowania z materiału wyjściowego form starych powstałych lub przemodelowanych przez procesy typowe dla klimatu stref peryglacialnych, a więc wyeliminowania procesów i form nie związanych z omawianą problematyką, wybrano odcinki krawędzi młodych — holocenicznych.

OPIS WYBRANYCH ODCINKÓW KRAWĘDZI DOLIN RZECZNYCH

Odcinek I: Podgórzycze — Potycz — Podgóra. Zachodnia krawędź doliny Wisły (powyżej Czerska), koło wsi Potycz, zbocze współcześnie podcinane przez rzekę. Zbocze rozcinają nieliczne wąwozy o długości od kilkudziesięciu do około 200 m. Większość z nich prowadzi stałe lub okresowe strumyki. Niektóre z wąwozów ku górze przechodzą w słabo zarysowane doliny rzeczne odwadniające rozległe obszary.

W obrębie omawianego odcinka wysięki i źródła obserwuje się często, przy czym największe ich zgrupowanie spotyka się w wąwozach. Zarówno w strefie krawędzi doliny, jak i w wąwozach występują one prawie zawsze w środkowej i górnej części zbocza — w poziomie odpowiadającym w przybliżeniu poziomowi stropu glin zwałowych stadiału Radomki (4). Drenowany poziom wodonośny wiąże się z serią piaszczysto-ilastych osadów zastoiskowych (interstadiu Pilicy, wstępna faza stadiału Warty). W strefie krawędzi osady te są prawie zawsze pokryte glinami zwałowymi stadiału Warty (4). Niejasna

i dyskusyjna jest sprawa współczesnego rozprzestrzenienia tych glin na powierzchni terenu, co jest bardzo istotne z punktu widzenia zasilania omawianego poziomu wodonośnego oraz jego powiązania z bardzo powszechnie występującymi na tych obszarach płytkimi wodami podziemnymi (Z. Sarnacka, 1968). Bardzo prawdopodobny wydaje się pogląd M. Rośniewicz-Chodnikiewicz (12), że pokrywa młodszych glin zachowała się jedynie fragmentarycznie, dzięki czemu na znacznych obszarach bezpośrednio na powierzchni ukazują się starsze gliny zwałowe oraz osady wodnolodowcowe i zastoiskowe. Jeżeli ta koncepcja odpowiada prawdzie, istnieje bezpośrednia łączność między płytkimi wodami podziemnymi na wyżynie i drenowanym w skarpie doliny poziomem wodonośnym. Jednocześnie wynikałoby stąd nachylenie spągu tego poziomu wodonośnego w kierunku doliny Wisły. Podobne wnioski wynikają z materiałów A. Falkiewicza (4) z okolic Potycz.

Nierównomierne rozprzestrzenienie wysięków ograniczone do pojedynczych punktów i niewielkich stref świadczą o występujących lokalnie tendencjach do koncentracji spływu podziemnego. Uwarunkowane to może być z jednej strony zróżnicowaniem własności filtracyjnych wodonośności, z drugiej ukształtowaniem stropu starszych glin zwałowych. Ponieważ strop tych glin wykazuje ślady działania procesów erozyjnych (4, Z. Sarnacka, 1968), sądzić należy, że drugi czynnik odegrał rolę decydującą. Powiązanie najsilniejszych źródeł z wcięciami erozyjnymi na pewno nie jest przypadkowe i, jak się wydaje, nie wynika jedynie z rozcięcia masywu gruntowego przez boczną dolinę. W okolicy Podosowej krawędź rozcięta jest aktywnie rozwijającym się wąwozem zasilanym przez liczne źródła i wysięki. Stwierdzono, że wąwóz wypreparowany jest w wypełnionym piaskami (prawdopodobnie wodnolodowcowymi) rozcięciu stropu dolnych glin zwałowych. Obniżenie to niewątpliwie silnie drenuje płytkie wody gruntowe z przyległych obszarów i sądzić można, że ta koncentracja spływu podziemnego w jego obrębie przez stopniowe cofanie się nisz źródłowych doprowadziła do wytworzenia się dolinki drenażowej. Podobne rozcięcia wypełnione piaskami wodnolodowcowymi stadiału Warty podają A. Falkiewicz (4) i Z. Sarnacka (1968) z Potycz, przy czym warto odnotować, że i tu współczesną krawędź rozcina boczna dolinka.

