

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE • NR 17

SYLWIA GILEWSKA

ROZWÓJ GEOMORFOLOGICZNY
WSCHODNIEJ CZĘŚCI
WYŻYNY MIECHOWSKIEJ

WARSZAWA 1958
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E

N R 13

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 13

СИЛЬВИЯ ГИЛЕВСКА

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МЕХОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 13

SYLWIA GILEWSKA

THE GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT
OF THE EASTERN PART OF THE MIECHÓW UPLAND

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E • N R 15

S Y L W I A G I L E W S K A

ROZWÓJ GEOMORFOLOGICZNY
WSCHODNIEJ CZĘŚCI
WYŻYNY MIECHOWSKIEJ

W A R S Z A W A 1958
P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

K o m i t e t r e d a k c y j n y

Członkowie : R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji : J. WŁODEK-SANOJCOWA

R a d a r e d a k c y j n a

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI,
J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,
J. WĄSOWICZ, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

R e d a k t o r t o m u

M. KLIMASZEWSKI

Copyright

by Państwowe Wydawnictwo Naukowe

Warszawa 1958

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	7
I. Ogólna charakterystyka orograficzna badanego obszaru	9
II. Budowa geologiczna	12
Stratygrafia i litologia	12
Tektonika	20
III. Dotychczasowy stan wiedzy o rzeźbie badanego obszaru	27
IV. Rozwój rzeźby wschodniej części Wyżyny Miechowskiej	29
Rozwój rzeźby po kredzie a przed tortonem	29
Rozwój rzeźby w dolnym tortonie	36
Rozwój rzeźby po dolnym tortonie a przed czwartorzędem	37
Rozwój rzeźby w plejstocenie	38
Rozwój rzeźby w holocenie	41
Współczesny rozwój rzeźby badanego obszaru	46
V. Zakończenie	57
Wykaz odkrywek i profilów czwartorzędowych	58
Резюме	63
Summary	66
Literatura	69
Spis rycin	71

W S T Ę P

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie rozwoju i warunków rozwoju rzeźby wschodniej części Wyżyny Miechowskiej od chwili wynurzenia się lądu w okresie górnokredowym do czasów obecnych. Do rozwiązania tego zagadnienia zmierzałam poprzez szczegółowe badanie wszystkich form, występujących na tym obszarze*. Rozwój form powierzchni ziemi starałam się powiązać z innymi warunkującymi je elementami środowiska geograficznego, jak budową geologiczną, klimatem, stosunkami wodnymi, szatą roślinną, oraz z działalnością gospodarczą człowieka.

Badania terenowe przeprowadziłam z ramienia Katedry Geografii Fizycznej UJ w latach 1951 i 1953. Zebrany materiał uzupełniłam dodatkowymi spostrzeżeniami w terenie w 1955 roku.

Praca została wykonana pod kierunkiem profesora dr M. Klimaszewskiego, któremu składam serdeczne podziękowanie za wskazówki i okazywaną życzliwość.

Badaniami geomorfologicznymi objęłam obszar wschodniej części Wyżyny Miechowskiej należący do dorzeczy Ścieklca i górnej Nidzicy. Teren ten zajmuje południowo-wschodnią część arkusza mapy 1 : 100 000 „Miechów“ oraz skrawek sąsiedniego arkusza „Działoszyce“. Jest on ograniczony na południu równoleżnikiem $50^{\circ}15'$ i działem wodnym IV rzędu między dorzeczami Ścieklca i Łętówki, na zachodzie — działem wodnym III rzędu między dorzeczami okresowej strugi Cisiej Woli i Kalinki, na północy — linią przebiegającą przez Małoszów i Sancygniów, a od strony wschodniej — doliną Nidzicy po Skalbmierz.

* Badania polegały przede wszystkim na wykonywaniu zdjęcia geomorfologicznego, którego rezultatem jest „Mapa geomorfologiczna“ tego terenu w skali 1 : 25 000 (5)**. W niniejszej pracy został zamieszczony tylko fragment tej mapy (ryc. 10).

** Liczba w nawiasie oznacza kolejność według spisu map zamieszczonego na s. 70.

R o z d z i a ł 1

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OROGRAFICZNA BADANEGO OBSZARU

Badany obszar leży na pograniczu dwóch wielkich jednostek geomorfologicznych: Wyżyny Krakowsko-częstochowskiej i Niecki Nidziańskiej [9]. Na podstawie analizy form i różnej budowy geologicznej badany obszar można podzielić na dwa subregiony: północno-zachodni, czyli właściwą Wyżynę Miechowską, wchodzącą w skład Wyżyny Krakowsko-częstochowskiej i południowo-wschodni, czyli Płaskowyż Proszowicki, należący do Niecki Nidziańskiej [37]. Granica między tymi obszarami przebiega dolinami Raclawki, Strugi Kościejowskiej i Nidzicy.

Obszar północno-zachodni. — Jest to obszar wyżynny, mieszczący się w wysokościach od 220 do 390 m n.p.m. (ryc. 1). Obszar ten złożony jest z wielkiej ilości garbów, zbudowanych z marglu kredowego. Garby podzielane są dolinami i padołami. Zasadniczo wszystkie garby przebiegają w kierunku WNW—ESE. Jedynie w północno-wschodniej części tego regionu przeważa układ garbów o kierunku NNW—SSE. W środkowej i północno-zachodniej części badanego obszaru wznoszą się one do wysokości 350 m n.p.m. koło Nasiechowic, a 377 m n.p.m. koło Brzuchani. W okolicach Klonowa i Kaliny występują kopiaste wierzchołki o wysokości od 370 do 390 m n.p.m. (Góra Klonowa). Powierzchnia garbów obniża się łagodnie w kierunku południowym i wschodnim do wysokości 300 m n.p.m.

Rozczłonkowanie płata wyżynnego na garby jest wynikiem rozcięcia przede wszystkim dolinami Nidzicy i jej dopływów (Kalinki, Strugi Święcickiej, Sancygniówki, Strugi Kościejowskiej), oraz Ścieklca, Raclawki, Strugi Nasiechowickiej, Smoniewickiej i in. W układzie sieci dolinnej zaznaczają się wyraźnie dwa kierunki: WNW—ESE i kierunek zbliżony do południkowego (z odchyleniem ku zachodowi). Doliny przebiegające w kierunku SW—NE są rzadko spotykane. Głębokość dużych dolin rzecznych wynosi od 40 m do 60 m, a małych, okresowo odwadnianych, od kilku do kilkunastu metrów. Duże doliny mają na ogół wygląd niecek. Na ich zboczach, otulonych pokrywą lessową, rozwijają się liczne wąwozy.

Obszar południowo-wschodni. — Na obszar ten składają się płaskowzgórza i garby, zbudowane z utworów trzeciorzędowych, podścielonych przez osady wieku kredowego. Płaskie garby ciągną się przeważnie w kierunku wschodnim, a ich powierzchnia obniża się stopniowo ku dolinie Nidzicy (od 320 m do 260 m n.p.m.).

W granicach badanego obszaru płaskowzgórza rozcięte są dolinami Strugi Rosiejowskiej i jej dopływów o kierunku E-W i S-N. Głębokość dolin wynosi średnio około 40 m. Na obszarze tym przeważają doliny nieckowate.

Rozdział II

BUDOWA GEOLOGICZNA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Wschodnia część Wyżyny Miechowskiej znajduje się na granicy dwu wielkich jednostek tektonicznych: monokliny śląsko-krakowskiej i synklinorium Nidy. Obszar ten jest zbudowany z utworów wieku kredowego, miocenińskiego, plejstocenińskiego i holocenińskiego.

Margiel kredowy jest najstarszym utworem na badanym obszarze; na podstawie fauny określa A. Paszewski [29] jego wiek jako górno-senoński. Margiel kredowy jest odsłonięty w licznych dolinach, kamieniołomach i z reguły w stromych stokach garbów kredowych. Skład petrograficzny marglu jest bardzo jednostajny. Jest to skała szarawo-biała, piaszczysta lub ilasta; w okolicach Niewiatrowic zawiera ziarna glaukonitu. Margiel jest kruchy, na powietrzu łatwo wietrzeje, rozpadając się na cienkie płytki. Poniżej zasięgu działania wietrzenia mechanicznego grubość ławic wynosi 0,4 m. W studniach, wykopanych na południe od Śladowa i w Antolce występuje margiel ciemnoszary, bardzo zbity.

W granicach badanego obszaru margiel kredowy zaliczam do utworów najbardziej odpornych na działanie czynników niszczących. Margiel buduje wszystkie wyniosłości Wyżyny Miechowskiej, przy czym nachylenia stoków w obrębie szerokich garbów kredowych wynoszą przeważnie 30° a nawet 40°. Należy jednak zaznaczyć, że odporność marglu zmniejszają w dużym stopniu spękania wietrzeniowe, które są szczególnie gęste i nieregularne w przypowierzchniowej części skały. Spękania te ułatwiają dalsze szybkie wietrzenie utworów kredowych.

Bezpośrednio na marglu kredowym leżą utwory miocenińskie zaliczane przez W. Kracha [13, 14] do dolnego tortonu. Na północy sięgają one po linię Książ—Sancygniów, na zachodzie po Książ Wielki — Muniakowice i Prandocin — Iły. Na obszar bowiem Wyżyny Miechowskiej morze miocenińskie wkroczyło od południa dwiema zatokami. Pierwsza z nich ciągnie się od Książa Wielkiego przez Małuszów, Boczkowice, Trzonów, Sancygniów do Działoszyc. Druga zatoka zawarta jest między Działoszycami, Słupowem, Kościejowem, Klonowem a Prandocinem. Po między tymi zatokami wznosi się garb klonowski.

Według W. Kracha [14] skład i następstwo osadów trzeciorzędowych jest następujące:

Seria podlitotamniowa — należą tu piaski ochrowe i białe oraz ily margliste. Są to osady brzeżne, ocalałe w obniżeniach powierzchni skał kredowych.

Seria litotamniowa dolna wykazuje dużą zmienność utworów, zależnie od głębokości zbiornika. Ze strefą najgłębszą wiązane są margle kredowate, na ogół mało odporne, z wkładkami zwięzłego, gruboziarnistego, wapnistego piaskowca. Częste są bloki marglu kredowego z otworami po skałotoczach. Piaszczyste margle heterosteginowe utworzone były bliżej wybrzeży. Są one zwięzłe, gruboławicowe, w stropie cienkowarstwowane. W najpłytszej strefie osadziły się piaski heterosteginowe. Nie pokrywały one wzniesień kredowych, które były wyspami. Z ich brzegów niszczonej przez fale spadały do zbiornika bloki, często nawiercone przez skałotocze.

Seria litotamniowa górna obejmuje warstwy baranowskie i erwiliowe. Warstwy baranowskie w zatoce północnej wykształcone są w facji piaszczystej i ilasto-marglistej, w obszarze południowym — pod postacią iłów marglistych. Iły te są niezgodnie ułożone na piaskach heterosteginowych. Przerwa sedymentacyjna nie jest jednak wszędzie zaznaczona. Warstwy erwiliowe wykształcone są w postaci zbitych margli z przegrzebkami.

Seria gipsowa stanowi najbardziej stały poziom i odpowiada podobnym utworom w okolicach Buska, Pińczowa i Wiślicy. W stosunku do warstw niższych jest ona mniej rozprzestrzeniona i często bezpośrednio ułożona na kredzie. Serię tę tworzą gipsy z wkładkami marglu podścielone iłami. Iły tego poziomu odróżniają się od iłów baranowskich brakiem wkładek piaszczystych. Margle są zbite lub łupkowate i występują na przemian z gipsem, który jest drobnokrystaliczny, łupkowaty lub grubokrystaliczny. Często spotykane są bryłowe skupienia gipsów wśród iłów. W. K r a c h tłumaczy to działaniem erozyjnych czynników w okresie wynurzania płyty gipsowej. Miąższość serii gipsowej jest różna i wynosi w tzw. dołach Łabędzia pod Działoszycami 2,6 m, w łomie w Działoszycach 1 m, w Pierocicach około 11 m, w Sielcu 8,5 m [39]. Na gipsach kończy się seria osadów związanych z zalewem dolno-tortońskim.

W Słupowie na zerodowanej powierzchni gipsów leżą jeszcze szaroniebieskie ily łupkowe, przykryte warstewkami siwych iłów z rzadkimi otoczkami kwarcu, ale wiek iłów nie jest określony ze względu na brak fauny.

Do utworów bardziej odpornych należą warstwy litotamniove dolne oraz utwory serii gipsowej. Pokrywa gipsowa, występująca na dużych przestrzeniach, leży na ogół poziomo. Wobec tego wyniosłości zbudow-

wane z gipsów mają pewne cechy stoliw: wierzchowiny ich są szerokie, płaskie, natomiast stoki strome. Na granicy wychodni warstw odpornych i mało odpornych istnieje załom stoku, zazwyczaj podkreślony tylnym progiem nisz osuwiskowych. Iły, margle ilaste i piaski pozostałych serii są skałami mało odpornymi na niszczenie.

Utwory plejstoceny nie były dotychczas szczegółowo badane. S. Kontkiewicz [11], M. Michalski [23], J. Siemiradzki [33] i St. Lencewicz [16, 17, 18] podają tylko ogólną ich charakterystykę. Studia tych badaczy uzupełniłam własnymi obserwacjami i wnioskami stratygraficznymi, które przedstawiam poniżej. Opis odsłonięć zamieszczono na końcu pracy.

Na obszarze wschodniej części Wyżyny Miechowskiej najstarszym osadem plejstoceny są piaski fluwioglacjalne z okresu nasuwania się lądolodu skandynawskiego (*Vorschüttungssande*). Są to piaski kwarcowe różnoziarniste, często gruboziarniste z domieszką żwirów złożonych z kwarców, granitów, gnejsów, krzemieni i lidytów. Piaski te przykryte są moreną zlodowacenia krakowskiego. Piaski podmorenowe zachowały się w Dziemierzycach na garbie wododzielnym między dolinami Ścieklca i Raclawki na wysokości około 40 m ponad poziom dzisiejszego dna dolin. W studni przebito tu od góry następujące utwory (wiadomość ustna):

	m
Gleba	0—0,5
Less	0,5—4,0
Brunatna glina zwałowa	4,0—6,5
Piasek żółty, miejscami żelaziały	6,0—6,2
Ił siwy mioceny. W ile tkwił gład narzutowy o wadze 80 kg	6,2—7,5

W Łysowcu (profil 23*) w niszy osuwiska widoczny jest piasek żółty, kwarcowy z eratykami na wysokości około 30 m ponad poziomem dna doliny Nidzicy. Piaski fluwioglacjalne są także odsłonięte w Święcicach (profil 12) i w piaskowni w Jakuszowicach założonej we wschodnim zboczu doliny Nidzicy. Profil tej piaskowni jest omówiony na stronie 15.

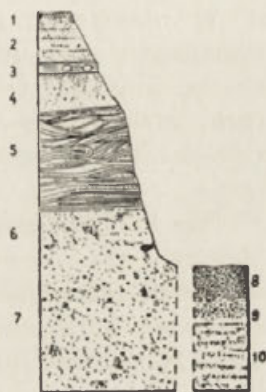
Do utworów podmorenowych należą także iły mioceny, przemyte przez wody lodowcowe (profile 31, 32, 33, 34). Iły te są brązowo smugowane, piaszczyste i zawierają otoczone żwirki krystalicznych skał północnych. Iły wykazują zaburzenia glacitektoniczne**.

* Liczby profili geologicznych podane są zgodnie z kolejnością zawartą w wykazie profili czwartorzędowych na końcu pracy.

** Poza granicami badanego terenu J. Łyczewska [20] znalazła „strzępy czwartorzędowej serii piaszczysto-żwirowej“ na zachód od Bejsc, w Kijanach i Brońcycach oraz w Ławach położonych u ujścia Nidzicy.

Jak już wspomniano, w Dziemierzycach na piaskach żelazistych leży glina zwałowa zlodowacenia krakowskiego. Podobne następstwo utworów stwierdzili: St. Lencewicz [16. 17] i R. Wolnik [38] w dorzeczu Szreniawy i Dłubni, J. Flis w Dzierążni, położonej w dorzeczu Jakubówki (lewoboczny dopływ Nidzicy)*, oraz J. Łyczewska w Ławach [20]. Typowa glina morenowa jest ciemnobrunatna, piaszczysta i zawiera głązy, wśród których występują granity, gnejsy, sjenity oraz płytki białego kwarcytu; jej miąższość dochodzi do 10 m (profil 36). Pokrywa morenowa została przeważnie silnie zniszczona przez erozję i denudację polodowcową. Najlepiej zachowała się typowa glina morenowa na płaskich garbach wododzielnych. Natomiast na zboczach przedczwartorzędowych dolin często obserwować można tylko przemytą glinę zwałową, bruk morenowy lub pojedyncze głązy narzutowe, stanowiące *residuum* pokrywy morenowej. Średnica głązów narzutowych, rozrzuconych po całym terenie wynosi średnio od 0,2 do 0,5 m. Największy głąz, znaleziony w Kropidle, mierzył 1,7 m długości. Krawędzie głązów są zaokrąglone.

W rozciętej pokrywie glin morenowych i utworów pochodzących z okresu nasuwania się lądolodu została włożona niższa pokrywa. Jej budowa geologiczna jest widoczna w piaszkowni w Podgaju (profil 29) oraz w Jakuszowicach (ryc. 2), gdzie na wysokości około 10 m ponad poziomem dna doliny Nidzicy odsłaniają się:



Ryc. 2. Profil piaszkowni w Jakuszowicach

Gleba (1)**	m 0—0,2
Piasek żółty, drobnoziarnisty, warstwowany z wkładkami ilastego mułku (2)	0,2—1,0
Mułki szare, warstwowane z bułami iłu i eratykami o średnicy 15—20 cm. Upad warstw wynosi 8° ku SSE. W stropie występuje 0,2 cm warstewka białego, wapnistego mułku (3)	1,0—1,2
Piasek żółty, pylasty, smugowany z brązowymi zaciekami (4)	1,2—2,2
Glina szarozielona, zbita, sprasowana, warstwowana na przemian z piaskiem drobnoziarnistym. Gлина w stanie wil-	

* Wiadomość ustna.

** Liczby w nawiasach odnoszą się do numeracji pokładów przedstawionych na przekroju — ryc. 2.

gotnym jest brunatno smugowana, w stanie suchym rozciera się na pył. Miejscami występują także wkładki iłu. Ułożenie warstw w spągu i w stropie jest spokojne; w środkowej części serii występują zaburzenia soliflukcyjne warstw, które zanikają w miarę oddalania się od przedczwartorzędowego zbocza doliny (5) m 2,2—4,7

Piasek pylasty, żółty, zbity (6) 4,7—6,2

Piasek fluwioglacjalny, różnoziarnisty, żółtobrunatny z otoczkami eratyków o średnicy 1—2 cm (7) 6,2—7,0

W rozciętą drugą pokrywą, zbudowaną z piasków rzecznych zębiających się z utworami soliflukcyjnymi, została włożona trzecia pokrywa. Stosunek jej do pokrywy starszej jest widoczny w Jakuszowicach, gdzie w odległości około 15 m na wschód od opisanego profilu z piaskami fluwioglacjalnymi kontaktują:

Piasek drobnoziarnisty szary (8) m 0—1,0

Piasek szary z warstewkami mułku (9) 1,0—1,3

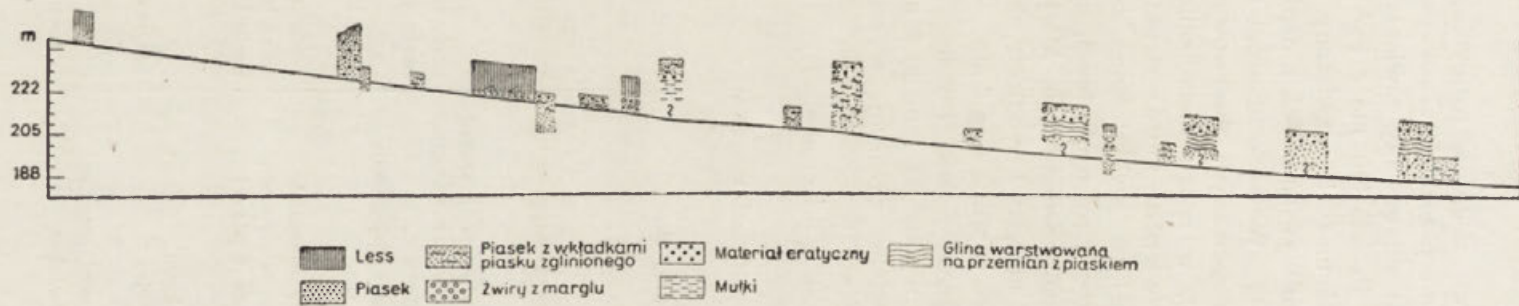
Piasek żółtawy, drobnoziarnisty, rytmicznie warstwowany z piaskiem brązowym, zglinionym (10) 1,3—2,5

W Małoszowie (profil 10), Słupowie (profil 21), Tochołowie (profil 11) i Sancygniowie (profil 24) piasek zawiera znaczną domieszkę otoczków marglu i głązków eratycznych pochodzących z rozmycia starszych osadów plejstoceńskich. Utwory trzeciej pokrywy dzielą się tutaj wyraźnie na dwie serie: dolną — złożoną z piasku białego lub żółtego, warstwowanego, z otoczkami mieszanymi i górną — lessową.