W rejonie tym nie stwierdzono powierzchniowych przejawów drenażu głównego poziomu wodonośnego, który tworzą piaski wodnolodowcowe z transgresji lądolodu stadiału Radomki. Drenaż odbywa się albo poniżej zwierciadła wody w rzece, bądź też w utwory tarasowe. Być może wody z tego poziomu zasilają dolne odcinki strug płynących głębiej wcięciami dolinkami (Potycz, Podosowa).

Odcinek II: Czersk — Góra Kalwaria — Moczdół. Zachodnia krawędź doliny Wisły. Na omawianym odcinku zbocze jest złagodzone. Nie obserwuje się tu żadnych wyraźniejszych wcięć erozyjnych, powszechnie natomiast spotyka się ślady starych i młodych osuwisk. Zwraca uwagę bardzo silne zawilgocenie, a nawet zawodnienie krawędzi (ryc. 1).

Drenowany tu poziom wodonośny wiąże się z piaszczystymi utworami zastoiskowymi leżącymi na grubej serii ilów warwowych. Pomiędzy Czerskiem i Górą Kalwarią



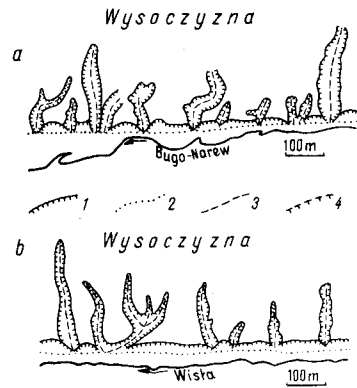
Ryc. 1. Fragment osuwiskowego zbocza doliny Wisły w okolicach Czarska. Na pierwszym planie widoczny mały zbiornik wodny zasilany przez wody wysiękowej

Fig. 1. Part of landslide slope of Vistula river valley from the Czarska area. In the front, a small water reservoir supplied by seepage spring waters.

poziom wysięków bardzo wyraźnie zaznacza się w morfologii zbocza. Powyżej tego poziomu obserwuje się mianowicie wzrost nachylenia zbocza. Wysięki występują tu w różnych miejscach, nie zauważa się tendencji do koncentracji spływu. Odpływ wód odbywa się poprzez pokrywy zboczowe (głównie piaszczyste) lub bezpośrednio po powierzchni zbocza. Na N od Góry Kalwarii na skarpie spotyka się rozległe czynne osuwiska. Większa aktywność tej strefy wynika z jednej strony z obecności tu poważnych zaburzeń glacytektonicznych (15, 16) w znacznym stopniu komplikujących budowę wewnętrzną masywu gruntowego, z drugiej zaś z niedawnego jeszcze podcinania krawędzi przez Wisłę przy wysokich stanach (wynika to z analizy austriackiej mapy topograficznej 1:200 000 z 1891 r.). Silne zawodnienie masywu gruntowego oraz zaburzenia budowy wewnętrznej były przyczyną bardzo dużych trudności przy wykonywaniu w latach 1951–1952 wykopu kolejowego. Rozcięcie krawędzi pociągnęło za sobą silny drenaż przyległych obszarów, czemu towarzyszyły znaczne deformacje skarp wykopu. Jak wynika z materiałów Instytutu Geologicznego, w pierwszych fazach istnienia wykopu bezpośrednią przyczyną wielu osuwisk było intensywne wynoszenie piasku (sufozja) w strefach skoncentrowanych wypływów wód podziemnych. Mimo wykonania drenażu i zabezpieczenia najaktywniejszych odcinków skarpy w dalszym ciągu obserwuje się rozwój osuwisk. Ponadto efektem drenującego działania wykopu było osuszenie kilku studzien w sąsiedztwie oraz zanik źródła na krawędzi doliny.

Odcinek III: Jachranka — Dębe — Kikoły. Północna krawędź doliny Bugo-Narwi, na wielu odcinkach zbocze aktualnie podcinane. Zbocze (często u dołu podcięte) porozcinane jest przez bardzo liczne wąwozy o długości przeciętnie rzędu 100–200 m (ryc. 2–3). Wysięki i źródła rozmieszczone są rzadko i bardzo nieregularnie. Spływ wód podziemnych ku dolinie odbywa się po bardzo urozmaiconej powierzchni stropowej glin zwałowych (4, 10, 11). Obserwacje z wąwozów wskazują na wyraźne wznoszenie się stropu glin w kierunku północnym. Fakt ten sugeruje, że nadległa seria osadów wodnolodowcowych (lub rzecznych) i zastoiskowych osadzona została w obniżeniu dolinym (o przebiegu zbliżonym do obecnego przebiegu doliny) wciętym w powierzchnię glin zwałowych. Sytuacja taka jest bardzo prawdopodobna, jako że strefa ta pokrywa się z północną granicą zastoiska warszawskiego (13), związanego z transgresją lądolodu stadiału Wkry.

Wysięki w skarpie i wąwozach obserwuje się przede wszystkim w obrębie wyraźniejszych obniżień stropu glin



Ryc. 2. Schematyczny szkic morfologiczny strefy przykrawędzowej w obszarach występowania w podłożu glin zwałowych

- a — okolice Dębe (dolina Bugo-Narwi),
- b — okolice Wychodźca (dolina Wisły).

Fig. 2. Schematic sketch of morphology of submarginal zone in the areas of occurrence of boulder clays in the substratum

- a — Dębe vicinity (Bugo-Narw valley),
- b — Wychodziec vicinity (the Vistula valley).

zwałowych, które koncentrują spływ podziemny. Drenowany w skarpie poziom wodonośny na przyległych do doliny partiach wysoczyzny często obserwuje się w studniach gospodarskich. Nie stanowi on jednak poziomu ciągłego (C. Kolago, 1963) i występuje raczej fragmentarycznie chociaż powszechnie.

Odcinek IV: Dobrzyń — Glewo. Północna krawędź doliny Wisły, aktualnie podcinana. Wybitnie osuwiskowe zbocze (ponad poziom zbiornika) rozcinają nieliczne tylko dolinki strumieni odwadniających obszar wysoczyzny. Domitującymi formami zboczowymi są nisz osuwiskowe o wymiarach sięgających niekiedy setek metrów (ryc. 4). Źródła i wysięki występują bardzo powszechnie, ale rozmieszczone są nieregularnie. Grupują się przede wszystkim w obrębie rozległych nisz osuwiskowych.

Obserwacje terenowe wykazały, że najwięcej wysięków wiąże się z kontaktem ilów pliocenkich z czwartorzędem. Podłoże czwartorzędowe stanowią tu silnie sfałdowane osady pliocenu i miocenu. Geneza rozległych struk-



Ryc. 3. Wąwóz rozcinający krawędź Bugo-Narwi w okolicy wsi Kikoły. W dnie wąwozu odsłaniają się gliny zwałowe

Fig. 3. Gully dissecting margin of Bugo-Narw valley in the Kikoły village vicinity. Boulder clays exposed in the gully floor

tur fałdowych o kierunkach NW-SE (a więc biegnących skośnie do kierunku krawędzi) jest dyskusyjna. Ostatnio zdaje się przeważać pogląd (5, 8, 14) o słuszności hipotezy J. Lewińskiego (7), w myśl której są one pochodzenia tektonicznego, przy czym zostały następnie zmodyfikowane przez procesy glaciektoniczne. Bezpośrednio w strefie krawędzi czwartorzęd (na ogół zredukowany do ogniw najmłodszych) leży niezgodnie na wyrównanej powierzchni neogenu. Z danych S. Skompskiego (17) wynika, że sfałdowaniu uległy także starsze ogniw plejstocenu, dzięki czemu spodziewać się należy większych miąższości czwartorzędu i pełniejszych jego profilów między poszczególnymi fałdami. Zdają się to potwierdzać obserwacje terenowe, według których w bocznych dolinkach w pewnej odległości od krawędzi utwory czwartorzędowe obserwuje się na rzędnych niższych od rzędnych spągu czwartorzędu w krawędzi. Tak więc wydaje się prawdopodobne, że wody podziemne związane z utworami czwartorzędownymi w strefie krawędzi zamknięte są dwoma powierzchniami warstw nieprzepuszczalnych: dolną — nachyloną ku N i NE powierzchnią stropową iłów plioceńskich — i górną — poziomą w przybliżeniu powierzchnią spągową glin zwałowych.