W trzecią pokrywą jest włożona czwarta, zbudowana z mułków, będących produktem rozmycia lessu, i drobnoziarnistych piasków.

Na podstawie wzajemnego stosunku trzech niższych pokryw, różnego wykształcenia osadów oraz ich stosunku do utworów podmorenowych, morenowych i lessu można przyjąć, że pokrywa druga i trzecia zostały utworzone w okresie dwóch młodszych zlodowaceń Polski, w czasie których na badanym obszarze miała miejsce akumulacja o charakterze klimatycznym (ryc. 3). Powstanie pokrywy drugiej wiąże się z okresem zlodowacenia środkowo-polskiego a trzeciej pokrywy — z okresem zlodowacenia bałtyckiego. Pokrywa najniższa jest holocieńska. Tworzy się ona nadal w związku z wylewami rzek.

Najmłodszym osadem plejstoceńskim, pochodzącym z okresu zlodowacenia bałtyckiego, jest less. Less jest odsłonięty w licznych wąwozach i wcięciach dróg. Miąższość jego jest zmienna i wynosi od 1 m do 10 m (profil 39). Duże połacie wierzchowin oraz strome stoki pozbawione są pokrywy lessowej. We wschodniej części Wyżyny Miechowskiej można stwierdzić trzy odmiany lessu: less niesmugowany, wapnisty, porowaty,



Ryc. 3. Profil podłużny poziomów akumulacyjnych w dolinie Nidzicy

spękany, mało zwięzły, łatwo ulegający rozmyciu; w stanie suchym rozciera się na pył. Ku dołowi przechodzi zazwyczaj w less smugowany. W Słupowie (profil 21) less smugowany zawiera soczewki drobnoziarnistego piasku kwarcowego. Piasek ten może być pochodzenia deluwialnego, napływowego lub też może być związany z lokalnymi wiatrami. Wiatr dolinny może bowiem wywiać piasek z napływów rzecznych i osadzić na powierzchni lessu [8]. We wcięciu drogi zbiegającej do wsi Kalina Wielka pod lessem smugowanym obserwować można warstwowane mułki lessowate (profil 2), w spągu nieco zglinione, ale burzące się z HCl. W mułkach tych stwierdzić można struktury peryglacialne.

Utwory holocenijskie wykształcone są jako piaski drobnoziarniste i mułki, pochodzące z rozmycia lessu, piaszczysto-ilastych skal trzeciorzędowych oraz marglu senońskiego. Miejscami występują również wtrącenia otoczków marglu i rzadkich skał krystalicznych północnych. Utwory napływowe zajmują dna dolin.

Do osadów postglacialnych należą również warstwowane deluwia lessowe, których miąższość wynosi od 1 m do 4 m. W widłach rzek Kalinki i Nidzicy lessy deluwialne zawierają wyroby neolityczne.

Właściwości odpornościowe poszczególnych skał badanego obszaru przedstawia mapa — rycina 4 oraz tabela I.





Tabela I

ODPORNOŚĆ SKAŁ

Stopień odporności poszczególnych grup skał		Rodzaj skał	Wiek lub seria
Skały podłoża	odporne	Margiel Margle heterosteginowe	kreda górna seria litotamniowa, część dolna
	średnio odporne	Margle kredowate z wkładką piaskowca ławicowego Margle i gipsy Margle szare, miejscami zbite	seria litotamniowa, część dolna seria gipsowa seria litotamniowa, część górna
	mało odporne	Piaski i ropy margliste Piaski heterosteginowe Iły margliste i piaski	seria podlitotamniowa seria litotamniowa, część dolna seria litotamniowa, część górna
Utwory pokrywowe	mało odporne	Gлина zwałowa Piaski i żwiry Less Mułki i piaski rzeczne Lessy deluwialne	plejstocen holocen



Objaśnienie

-  odporne skały podłoża
-  średnio odporne skały podłoża
- mało odporne skały podłoża
-  mało odporne utwory pokrywowe
-  ---- działły woane

ODPORNOŚĆ SKAŁ

Ryc. 4. Odporność skał

TEKTONIKA

Badany obszar pokrywa się z niecką działoszycką, która stanowi część składową synklinorium nidziańskiego. Sięga ona na zachodzie po wzniesienia kredowe okolic Małoszowa, Klonowa i Prandocina.

Utwory kredowe leżą tu płytowo i są jedynie bardzo słabo zondulowane, o czym świadczą południowe upady kredy w Książu Wielkim i południowo-wschodnie w okolicy Małoszowa, zaobserwowane przez W. Kracha [13, 14]. Płyta kredowa została rozczłonkowana uskokiemi o przebiegu WNW—ESE i W—E, wzdłuż których zapadły się pewne jej części i powstały padoły, oraz została silnie pocięta spękaniem pionowymi równoległymi i krzyżującymi się.

Pomiarów kierunków spękań dokonywałam w sztucznych odkrywkach, gdyż naturalnych odsłoneń jest na tym terenie mało. Mierzyłam kierunki wszystkich zauważonych, dobrze wykształconych płaszczyzn spękań. Pomięłam spękania wietrzeniowe. Wysokość ścian, na których dokonywałam pomiarów, wynosiła od 0,5 do 4 m, a długość ich do 4 m. Wyniki pomiarów zestawiałam w tabeli II oraz przedstawiłam w postaci róży spękań (ryc. 5).

Tabela II

ZESTAWIENIE MATERIAŁU DOTYCZĄCEGO SPĘKAŃ SKAŁ PODŁOŻA

Miejsce badań	Kierunki spękań margli senońskich
Dolina w kierunku Nowej Wsi	N 30° E (2x), N 25° E, N 60° W, N 75° W, N 15° E, N 45° E, N 35° E
Maciejów	N 40° E (2x), N 65° E (2x)
Dolina w kierunku Strzeżowa (wyrwa w lesie)	N 25° E, N 75° E (2x)
Dolina w kierunku Strzeżowa — zbocze północne	N 10° E, N 70° W (2x)
Dolina w kierunku Strzeżowa — zbocze północne	N 75° E, N 10° E 90° (3x)
Dolina w kierunku Zapustki	N 80° E, N 30° E

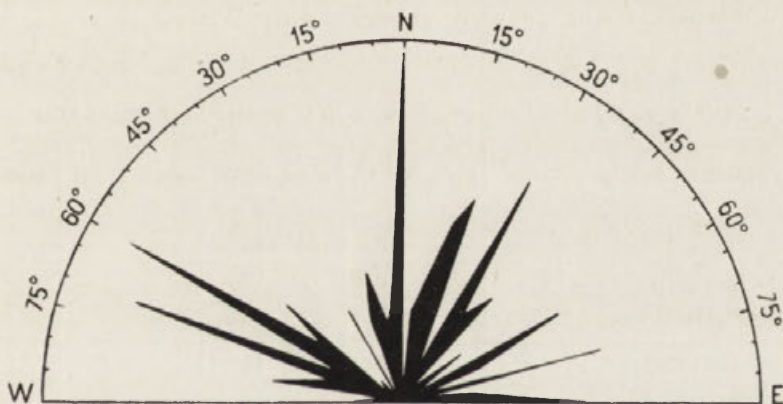
(c. d. tabeli II)

Miejsce badań	Kierunki spękań margli senońskich
Dolina w kierunku Zapustki (wyrwa w dnie)	N 80° E, N 15° W, 0° (2x)
Kota 387 — łom środkowy	N 5° W, N 80° W, N 15° E, N 70° W (4x), N 30° E
Kota 387 — łom wschodni	N 70° W (4x), N 25° E
Dolina Kalina — Rędziny	N 20° E (5x), N 10° W (3x), N 75° E, N 60° W (2x), 0°
Kalina Mała (południowe zbocze)	N 15° E, N 75° E, N 10° E, N 15° W, N 35° E
Dolina Dziadówki — łom 1	N 60° W (2x), N 15° E
Dolina Dziadówki — łom 2	N 90° E (3x), 0° (2x), N 60° W, N 15° E, N 50° W, N 70° W (2x)
Dolina Dziadówki — łom 3	N 20° E, N 65° W (2x), 90°, N 15° E
Kalina Mała	N 15° E, N 75° W, N 45° W, 0° (3x), N 5° W, 90° (3x), N 85° E
Kalina Mała	N 55° W, N 40° E (2x), N 30° E, N 60° W (2x)
Kalina Wielka (zbocze północne)	N 90° E, N 15° E
Śladów	0°, N 55° W, N 50° W, N 65° E (4x), N 10° W, N 75° E, N 35° W, N 60° E (3x)
Łom na wierzchoźnie (koło Lisin)	N 5° W (3x), N 75° E, 0°, 90°, N 10° W, N 85° E, N 75° W
Biały Dół	N 15° E, N 75° E, N 70° E (2x)
Wrocimowice	N 15° W, 90°
Dosłońce — łom 1	N 80° W, N 20° E, N 75° W (2x), N 15° W, N 30° W (3x), N 30° E, N 55° W
Dosłońce — łom 2	N 75° E (3x), N 5° W, N 85° E (3x), 90°, 0°, N — E (3x), N 40° E (2x), N 50° W
Dosłońce — łom 3	N 80° W, N 10° E, N 70° W (4x), 0° (3x), N 30° E, N 60° W
Dosłońce — łom 4	N 70° W, N 60° E, N 40° E, 90°
Dosłońce (wcięcie drogi)	N 90° W, N 5° W
Góra Klonowska	N 30° W (2x), N 50° E (3x), N 20° E, N 60° W (3x)
Marchocice	N 80° W (2x), N 15° E, 0°, 90°

Miejsce badań	Kierunki spękań margli senońskich
Raławice (północne zbocze wciosu)	90° (2x), 0° (3x), N 10° E, N 80° W (2x)
Droga Lelowice — Glinki	N 50° W, 0° (2x), N 5° E
Marchocice (północne zbocze nieckowatej doliny)	N 20° W (3x), N 85° W, N 15° E, N 20° E
Dziemierzyce (nieckowata dolina za b. Fw.)	N 60° E (2x), N 15° E
Dziemierzyce (wschodnie zbocze doliny Ścieklca) — łom 1	N 50° W (2x), N 35° E
Dziemierzyce (wschodnie zbocze doliny Ścieklca) — łom 2	N 30° E (2x), N 50° W (3x)
Janowiczki	N 30° W, N 15° W (3x), 90°, N 80° W
Smoniewice (wschodnie zbocze doliny Ścieklca)	N 75° E (2x), N 25° W
Radziemice — łom 1	N 45° W, N 40° W, N 60° E
Radziemice — łom 2	N 10° E, N 60° W (2x), N 20° E, 90°
Muniakowice — łom zachodni	N 60° W (4x), N 50° W, N 35° E (4x)
Muniakowice — łom wschodni	N 55° W (4x), N 30° E (4x)
Dziewięcioły	0°, N 5° E, 90°
Słupów	90° (2x)
Busków	N 60° E (2x), N 50° E
Słaboszów (wschodnie zbocze doliny)	N 60° E, N 20° E (2x)
Klonów (północna strona szosy) — łom 1	N 10° E, N 40° W
Klonów (północna strona szosy) — łom 2	N 5° E, N 75° E, N 65° W (2x), 0°

(c. d. tabeli II)

Miejsce badań	Kierunki spękań margli senońskich
Nowiny Miroszowskie	90° (3x), N 20° E, N 60° W (2x)
Pieczenięgi	N 40° E, N 30° E (2x), N 60° W
Biedrzykowice	N 20° W
Kalina Wielka	N 40° E, N 20° W (2x), N 30° E (2x), N 10° E, N 20° E, N 15° W
Janowice (parów w południowym zboczu doliny Kalinki)	N 70° W (2x), N 80° W
Janowice (parów w północnym zboczu doliny Kalinki)	N 60° E (2x), N 30° W



Ryc. 5. Róża spękań

Na diagramie (ryc. 5), przedstawiającym kierunki spękań utworów kredowych wschodniej części Wyżyny Miechowskiej, przeważa maksimum N 60°—70° W i prostopadłe doń maksimum N 15°—30° E. Maksimum wschodnie jest dwudzielne, gdyż między maksimum N 10°—15° E a maksimum N 30° E występuje drugorzędne minimum, które ma swój odpowiednik także w ćwiartce zachodniej. Drugie maksimum stanowi kierunek N—S, a odpowiada mu ustawione pod kątem prostym maksimum E—W. Liczbowo przeważają spękania o odchyleniu wschodnim. Dla porównania przytaczam wyniki pomiarów spękań utworów kredowych (wyjątkowo również innych formacji geologicznych), dokonanych przez

A. Chałubińską na Podolu i północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich [1], J. Czyżewskiego na południowym Roztoczu [2], A. Malickiego na północnym Roztoczu [21] i w dorzeczu górnej Nidy [22], J. Samsonowicza na prawym zboczu doliny Wisły [1], oraz S. Dżułyńskiego w południowej części Wyżyny Krakowskiej [5] (Tab. III). Maksimum N 30° E, stwierdzone na Wyżynie Miechowskiej, odpowiada kierunkom spękań kredy, obserwowanym przez Malickiego w dorzeczu górnej Nidy a przez Dżułyńskiego w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Natomiast maksimum N 60°—70° W słabiej nawiązuje do kierunków spękań w dorzeczu górnej Nidy (drugorzędne maksimum N 70° W). Analogiczne maksima stwierdzili Czyżewski i Dżułyński. Natomiast kierunki N—S i E—W nie zaznaczają się na obszarze Podola i Roztocza, a w dorzeczu górnej Nidy są bardzo słabo wykształcone. Rzecz charakterystyczna, że kierunek N—S wraz z odpowiadającym mu prostopadłym maksimum W—E występuje w obrębie piaskowca szydlowieckiego na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich oraz w utworach południowej części Wyżyny Krakowskiej. Również Samsonowicz stwierdził południkowy kierunek spękań utworów kredowych na prawym zboczu doliny Wisły.

Tabela III

ZESTAWIENIE KIERUNKÓW SPĘKAŃ NA RÓŻNYCH OBSZARACH

Obszar badań	max N—W	max N—E	max N—S	max E—W
Podole	45°—50° 10°—15°	35°—40° 60°		+
Południowe Roztocze	45°—50°—60°	25°—35°		
Północne Roztocze	30°	35°—40°		
Prawy brzeg Wisły			+	
Północne przedpole Gór Świętokrzyskich (kajper)		80°	+	+
Dorzecze górnej Nidy	55°, 65°—80°	30°—40°		
Południowa część Wyżyny Krakowskiej (turon)	60°—70°	20°—30°	+	+
Wschodnia część Wyżyny Miechowskiej	60°—70°	55°—75° 15°—35°	+	+

A. Chałubińska wysnuwa wniosek, że południkowo-równoleżnikowy system spękań jest pokredowy. Dżułyński na podstawie licznych obserwacji, zebranych w południowej części Wyżyny Krakowskiej,



Ryc. 6. Przeważające kierunki form terenu

wypowiada przypuszczenie, że spękania ciosowe w osadach jurajskich i kredowych powstały w okresie karpaccich ruchów górotwórczych. Jego zdaniem, tworzeniu się odkłuc wglębnych towarzyszyły silne wstrząsy sejsmiczne, które mogły powodować pękanie skał w obrębie całego przedmurza Karpat. Dżułyński ustalił też stosunek niektórych spękań do trzeciorzędu i dochodzi do wniosku, że „...spękania o kierunku $30-40^\circ$ oraz $110-120^\circ$ (ew. 130°) są przedtortońskie a pokredowe“*. Natomiast J. Nowak [28] z karpaccą, trzeciorzędową fazą ruchów tektonicznych wiąże kierunki W—E i NE—SW, kierunek zaś NW—SE uważa za starszy i nazywa go kierunkiem hercyńskim młodszym.

Zgodnie z poglądem Nowaka można zatem przyjąć, że w utworach kredowych Wyżyny Miechowskiej wykształcone są dwa systemy spękań: starszy — przedtortoński o kierunku NW—SE, reprodukowany w utworach kredowych w czasie karpaccich ruchów górotwórczych, oraz młodszymi — mioceński o kierunkach W—E i NE—SW.

Dla uchwycenia powiązań między spękaniami marglu a przebiegiem form terenu mierzyłam kierunki dolin, garbów i krawędzi padołów. Mapka (ryc. 6), na której przedstawiłam przeważające kierunki form terenu, ujawnia uderzającą zgodność pomiędzy przebiegiem form a najczęściej powtarzającymi się kierunkami spękań podłoża kredowego ($N 60^\circ-70^\circ W$).

Tektonika utworów mioceńskich badanego obszaru jest według W. Kracha dosyć zróżnicowana. W zatoce północnej zaznacza się wąska synklina, przebiegająca na linii Małoszów — Boczkwice — Trzonów — Sancygniów, gdzie depresja przyjmuje kierunek południowo-wschodni. Przez wzgórze o wysokości 337,9 m w Boczkwicach przebiega prawdopodobnie oś równoległej antykliny. W zatoce południowej utwory mioceńskie leżą poziomo. Obniżanie się płyty kredowej ku południowo-wschodowi może być związane z ruchami po dolno-tortońskimi (między poziomem grabowieckim a bułowskim), zaznaczającymi się w synklinie Nidy ruchami undulacyjnymi. Lokalne, różne nachylenia warstw gipsowych są spowodowane obsuwaniem się po plastycznym, ilastym podłożu. L. Zejsner [39] stwierdza następujące upady gipsów: w Sielcu 5° na S, w Raławicach 15° na W, w Lelowicach $15-25^\circ$ na S.

* W moim ujęciu, kierunek $30^\circ-40^\circ$ odpowiada kierunkowi $N 70^\circ-60^\circ W$, a kierunek $110^\circ-120^\circ$ — kierunkowi $N 20^\circ-30^\circ E$.

Rozdział III

DOTYCHCZASOWY STAN WIEDZY O RZEŹBIE BADANEGO OBSZARU

Literatura morfologiczna, dotycząca badanego terenu, jest bardzo skąpa. Kilka drobnych uwag o rzeźbie wschodniej części Wyżyny Miechowskiej znajduje się w pracach: A. Michalskiego [23], A. Kozłowskiej [12], W. Kracha [14] oraz J. Flisa [6]. Celem uzgodnienia własnych spostrzeżeń terenowych z wynikami badań innych autorów nawiązałam też do pracy M. Tyczyńskiej [37], M. Mizery [27] i R. Wolnika [38], omawiających rozwój morfologiczny dorzeczy środkowej i dolnej Szreniawy oraz Dłubni.