Drenaż bezpośrednio ku dolinie rozwijać się może bądź w miejscach znaczniejszych rozcięć krawędzi doliny, bądź też w strefach przecięcia krawędzi z obniżeniami między fałdami podłoża. Być może w takich punktach przecięcia znajdują się rozległe stare nisze osuwiskowe silnie zawadnione. Świadczyłby o tym tak kompletniejszy profil plejstocenu w ich zboczach (np. nisza wielkiego osuwiska w Dobrzyniu w rejonie starej cegielni), jak i bardzo duży dopływ wód podziemnych. Przedstawiony obraz jest bardzo hipotetyczny, oparty bardziej na przypuszczeniach niż na znanych faktach. Zdają się go jednak potwierdzać fakty wskazujące na istnienie podobnych obniż w rejonie Płocka (18).

Jak wspomniano, charakterystycznymi formami morfologicznymi związanymi z koncentracją źródeł i wysięków są tu nisze osuwiskowe. Obok rozległych starych nisz obserwuje się często półkoliste lub wydłużone (wąwozopodobne) nisze o średnicy (lub długości) rzędu kilkudziesięciu metrów. Charakteryzują się pionowymi, urwistymi ścianami w glinach zwałowych i podmokłym pełznącym dnem (widoczne tu są ily plioceńskie). W stosunku do osuwisk sąsiednich „suchych” odcinków zboczy wyróżniają się znacznie większą dynamiką rozwoju. Częstokroć formy takie rozwinięte są tylko w górnej części zbocza i opadają ku dolinie wyraźnym stromym progiem wypreparowanym w piaskach mioceńskich. Progi takie, mimo częstego ich rozcięcia przez odpływające wody, bardzo wyraźnie zaznaczają się w profilu zbocza.

ROZWÓJ SYSTEMU DRENAŻOWEGO ZBOCZY I STREF PRZYKRAWĘDZIOWYCH W RÓŻNYCH WARUNKACH GEOLÓGICZNYCH

Omówione przykładowo odcinki krawędzi doliny Wisły i Bugo-Narwi zarówno pod względem cech morfologicznych, jak i warunków hydrogeologicznych są dosyć typowe i znajdują wiele odpowiedników na obszarze objętym badaniami — przede wszystkim wśród krawędzi młodych, modelowanych w holocenie, chociaż często i wśród starszych odcinków krawędzi odnajduje się cechy z nimi wspólne. Analiza charakteru morfologicznego omówionych odcinków krawędzi, ich budowy wewnętrznej i warunków hydrogeologicznych wskazuje, że dużą rolę w formowaniu rzeźby stref przykrawędziowych odegrały procesy i zjawiska towarzyszące drenażowi odsłoniętych w zboczu poziomów wodonośnych.

Poziomy te są często wykształcone bardzo nieregularnie i cechuje je zwykle mała zasobność. Tym niemniej dzięki temu, że występują znacznie powyżej współczesnego



Zbiornik Włocławski

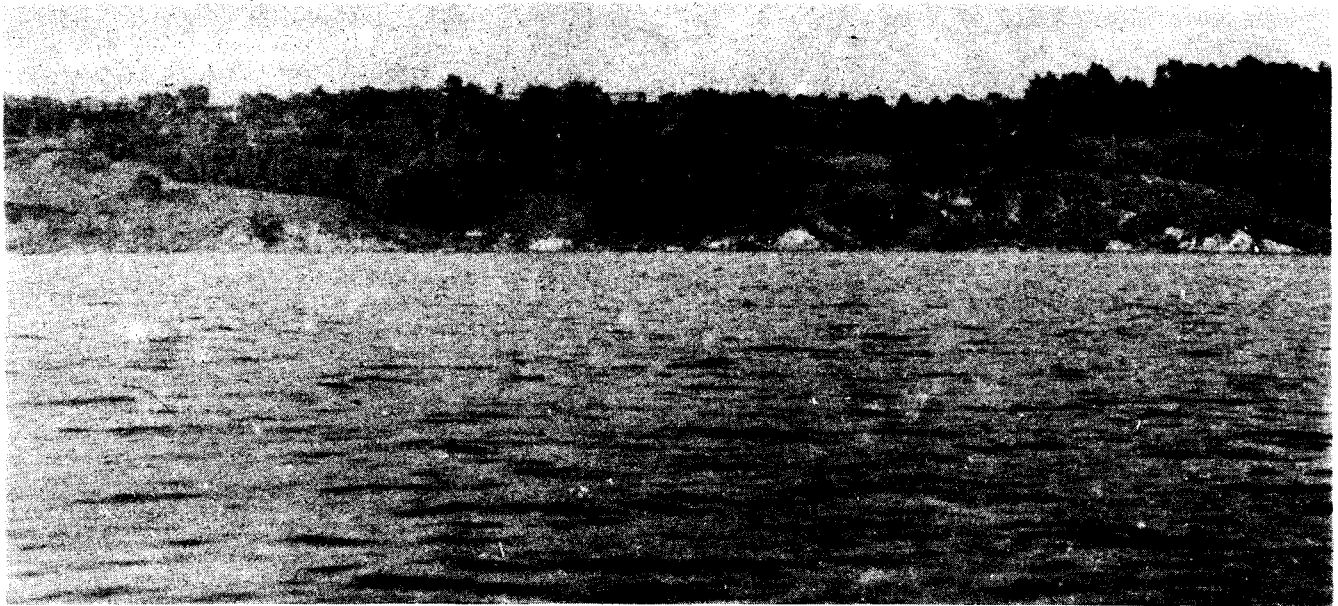
Ryc. 4. Schematyczny szkic morfologiczny fragmentu krawędzi doliny Wisły w obszarach występowania w podłożu iłów plioceńskich między Dobrzyniem a Włocławkiem

Fig. 4. Schematic sketch of morphology of section of the Vistula river valley margin between Dobrzyń and Włocławek in the area of occurrence of Pliocene clays in the substratum

dna doliny w sposób istotny wpływają na zachowanie się jej zboczy. Wynika to z nakładania się na siebie skutków hydrodynamicznego oddziaływania potoku filtracyjnego na ośrodek gruntowy warstwy wodonośnej (procesy wynoszenia materiału, erozja wsteczna źródeł itp.) oraz skutków oddziaływania na podłoże (grunty spoiste warstwy podścielającej) odpływających po zboczu wód wysiękowych (upłynnienie i upłynnienie gruntów, erozja).

Jest sprawą zupełnie oczywistą, że charakter i wielkość form drenażowych, za jakie można traktować wszelkie odkształcenia zboczy wywołane bezpośrednio lub nawet pośrednio filtracją wody przez ośrodek gruntowy, zależą będzie od parametrów hydrodynamicznych potoku filtracyjnego z jednej strony i własności ośrodka gruntowego (zarówno warstwy wodonośnej, jak i warstwy podścielającej) z drugiej strony. O ile występują warunki sprzyjające koncentracji spływu podziemnego w określonych strefach (obniżenia w obrębie powierzchni stropowej warstwy podścielającej przy jednoczesnym odpowiednim nachyleniu tej powierzchni, różnice w wodoprzepuszczalności ośrodka gruntowego), wówczas pojawiają się tendencje do nierównomiernego punktowego lub strefowego większego cofania się zbocza w wyniku działania potoku wód podziemnych. W strefach koncentracji spływu tworzą się początkowo dolinki i nisze wykazujące tendencje do rozwoju wstecznego, inicjując rozwój naturalnego systemu odwadniania zbocza i partii przykrawędziowych. Takie tendencje występują bardzo wyraźnie w przypadku opisanych odcinków: I i II, w dużo mniej wyraźnej formie w przypadku IV. Nie obserwuje się ich natomiast na odcinku II, gdzie zbocze modelowane jest przez osuwiska i spływu równomiernie na całej długości (szczególnie między Czarskiem i Górą Kalwarią).