Pierwsze wzmianki o rzeźbie Wyżyny Miechowskiej znajdujemy w „Słowniku Geograficznym Królestwa Polskiego“ (t. VI, s. 323): „Przedstawia się ona (Wyżyna Miechowska — przyp. red.) jako płaskowzgórze, piętrzące się tarasami, z powyżłabianymi przez działanie wód wąskimi dolinami“. A. Michalski we wstępie do „Zarysu geologicznego strony południowo-zachodniej gubernii Kieleckiej“ daje następującą charakterystykę tego obszaru: „Część południowa, złożona z utworów dyluwialnych bardzo znacznej grubości, ale podlegających już stosunkowo większemu spłukiwaniu przez wodę, nie tworzy jednolitej powierzchni. Przeciwnie, dostrzegamy w niej nader nieprawidłowe przejścia od wyżyn do miejsc niskich; wyniosłości ujawniają się tam często w postaci odosobnionych lub zgrupowanych pagórków“. W dalszym ciągu pracy, rozważając stosunek utworów trzeciorzędowych do podłoża kredowego, stwierdza autor daleko posuniętą ekshumację rzeźby przedtortońskiej: „W niektórych parowach ocalały jeszcze luźne skały trzeciorzędowe, które je wypełniały, w pozostałych zaś parowach skały te prawdopodobnie zostały uniesione przez wodę. Parowy więc przedstawiają się nam teraz po większej części w takim stanie, w jakim były w okresie osadzania się utworów trzeciorzędowych, świadcząc wielkością swą o sile ówczesnego spłukiwania“. Również W. Krach stwierdza daleko posunięty proces zniszczenia pokrywy utworów dolno-tortońskich. Zdaniem autora, morfologia młodszą, polodowcową „...jest do pewnego stopnia odbiciem dawniejszej przedtortońskiej, której nie zdołały zamaskować osady lodowcowe“.

A. Kozłowska wyróżnia we wschodniej części Wyżyny Miechowskiej dwa poziomy wierzchowinowe: wyższy o wysokości 390 m n.p.m. („wzgórza Klonowskie“) oraz niższy o wysokości 350 do 300 m n.p.m. Poziom niższy „...odpowiada łańcuchom wzgórz, ciągnących się wzdłuż całego obszaru. Będzie to powierzchnia penepłeny, w której stara działalność wód wyrzeźbiła szerokie, o łagodnych skłonach doliny“. Kozłowska nie określa jednak wieku owej penepłeny, rozważa natomiast wiek wąwozów. Na podstawie badań florystycznych, analizy starych planów sytuacyjnych wsi oraz obserwacji katastrofalnych skutków ulew uważa wąwozy za współcześnie powstające i rozwijające się.

J. Flis porusza problem rozwoju sieci rzecznej na strukturalnej powierzchni przedlodowcowej. Autor przypuszcza, że „... po ustąpieniu morza sarmackiego odwodnienie odbywało się konsekwentnie po osi trzech wielkich depresji Niecki Nidziańskiej“ i że „... w depresji działoszyckiej oś hydrograficzna była mniej więcej zgodna z dzisiejszym biegiem Nidzicy“. Autor stwierdza również, że izohipsy miocenu i kredy, wykreślone na mapkach St. Lencewicza [18], nie są zgodne z rzeczywistością, gdyż nie oddają głównych elementów tektonicznych synkliny Nidy. Linie te są bowiem dostosowane do układu sieci rzecznej i wobec tego mapki te nie mogą udowodnić tezy, jakoby rzeki Niecki Nidziańskiej (w ich liczbie także Nidzica) były rzekami konsekwentnymi.

Zagadnieniem rozwoju morfologicznego południowo-zachodniej części Wyżyny Miechowskiej (dorzecze Dłubni i górnej Szreniawy) zajmuje się R. Wolnik. Za najstarszy element rzeźby uważa on powierzchnię zrównania wieku przedmiocenińskiego o wysokości 470 do 320 m n.p.m. Powierzchnia ta została zaburzona w okresie mioceniśkim. Po ustąpieniu morza miocenińskiego nastąpił okres lądowy, trwający do chwili obecnej. W pliocenie nastąpiło rozcięcie osadów mioceniśkich; w okresie tym powstał również niższy poziom wierzchowinowy o wysokości 310 do 270 m n.p.m. Zasadnicze rysy rzeźby uważa za przedlodowcowe. Zgodnie z poglądem Lencewicza przyjmuje autor wysokie zasypanie dolin (do 40 m) w okresie zlodowacenia krakowskiego. W czasie wielkiego interglacjału miała miejsce gwałtowna erozja, która zniszczyła pokrywę piasku i utworów morenowych. W czasie zlodowacenia środkowo-polskiego miało miejsce ponowne zasypanie dolin do wysokości 15 m. W następnym interglacjale wskutek rozcięcia tej pokrywy powstał wysoki taras Dłubni o wysokości od 6 do 10 m. Z ostatnim zlodowaceniem wiąże akumulację denną i lessową. W holocenie nastąpiło rozcięcie tarasu dennego i silny rozwój parowów i wąwozów, niszczących pokrywę lessową. M. Tyczyńska i M. Mizera stwierdziły podobny rozwój rzeźby dorzecza średniej i dolnej Szreniawy.

Rozdział IV

ROZWÓJ RZEŻBY WSCHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY MIECHOWSKIEJ

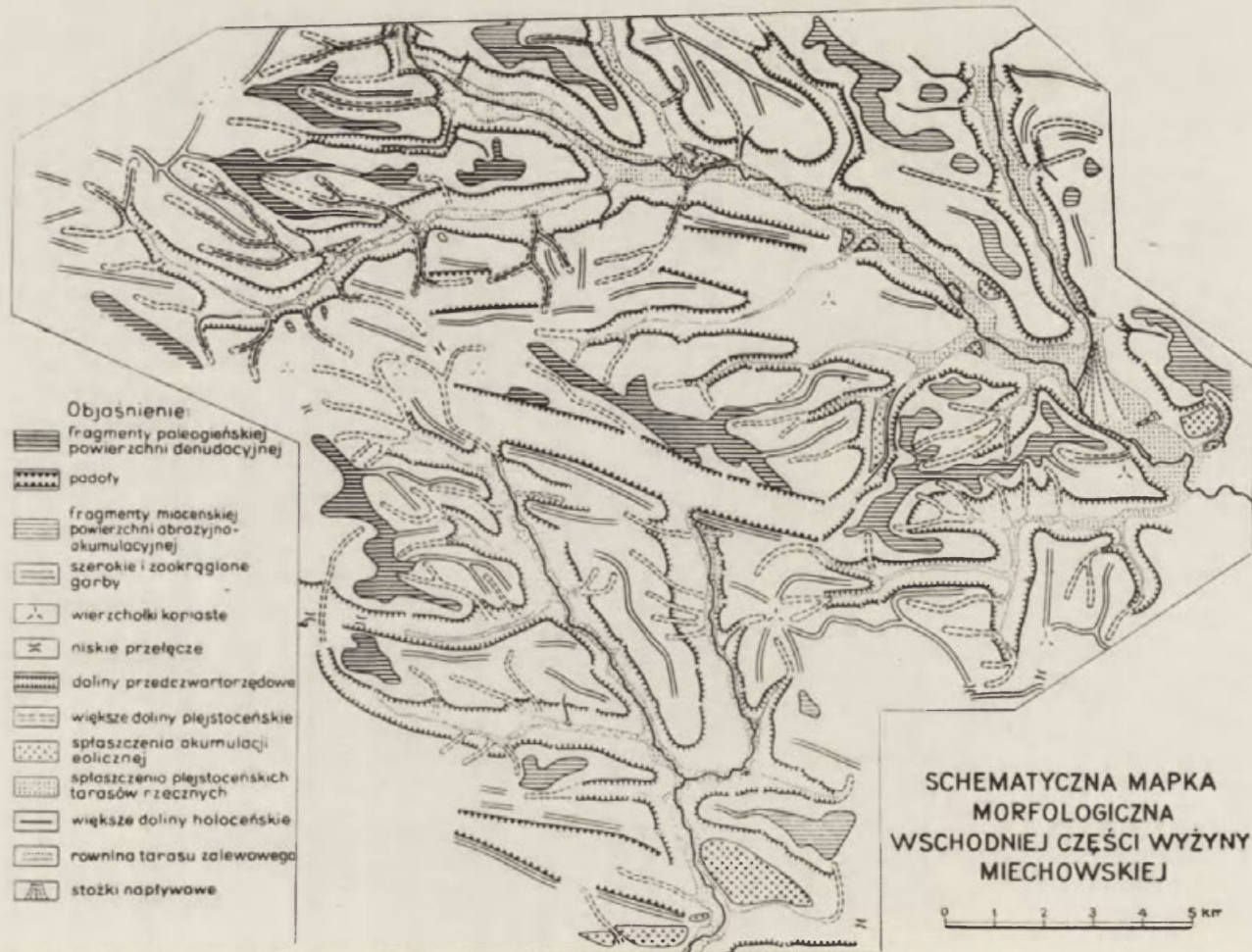
ROZWÓJ RZEŻBY PO KREDZIE A PRZED TORTONEM

Z badań geologicznych A. Michalskiego [23], W. Kracha [13, 14] oraz z moich obserwacji terenowych wynika, że rzeźba podłoża kredowego jest urozmaicona. Na podstawie zalegania utworów miocen-
skich nie tylko na wierzchowinach, ale także w obniżeniach można wnosić, że zasadnicze rysy rzeźby badanego obszaru wytworzyły się w czasie długotrwałego cyklu rozwojowego, obejmującego okres od chwili ustąpienia morza górno-kredowego z obszaru Wyżyny Miechowskiej (górny mastrycht) do drugiego zalewu morza miocen-
skiego (dolny torton, piętro opolskie według nomenklatury J. Nowak a).

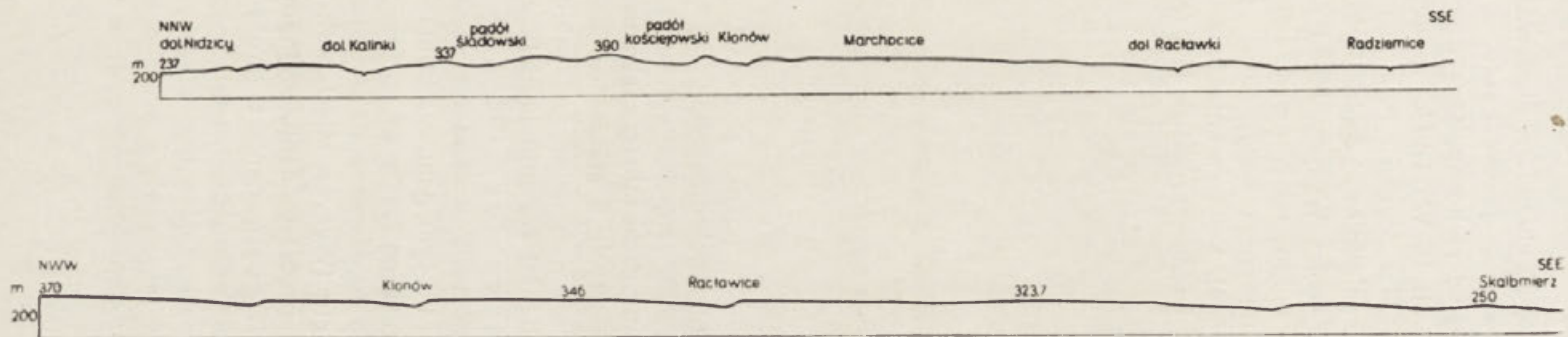
Najstarszym elementem rzeźby wschodniej części Wyżyny Miechowskiej są fragmenty spłaszczeń wierzchowinowych *, obserwowane na wysokości od 310 m do 360 m n.p.m. (ryc. 7). Bardzo wyraźne spłaszczenia, oddzielone załomami od dolin i padołów występują na północ od Klonowa (363 do 330 m n.p.m.), między Rędzinami a Nasiechowicami (353 m, 350,7 m n.p.m.), na południe od Strzeżowa (340 m n.p.m.), w okolicach Tochołowa (328 m n.p.m.) i Kaliny Wielkiej (329 m n.p.m.). Spłaszczenia nie zachowały się na krótkich, odosobnionych garbach i kopiastych wierzchołkach. Uderza jednak podobna ich wysokość: w okolicach Brzuchani 377 m, w Strzeżowie 387 m, Lisińcu 361 m, kopa Kalina—Rędziny 370 m, w Śladowie 338 m, Grzymałowie 385 m, Klonowie 357 m, Góra Klonowa 390 m, w Raławicach 328 m, Górcie Kościejowskiej 336 m, Janikowicach 318 m n.p.m.

Na podstawie występowania wyraźnych spłaszczeń oraz podobnej wysokości wzniesień przyjmuję, że powierzchnia wierzchowinowa wschodniej części Wyżyny Miechowskiej (ryc. 8) jest powierzchnią zrównania, stanowiącą część rozległej powierzchni denudacyjnej, zaznaczającej się na Wyżynie Krakowsko-częstochowskiej. Ma ona pewne cechy powierzchni strukturalnej, ponieważ utwory jurajskie i kredowe za-

* Dokładne rozmieszczenie wszystkich form na tym obszarze z określeniem genety i wieku daje „Mapa geomorfologiczna“ w skali 1:25 000 (5).



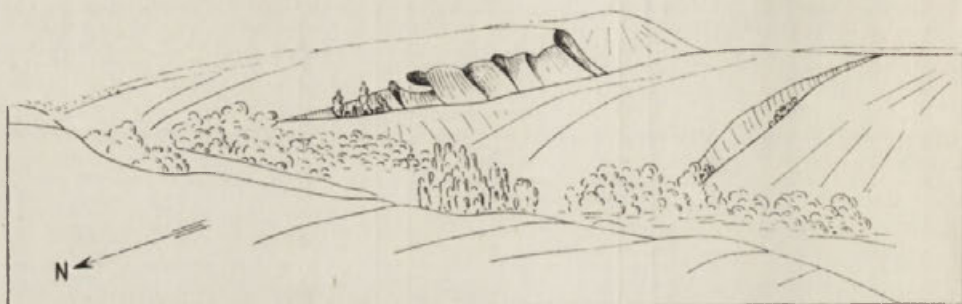
Ryc. 7. Schematyczna mapa geomorfologiczna badanego obszaru



Ryc. 8. Przekroje przez wschodnią część Wyżyny Miechowskiej

chowały swój pierwotny płytowy charakter. Ponieważ jednak ścina coraz to młodsze ogniwa stratygraficzne jury i kredy, a upady warstw nie pokrywają się z pochyleniem wierzchowin, jest to powierzchnia zrównania. Dalszy jej ciąg znajdowali R. Wolnik w dorzeczu górnej Szreniawy [38], M. Drzałówna w dorzeczu Prądnika [4] i S. Dzułyński na pozostałym obszarze południowej części Wyżyny Krakowskiej [5].

Na obszarze wschodniej części Wyżyny Miechowskiej była to powierzchnia lekko falista, na północ od Klonowa całkowicie wyrównana, a nad nią wznosiły się pojedyncze kopy, takie jak Góra Klonowa i kopa Kalina—Rędziny (ryc. 9). Powierzchnia ta wznosiła się najwyżej w części północno-zachodniej badanego obszaru (jej fragmenty zachowały

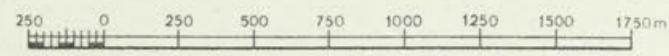


Ryc. 9. Garb Zbigalski

się na wysokości 360 m do 390 m n.p.m.), a obniżała się łagodnie w kierunku południowo-wschodnim i południowym.

Określenie wieku powierzchni zrównania nastęrcza wiele trudności. Powierzchnia ta jest w każdym razie młodsza od górnej kredy, ponieważ jest zbudowana ze skał kredowych, a starsza od sieci dolin i padołów, które ją rozczłonkowały przed tortonem; jest zatem wieku paleogeńskiego. Najlepsze warunki dla jej rozwoju istniały zapewne w eocenie. Z badań bowiem W. Pożaryskiego [30], który stwierdził odwapnienie opoki kredowej na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich wynika, że w okresie tym panował klimat gorący i wilgotny, sprzyjający wietrzeniu chemicznemu. To wietrzenie w obszarze zbudowanym z opoki doprowadzało do odwapnienia skał, natomiast w obszarze zbudowanym z ilastego marglu (Wyżyna Miechowska) sprzyjało niewątpliwie bardzo intensywnym procesom denudacyjnym, które mogły doprowadzić do prawie całkowitego zrównania tego obszaru.

Paleogeńska powierzchnia zrównania została rozczłonkowana przez rzeki i czynniki tektoniczne na mniejsze płyty i garby. Erozyjne rozcięcie powierzchni musiało nastąpić po eocenie a przed dolnym tortonem, ponieważ doliny, które są rezultatem tego rozcięcia, są wyścielone osadami



A. Formy pochodzenia tektonicznego

stoki neogeńskich podolów zapadliskowych

B. Formy pochodzenia denudacyjnego

I. Formy utworzone w okresie trzeciorzędowym wskutek niszczącej działalności czynników denudacyjnych:

fragmenty paleogeńskiej powierzchni zrównania

fragmenty powierzchni akumulacyjnej morza dolno-lortoińskiego

forma grzbiecia na przecięciu zbocza dolin utworzonych w okresie trzeciorzędowym, szeroka i zaokrąglona

wierzchołki kapiaste

IIa. Formy utworzone w okresie holocenijskim wskutek niszczącej działalności czynników denudacyjnych:

świeża niszka osuwiska skalnego

drobne zerwy

ostańce denudacyjne (skałki)

IIb. Formy utworzone w okresie holocenijskim wskutek budującej działalności czynników denudacyjnych:

jęzory osuwiskowe

C. Formy pochodzenia fluwialnego

I. Formy utworzone w okresie trzeciorzędowym i plejstocenijskim wskutek niszczącej działalności wody płynącej przy współdziałaniu procesów denudacyjnych:

zbocza dolin o nachyleniu do 4°

4 – 9°

9 – 20°

20 – 45°

doliny nieckowate, wycięte w okresie plejstocenijskim, często wyszczerbione pokrywą akumulacyjną z okresu zlodowacenia bałtyckiego

IIa. Formy utworzone w okresie holocenijskim wskutek erozyjnej działalności wody płynącej:

koryta rzeczne wycięte w rumowisku

podcięcia erozyjne

małe doliny utworzone przez wodę, okresowo płynącą, przy współdziałaniu procesów denudacyjnych:

wąwozy o spadku dużym, niewyrównanym

parowy o spadku wyrównanym

doliny nieckowate

IIb. Formy utworzone w okresie holocenijskim wskutek akumulacyjnej działalności wody płynącej:

równina tarasu akumulacyjnego

D. Formy pochodzenia eolicznego

I. Formy utworzone w okresie plejstocenijskim wskutek budującej działalności wiatru:

splaszczczenia akumulacji eolicznej (lessowe)

E. Formy antropogeniczne

Ia. Formy utworzone przez niszczącą działalność człowieka:

kamieniołomy, piaskownie, glinianki

podcięcia

wąwozy drogowe

kanaly

Ib. Formy utworzone przez budującą działalność człowieka:

nasypy drogowe

tarasy rolne

Ryc. 10. Mapa morfologiczna podolu kościejewskiego

morza dolno-tortonńskiego. Utwory dolnego tortonu znajdują się w dnie lub na zboczach doliny Nidzicy (w Jazdowicach) oraz w dolinie klonowskiej (przy szosie Klonów — Raławice), smoniowickiej, Zagajów Wrocimowskich, Podmłynia oraz w dolinach uchodzących w Giebułtowie do doliny Nidzicy (zob. ryc. 4). Rozczłonkowanie powierzchni i powstanie tych dolin można by wiązać z środkowo-oligocenickimi epejrogenicznymi ruchami, powodującymi ustąpienie morza dolno-oligocenickiego z Wyżyny Lubelskiej i Niziny Mazowiecko-podlaskiej [15].