Wyraźnie zauważa się niedorozwój systemu drenażowego odcinka II, przejawiający się w ubóstwie dolinek i przewadze rozległych nisz osuwiskowych. Przyczyn takiego stanu rzeczy szukać należy jak się wydaje we własnościach iłów plioceńskich podścielających warstwę wodonośną. Przewaga minerałów z grupy hydromik i montmorillonitu we frakcji iłowej (podobnie jak w przypadku iłów warwowych) decyduje o ich wysokiej hydrofilności (9, 18). Dlatego grunty te znacznie silniej i szybciej reagują na zawadnienie niż gliny zwałowe. Nasycenie iłów wodami wysiękowymi powoduje silne uplastycznienie, a nawet upłynnienie przypowierzchniowych mas gruntowych i w efekcie rozwój deformacji spęzywania i spływania. Rozwój erozji wgłębnej pod wpływem spływającej strugi wody jest utrudniony gdyż każde rozcięcie powierzchni powoduje „zapływanie” rynn masami gruntowymi. Dlatego też rozwój naturalnego systemu odwadniającego zbocze jest procesem długotrwałym i prowadzi w efekcie do tworzenia się słabo wciętych nieckowatych rynien (ryc. 5), które nadzwyczaj rzadko wierzchołkami swymi przekraczają górną krawędź niszy osuwiskowej.



Ryc. 5. Przykład zaawansowanego w rozwoju zbocza zbudowanego z ilów plioceńskich. Widoczne płytkie rynny odprowadzające wody wysiękowe. Dobrzyń nad Wisłą

Fig. 5. Example of advanced development of slope built of Pliocene clays. Distinct shallow furrow transporting effluent waters. Dobrzyń upon Vistula

Uwagi powyższe można uogólnić stwierdzając, że wązowy typ sieci drenażowej jest charakterystyczny tylko dla obszarów, w których podłożu drenowanego poziomu wodonośnego występują grunty o niskiej hydrofilności, przy czym czynnikiem potęgującym tendencję do tworzenia się dolinek jest możliwość koncentracji spływu podziemnego w określonych strefach. W przypadku, gdy w podłożu występują grunty o wysokiej hydrofilności, rozwijające się w ich obrębie deformacje osuwiskowe przeciwdziałają rozwojowi głęboko wciętych liniowych form drenażowych. W sytuacji takiej drenażowi wód podziemnych towarzyszy tworzenie się rozległych nisz osuwiskowych; stąd też na tych odcinkach krawędzi doliny Wisły, gdzie w podłożu występują ropy pstry (plioceńskie) lub warwowe, dominuje wybitnie osuwiskowy typ zboczy z bardzo ubogą siecią bocznych dolinek. Natomiast typowo wązowy system drenażowy jest charakterystyczny dla obszarów glin zwałowych (ryc. 2). Poza opisanymi odcinkami I i III ten typ sieci drenażowej jest bardzo charakterystyczny dla wielu innych odcinków dolin (m. in. odcinek Modlin—Wyszogród).

Analiza współczesnego stopnia zawodnienia górnych partii masywu gruntowego w obszarach o szczególnie gęstej sieci wązowej (np. krawędź doliny Wisły między Zakrocymiem a Wyszogrodem i krawędź doliny Bugo-Narwi koło Dębego) wskazują, że częstokroć jest ono stanowczo zbyt małe ażeby tłumaczyło powstanie tak silnie rozwiniętego systemu dolinek drenażowych. Powstanie ich w wyniku spływu powierzchniowego i związanej z tym erozji wązowej wydaje się mało prawdopodobne, gdyż obecnie wykazują one bardzo niewielką aktywność mimo sprzyjających warunków przyrodniczych (brak lasów). Niektóre zresztą z tych wązów (np. koło Zakrocymia) wykazują jeszcze w swych odcinkach wierzchołkowych morfologię typową dla obszarów źródłiskowych, jak również lokalnie prowadzą na krótkich odcinkach nikłe strugi wodne zasilane przez wysięki. Tak więc sądzić należy, że w przeszłości zawodnienie musiało być znacznie większe niż obecnie. Przyczynami osuszenia mogło być zdrenowanie tych obszarów przez omawiane dolinki lub zmniejszenie zasilania górnych poziomów wodonośnych w wyniku wyrębów lasu i rolniczego zagospodarowania obszaru (wzrost

parowania, przewaga spływu powierzchniowego nad infiltracją).

Istnieje wreszcie jeszcze jedna możliwość, która wydaje się bardzo prawdopodobna. Dolinki te mogą być formami stosunkowo starymi, powstałymi w okresie degradacji marzłoci u schyłku plejstocenu. Istniało wówczas bardzo silne niewątpliwie zawodnienie górnych partii masywu gruntowego. Zjawisku wytapiania marzłoci towarzyszyć musiał bardzo silny drenaż wód nadmarzłociowych. Nierównomierny postęp rozmarzania w głąb sprzyjał koncentracji spływu podziemnego. Efektem było tworzenie się systemu wązów odwadniających przykrawędziowe partie masywu. Całkowite wytopienie marzłoci doprowadzić musiało do częściowego osuszenia górnych partii masywu gruntowego. Efektem było stopniowe zamieranie sieci drenażowej. Dalszy rozwój wązów uwarunkowany już był jedynie dopływem wód podziemnych, dlatego też w holocenie tylko część z nich rozwijała się i rozwija nadal. Z obszaru współczesnej tundry znane są wązozy drenujące właśnie wody nadmarzłociowe. Opisują je B.F. Kosow i G.S. Konstantinowa (6). Najbardziej zbliżone do spotykanych na krawędzi doliny Wisły są wązozy określone przez tych autorów jako erozyjno-termokrasowe. Tworzą one gęstą sieć w strefach przykrawędziowych. Cechuje je V-kształtny przekrój poprzeczny, długość nie przekraczająca 300—400 m i stałe odwadnianie (w okresie ciepłym) w postaci niewielkiej strugi wody.

Przyjęcie powyższej koncepcji tłumaczyłoby zarówno silne rozczłonkowanie krawędzi na niektórych odcinkach, jak również obserwowane niekiedy sąsiedowanie ze sobą starych dolinek wysoko zawieszonych nad dnem doliny głównej z dolinkami aktualnie czynnymi. Tak więc te pierwsze byłyby zachowanymi fragmentami sieci dolinek drenujących wody nadmarzłociowe, podczas gdy dolinki aktualnie czynne reprezentowałyby te formy drenażowe, które nie uległy osuszeniu po zupełnym zaniku marzłoci.

WNIOSKI

Analiza budowy wewnętrznej, warunków hydrogeologicznych i charakteru morfologicznego wybranych fragmentów krawędzi dolin Wisły i Bugo-Narwi wskazuje na

dużą rolę drenażu górnych poziomów wodonośnych (zawieszonych nad dnem doliny głównej) w rozwoju morfologicznym stref przykrawędziowych. W przypadku występowania warunków sprzyjających koncentracji spływu podziemnego w określonych strefach (ukształtowanie stropu warstwy podścielającej, zróżnicowana wodoprzepuszczalność ośrodka gruntowego) pojawiają się tendencje do tworzenia się naturalnego systemu dolinek drenażowych. Dobrze wykształcone dolinki drenażowe występują przede wszystkim na obszarach, gdzie warstwę wodonośną podścielają gliny zwałowe. Czynnikiem umożliwiającymi ich rozwój jest urozmaicona często powierzchnia stropowa glin zwałowych, ich wewnętrzna niejednorodność i mała wrażliwość struktury glin na działanie wody. Na obszarach występowania w podłożu iłów plioceńskich rozwojowi dolinek drenażowych przeciwdziała szybkie i silne upłynienie się iłów, którego konsekwencją jest zdecydowana przewaga procesów osuwiskowych. Na obszarach występowania iłów warwowych, których struktura także wykazuje dużą wrażliwość na działanie wody, czynnikiem dodatkowym hamującym rozwój dolinek drenażowych jest wyrównana, sedimentacyjna powierzchnia stropowa nie stwarzająca predyspozycji do koncentracji spływu podziemnego.

Jest bardzo prawdopodobne, że gęsta często sieć wąwozowa na obszarach występowania w podłożu glin zwałowych zaczęła się tworzyć u schyłku ostatniego zlodowacenia jako system drenażu wód nadmarzłociowych. Całkowite wytopienie marzłoci pociągnęło za sobą częściowe osuszenie dolinek, z których tylko część prowadziła i prowadzi wodę w holocenie.