Doliny przedtortonńskie nawiązują do przebiegu starszego systemu spękań (młodsze hercyńskie według J. Nowak a) i bieżną w kierunku WNW—ESE. To przypuszczenie potwierdza fakt, że tylko te doliny są wyścielone osadami morza miocenickiego, natomiast doliny o kierunkach południkowych są wcięte w utwory miocenickie i dlatego można je uważać za młodsze. Zbocza dolin przedtortonńskich były strome, gdyż płyty osadów miocenickich przylegają nieraz do zboczy o nachyleniu około 20° (Klonów). O dnie przedtortonńskich dolin i jego głębokości nie mam żadnych wiadomości, ponieważ utwory miocenickie nie zostały przewiercone.

Po eocenie, a przed dolnym tortonem, powstały także formy zapadli-skowe zwane padołami. Na badanym obszarze znajdują się cztery padoły: kościejowski, śladowski, zbigalski i radziemicki.

Padół kościejowski jest najbardziej typowo wykształcony (ryc. 10, 11). Jest on ograniczony równoległymi krawędziami o przebiegu prostoliniowym WNW—ESE. Padół jest długi na 7 km, szeroki 1 km, głęboki około 50 m. Na północy padół graniczy z garbem klonowskim, rozciętym doliną Strugi Kościejowskiej, a od południa z garbem o przebiegu Klonów — Raławice, rozczłonkowanym górnymi odcinkami doliny Ścieklca i Raławki. Od zachodu zamyka padół grupa kopulastych wzniesień o wysokości od 361 m do 370 m n.p.m., a na wschodzie — Płasko-wzgórze Rosiejowskie (325 m n.p.m.). Zbocza padołu są strome (około 30°), a dno płaskie. Środkową część dna zajmuje rozległa niecka, zaznaczona na mapach jako bezodpływowa. Wody okresowe spływają jednak z owego zagłębienia do doliny Raławki. Dno i zbocza padołu buduje margiel kredowy. Na nim leżą ły miocenickie, przemyta glina morenowa i less. Utwory miocenickie zachowały się w dnie padołu na zachód od Kościejowa oraz na południowym zboczu padołu na wschód od Raławic.

Padół śladowski przebiega z zachodu na wschód. Długość jego wynosi 2 km, szerokość dna 0,25 km, wysokość zbocza północnego, mierzona od dna do krawędzi, wynosi 40 m, zaś południowego 85 m. Krawędzie padołu śladowskiego są równoległe do siebie. Od północy padół graniczy z garbem o wysokości 338 m n.p.m., od południa z garbem grzymałowskim o wysokości 385 m n.p.m. Północne zbocze padołu zostało



Ryc. 11. Padół kościejowski rozczłonkujący wyrównaną powierzchnię wierzchowinową (w głębi); widoczne strome północne zbocze i płaskie dno padołu

częściowo zniszczone erozją wsteczną okresowej Strugi Śladowskiej. Zbocza i dno padołu buduje margiel kredowy. Padół jest odwadniany okresowo w dwóch przeciwnych kierunkach — ku zachodowi i ku wschodowi.

Padół zbigalski przebiega z WNW na ESE. Głębokość jego dochodzi do 40 m. Padół rozszerza się ku wschodowi, w związku z czym szerokość jego w części zachodniej wynosi 1 km, a w części wschodniej 2 km. Od północy padół jest ograniczony garbem o wysokości 290 m, od południa — garbem 319,3 m n.p.m., od zachodu wzniesieniami o wysokości od 307 do 273 m n.p.m., a od wschodu o wysokości do 255 m n.p.m. W dnie padołu zostały wycięte nieckowate doliny odwadniane okresowo. Padół jest odwadniany ku północy przez dwie strugi: Zagórzańską (w części wschodniej) i Zbigalską (w części zachodniej). Zarówno dno, jak i zbocza padołu zbudowane są z marglu kredowego.

Padół radziemicki znajduje się w obrębie międzyrzecza Strugi Muniakowickiej i Ścieklca a przebiega w kierunku ESE. Padół ten jest płytki, gdyż głębokość jego nie przekracza 30 m. Szerokość jego jest różna — w części zachodniej dochodzi do 0,5 km, w części wschodniej wynosi 1,5 km. Północne zbocze padołu, ograniczone garbem o wysokości od 318 m do 313 m n.p.m., jest dobrze zachowane. Natomiast zbocze południowe zostało ponacinane przez erozję strug okresowo płynących i dlatego garb, ograniczający padół od południa, jest znacznie niższy (296 m do 266 m n.p.m.). Płaskie dno padołu rozcinają nieckowate doliny. Dno i zbocza padołu buduje margiel kredowy, a w Dodowie na północnym zboczu padołu ocalał przed zniszczeniem płat osadów miocenkich.

Uważam, że padoły są pochodzenia tektonicznego. Świadczą o tym następujące fakty:

1. Przebieg padołów pokrywa się z przeważającymi kierunkami spękań tektonicznych podłoża kredowego (N 60°—70° W).

2. Padoły są ograniczone bardzo wyraźnymi krawędziami o charakterze tektonicznym.

3. Szerokie płaskie dna padołów są ostro odgraniczone od stromych zboczy.

4. Padoły są zamknięte ze wszystkich stron, toteż nie mogły powstać wskutek erozji rzecznej. Erozja wsteczna dotarła do nich znacznie później.

Wszystkie padoły powstały później aniżeli sieć przedtortonskich dolin, ponieważ doliny te nie nawiązują do przebiegu i rozmieszczenia padołów, a przed utworzeniem sieci dolin potortonskich (o przebiegu południkowym), których górne odcinki sięgnęły dzięki erozji wstecznej w obręb padołów. O tym, że padoły są wieku przedtortonckiego świadczy też położenie utworów serii gipsowej na tej samej wysokości w obrębie padołu

kościelowskiego i Płaskowzgórza Raclawickiego. Padoły powstały zapewne w okresie karpackich ruchów górotwórczych, poprzedzających transgresję dolno-tortońskiego morza.

ROZWÓJ RZEŻBY W DOLNYM TORTONIE

Na obszar wschodniej części Wyżyny Miechowskiej, rozcłonkowany w okresie przedtortońskim przez rzeki i czynniki tektoniczne a obniżony w fazie ruchów przedtortońskich w kierunku południowym i południowo-wschodnim, wkroczyło od strony południowej morze dolno-tortońskie. W okresie tym linia wybrzeża często się zmieniała. Według W. K r a c h a [14] najstarszy zalew sięgnął tylko w zatokę północną (zob. s. 12), a jego osady mają charakter osadów plażowych. W następnej fazie zalewu (poziom litotamniowy), poprzedzonej krótką przerwą sedymentacyjną, morze miało największy zasięg. Z końcem tego okresu zaznaczyło się spłylenie zbiornika w północnej odnodze zatoki działoszyckiej, a pogłębienie w kierunku południowo-wschodnim. Osadzenie warstewki erwiłiowej wskazuje na dalsze spłylenie basenu w strefie przybrzeżnej. Pod koniec dolnego tortonu w klimacie suchym miało miejsce wysychanie zbiornika morskiego przy równoczesnym zagęszczaniu zawartości soli i osadzaniu się gipsów. Spłylenie zbiornika w północnej odnodze zatoki działoszyckiej było wynikiem także działalności czynników tektonicznych, które spowodowały wypiętrzenie się antykliny w północnej odnodze zatoki działoszyckiej. Na gipsach skończyła się sedymentacja morska [14]. Po ustąpieniu morza mioceńskiego obszar ten stał się lądem stałym.

Na podstawie rozmieszczenia i zasięgu pionowego utworów mioceńskich (do wysokości 325 m n.p.m.) można przyjąć, że zalane były obszary po linię biegnącą przez Małoszów, Tochołów, Kalinę-Brzuchanie, Jazdowice, Kościejów, Klonów, Nasiechowice i Prandocin. W. K r a c h a na podstawie bogatej fauny mięczaków określa przeciętną głębokość zbiornika morskiego w poziomie litotamniowym, który był na badanym terenie okresem największego rozprzestrzenienia się morza mioceńskiego, na 80 m. Ponad poziom morza wznosiły się garby sięgające znacznie wyżej, gdyż do wysokości 390 m n.p.m. Są to dzisiejsze garby wododzielne między dorzecziami Nidzicy a Szreniawy, Nidzicy a Ścieklca oraz między dorzecziami Szreniawy a Ścieklca. Stanowiły one brzeg morza mioceńskiego zalewany i abradowany w czasie pozytywnych ruchów morza. O abrazyjnym niszczeniu brzegów morza świadczą bloki kredowe, znalezione przez A. M i c h a ł s k i e g o i W. K r a c h a w spągu osadów mioceńskich, leżących przekraczająco na marglach senońskich. To niszczenie nie doprowadziło do powstania wielkich tarasów abrazyjnych, toteż można sądzić,

że zalewanie powierzchni paleogeńskiej musiało postępować szybko. Ni szcząca działalność fal ograniczała się zapewne do wąskiego pasa płycizn przybrzeżnych. Fragmenty niższych spłaszczeń wierzchowinowych, zaznaczających się w okolicach Kaliny Małej i Dziemierzyc, mogą reprezentować miocенską platformę abrazyjną, rozczłonkowaną przez erozję portortońską. Wąska platforma abrazyjna przechodzi ku wschodowi i południo-wschodowi w powierzchnię zbudowaną z osadów morza dolno-tortońskiego, obniżającą się jednostajnie ku południowi i wschodowi, zgodnie z kierunkiem regresji morza miocенskiego.

Na lądzie nie objętym zalewem morza dolno-tortońskiego erozja rzeczna nie przybierała w tym okresie większych rozmiarów ze względu na bliskość morza i małe deniwelacje terenu. Utwory piaszczyste i ilasto-margliste, osadzone w zbiorniku, świadczą raczej o rozmywaniu i procesach denudacyjnych na obszarze przyległego lądu.

ROZWÓJ RZEŻBY PO DOLNYM TORTONIE A PRZED CZWARTORZĘDEM

Z końcem dolnego tortonu ruchy wypiętrzające spowodowały ustąpienie morza z obszaru wschodniej części Wyżyny Miechowskiej [14]. W zachodniej części badanego terenu morze nie wypełniło całkowicie swymi osadami obniżen podłoża kredowego. Po ustąpieniu morza miocенskiego nierówności te dalej się zaznaczały (choć słabiej) w obrębie wynurzonej powierzchni, a rzeki spływające z garbów kredowych, po rozcięciu mało odpornych skał miocенskich, natrafiały na starsze formy terenu. W ten sposób sieć rzeczna po dolnym tortonie nawiązała do sieci dolin przedtortońskich.

Natomiast we wschodniej części badanego obszaru osadami miocенskimi zostały przykryte całkowicie przedtortońskie formy terenu. Utwory miocенskie budują płaskowzgórza w okolicach Giebułtowa, Raclawic, Rosiejowa i Lelowic. Na powierzchni pokrywy, złożonej z osadów miocенskich, założyła się konsekwentna sieć rzeczna, zgodna z nachyleniem płyty gipsowej w kierunku południowym i wschodnim. Rzeki rozcięły ową pokrywę, osiągnęły podłożę kredowe i wyrzeźbiły doliny o przebiegu wschodnim i zbliżonym do południkowego, niezależne od starszych form terenu.

Ekshumowanie oligocенskich form dolinnych w zachodniej części badanego obszaru i rozcinanie płyty gipsowej na wschodzie miało miejsce po dolnym tortonie a przed plejstocenem, o czym świadczą osady zlodowacenia krakowskiego znajduwane na zboczach i na dnie tych dolin. Przebieg ekshumowania dolin przedtortońskich i wycinania dolin potortońskich nie jest dokładnie poznany. Można stwierdzić, że doliny przedtortońskie zostały tylko częściowo ekshumowane, bo utwory miocенskie wyścielają do

dziś ich dna, a nawet miejscami okrywają zbocza. Natomiast padoly zostały niemal całkowicie odgrzebane spod pokrywy osadów miocenijskich.

Cechą charakterystyczną przedczwartorzędowych dolin przebiegających w kierunku południkowym jest asymetria zboczy (ryc. 12). W dolinach: Raclawki, Sancygniówki, Strugi Pieczenieskiej i Kościejowskiej strome są zbocza wschodnie, natomiast zbocza zachodnie są łagodnie nachylone i otulone grubym płaszczem lessu. Asymetria ta może być uwarunkowana pochyleniem płyty kredowej ku wschodowi, w związku z czym rzeki ześlizgiwały się po podłożu kredowym i żywo podcinały zbocza wschodnie. Dna dolin przedczwartorzędowych były głębiej wcięte aniżeli dzisiejsze. Według relacji ludności miejscowej, we wsi Kalina Mała w studniach wykopanych w dnie doliny Kalinki natrafiono pod 10-metrową warstwą osadów plejstocenijskich na podłoże kredowe, w Janowicach nad Ni-



Ryc. 12. Asymetryczna dolina Raclawki

dzicą studnie o głębokości 10 m nie przebiły piasków (profil 8), a w Cudzynowicach podczwartorzędowe dno doliny Nidzicy znajduje się prawdopodobnie na głębokości około 15—20 m. Rozcięcie dolinami i wyprzątanie dużej masy osadów miocenijskich ze starych dolin może być związane z ruchami epejrogenicznymi, przypadającymi na okres potortoński a przedplejstocenijski.

ROZWÓJ RZEŻBY W PLEJSTOCENIE

Na podstawie badań utworów plejstocenijskich można wnioskować, że w okresie zlodowacenia krakowskiego doliny zostały najpierw zasypane piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi, naniesionymi przez wody wypływające z lądolodu skandynawskiego, nasuwającego się od północy na obszar Wyżyny Miechowskiej. Ślady tego zasypania stwierdziłam w dolinie Raclawki na wysokości około 40 m ponad poziomem dzisiejszego dna doliny, a w dolinie Nidzicy na wysokości około 30 m.

W czasie zlodowacenia krakowskiego cały obszar Wyżyny Miechowskiej został pokryty lądolodem. W obrębie dużych dolin lodowiec nasunął się na piaski fluwioglacjalne, a w obrębie wierzchołków na utwory starszego podłoża. Przemarznięte piaski i ropy miocenijskie zo-

stały zdeformowane pod wpływem ciśnienia olbrzymiej masy lodu. W czasie recesji lodowiec osadził brunatną, piaszczystą morenę denną, której miąższość dochodzi do 10 m. Na podstawie stosunku pokrywy drugiej do piasków fluwioglacjalnych można przyjąć, że w czasie zanikania czasy lodowej oraz w okresie interglacjału mazowieckiego rzeki rozcięły pokrywę gliny morenowej i leżące pod nią osady. Najszybciej przebiegało rozcinanie i wyprzątanie utworów lodowcowych i fluwioglacjalnych w obrębie dolin. Piaski podmorenowe, zachowane w dnie doliny Nidzicy świadczą o tym, że w okresie tym dna dolin nie zostały wcięte do poprzedniej głębokości. Z tego okresu nie zachowały się żadne formy a tylko strzępy osadów fluwioglacjalnych, przyklepione bądź to do zboczy doliny Nidzicy w Święcicach i Jakuszowicach, bądź też spoczywające na spłaszczeniach wierzchowiowych w Dziemierzycach.

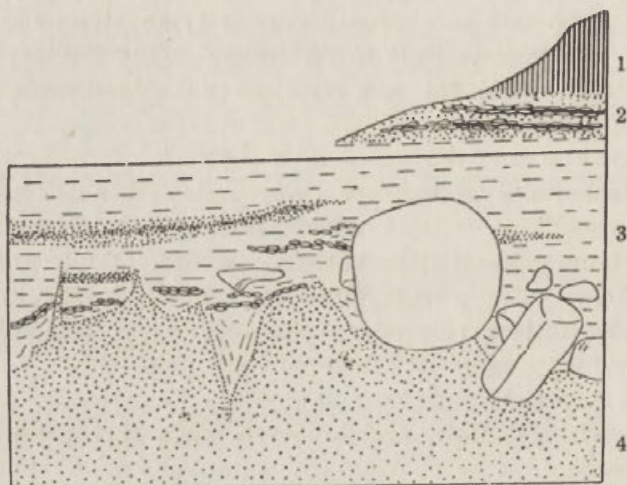
W okresie zlodowacenia środkowo-polskiego [10] Wyżyna Miechowska znajdowała się w zasięgu klimatu peryglacjalnego. Charakteryzowała go średnia roczna temperatura co najmniej -2°C . Klimatowi temu odpowiadała bezleśna tundra. Dzięki dużym dobowym wahaniom temperatury, szczególnie częstym w okresie krótkiego polarne lata, decydującą rolę odgrywało wietrzenie mechaniczne oraz wolne ruchy mas, obejmujące duże powierzchnie.

Wskutek płytkiego odmarzania podłoża następowało ściekanie zwierzeliny, a zwłaszcza ilów, nasiąkniętych wodą roztopową. Materiał soliflukcyjny osadzał się w obniżeniach dolinnych, skąd wynosiły go obfite wody pochodzące z tajania śniegów. Tego typu pokrywa soliflukcyjna występuje m. in. w Jakuszowicach i Seselowie w wysokim tarasie Nidzicy. Rzeki płynące w czasie krótkotrwałych roztopów letnich były przeładowane materiałem gliniasto-piaszczystym, który osadzały na całej szerokości den dolinnych. Toteż w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego doliny zostały zasypane piaskami warstwowanymi do wysokości około 17 m ponad poziom dzisiejszego dna (zob. s. 15).

Ze schyłkiem zlodowacenia środkowo-polskiego oraz z interglacją eemskim wiąże się rozcięcie zarówno pokrywy akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego, jak i podścielających piasków fluwioglacjalnych. Wskutek rozcięcia pokrywy osadów utworzonych w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego powstał wysoki taras, wznoszący się około 15 m ponad poziom tarasu zalewowego Nidzicy. Fragmenty wysokiego tarasu Nidzicy występują w Jazdowicach i Podgajach. U schyłku okresu międzylodowcowego proces odpreparowywania przedtortońskiej rzeźby był już daleko posunięty (z wyjątkiem obszaru południowo-wschodniego). Przed okresem zlodowacenia bałtyckiego padoły i duże doliny rzeczne były już ekshumowane. Na stromych stokach gar-

bów kredowych powstały dzięki żywej erozji rzek i wód opadowych liczne doliny o przekroju rozwartego V. Długość ich wynosi od kilku do kilkunastu kilometrów. Zbocza tych dolin zrekonstruowane na podstawie licznych odsłoneń skał podłoża w obrębie wąwozów, były strome (do 15°), a głębokość ich wynosiła przeciętnie od 15 do 25 m. O interglacjalnym wieku tych dolin świadczy zaleganie pokrywy lessowej na ich skalistych zboczach.

W okresie zlodowacenia bałtyckiego badany obszar znalazł się raz jeszcze w zasięgu klimatu peryglacjalnego. Wyżynę Mie-



Ryc. 13. Kliny mrozowe w piaskowni w Dziewięciolach.