LITERATURA

1. Ber A. — Stratygrafia czwartorzędu okolic Dobrzynia nad Wisłą. Acta geol. pol., 1968, No. 3.
2. Bujwid H., Muchowski J. — Udział filtracyjnych deformacji gruntów w rozwoju krawędzi dolin rzecznych na przykładzie Wisły środkowej i dolnej Bugo-Narwi. Referat wygł. na otwartym zebraniu nauk. IHiGI UW 23 I 1971, Biblioteka ZNG-PAN (maszynopis).
3. Churska Z., Galon R., Roszko L. — Degradation of moraine plateau and slope processes along the Lower Vistula Valley and neighbouring valleys. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège. 1967, vol. 40.
4. Falkiewicz A. — Własności fizyczno-mechaniczne

SUMMARY

The paper makes an attempt to explain the dependence of morphological effects of groundwaters drainage on the geological structure of submarginal zones. The studies were carried out along the Vistula river valley section from the mouth of Pilica tributary to Włocławek, and also in lower sections of the most important tributaries of the Vistula river. The area in question is very suitable for such studies, because of its remarkable differentiation in geological structure, age of rocks, and in the degree of saturation of submarginal zone soil massif in water. The interdependences found between the above factors are discussed on the basis of a few selected sections of Vistula and Bugo-Narew rivers valley margins, but only the Holocene ones in order to eliminate forms related to periglacial climatic conditions. The studies showed that the top surface morphology, and lithology of the bed underlying water-bearing soil massif and the differentiation of the soil medium in permeability are the major factors effecting the morphological results of drainage.

glin zwałowych środkowego Mazowsza. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 1962, t. 2.

5. Jaroszewski W. — Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. Ibidem, 1963, t. 3.
6. Kosow B. F., Konstantinowa G. S. — Osobliwości owrażonej erozji w tundrze. Eroziya poczw i rusłowyje procesy, wyp. 1. Izd. Mosk. Uniw. 1970.
7. Lewiński J. — Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Spraw. PIG, 1924, t. II.
8. Łyczewska J. — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1969, t. XXXIV, z. 1—2.
9. Myślińska E. — Wpływ warunków sedimentacji i diagenety iłów warwowych zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze Mazowsza na ich własności inżyniersko-geologiczne. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW. 1965, t. 7.
10. Nowak J. — Starszy plejstocen północnej części Kotliny Warszawskiej. Komitet badań czwart. PAN, symposium: plejstocen pn. Mazowsza. Mater. symp. Warszawa, 1969.
11. Płachciński A. — Dynamika rozwoju platform przybrzeżnych Jeziora Zegrzyńskiego. Pr. dokt. ZNG PAN, maszynopis, 1972.
12. Rośliniec-Chodnikiewicz M. — Stratygrafia czwartorzędu okolic Starej Warki. Acta geol. pol. 1966, vol. XVI, No. 3.
13. Różycki S. Z. — The Middle Poland — general presentation VI INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part II, vol. I, Warszawa, 1961.
14. Różycki S. Z. — Plejstocen Polski środkowej. PWN. Warszawa, 1967.
15. Sarnacka Z. — Sytuacja geologiczna osadów interglacjalnych eemskiego z Góry Kalwarii. Biul. Inst. Geol. 1961, nr 169.
16. Sarnacka Z. — Struktury glaciektoniczne i marzłociowe w Górze Kalwarii i Osiecku na południe od Warszawy. Ibidem 1965, nr 187.
17. Skompski S. — Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. Ibidem, 1969, nr 220.
18. Wysokiński L. — Wpływ spekań w glinach zwałowych na stateczność skarpy wiślanej w Płocku na tle analizy aktualnych powierzchniowych ruchów masowych. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 1967, t. 9.

РЕЗЮМЕ

В статье представлена попытка выяснения степени зависимости морфологических последствий дренажа подземных вод от геологического строения прибортовых зон. Исследования охватывали отрезок долины Вислы, от устья р. Пилицы по г. Влоцлавек, и нижние отрезки долин важнейших притоков Вислы. Эта площадь пригодна для проведения такого типа исследований в связи с разнообразным геологическим строением, характеризующимся разновозрастным составом пород и дифференцированной водоносностью пород в прибортовых зонах. Установленные зависимости между перечисленными элементами представлены по данным избранных участков бортов долины Вислы и долины р. Буго-Нарев. С целью исключения форм, связанных с перигляциальным климатом, учитывались единственно голоценовые участки долин. Огромную роль в морфологических последствиях дренажа играет морфология кровли и литологический характер подстилающего слоя, а также неравномерная водопроницаемость пород.