1 — less, 2 — piasek zgliniony, brunatny z wkładkami warstwowanych otoczków marglu kredowego z rzadkimi okruchami eratyków, 3 — przemyta rdzawa glina morenowa z wkładkami warstwowanych okruchów, silnie zwietrzałych drobnych eratyków i marglu kredowego oraz z blokami eratycznymi o średnicy powyżej 1 m. W stropie występują smugi piasku. Głina wypełnia kliny mrozowe, 4 — piasek mioceński, wykazujący zaburzenia glacictektoniczne

chowską pokrywała w tym okresie krzewinkowa tundra glacialna z domieszką roślinności stepowej, która przywędrowała tutaj z obszaru Azji i wschodniej Europy [12]. Roślinność stepowa zajmuje po dziś dzień suche i nagie, często skaliste stoki garbów, zbudowanych z marglu kredowego i gipsów. W warunkach klimatu peryglacjalnego ustała erozja wód stale płynących i strug deszczowych, ponieważ na plan pierwszy wysunęło się znów wietrzenie mechaniczne, procesy soliflukcji oraz działalność akumulacyjna wiatru. Podłoże odmarzało w tym okresie do głębokości około 1 m (profil 10, ryc. 13), a intensywne wietrzenie mechaniczne dostarczało gruzu zarówno soliflukcji, jak też okresowym potokom, odwadniającym małe doliny. Wody płynące unosiły ten materiał, otaczały go i osadzały na dnie dolin lub u ich wylotów w postaci stożków napływowych (Mało-

szów, Słaboszów, Opatkowice). O procesach soliflukcyjnych świadczą charakterystyczne zaburzenia w mułkach lessowatych (profil 2). W okresie zlodowacenia bałtyckiego miała znów miejsce akumulacja o charakterze klimatycznym. Obfite rzeki roztopowe toczyły swe wody całą szerokością łożyska; podcinały starszy taras w dolinie Nidzicy i unosiły materiał piaszczysty, z którego był zbudowany. Ta działalność rzeki doprowadziła do niemal całkowitego zniszczenia tarasu wysokiego. Utworzona w tym okresie pokrywa akumulacji rzecznej zbudowana była z piasków warstwowych z wkładkami piasku zglinionego. W drugiej fazie zlodowacenia bałtyckiego [8] w klimacie wybitnie suchym i kontynentalnym wiatry północno-wschodnie przynosiły na obszar Wyżyny Miechowskiej pył lessowy. Okrył on zwartym płaszczem wierzchowiny i zbocza dolin oraz zasypał dna padołów i dolin. W ten sposób powstały liczne rozległe nieckowate doliny o nachyleniu zboczy od 8 do 10°. Lessu nie znajdujemy na równinach akumulacji rzecznej, gdzie uległ zniszczeniu, na powierzchni wysokiego tarasu, występującego na wschodnim zboczu doliny Nidzicy w Podgajach oraz na stromych zboczach dolin eksponowanych na zachód. Na zboczach o wystawie południowej miąższość lessu jest zazwyczaj mniejsza. Największa grubość pokrywy lessowej wynosi 10 m. Warstwowane mułki lessowate i less smugowany, występujące w spągu lessu eolicznego, wskazują na to, że początkowo less osadzał się w środowisku wilgotnym, a nawet wodnym.

U schyłku plejstocenu, a mianowicie w czasie interstadiału Alleröd (XI poziom stratygraficzny T. Nilssona), klimat zaczął się z wolna ocieplać, a bezdrzewna tundra została wyparta przez las subarktyczny [35, 36]. W okresie tym, w związku z prawdopodobnym wzrostem i bardziej równomiernym rozkładem opadów oraz zanikiem marzłoci, zostało zapoczątkowane niszczenie pokrywy lessowej przez erozję wód deszczowych.

ROZWÓJ RZEŻBY W HOLOCENIE

W warunkach umiarkowanego klimatu holocenijskiego, wpływającego poprzez stosunki hydrograficzne i szatę roślinną na przebieg procesów morfogenetycznych, rozwijają się na podłożu, zbudowanym z mało odpornego lessu i bardziej odpornych skał kredowych i trzeciorzędowych, formy, związane z niszczącą i budującą działalnością wód, zwłaszcza okresowych, oraz formy, utworzone dzięki procesom denudacyjnym.

Wskutek erozyjnej działalności wód stale płynących w okresie postglacjalnym nastąpiło rozcięcie pokrywy akumulacyjnej (rzecznej i eolicznej) z okresu zlodowacenia bałtyckiego i utworzenia tarasu o wysokości około 3 m ponad poziom dna doliny Nidzicy. Frag-

menty tego tarasu występują w Słaboszowie i Buszkowie. W Słaboszowie krawędź tarasu o wysokości 2 m jest dobrze wykształcona, natomiast w Buszkowie jest ona złagodzona przez orkę. Poza tym zachowały się fragmenty stożków napływowych o budowie złożonej — spąg stożków tworzy piaszczysto-żwirowa pokrywa akumulacji rzecznej, z początkowej fazy zlodowacenia bałtyckiego, o wysokości 2,5 do 4 m, na której leży pokrywa lessowa. Fragmenty stożków napływowych, związanych z okresem zlodowacenia bałtyckiego, znajdują się u wylotu dolin: małoszowskiej, pieczenieskiej, kościejowskiej i opatkowickiej.

Do form utworzonych przez niszczącą działalność strug okresowych zaliczam wąwozy i parowy. Są to formy śmiałe, świeże, wcięte w pokrywę lessową i skały podłoża.

Wąwozy mają do 1,5 km długości, od 2 do 12 m głębokości i przebieg na ogół prostolinijny. Zbocza ich są strome, urwiste. U podnóży ścianek zbudowanych z lessu narastają nieregularne hałdy z brył lessu, odpadających od tych ścianek. Dno wąwozu jest wąskie, spadek jego duży (do 30°) i niewyrównany. Zbocza są albo pozbawione roślinności, albo okryte płatami darni, rzadziej krzewami. Wąwozy rozwijają się najczęściej w obrębie plejstocенskich dolin nieckowatych, wysłanych lessem. Rozcinają one owe niecki do znacznych głębokości i zbiegają w ten sposób do ekshumacji starszych form dolinnych. Wąwozy powstają przez pogłębianie i przeobrażanie żłobków deszczowych, form suffozyjnych, rowów, bruzd z zaorania i kolein drogowych.

W dolnym odcinku wąwozy przechodzą zazwyczaj w parowy. Głębokość parowów wynosi przeciętnie od 8 do 10 m a ich zbocza o nachyleniu około 50° są zadarnione lub zadrzewione. Silnie rozwinięty system korzeniowy traw umacnia wierzchnią warstwę gleby, a nadziemne części roślin zmuszają wody okresowo płynące do osadzania cząstek gleby, wyplukiwanych z wyżej leżących pól. Akumulacyjne dna parowów są szerokie, płaskie, wyraźnie odgraniczone od zboczy. Spadek ich jest wyrównany. Wyjątek stanowią parowy okolic Giebułtowa. W ich dnie występują bowiem stopnie, związane z wychodniami zwięzłych piaskowców mioceńskich. Charakterystyczną cechą dużych parowów, występujących w okolicach Zielenic, Podmłynia, Działoszyc i Głupczowa, jest różny stopień nachylenia i rozczłonkowania zboczy do- i odwiertnych. Zjawisko to wiąże z wiatrami deszczonośnymi, wiejącymi z kierunku północnego i północno-zachodniego. Krople deszczu uderzające o zbocze lessowe z pewną siłą, która zależy od siły wiatru, rozbijają gruzełki lessu. Cząsteczki te porywa woda deszczowa, spływająca powierzchniowo. Im większa jest ilość opadu i siła jego uderzenia, tym prędzej przebiega splukiwanie. W rezultacie tego, zbocza dowietrzne parowów szybciej są niszczone. Zbocza te są jednostajnie nachylone i słabo rozczłonkowane

bocznymi dolinkami. Natomiast na zboczu odwiezycznym woda opadowa sływa znacznie wolniej i łączy się w strużki, żywo erodujące podłoże lessowe. Zbocza pokrywają się żłobkami deszczowymi, które z czasem przekształcają się w wąwozy. Pomędzy nimi wznoszą się wąskie grzędy i słupy lessowe z czapą darniową. Duża część wody wsiąka też w splekaną pokrywę lessową, w związku z czym powstają formy i zjawiska suffozji.

Holocenska faza akumulacji rzecznej trwa prawdopodobnie od okresu subborealnego [35, 36]. Zaznaczyła się ona utworzeniem akumulacyjnej równiny zalewowej, stale podwyższanej w czasie wiosennych i letnich wylewów rzek.

Budowę holocenskiej pokrywy można obserwować m. in. poniżej młyna w Pieczeniogach:

0,75 m — mułki niebieskoszare ze szczątkami roślinnymi; w spągu występują soczewki piasku żółtego, drobnoziarnistego.

Poniżej — piasek żółtawy, warstwowany, z wkładkami piasku brunatnego, zglinionego.

W budowie pokrywy biorą udział także warstwowane żwiry marglowe oraz mułki lessowate. W tej równinie zalewowej są wycięte koryta rzek; głębokość koryta Ścieklca, Raclawki, Strugi Gruszowskiej i Święcickiej wynosi od 0,3 do 0,5 m, zaś Kalinki i Nidzicy od 1,5 do 2,3 m. Taras zalewowy podnoszą stożki napływowe rozpościerające się u wylotu bocznych dolin oraz pokrywy deluwiów lessowych.

W dnie wąwozów i parowów strugi okresowo płynące gromadzą przede wszystkim słabo otoczone okruchy marglu, bo materiał drobny jest wynoszony zazwyczaj poza obręb młodych dolin. Miąższość pokryw, wyściełających dna parowów i starszych wąwozów, wynosi od 1,5 do 3 m.

U wylotów dolin, odwadnianych przez nikię strumienie stale lub okresowo płynące, występują stożki napływowe o nachyleniu powierzchni do 3°. Natomiast u wylotów dolin, odwadnianych przez żywo erodujące strugi okresowe tworzą się stożki o nachyleniu powierzchni około 6°. Stożki napływowe spychają nurt Nidzicy pod przeciwległe zbocze (pod Janowicami, Pieczeniogami, Święcicami).

U wylotu zawieszonych młodych wąwozów rozprzestrzeniają się stożki napływowo-usypiskowe. Na stożek napływowy, utworzony przez strugę okresową w czasie ulewy, zsypuje się w okresie posuchy rozpylony less. Podczas następnego deszczu stożek zostaje częściowo rozmyty i nadbudowany napływami, na których z kolei gromadzi się materiał usypiskowy.

Rezultatem akumulacyjnej działalności wody płynącej powierzchniowo, czyli spłukiwania, są spłaszczenia, zbudowane z warstwowanych lessów deluwialnych. Takie pokrywy deluwialne zalegają m. in. u podnóża zbocza na dnie doliny Raclawki i Nidzicy.

Do form utworzonych przez niszczącą działalność wody płynącej podziemnie, należy częściowo bezodpływowe zagłębienie, występujące w dnie padołu kościejowskiego. Zagłębienie to jest zamknięte od południa garbem lessowym o wysokości od 8 do 10 m. Powstanie tego zagłębienia wiąże z wymyciem przez ruchliwe wody gruntowe części spławialnych z gliny morenowej, wyścielającej starą rynnę, wyciętą w dnie padołu kościejowskiego.

Na odwiertnych zboczach dolin, okrytych grubą pokrywą lessową, rozwijają się zjawiska suffozyjne. Woda wsiąkająca w spękany less wymywa liczne korytarze, jamy z mostkami itp. Na zachodnim zboczu doliny kościejowskiej (koło przysiółka Opaty) obserwowałam w czerwcu 1955 r. zapadliska suffozyjne o średnicy do 10 m. W ich zboczach występowały piękne organy lessowe o wysokości 3 m.

Dużą rolę w modelowaniu stoków i zboczy dolin odgrywają także ruchy mas. Na badanym obszarze powstają i rozwijają się złaziska, zerwy ziemne, strumienie błotne i osuwiska skalne.

Złaziska tworzą się na zboczach dolin wyciętych w iłach mioceńskich. Na skutek spełzywania przesyconej wodą masy iłu powierzchnia zboczy jest niespokojnie pofalowana. Ruch ten jest bardzo powolny, ale stały. W okolicach Niezwojewic obejmuje ona całe wschodnie zbocze doliny.

Na obszarze zbudowanym z marglu górno-kredowego i lessu powstają bardzo często płytkie zerwy ziemne i darniowe. Zerwy te tworzą się na powierzchniach silnie nachylonych (do 30°) oraz podcinanych przez człowieka (drogi, wkopy) lub erozję boczną strug okresowo płynących.

Strumienie błotne powstają w czasie roztopów lub długotrwałych deszczów i są zjawiskiem bardzo powszechnym. Na powierzchniach nachylonych, a nieumocnionych roślinnością, tworzą się miniaturowe niszki, rynny i jezory podobne do osuwiskowych. Niszki strumieni błotnych mierzą przeciętnie od 0,5 do 1,5 m średnicy, głębokość ich jest nieznaczna (do 0,7 m). Miąższość jezora błotnego waha się od 0,2 do 0,5 m, długość jego dochodzi do 2,5 m. Ze względu na małe rozmiary formy te są łatwo zaorywane i wyrównywane.

Osuwiska skalne są związane z wychodniami margli i gipsów zalegających na iłach. Osuwiska rozwijają się na powierzchniach o dużym nachyleniu (około 30°). Bezpośrednimi przyczynami powodującymi osuwanie się mas skalnych są: głębokie przepojenie skały wodą opadową lub roztopową (np. w Łysowcu i Raclawicach) oraz erozyjne podcięcie zbocza przez rzekę (np. w Głupczowie). Osuwiska te posiadają niszę osuwiskową i jezor osuwiskowy. Nisza ma zarys półkolisty, mniej lub bardziej wyrównany, zależnie od miąższości gipsów. Próg niszy osuwiskowej utworzony w grubszych pokładach gipsu jest lekko wklęsły (osuwiska naprzeciw

szkoły w Raclawicach), natomiast na wychodniach cienkich warstw gipsu lub ilów ściana niszy jest silnie wgłębiona (osuwiska w Podgajach i Łysowcu). W świeżych osuwiskach występują powyżej tylnego progu niszy szczeliny o zarysie łuku otwartego w kierunku spadku stoku. Wzdłuż tych szczelin osiadają i osuwają się masy skalne. Osuwiska starsze, powstałe 25 do 30 lat temu, jak na przykład osuwiska w Podgajach i naprzeciw szkoły w Raclawicach, są odwadniane powierzchniowo, natomiast w osuwiskach świeżych odwodnienie jest podziemne (Łysowiec). Jęzoro osuwiskowy budują obsunięte masy skalne. Łapa osuwiska skalnego jest krótka, silnie wypukła i nieregularnie sfalowana. Rozmiary osuwisk są różne. Nisze osuwisk skalnych mierzą w przekroju od 10 do 50 m, wysokość pro-



Ryc. 14. Świeże osuwisko w obrębie łapy starego osuwiska raclawickiego (przy szosie)

gów tylnych waha się od 4 do 10 m, a długość jęzorów osuwiskowych wynosi od 10 do 30 m. Również szybkość ruchu mas osuwiskowych jest różna. Świeże osuwisko skalne w Łysowcu rozwijało się stopniowo. W zimie 1951/1952 roku osiadła łąka, wiosną 1952 r. — droga, a w marcu 1953 roku nastąpiło gwałtowne przemieszczenie dużych mas skalnych. W okolicach Podgaja osuwanie się zadarnionej ściany niszy osuwiska trwa już wiele lat. Osuwisko raclawickie (przy szosie), uważane za nieczynne (ryc. 14), ożyło nagle w czasie roztopów w marcu 1953 roku, i w łapie osuwiska starego powstało osuwisko świeże. Na badanym obszarze występują osuwiska okresowe, odnawiające się co pewien czas, oraz chroniczne, które są w ciągłym ruchu.

W okolicach Kaliny Wielkiej i Klonowa występują na stromych stokach garbów, zbudowanych z marglu kredowego, płytkie żłoby. Są to rynny, przypominające przekrojem silnie rozwartą literę V, o dużym spadku dna (30—40°). Przebieg ich jest prostoliniowy. Pochodzenie żłobów jest erozyjno-denudacyjne. Formą wyjściową jest żłobek deszczowy, przeobrażony przez procesy denudacyjne. Żłobiną tą zsuwają się początkowo mniej zwarte płyty darni i kępy krzewów, a w miarę dalszego ich roz-

woju — zwietrzelina. Żleby są częściowo utrwalone przez roślinność. U wylotu żlebów tworzą się stożki usypiskowe o nachyleniu powierzchni do 22° .

WSPÓŁCZESNY ROZWÓJ RZEŻBY BADANEGO OBSZARU

W holocenie pojawił się na Wyżynie Miechowskiej nowy czynnik rzeźbotwórczy — człowiek. W procesie produkcji człowiek stwarza nowe formy terenu, jak doły po wybiórce piasku, łu lub marglu, ściany kamieniołomów, progi rolne, groble, kopce i in., lecz nie zawsze zdaje sobie sprawę z przyszłych, odległych następstw swej działalności gospodarczej. Przez wykarczowanie lasów i niewłaściwą orkę zapoczątkował człowiek nową fazę wzmożonej erozji i akumulacji, zwaną erozją gleb. Rozwojowi erozji gleb sprzyja współczesne środowisko geograficzne, a zwłaszcza klimat, stosunki wodne i szata roślinna.

Klimat. — Klimat Wyżyny Miechowskiej jest umiarkowany. Cechuje go sześć pór roku [19], z których największe znaczenie dla kształtowania rzeźby badanego obszaru posiadają: przedwiośnie, późna jesień oraz lato.

Przedwiośnie i późną jesień, czyli „szarugi jesienne“, charakteryzują temperatury wahające się około 0°C (średnio od 0° do 5°), a w związku z tym nocne przymrozki, które pojawiają się w drugiej dekadzie października a zanikają w pierwszej dekadzie maja [26], oraz obfitość strug płynących okresowo, pochodzących z tajania śniegów lub długotrwałych opadów atmosferycznych. W okresach tych ludność miejscowa obserwuje następujące procesy morfogenetyczne: silnie rozwinięte ruchy mas (osuwiska, strumienie błotne, złaziska), spłukiwanie oraz liniową erozję gleb, która zagraża przede wszystkim polom ornym, pozbawionym ochronnej szaty roślinnej. Objawami działania zamrozu są ruchy gleb, powodujące „wyrastanie“ okruchów marglu lub kryształów gipsu w płytkich rędzinach. W czasie nocnych przymrozków zachodzi także silne wietrzenie mechaniczne. Rezultatem tego działania jest gęsta sieć nieregularnych spękań wietrzeniowych w przypowierzchniowych warstwach skały (odsłoniętych w licznych kamieniołomach).

Lato cechują średnie dzienne temperatury powyżej 15°C (średnia temperatura lipca od 17° do 18°). Głównym czynnikiem rzeźbotwórczym są wody ulewowe. Skutki ich działalności przedstawiam na stronie 54. Mniejszą rolę odgrywają procesy denudacyjne (tworzenie się osuwisk), wiatr (deflacja) i wietrzenie mechaniczne.

Zima z temperaturami średnimi poniżej -3°C jest okresem względnego zastoju czynników rzeźbotwórczych. Głębokie przemarzanie gruntu, które według relacji miejscowej ludności sięga do 0,4 m, zachodzi szcze-

gólnie w czasie tzw. „czarnych“, bezśnieżnych zim, oraz odwilże stwarzają dogodne warunki dla rozwoju „soliflukcji“ i wietrzenia mechanicznego skał.

Wiosna i jesień właściwa, ze średnią dzienną temperaturą od 5° do 15°C, na ogół skąpym opadem i umiarkowanymi wiatrami, nie odgrywają większej roli w kształtowaniu krajobrazu Wyżyny Miechowskiej. W okresie wiosennym następuje bujny rozwój roślinności, która chroni glebę przed działalnością niszczących czynników. Czasami zdarzają się w tych porach gwałtowne ulewy, które powodują ożywienie procesów erozji powierzchniowej (spłukiwania) i liniowej na polach uprawnych.

Z krótkiego przeglądu stosunków termicznych i opadowych oraz procesów morfogenetycznych, działających w poszczególnych porach roku, wynika, że decydujący wpływ na przebieg dzisiejszego modelowania badanego obszaru posiadają obfite, krótkotrwałe ulewy. Z tego względu podają bliższą charakterystykę opadów atmosferycznych: na obszar wschodniej części Wyżyny Miechowskiej spada średnio 650—700 mm opadu. 1951 był wyjątkowo suchy, gdyż roczna suma opadów wynosiła zaledwie W poszczególnych latach zachodzą pewne różnice. I tak na przykład rok 445,9 mm (Radziemice), a w roku 1952 aż 1167 mm (Miechów — tabela IV). Ilość dni z opadem w ciągu roku wynosi od 190 do 290. W jesieni i zimie bywają najdłuższe okresy między opadami bezpośrednio po sobie następującymi, w miesiącach letnich — najkrótsze. Maksymalne opady występują w miesiącach letnich (maj — lipiec), minimalne — w miesiącach zimowych (grudzień — styczeń). Na okres letni przypadają nawalne deszcze, związane z przeciągającymi burzami. W ciągu roku notuje się przeciętnie 10 do 15 dni z opadem powyżej 10 mm. Okresy letnich opadów są przegrodzone posuchami, które trwają średnio od 10 do 15 dni. Wyjątek stanowił 1951 rok. W październiku zanotowano bowiem w Radziemicach w ciągu całego miesiąca zaledwie 1,1 mm opadu. Opady zimowe w postaci śniegu stanowią przeciętnie od 30 do 40% opadu rocznego. Pokrywa śnieżna trwa średnio około 60 dni [25]. W porze zimowej śnieg nie utrzymuje się stale, ale kilkakrotnie taje pod wpływem ciepłych wiatrów zachodnich. Ważna jest szybkość tajania śniegu. Jeżeli szybkie tajanie śniegu następuje bezpośrednio po fali ostrych mrozów, wówczas woda roztopowa nie wsiąka, ale spływa po przemarzniętym podłożu, silnie rzeźbiąc powierzchnie nachylone.

Stosunki wodne. — Z opadów, spadających na badany obszar, tworzą się strugi, rozcinające powierzchnię stoków i zboczy dolin. Są to strugi płynące stale, okresowo i epizodycznie. Badany obszar jest ubogi w sieć rzeczna stałą, przeważają strugi płynące okresowo.

Na diagramie gęstości sieci rzecznej (ryc. 15) stwierdzamy istnienie dwóch wyraźnych stref. Strefa pierwsza o gęstości od 0,5 do 3 km/km²

Tabela IV

LICZBA DNI Z OPADEM W POSZCZEGÓLNYCH MIESIĄCACH *

Rok. 1950

Miechów

Opad w mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,1	14	4	4	13	4	10	8	9	13	6	11	7
1,0	14	4	2	9	4	10	6	9	10	5	9	6
10,0	—	—	—	—	1	2	1	2	3	1	1	—

Roczna suma opadów: 472,7 mm

Rok 1951

Opad w mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,1	5	4	13	9	14	11	5	4	9	1	15	8
1,0	4	4	13	6	11	9	5	3	7	1	13	7
10,0	—	—	1	2]	5	2	—	1	2	2	—	1

Roczna suma opadów: 608,5 mm

Rok 1952

Opad w mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,1	15	16	10	5	12	12	6	9	18	22	10	8
1,0	10	16	7	4	11	11	5	9	18	17	9	4
10,0	1	4	1	—	2	5	3	2	6	4	5	—

Roczna suma opadów: 1167,2 mm

Radziemice

Rok 1950

Opad w mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,1	1	9	5	14	4	12	12	15	14	12	14	16
1,0	8	7	2	11	4	8	7	9	6	9	8	8
10,0	—	—	—	—	1	—	2	1	2	1	2	1

Roczna suma opadów: 478,9 mm

* Dane te uzyskałam w PIHM (Oddział w Katowicach i Krakowie).

Rok 1951

Opad w mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,1	13	9	16	8	13	11	10	7	5	1	13	10
1,0	6	4	13	7	11	8	7	6	3	—	10	6
10,0	—	—	—	1	4	4	1	—	1	—	—	—

Roczna suma opadów: 445,5 mm

Rok 1952

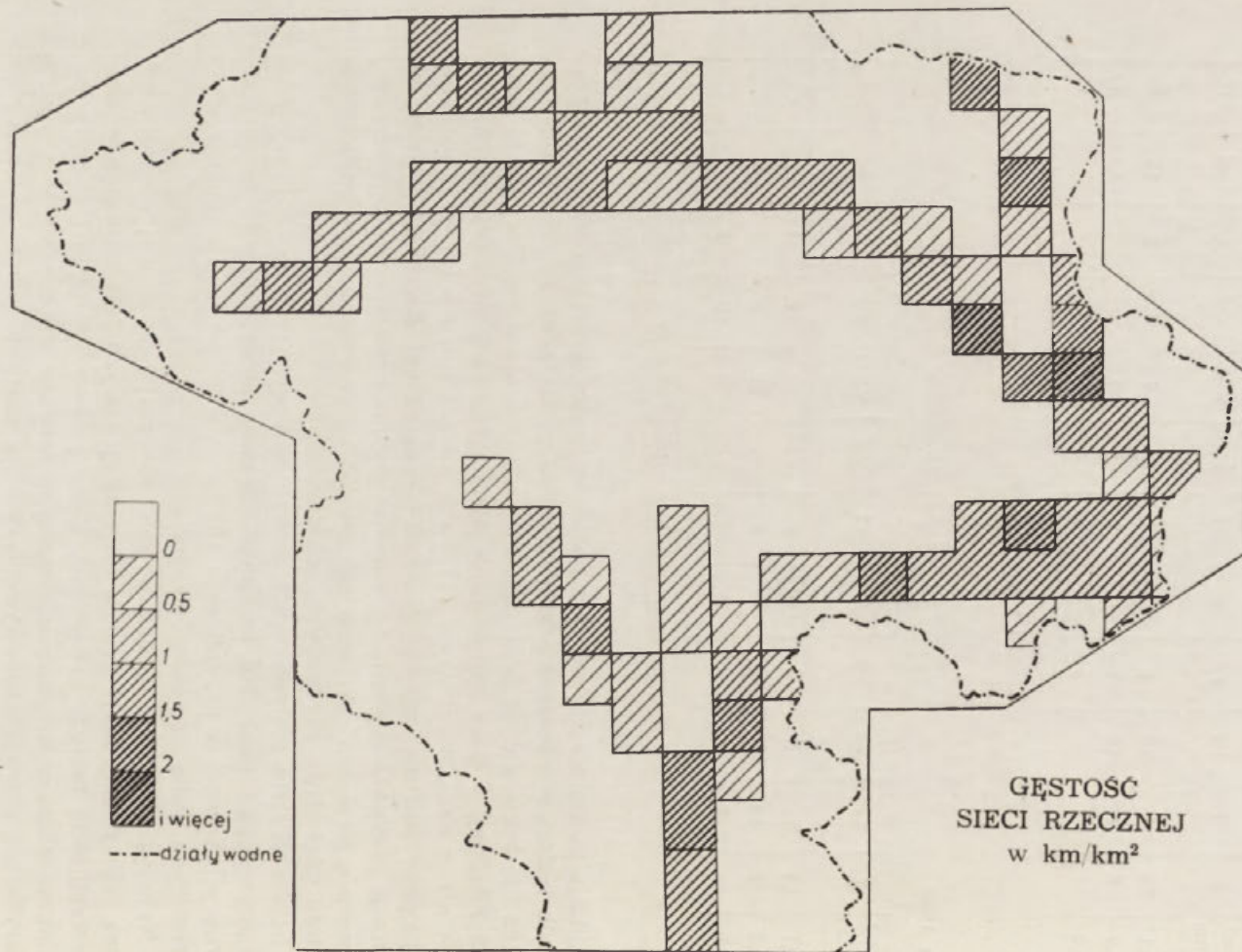
Opad w mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,1	12	19	9	4	10	8	12	14	12	10	4	.
0,0	9	13	9	3	8	8	10	10	8	9	4	.
10,0	—	1	1	2	—	—	1	4	3	3	—	.

Roczna suma opadów: około 900 mm

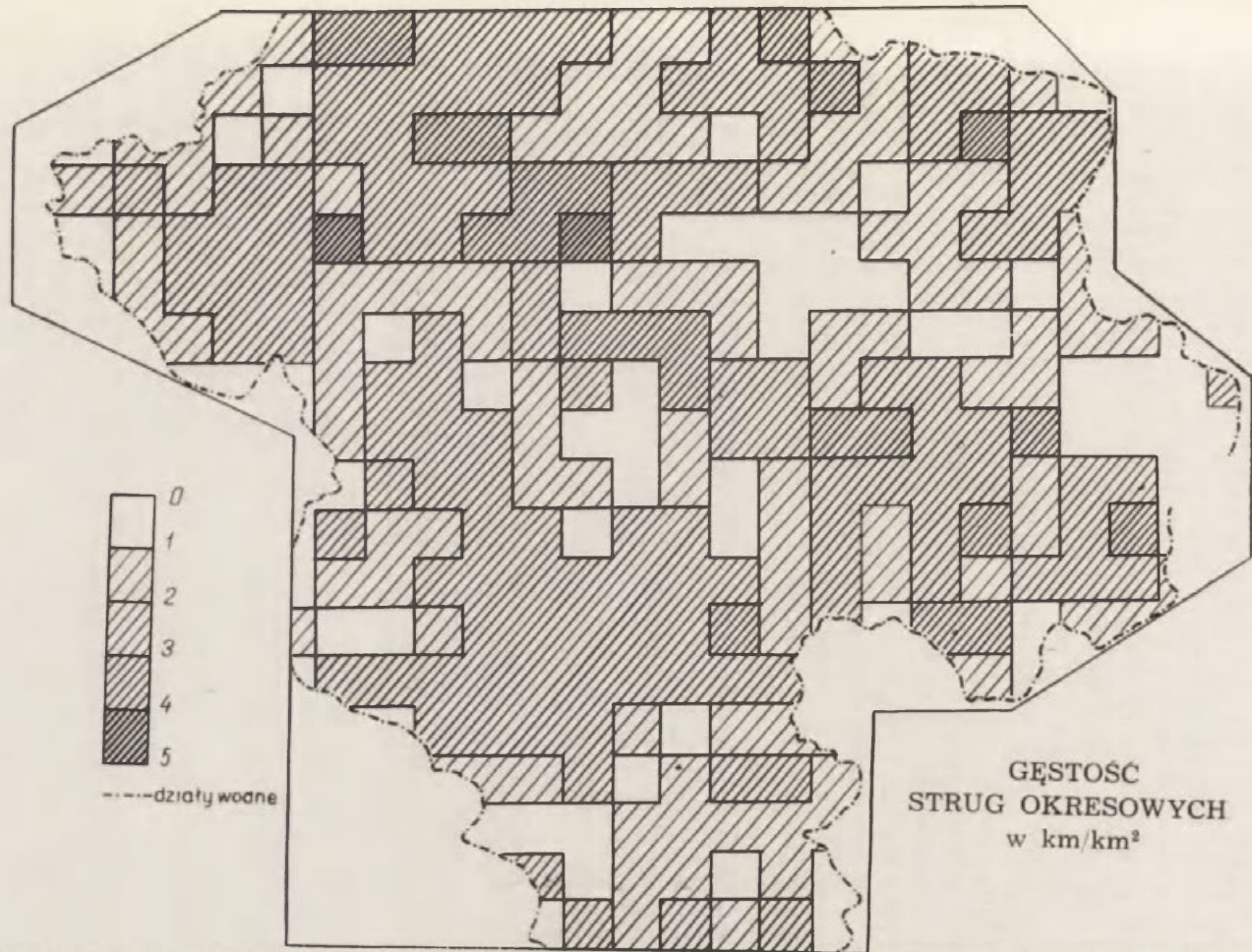
obejmuje północno-wschodnią i północną część dorzecza Nidzicy (w granicach badanego obszaru) oraz wschodnią część dorzecza Ściekca. Strefa druga ma bezwzględną przewagę na badanym obszarze. Cechuje ją brak sieci rzecznej, a duże zagęszczenie sieci strug okresowo płynących. Gęstość strug okresowych (ryc. 16) waha się średnio od 1,5 do 3 km/km². Najwyższe wartości występują w dorzeczu dolnej Kalinki. W okolicach Janowic przypada bowiem 4,8 km sieci dolinnej (wąwozów), odwadnianej okresowo, na 1 km². Najmniejsze wartości (od 0 do 0,5 km/km²) osiąga gęstość sieci strug okresowych w obszarach wododzielnych.

Stosunek strug stałych do strug okresowo płynących ilustrują wymownie następujące dane. Na badanym obszarze ogólna długość strug stale płynących wynosi w przybliżeniu 103 km, natomiast łączna długość strug okresowych waha się około 500 km.

Największy wpływ na gęstość sieci rzecznej i okresowej wywiera budowa geologiczna. Mała gęstość sieci strug stałych jest związana z przepuszczalnością marglu kredowego, gipsu i lessu. Natomiast obszary południowo-wschodnie, gdzie wodoszczelne utwory mioceniśkie leżą zwartą pokrywą na marglu kredowym, wykazują znaczny wzrost gęstości sieci rzecznej stałej. Utwory przepuszczalne, mało zwięzłe a zatem mało odporne na niszczącą działalność wód płynących, cechuje gęsta sieć wąwozów i parowów.



Ryc. 15. Gęstość sieci rzecznej



Ryc. 16. Gęstość strug okresowych
<http://rcin.org.pl>

Rzeki wschodniej części Wyżyny Miechowskiej tworzące sieć rzeczną stałą wykazują duże wahania stanów wód. Pierwszorzędne maksimum stanu wód jest związane z letnimi ulewami. Spływ wysokich wód letnich jest gwałtowny, a woda w rzece szybko opada po przejściu nawałnicy. Powódzie z dnia 22.V.1937 r. [24] i 1.VI.1953 r.* miały charakter katastrofalny. Szerokość katastrofalnego koryta powodziowego pokrywa się z zasięgiem tarasu zalewowego. Drugorzędne maksimum stanu wód zaznacza się w czasie roztopów wiosennych. Są to wylewy coroczne, obejmujące wąski pas łąk przyrzecznych. Próby regulacji lub zabudowy gospodarczej (młyny) nie dały pomyślnych rezultatów, gdyż poniżej odcinka wyprostowanego (Sancygniówka) lub zabudowanego (Nidzica) rzeka dziczeje i rozwija silną działalność erozyjną.

Przez sieć rzeczną okresową należy rozumieć ciek, płynące przez pewną część roku (zazwyczaj na wiosnę i w czasie szarug jesiennych), a później zanikające. Do strug tych należą: Struga Kościejowska, Siedliska, Smoniówka i inne. Strugi okresowe odwadniają szerokie doliny, które są formami przetrwałymi, ponieważ powstały w innych warunkach klimatycznych.

Strugi okresowe są krótkotrwałe, powstają w czasie tania śniegu i po każdej ulewie lub długotrwałym deszczu. Odwadniają one wąwozy i parowy oraz wszelkie wcięcia dróg i rowów, założonych na powierzchniach nachylonych.

Szata roślinna. — Obecne rozmieszczenie poszczególnych zespołów roślinnych (ryc. 17) badanego obszaru jest ściśle związane z bardzo starym osadnictwem. Już w czasach wczesnohistorycznych** doliny Nidzicy i Szreniawy były gęsto zaludnione. W związku z rozwojem osadnictwa cofał się las, którego ostojami stały się stoki garbów kredowych. O tempie dewastacji lasów w ubiegłym stuleciu świadczą następujące dane, zaczerpnięte z pracy M. Romanowskiej [32]. Z początkiem XIX wieku wschodnia część Wyżyny Miechowskiej należała do obszarów na ogół słabo zalesionych (10—30%). W ciągu osiemdziesięciu lat (1830—1908 r.), dzięki granicznemu położeniu Wyżyny i uwłaszczeniu chłopów w 1864 r., powierzchnia lasów zmniejszyła się o 30 do 50%. W rezultacie zalesienie badanego obszaru Wyżyny Miechowskiej wynosi zaledwie 4,7% ogólnej powierzchni. Największy zwarty kompleks lasów znajduje się w górnym dorzeczu Ściekca. Ciągnie się on pasem od Dostońca-Klonowa do Muniakowic; mniejsze płaty lasów występują w górnym dorzeczu Nidzicy w okolicach Brzuchani, Tochołowa i Wymysłowa. Na stokach garbów, zbudowanych z marglu kredowego, rosną lasy dębowo-

* Skutki tej powodzi obserwowałam w dolinie Kalinki.

** J. Długosz, „Liber Beneficiorum“.



Ryc. 17. Szata roślinna <http://rcin.org.pl>

sosnowe z domieszką świerka, jodły i brzozy [12]. Zbocza kredowe i lessowe o wystawie południowej mają bogatą roślinność kserofitową, a na stokach wzgórz gipsowych i kredowych okolic Raclawic, Klonowa, Marchocic, Małoszowa i Giebułtowa zachowały się reliktywne zbiorowiska roślin naskalnych.

W wąwozach przeważają rośliny ruderalne; również trawy są bardzo pospolite. Parowy zarośnięte są zazwyczaj drzewami i krzewami, które tworzą małe zagajniki. Dno doliny Nidzicy, Kalinki, Sancygniówki, Ściekca i Raclawki zajmują łąki i pastwiska. Poza tym na całym obszarze występują pola orne. Uprawia się przede wszystkim zboża oraz rośliny okopowe. Pola orne zajmują około 75% ogólnej powierzchni badanego obszaru. Przeważająca część terenu ma zatem tylko okresową, ochronną szatę roślinną. Natomiast w czasie podorywek i kiełkowania zbóż pola wystawione są na niszczącą działalność wody i wiatru.

W obszarach zajętych przez pola orne strugi wodne intensywnie rozcinają mało odporną pokrywą lessową i zwierzałą powierzchniową część marglu. I tak na przykład dnia 1.VI.1953 r. w dorzeczu górnej Kalinki nastąpiło oberwanie chmury, w czasie którego spadło 40,7 mm opadu. W dorzeczu Nidzicy powstała fala powodziowa, która wyrządziła wiele szkód. W dolinach, znajdujących się na wschód od Strzeżowa, woda zdarła miejscami całkowicie warstwę gleby, wskutek czego odsłoniła się w zboczach lita skała. W dnach parowów i wąwozów powstały wyrwy o głębokości 1 do 1,2 m, szerokości 1,5 m. O ogromnej sile transportowej wód okresowo płynących w wyżej wymienionych dolinach świadczą rozmiary bloków z marglu (0,5 m), osadzonych przez wodę na dnie dolin, w odległości 2 km od miejsca ich wydarcia. Wynikiem niszczącej działalności wód okresowych, szybko spływających po silnie nachylonych powierzchniach, była sieć żłobków deszczowych. Długość żłobin erozyjnych na stromych stokach wzniesień kredowych w okolicach Kaliny Małej wynosiła 120 m, a głębokość ich przekraczała 0,5 m.

Sieć strużek okresowych wykorzystuje wszelkie zagłębienia naturalne (spękania wietrzeniowe marglu, szczeliny z wyschnięcia w lessie) oraz formy sztuczne (rowy, bruzdy, koleiny). W miarę rozwoju erozji wgłębnej i bocznej żywo płynących strużek powstaje na powierzchni gleby lub skały sieć żłobków. Przebieg żłobin, tworzących się w naturalnych zagłębieniach, jest w ogólnych zarysach prostoliniowy. Natomiast na polach ornych przebieg żłobin jest kręty wskutek przerzucania się strug z jednej bruzdy do drugiej.

Na obszarach lessowych w okolicach gęsto zaludnionych powstają liczne wąwozy drogowe. Ich przebieg jest zazwyczaj zgodny z nachyleniem stoku lub zbocza doliny. Zaczątkiem wąwozu drogowego są koleiny, stale pogłębiane przez ścierającą i rozkruszającą działalność kół

oraz erozję strug okresowo płynących. W pierwszych fazach rozwoju (do około 2 m głębokości) szerokość dna wąwozów jest równa szerokości wozów, a wszelkie wyrwy po wodach okresowych są skrzętnie zasypywane przez człowieka materiałem, wydobywanym ze zboczy i dna wąwozów. Dzięki temu rośnie także ich głębokość i szerokość. Typowe wąwozy okolicy Pieczeniegów, Kropidla, Kaliny Wielkiej itp. mają dno szerokie, płaskie, poryte koleinami. U podnóży stromych zboczy znajdują się głębokie wyrwy o krętym przebiegu, na które człowiek nie zwraca należytej uwagi. Wyrwy te spełniają rolę rowów, odprowadzających nadmiar wód okresowych. W wyniku niszczącej działalności wód płynących marginalnie cofają się zbocza wąwozów i powstają ścianki lessowe, pozbawione roślinności. Na rozwój wąwozów ma pewien wpływ także wiatr, który wywiewa z ich dna roztarty i rozkruszony less. Z chwilą przzerwycenia drogi w inne miejsce następuje stopniowe zamieranie opuszczonych wąwozów drogowych. Procesy denudacyjne powodują złagodzenie i wyrównanie stromizn, zbocza i dno pokrywa się zwartą darnią i krzewami (na przykład opuszczone wąwozy drogowe okolic Radziemiec i Dziekanowic). Rozwojowi nowych wąwozów sprzyja także wadliwe zadrzewienie starszych wąwozów i parowów. Rolnicy, chcąc wykorzystać każdy skrawek ziemi, orzą w pobliżu parowów. W rezultacie zadrzewienie jest ograniczone wyłącznie do zboczy dolin. Natomiast załomy między zboczem a stokiem wierzchowiny, najbardziej atakowane przez przesiąkające lub spływające powierzchniowo strużki wód okresowych, oraz obszary niecek pozbawione są stałej pokrywy roślinnej. W wyniku tego, wody spływające z pól, intensywnie rzeźbią górne załomy dolin, a wąwozy rozwijają się nadal kosztem pól ornych.

Z powyższych rozważań wynika, że wskutek silnej erozji strug okresowych mogą zniknąć w przyszłości rozległe pokrywy lessowe otulające zbocza starych dolin. Tendencja rozwojowa rzeźby badanego obszaru wyraża się bowiem dążnością do zagęszczania sieci dolinnej, odwadniającej okresowo.

Na obszarach lessowych jest także silnie rozwinięta powierzchniowa denudacja gleb. Wynikiem jej działania jest splukiwanie cząsteczek gleby z niezarośniętych pól, na których orka przebiega „z góry na dół”, i osadzanie ich w obniżeniach. Na stromych stokach (do 40°), wskutek orki i nadmiernego wypasu bydła, ulega zdarciu cienka powłoka glebowa i tworzą się tzw. łysiny, czyli miejsca, w których ukazuje się lita skała.

Ujemne skutki powierzchniowej denudacji gleb wyrażającej się degradacją, ubożeniem gleby w składniki pokarmowe dla roślin i jej związek z wystawą zboczy na działanie wiatrów deszczonośnych i insolacji, były już od dawna znane miejscowej ludności. Świadczy o tym krótka wzmianka z 1880 r., którą cytuję dosłownie: „Gleba tutejsza (okolice

Sancygniowa) przedstawia wielką różnorodność. Najwyżej położone części łąnów, zwane u ludu pałygi, są najuboższe, wskutek opłukiwania przez wody i działanie wiatrów; średnie części, urodzajniejsze, zwane są ścięgna, a dolne, z najbogatszą glebą, spławy. Zbocza północne zwane są opoczą, a południowe posłanne“ [34].

Na badanym obszarze są zatem silnie rozwinięte zjawiska erozji gleb, zarówno liniowej jak i powierzchniowej. Do podobnych wniosków doszła również A. Reniger [31], która zalicza wschodnią część Wyżyny Miechowskiej do obszarów, na których „...zjawiska erozji gleb występują powszechnie i bardzo intensywnie, często tworzą się wąwozy“ (klasa 8)*.

Walka z denudacją (erozją) gleb jest zagadnieniem niezmiernie wagi. Zabiegi przeciwerozyjne muszą objąć te tereny, które są szczególnie podatne na niszczącą działalność strug okresowo płynących, a więc przede wszystkim powierzchnie pokryte lessem. Na badanym obszarze należy bezwzględnie zalesić strome stoki garbów kredowych, które na ogół są całkowicie pozbawione warstwy gleby, a więc nieprzydatne na pastwiska lub pola orne. Las bowiem uniemożliwi spływ powierzchniowy wód okresowych i ułatwi ich wsiąkanie w podłoże. Baczna uwagę należy zwrócić na umocnienie górnych odcinków wąwozów i parowów. Należy także zadrzewić pas otaczający górne części wąwozów, by powstrzymać wodę spływającą z pól. Aby zapobiec zmywom gleby powinno się w miarę możliwości zastosować właściwy układ pól, zgodny lub prawie zgodny z przebiegiem poziomic. Przy bardzo intensywnej erozji gleb konieczne jest także wprowadzenie sztucznych stopni celem zmniejszenia nachylenia zboczy. Należy również zaopiekować się istniejącymi wąwozami i usunąć lub umocnić wyrwy-rowy i ścianki lessowe w obrębie wąwozów drogowych.

* Według tabeli bonitacji gleb.

ZAKOŃCZENIE

Na obszarze wschodniej części Wyżyny Miechowskiej istniały możliwości zachowania się rzeźby przedtortońskiej, ponieważ stare formy były kilkakrotnie pokryte osadami, które je konserwowały. Okresy zasypywania paleogeńskiej rzeźby były przegradzane okresami żywej, niszczącej działalności procesów denudacyjnych i rzek, które ograniczały się do rozcinania i wyprzątania przede wszystkim mało odpornego materiału, budującego te pokrywy. Najstarsza pokrywa osadów miocenijskich w zachodniej części badanego obszaru nie wypełniła całkowicie obniżenia podłoża kredowego, dzięki czemu w okresie potortońskim, a przed czwartorzędem, rzeki wykorzystywały zakleszczenia odsłonięte przez morze i odgrzebały paleogeńską sieć dolinną oraz padolę. Natomiast we wschodniej części badanego obszaru rzeki rozcięły epigenetycznie zarówno pokrywę osadów miocenijskich, jak i starsze podłoże. W okresie zlodowacenia krakowskiego znowu wody lodowcowe zasypały doliny, a lądolód osadził na całym obszarze pokrywę morenową. W okresach interglacjalnych miało miejsce ekshumowanie przedplejstocenijskich form terenu spod pokrywy osadów fluwioglacjalnych i lodowcowych, przy czym rzeki nie rozcięły jednak dolin do poprzedniej głębokości. W czasie dwóch młodszych zlodowaceń Polski wody okresowo płynące utworzyły dwie niższe pokrywy, które wyścieliły tylko dna dolin. Ostatnia wielka faza akumulacji miała miejsce w czasie zlodowacenia bałtyckiego, kiedy cały obszar został pokryty lessem. W okresie holocenijskim trwa rozcinanie i wyprzątanie lessu i starszych utworów pokrywowych przez niszczącą działalność wody płynącej okresowo, procesów denudacyjnych, wiatru i człowieka, który eksploatuje gipsy, ropy, piaski miocenijskie i plejstocenijskie oraz less dla celów budowlanych, przemysłowych itp. W ten sposób nie tylko czynniki naturalne, lecz także działalność gospodarcza człowieka zmierza do ekshumacji starej, przedtortońskiej rzeźby podłoża kredowego.

Katedra Geografii Fizycznej
Uniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków, wrzesień 1955 r.

WYKAZ ODKRYWEK I PROFILÓW CZWARTORZĘDOWYCH

	m
1. Kalina Wielka — piasznica w lesie (koło koty 318)	
gleba	0—0,2
piasek zgliniony z wkładkami warstwowanych okruchów marglu kredowego i bardzo drobnymi gładzikami północnymi	0,2—1,0
warstwowane otoczaki marglu	1,0—1,2
utwory mioceńskie	1,2—4,5
2. Kalina Wielka — wcięcie drogi koło kościoła (8 m ponad poziom dna doliny Nidzicy)	
less	0—4,0
less smugowany z soczewkami warstwowanych otoczków marglu o średnicy 0,2—0,4 cm, HCl ⁺	4,0—4,7
młki lessowate, warstwowane, HCl ⁺	4,7—5,0
młki lessowate, nieco zglinione, warstwowane, HCl ⁺ , wykazują zaburzenia soliflukcyjne	5,0—5,6
głina rdzawa, piaszczysta z eratykami	5,6—6,0
margiel kredowy	6,0—6,2
3. Kalina Wielka — odkrywka w lesie (wysokość 290 m n.p.m.)	
less typowy	0—2,0
młki lessowate z wkładkami warstwowanych otoczków marglu i eratyków	2,0—4,0
4. Ślądów — południowe zbocze doliny Kalinki (około 4—5 m ponad poziom rzeki)	
piasek gruboziarnisty, zgliniony, brunatny z dużą ilością warstwowanych otoczków marglu i eratyków o średnicy 10—15 cm	0,0—2,0
piasek biały, drobnoziarnisty, warstwowany z wkładkami piasku brunatnego, zglinionego	2,0—3,5
margiel kredowy	3,5—4,0
5. Janowice — wąwóz w północnym zboczu doliny Kalinki, wysokość około 12 m ponad poziom dna doliny	
gleba	0—0,3
piasek gruboziarnisty w stropie zgliniony z dużą ilością otoczków marglu i skał narzutowych (<i>residuum</i> gliny morenowej)	0,3—1,3
piasek biały, warstwowany	1,3—2,0
6. Janowice — duży wąwóz w południowym zboczu doliny Kalinki	
less	0—2,0
brunatna glina zwałowa	2,0—3,5
margiel kredowy	3,5—9,0
7. Janowice — wąwóz w północnym zboczu doliny Kalinki	
less	0—1,5
brunatna glina zwałowa	1,5—2,5
margiel kredowy	2,5—6,0

	m
8. Janowice — studnia gospodarza Białego (wiadomość ustna)	
lessbrak danych
glina szara, zbita	" "
piasek warstwowany z otoczkami marglu	" "
biały piasek	na głęb. ok. 10 m
9. Janowice — wcięcie drogi	
namywy lessowe	0—0,5
less	0,5—5,5
warstwowane otoczki marglu, soczewki piasku gruboziarnistego, rzadki materiał narzutowy	5,5—6,0
10. Małoszów — piaskownia (około 4 m ponad poziom dna doliny Nidzicy)	
less	0—3,0
piasek żółtawy z warstwowanymi otoczkami marglu i rzadkimi gła- zikami północnymi	3,0—3,5
piasek biały, warstwowany przekątnie z otoczkami marglu i eraty- kami o średnicy do 10 cm; na głębokości 1 m od stropu piasków występują faliste zaburzenia warstw	3,5—4,0
11. Dolina tochołowska — wcięcie drogi	
less	0—5,0
warstwowane żelaziałe otoczki marglu o średnicy do 15 cm i ma- teriał eratyczny	5,0—5,2
piasek szarobiały, kwarcowy z drobnymi otoczkami marglu i gła- zikami północnymi	5,2—6,2
siwy mułek	6,2—7,2
warstwowane grube otoczki marglu i bloki eratyków	7,2—7,7
12. Święcice	
piasek gruboziarnisty, rdzawy, przepelniony eratykami	0—1,0
13. Pieczenięgi — stożek napływowy (3—4 m ponad poziom doliny Nidzicy)	
gleba	0—0,5
piasek żółtobrunatny, nieco zgliniony, różnoziarnisty, zawierający warstewki otoczek o średnicy 1—1,5 cm i eratyki, przechodzący stopniowo w warstwy leżące poniżej	0,5—1,2
piasek biały, kwarcowy (o średnicy ziaren około 0,5 mm), zawiera- jący bardzo drobne okruchy czerwonych skaleni, warstewki okru- chów marglu, fragmenty skorup inoceramów i otoczone eratyki wielkości kurzego jaja. Warstwowanie przekątne	1,2—3,7
piasek biały, równoziarnisty (o średnicy 0,5 mm) z rzadkimi eratykami	3,7—4,2
14. Pieczenięgi — parów	
less	0—2,0
bruk morenowy	2,0—2,2
margiel kredowy	2,2—4,0
15. Wąwóz Pieczenięgi — Rzemieżzice	
less	0—8,0
glina zwałowa piaszczysta, przemyta	8,0—8,5

	m
16. R z e m i ę d z i c e — około 4 m ponad poziomem dna doliny Nidzicy	
gleba	0—0,5
less	0,5—2,0
piasek drobnoziarnisty, żółty, zgliniony	2,0—2,5
17. B u s z k ó w — wysokość 1,5 m ponad poziom dna doliny Nidzicy — dół o głębokości 10 m (wiadomość ustna)	
piasek żółtawy z rzadkimi eratykami o średnicy 2—5 cm	
18. B u s z k ó w — wąwóz	
less	0—4,0
brunatna glina zwałowa z blokami eratycznymi o średnicy 0,4 m .	4,0—4,3
margiel kredowy	4,3—6,0
19. B u s z k ó w — piaskownia, wysokość około 2,5 m ponad poziom dna doliny Nidzicy	
gleba torfiasta, piaszczysta z eratykami	0—0,5
piasek biały z wkładkami warstwowanych żwirów eratycznych i oto- czaków marglu	0,5—1,2
piasek białawy, drobnoziarnisty, warstwowany z wkładkami piasku bardziej zglinionego	1,2—1,9
20. J a z d o w i c e — piaskownia, wysokość około 4—6 m ponad poziom doliny Nidzicy	
gleba	0—0,3
piasek żółtawobiały, warstwowany z otoczkami marglu o średnicy 0,5 cm. W spągu występują rzadkie eratyki o średnicy powyżej 20 cm	0,3—4,0
szare mułki (wiadomość ustna)	
21. S ł u p ó w — podcięcie	
less smugowany z soczewkami piasku pylastego	0—4,0
warstwowane otoczaki marglu i eratyków	4,0—5,5
22. C h m i e l ó w — studnia na południowym krańcu wsi (wiadomość ustna)	
less	0—1,5
piasek żółtawy, drobnoziarnisty	1,5—13,5
ił mioceniński	
23. Ł y s o w i e c — próg osuwiska, wysokość około 30 m ponad poziom dna doliny Nidzicy	
gleba	0—0,5
piasek żółtawy kwarcowy, warstwowany z okruciami eratyków .	0,5—1,0
gipsy krystaliczne, łupkowe, margle, ility	1,0—4,0
24. S a n c y g n i ó w — piaskownia	
less	0—4,0
piasek ciemnożółty zgliniony z otoczkami marglu i eratykami .	4,0—4,6
piasek biały kwarcowy, warstwowany z gładkami eratycznymi .	4,6—ok. 7,6
25. B i e d r z y k o w i c e — duży wąwóz	
less	0—1,5
bruk morenowy	1,5—1,7
margiel kredowy	1,7—5,0
26. N i e w i a t r o w i c e — piaskownia; wysokość 4 m ponad poziom dna doliny Sancygniówki	
gleba	0—0,3

	m
piasek brunatnożółty zgliniony, warstwowany z dużą ilością eratyków	0,3—0,8
piasek kwarcowy biały, drobnoziarnisty, warstwowany z otoczkami marglu i eratykami, których ilość wzrasta ku stropowi	0,8—1,5
27. Działoszyce — wąwóz	
less	0—4,0
brunatna glina zwałowa	4,0—4,5
gips	4,5—5,0
28. Podgaje — studnia; wysokość około 8 m ponad poziom dna doliny Nidzicy (wiadomość ustna)	
gleba	0—0,3
piasek z eratykami i otoczkami marglu	0,3—8,0
29. Podgaje — piaskownia; wysokość 17 m ponad poziom dna doliny Nidzicy	
gleba	0—0,3
piasek żółtobrunatny, warstwowany	0,3—1,5
piasek żółtawy, różnoziarnisty z wkładkami piasku zglinionego i warstwowanych otoczek marglu o średnicy 0,2—0,4 cm oraz z eratykami o średnicy do 0,5 cm	1,5—2,7
piasek ciemnoszary, próchniczny, wyklinowujący się ku południowi	2,7—2,8
piasek żółty, warstwowany	2,8—3,4
30. Bronocice — wcięcie drogi o głębokości około 5 m	
less	0—4,0
warstwowane otoczki marglu i bloki eratyków	4,0—5,0
31. Zakościęle — wcięcie drogi na wierzchowinie	
less	0—4,0
iły mioceńskie z eratykami (przerobione przez wody lodowcowe) 30 m na zachód od odsłonięcia — bruk morenowy	4,0—4,3
32. Janowiczki — piaskownia naprzeciw dawnego folwarku	
less	0—0,8
siwe iły margliste, rdzawo smugowane, silnie pomięte, zawierające wkładki piasku i okruchy eratyków (iły przerobione przez wody lodowcowe)	0,8—3,3
piasek mioceński	3,3—3,8
33. Duży wąwóz Podmłynia	
less	0—4,0
glina żółtoszara z warstewkami żwirów, piaszcząca ku górze	4,0—ok. 6,0
rdzawa glina z otoczkami kwarcu o średnicy do 10 cm, bardzo rzadkiego marglu, ze skorupkami ostryg i wkładkami piasku	6,0—6,3
piasek mioceński	6,3—7,3
34. Klonów — piaskownia	
less	0—1,0
iły piaszczyste, rdzawe	1,0—1,5
iły szaroniebieskie, jasno smugowane, zawierające skorupki ostryg, otoczki marglu i eratyki	1,50—2,0
orsztyn	2,00—2,05
iły szarozółte z brunatnymi smugami	2,05—2,55
piasek drobnoziarnisty biały, warstwowany	2,55—3,65
piasek mioceński	3,65—4,0

	m
35. Dziewięcioły — wąwóz	
less (1*)	0—2,0
piasek zgliniiony, brunatny z wkładkami warstwowanych otoczków marglu kredowego i rzadkimi okruchami eratyków (2)	2,0—2,5
przemyta rdzawa glina morenowa z wkładkami warstwowanych okruchów, silnie zwietrziałych drobnych eratyków i marglu kredowego oraz z blokami eratycznymi o średnicy powyżej 1 m. W stro- pie występują smugi piasku. Glina wypełnia kliny mrozowe (3)	2,5—3,5
piasek mioceniński, wykazujący zaburzenia glacictektoniczne (4)	3,5—4,0
36. Parcelacja — studnia (według W. Kracha [14])	
glina z otoczkami skał północnych	0—10,0
margle żółte i niebieskie z gniazdami czystej siarki bezpostaciowej i gipsów krystalicznych	?
37. Przemęczany — cegielnia	
gleba	0—0,5
less przemity, ciemno smugowany z wkładkami warstwowanych otoczków marglu kredowego	0,5—0,7
glina czerwona przemita, zawierająca wkładki warstwowanych otoczków marglu i gładziki eratyczne o średnicy 2,5 cm	0,7—1,7
iłły siwe, margliste (miocen), potrzaskane uskokami. Na powierzchni ich występują kieszenie wypełnione żwirami	1,7—3,0
38. Dodów — wąwóz	
less	0—5,0
glina jasnożółta, silnie sprasowana, łupiąca się na blaszki	5,0—6,5
brunatna glina zwałowa	6,5—8,0
margiel kredowy	8,0—8,4
39. Kaczowice — studnia na wierzchowinie (wysokość około 20 m ponad poziom dna doliny Raclawki — wiadomość ustna)	
gleba	0—0,5
less	0,5—10,0
piasek z otoczkami marglu i eratykami	10,0—10,5
prawdopodobnie ił mioceniński	10,5—11,0

* Liczby w nawiasach odnoszą się do numeracji pokładów na rycinie 13 przedstawiającej graficznie przekrój 35.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕХОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Резюме

В настоящей работе, основанной на полевой съемке в масштабе 1:25 000, изложено развитие и условия развития рельефа восточной части Меховской возвышенности, расположенной на границе двух крупных геоморфологических районов: Краковско-Ченстоховской возвышенности и Нидзянской мульды.

Исследованный район находится также на границе двух крупных тектонических единиц: Силезско-Краковской моноклинали и синклинория Ниды. Этот район слагает устойчивый верхнемеловой мергель, на котором лежат небольшими пластами нижнетуртонские отложения (рис. 4). Они образованы в фации малоустойчивых песков и илов и среднеустойчивых мергелей и гипсов.

Плейстоценовые отложения состоят из флювиогляциальных песков (Vorgeschuttungssande), песчанистой валунной глины краковского оледенения (миндель), речных песков осажденных в двух младших оледенениях Польши и лёсса балтийского оледенения (вюрм). Голоценовые отложения представлены глинистыми речными наносами.

В тектоническом отношении исследованный район соответствует Дзялощицкой мульде. На западе она доходит до меловых возвышений окрестностей Мехова. Меловые образования залегают горизонтально. В южном и юго-восточном направлении они погружаются под миоценовые осадки, также в общем залегающие горизонтально.

Меловые образования расчленены грабенами, на месте которых образовались ложины имеющие направление ЗСЗ-ВЮВ и густая сеть тектонических трещин (диаклаз). Преобладающие направления трещин: С-Ю, С 15° В и С 60°—70° З (рис. 5).

На исследованной территории поражает совпадение форм с наиболее частым (С 60°—70° З) направлением тектонических трещин меловых пород (рис. 6).

Рельеф меловых пород разнообразен. На основании залегания миоценовых отложений не только на высотах, но также во впадинах меловых пород, можно предполагать, что основные черты рельефа исследованного района образовались в течение продолжительного цикла развития, обнимающего период от момента регрессии верхнемелового моря с Меховской возвышенности по нижнетуртонскую трансгрессию. Самым древним элементом рельефа являются фрагменты поверхности выравнивания, наблюдаемые на высоте 310—360 м над уровнем моря (рис. 7). Эта поверхность образовалась в теплом и влажном эоценовом климате, в результате которого очень интенсивные денудационные процессы привели к почти совершенному выравниванию территории Меховской возвышенности. Эта поверхность выравнивания была расчленена долинами (вероятно во время

среднеолигоценовых эпейрогенических движений), которые пробегали в направлении ЗСЗ—ВЮВ. После эоцена, но до нижнего тортона, в связи с горообразованием Карпат, появились также лощины. Сеть дотортонских долин не соответствует направлению и расположению лощин, что свидетельствует о её более древнем происхождении.

На территорию Меховской возвышенности, пониженную во время дотортонских движений в южном и восточном направлении, вторглось с юга нижнетортонское море. По В. Краху оно составляло мелкую бухту большого подкарпатского бассейна. Море не залило самых высоких холмов, достигающих высоты 390 м над уровнем моря, и они образовали острова. Под конец нижнего тортона в сухом климате морской водоем высох и в нем отложились гипсы. Разрушающая деятельность волн вымыла узкую абразионную террасу, которая к востоку переходит в поверхность слагаемую осадками миоценового моря. На территории, которая не подверглась нижнетортонской трансгрессии, эрозия не достигла в этом периоде больших размеров.

На поверхности, обнаженной отступающим морем, развилась речная сеть. В западной части района она приурочена к дотортонским долинам, так как миоценовое море не заполнило осадками впадин мелового фундамента. В восточной же части исследованного района, где миоценовые отложения прикрывают древние формы, потортонские реки размыли долины в направлениях согласных с наклоном гипсовой плиты в южном и юго-восточном направлении. Палеогеновые долины были лишь отчасти восстановлены, лощины же почти совершенно вышли из под покрова миоценовых осадков. Расчленение этого покрова произошло в связи с эпейрогеническими движениями в зоне средне-польских возвышенностей, которые имели место между нижним тортоном и плейстоценом.

В краковском оледенении (миндель) долины первые оказались засыпанными (до высоты 40 м над уровнем дна долин) флювиогляциальными осадками, которые несли воды, вытекающие из под материкового льда надвигающегося с севера на территорию Меховской возвышенности. Ледяной покров покрыл всю возвышенность. Отступая он отложил песчанистую валунную глину. Во время регрессии ледника и в великом межледниковьи (миндель-рисс) текущие воды расчленили и унесли ледниковые и флювиогляциальные образования из впадин поверхности, которая обнажилась из под льда. В среднепольском оледенении (рисс) Меховская возвышенность находилась в пределах перигляциального климата. В этом периоде решающее значение имело механическое выветривание и солифлюкция, которые моделировали рельеф. Периодические реки перегруженные глинисто-песчаным материалом, снова засыпали долины до высоты около 17 м над уровнем нынешнего дна долин. У склона среднепольского оледенения и в ээмском межледниковьи (рисс-вюрм) реки расчленили так покров речной аккумуляции среднепольского оледенения, как и более древних флювиогляциальных песков, образуя террасы высотой 15—17 м и многочисленные V-образные долины. До последнего оледенения были снова открыты впадины и древние речные долины. В балтийском оледенении (вюрм) исследуемый район оказался снова в пределах перигляциального климата. Главную роль играли: механическое выветривание, солифлюкция и аккумуляционная деятельность ветра. В этот период здесь снова совершалась аккумуляция климатического характера. Засыпание долин достигло высоты от 4 до 6 м над уровнем их нынешнего дна. Лёссовая пыль, навеваемая на Меховскую возвышенность северными и северо-восточными ветрами, прикрыла покровом высоты

и склоны долин и засыпала дна впадин и небольших долин, в результате чего образовались широкие мульды.

В условиях умеренного голоценового климата, который своими гидрографическими условиями и растительным покровом оказывал влияние на ход морфогенетических процессов, развиваются на фундаменте, слагаемым малоустойчивым лёссом и более устойчивыми меловыми и третичными породами, формы обусловленные разрушающей и создающей деятельностью вод, особенно периодических, а также формы возникшие под влиянием денудационных процессов. В результате деятельности вод постоянно текущих в послеледниковом периоде наступило расчленение покрова речной аккумуляции балтийского оледенения и образование террасы высотой 3 м. К числу форм приуроченных к разрушающей деятельности периодических ручьев (рис. 16) относятся многочисленные овраги и балки, пересекающие лёссовый покров. От суббореального периода продолжается голоценовая фаза речной аккумуляции, которая отмечается образованием самого нижнего покрова. Этот покров постоянно нарастал вследствие накопления осадков конусов выноса боковых речных долин и наносов во время половодья, а также осадения лёссовых делювиов. С разрушающей деятельностью подземных вод связаны суффозионные явления. Большую роль в моделировании стоков и склонов долин играют также движения масс (рис. 14). В исследованном районе образуются и развиваются земные оплывины, срывы, болотные ручьи и оползни.

В голоцене появился на Меховской возвышенности новый рельефообразующий фактор — человек. Он создает новые формы на поверхности, как ямы выработок песка, глины или мергеля, стены карьеров, уступы пахотных террас, плотины, насыпи и др. Корчеванием лесов и неправильной вспашкой человек вызвал новую фазу усиленной денудации, так называемой эрозии почв, которая стремится восстановить древний дотортонский рельеф восточной части Меховской возвышенности.

THE GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE EASTERN PART OF THE MIECHÓW PLATEAU

Summary

In this work, based on a geomorphological survey on a scale of 1:25000, the author reports upon the development and the conditions of relief development of the eastern part of the Miechów Plateau, which is located on the confines of two big morphological regions: the Cracow-Częstochowa Plateau and the Nida Trough. The area investigated is also situated on the peripheries of two large tectonic units: the Silesia — Cracow monocline and the Nida synclinorium. This area is built of resistant Upper Cretaceous marl covered with small patches of Lower Tortonian deposits. They consist of sands and argils of a small resistance and medium resistant marls and gypsum. The Pleistocene sediments are composed of fluvioglacial sands (*Vorschüttungssande*), sandy morainic clay belonging to the Cracovian glaciation (Mindel), river sands deposited during the two younger glaciations of Poland, and loess which corresponds with the Baltic glaciation (Würm). The Holocene sediments consist of argillaceous river outwash.

The area investigated is conform to the Działoszyce syncline. In the west in the vicinity of Miechów it reaches Cretaceous elevations. The Cretaceous rocks form a slab. To the south and south-east they are plunging beneath Miocene sediments, which are lying more or less horizontal. The Cretaceous formations have been cut by grabens („padoly“) running from WNW to ESE and by a dense network of diaclasses. The tectonic trends N-S, N 15°—35°E and N 60°—70°W are predominant. In the region investigated the directions of morphological forms are obviously corresponding to the oftenest returning trends of bedrock (N 60°—70°W) — fig. 6.

The sculpture of the Cretaceous substratum is varied. The occurrence of Miocene sediments both on the tops of elevations and within the depressions carved in bedrock suggests, that the main features of relief of the area investigated have been formed during a long cycle of development including the period between the regression of the Upper Cretaceous sea from the Miechów Plateau and the inundation of the Lower Tortonian sea. The fragments of a surface of planation observed at an altitude of 310 to 360 metres (fig. 7) are considered to be the oldest element of the pre-Tortonian relief. This surface was produced under the conditions of a warm humid climate of the Eocene. At that time lively denuding processes almost completely graded the region of the Miechów Plateau. In this surface of planation (probably during the Middle Oligocene epirogenic movements) valleys have been cut, running in a direction from WNW do ESE. After the Eocene-epoch but prior to the Lower Tortonian „padoly“ have been formed too. Their origin is due to the orogenesis of the Carpathians. The net of pre-Tortonian valleys does not correspond to the direction and locality of the „padoly“ and therefore it is older than the latter.

During the pre-Tortonian tectonic phases the Miechów Plateau has been lowered towards east and south and, in consequence, from south invaded by the Lower Tortonian sea. According to W. Krach it was only a shallow bay of the big sub-Carpathian basin. The sea did not submerge the highest ridges which rise to a height of 390 metres above sea level; they formed isles. In an arid climate at the end of the Lower Tortonian the sea basin dried up and gypsum was deposited. The destructive action of waves created a narrow abrasive platform passing to the east into a surface built of Miocene marine sediments. The dry land which escaped invading by sea during the Lower Tortonian was at that time slowly denuded.

A river net has been formed on the surface laid bare by the receding sea. In the western part of the area investigated it adapted the pre-Tortonian valleys, because Miocene sediments did not quite fill up the concave forms of bedrock. But in the eastern part of the area investigated, where the pre-Tortonian morphological forms are still buried by marine deposits, the post-Tortonian rivers cut out valleys conform to the dip of the gypsum plate towards east and south-east. The Palaeogene valleys are only in part exhumed, but from the „padoły“ the Miocene formations are almost quite cleared away. The cutting of this Miocene cover was a result of the epeirogenic movements of the belt of Middle Polish uplands after the Lower Tortonian and prior to the Pleistocene epoch.

During the Cracovian glaciation (Mindel) valleys at first have been filled with glaciofluvial drift (up to 40 metres in height above the valley bottom), carried by water descending from the Scandinavian glacier, which from north advanced the region of the Miechów Plateau. An ice-sheet covered the whole area. The retreating glacier laid down a sandy ground moraine. During the recession of the inland ice and in the Masovien I interglacial (Mindel-Riss) the flowing water cleared off the glacial and fluvioglacial drift from the unevennesses of the surface laid bare by the glacier. During the Middle Polish glaciation (Riss) the Miechów Plateau was situated within the zone of periglacial climate. At that time frost weathering and solifluction moulding much of the area investigated were predominant. Periodic rivers overloaded with clayey and sandy material once more filled the valleys to an altitude of 17 metres above the level of the present valley bottom. At the end of the Middle Polish glaciation and during the Eem interglacial (Riss-Würm) both the cover of fluvial accumulation belonging to the Middle Polish glacial and that of the older fluvioglacial sands have been cut by rivers, which produced a terrace from 15 to 17 metres in height and numerous V-shaped valleys. Before the period of the last glaciation the „padoły“ and old valleys were again uncovered. During the Baltic glaciation (Würm) the area investigated once more was affected by periglacial episodes. The part played by frost weathering, solifluction and aeolian accumulation was most important. At that time climatic river accumulation again took place. Valleys were filled up to 4—6 metres above the level of their present valley bottom. Loess dust, blown upon the Miechów Plateau by north and north-west winds, covered with a mantle the summits of hills and ridges, slopes of main valleys and bottoms of the „padoły“ and filled smaller valleys. Thus numerous broad trough-like valleys were formed.

Under the conditions of a moderate Holocene climate, which with its waters and vegetation influences the course of morphogenic processes, forms are produced by the destructive or constructive activity both of water (particularly by periodic rivulets) and denudation. These forms develop on soft loess and more

resistant rocks of Cretaceous and Tertiary age. The erosive action of flowing water formed a terrace from 3 metres in height which is cut in the cover of fluvial sediments dating from the Baltic glaciation. Numerous ravines and loess-canyons are due to the destructive action of periodic rivers. Since the Subboreal period the phase of Holocene river accumulation is still lasting. It is distinguished by the building of the lowermost cover. Its increase in height is due to floods, alluvial cones of small valleys and loessic deluvial plains. Suffosional phenomena are attributed to the destructive action of underground water. Of great importance for the moulding of hillsides and valley-slopes are massmovements. In the area investigated arise and develop earth-flows, land-slumps, soil-creeps and rock-slides.

Within the Holocene epoch a new morphogenic factor appeared on the Miechów Plateau - man. Man creates new morphological forms as sand-pits, clay-pits, marl-pits, quarries, agricultural terracings, embankments, barrows etc. By deforestation and improper tillage man initiated a new phase of strong erosion and denudation called „soil erosion“, which still is tending to uncover the old pre-Tortonian relief of the eastern part of the Miechów Plateau.

LITERATURA

1. Chałubińska A., O spękaniach skał na Podolu. Prace Geogr. wyd. przez E. Romera, 1928, z. X.
2. Czyżewski J., Z badań nad spękaniem kredy senońskiej południowego Rostocza. „Przegl. Geogr.” 1929, t. IX.
3. Dobrzański B., Malicki A., Ziemiński S., Erozja gleb w Polsce. Państw. Wyd. Rolne i Leśne, Warszawa 1953.
4. Drzał M., Morfologia dorzecza Prądnika. „Ochrona Przyrody”, t. XXV.
5. Dżułyński S., Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej. „Acta Geol. Pol.”, vol. III, Warszawa 1953.
6. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. Polska Akademia Nauk, Prace Geograficzne nr 1, Warszawa 1954.
7. Heynar W., Gęstość sieci wodnej środkowej części Wyżyny Małopolskiej. Prace Inst. Geogr. UJ., 1926, z. 7.
8. Jahn A., Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. „Acta Geol. Pol.”, v. I, 1950, nr 3.
9. Klimaszewski M., Podział morfologiczny południowej Polski. „Czas. Geogr.”, 1939—1946, t. XVII.
10. Klimaszewski M., Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Państw. Inst. Geol., Biul. 65, 1952.
11. Kontkiewicz S., Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1880 r. w południowej części gubernii Kieleckiej. „Pam. Fizjogr.”, 1882, t. II.
12. Kozłowska A., Stosunki geobotaniczne ziemi Miechowskiej. Spraw. Kom. Fizjogr. AU, 1923, t. 57.
13. Krach W., Miocen z okolic Książa Wielkiego. Odbitka z XII Rocznika Pol. Tow. Geol., 1936.
14. Krach W., Miocen okolic Miechowa. Państw. Inst. Geol., Biul. 13.
15. Książkiewicz M., Samsonowicz J., Zarys geologii Polski. 1953, PWN.
16. Lencewicz St., O utworach czwartorzędowych w północnej części Krakowskiego. Spraw. Kom. Fizj. AU, 1914, t. 48.
17. Lencewicz St., Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa. Spraw. z Posiedzeń Tow. Nauk. Warsz., Wydz. III, R. IV, 1911, nr 7.
18. Lencewicz St., Etude sur le Quaternaire du plateau de la Petite Pologne. Bull. Soc. Neuchâteloise de Géographie, XXV, 1916.
19. Lencewicz St., Geografia Fizyczna Polski. Warszawa 1955, PWN.
20. Łyczewska J., Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe. Państw. Inst. Geol., Biul. 42.
21. Malicki A., Spękania kredy na północnym Rostoczu. „Czas. Geogr.”, 1935, t. XIII.
22. Malicki A., Spękania kredy w górnym dorzeczu Nidy. Annales Univ. MCS, s. B, vol. 2, nr 4, Lublin 1947.

23. Michalski M., Zarys geologiczny strony południowo-zachodniej gubernii Kieleckiej. „Pam. Fizjogr.“, t. IX, 1884.
24. Mikulski Z., Katastrofalne powódzie w Polsce. „Czas. Geogr.“, t. XXV, 1954, z. 4.
25. Milata W., Trwałość pokrywy śnieżnej w Polsce. „Przeł. Geogr.“, t. XIX—XX, 1948—1949.
26. Milata W., Liczba dni z przymrozkami w Polsce. „Czas. Geogr.“, t. XX, 1949, z. 1—4.
27. Mizera M., Morfologia dorzecza dolnej Szreniawy. Kraków 1952, Praca magisterska (rękopis).
28. Nowak J., Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
29. Paszewski A., Przewidywanie do znajomości fauny w kredzie okolic Miechowa. „Kosmos“, t. CI, 1926.
30. Pożaryski W., Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. Państw. Inst. Geol., Biul. 75.
31. Reniger A., Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. Państw. Wyd. Rolne i Leśne, t. XIII, Warszawa 1950.
32. Romanowska H., Zmiany w zalesieniu Królestwa Polskiego w ostatnim stuleciu. „Czas Geogr.“, t. XII, 1934.
33. Siemiradzki J., Geologia ziem polskich. T. II, Lwów 1909.
34. Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego. 1880.
35. Szafer W., Kostyniuk M., Zarys paleobotaniki. Rozdz. XIII, Warszawa 1952.
36. Szafer W., Jaroń B., Plejstocенskie jezioro pod Jasiem. „Starunia“, 8.
37. Tyczyńska M., Morfologia dorzecza średniej Szreniawy. Kraków 1952. Praca magisterska (rękopis).
38. Wolnik R., Morfologia dorzecza Dłubni. Kraków 1952. Praca magisterska (rękopis).
39. Zejszner L., O mijocenicznym gipsach i marglach w południowo-zachodnich stronach Królestwa Polskiego. Bibl. Warsz., t. IV, 1861.

MAPY SPECJALNE

1. Kozłowska A., Geobotaniczna mapa ziemi Miechowskiej. 1 : 120 000. 1922.
2. Krach W., Mapa geologiczna okolic Książa Wielkiego, Działoszyc i Raławic. 1 : 200 000, 1947.
3. Przeglądowa mapa geologiczna Polski. 1 : 300 000, ark. „Kielce“, zestawiona przez J. Czarnockiego, 1947.
4. Reniger A., Nasilenie i zasięgi erozji gleb w Polsce. 1950.
5. Gilewska S., Mapa geomorfologiczna wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. Załącznik do pracy magisterskiej, Kraków 1954 (rękopis).

SPIS RYCIN

	Str.
1. Orografia	10
2. Profil piaskowni w Jakuszowicach	15
3. Profil podłużny poziomów akumulacyjnych w dolinie Nidzicy	17
4. Odporność skał	19
5. Róża spękań	23
6. Przeważające kierunki form terenu	25
7. Schematyczna mapa geomorfologiczna badanego obszaru	30
8. Przekroje przez wschodnią część Wyżyny Miechowskiej	31
9. Garb Zbigalski	32
10. Mapa morfologiczna padołu kościejowskiego	32
11. Padół kościejowski rozczłonkujący wyrównaną powierzchnię wierzcho- winową (w głębi)	34
12. Asymetryczna dolina Raclawki	38
13. Kliny mrozowe w piaskowni w Dziewięciolach	40
14. Świeże osuwisko w obrębie łapy starego osuwiska raclawickiego (przy szosie)	45
15. Gęstość sieci rzecznej	50
16. Gęstość strug okresowych	51
17. Szata roślinna	53

Państwowe Wydawnictwo
Naukowe

Redaktor
Zenobia Załugowa

Redaktor techn.
Eugeniusz Szkudaj

Wydanie pierwsze. Nakład
1500+200 egz. Arkuszy
wydaw. 5,25 Ark. druk. 4,5
Papier druk. sat. kl. III,
80 g, 70×100. Oddano do
składu 12.VII.1957 r. Pod-
pisano do druku 4.II.1958 r.
Druk ukończono w lutym
1958 r. Cena zł 20,-
F-11

Wrocławska Drukarnia
Naukowa

Cena zł 20,—