

Marian HARASIMIUK

**Zagadnienie genezy wzgórz wyspowych w południowej części
Pagórów Chełmskich**

Вопрос генезиса островных холмов в южной части Хелмских пагуров

Problem of the Genesis of Inselbergs in the Southern Part of the Chełm Hills

Pagóry Chełmskie są najdalej na północo-wschód wysuniętym regionem Wyżyny Lubelskiej. Nazwa regionu zaproponowana przez A. Chałubińską i T. Wilgata (5) doskonale odzwierciedla charakter rzeźby tego regionu. Jedną z głównych jego cech, wielokrotnie podkreślaną (5, 11, 15, 26), jest występowanie licznych wzgórz wyspowych otaczających szereg różnej wielkości obniżen o charakterze kotlin.

W czasie prowadzenia badań geologicznych i geomorfologicznych w południowej części Pagórów Chełmskich zwrócono szczególną uwagę na zagadnienie warunków, które przyczyniły się do powstania tak charakterystycznego zespołu form rzeźby.

Badaniami objęto obszar o powierzchni około 450 km², położony między doliną Wieprza na zachodzie a doliną Uherki (lewoboczny dopływ Bugu) na wschodzie. Od południa granicę badanego obszaru wyznacza bardzo wyraźna, północna krawędź Działów Grabowieckich (ryc. 1). Poza obszarem objętym przez autora badaniami znalazła się północna część Pagórów Chełmskich, ze względu na to, że występujące w jej obrębie wzgórza mają wyraźnie inny charakter. Są to wyciągnięte równoleżnikowo masywne wzniesienia o wysokościach bezwzględnych nie przekraczających zasadniczo 230 m i długościach zwykle ponad 4—5 km. Dzięki temu zatracą się tu wrażenie „wyspowości” tych form. Geneza tych wzniesień nie została jeszcze ostatecznie wyjaśniona, ale prawdopodobnie w dużej mierze związana jest z działalnością akumulacyjną lądolodu środkowopolskiego (39, 40).

CHARAKTERYSTYKA WZGÓRZ WYSPOWYCH

W południowej części Pagórów Chełmskich objętej szczegółowymi badaniami występuje 48 wzgórz o bardzo zróżnicowanej wielkości, wyso-

kościach względnych i bezwzględnych, a także różnej budowie geologicznej. W oparciu o zróżnicowanie w budowie geologicznej A. J a h n (15) wydzielił trzy grupy wzgórz wyspowych:

- 1) wzgórza ze skał kredowych nadbudowane utworami trzeciorzędowymi,
- 2) wzgórza zbudowane z utworów plejstocenijskich,
- 3) wzgórza zbudowane wyłącznie ze skał kredowych.

W ramach tych głównych typów wzgórz, można na podstawie przeprowadzonych badań wyodrębnić wyraźnie zaznaczające się podtypy. Taki rozszerzony podział przedstawia się następująco:

- 1) wzgórza z pokrywą osadów trzeciorzędowych leżących na cokole zbudowanym z opok kredowych:
 - a) z nie zniszczoną ławicą piaskowców sarmackich w stropie,
 - b) z częściowo lub całkowicie zniszczonymi utworami sarmackimi;
- 2) wzgórza z pokrywą osadów czwartorzędowych — fluwioglacjalnych i morenowych leżących na:
 - a) zredukowanej serii piasków sarmackich i oligocenijskich,
 - b) bezpośrednio na skałach kredowych;
- 3) wzgórza zbudowane wyłącznie ze skał kredowych (głównie z opok i opok marglistych).

Wysokości bezwzględne powierzchni szczytowych wzgórz wyraźnie grupują się w pewnych przedziałach wysokościowych, które odpowiadają wysokościami powierzchni zrównań występujących na badanym obszarze i na obszarach sąsiednich.

przedziały wysokościowe	liczba wzgórz
270—285 m n.p.m.	4
250—260	3
225—240	11
210—215	12
195—205	6
razem	36

W zestawieniu tym celowo pominięto wzgórza z osadami czwartorzędowymi, ponieważ nie mieszczą się zasadniczo w klasyfikacji wysokościowej. Wzgórz takich stwierdzono 12, w tym 1 o wysokości 255 m z osadami czwartorzędowymi o miąższości około 10 m leżącymi na utworach oligocenijskich; 6 wzgórz o wysokościach 240—249 m n.p.m. — miąższość osadów czwartorzędowych waha się od 10 do 20 m, osady te leżą bezpośrednio na utworach kredowych; 2 wzgórza o wysokościach 234—236 m (brak danych o miąższości utworów czwartorzędowych); 1 wzgórze o wysokości 220 m — miąższość czwartorzędu około 6 m; 1 wzgórze o wysokości 207 m (7—8 m czwartorzędu). Na podkreślenie zasługuje fakt, że wzgórza z pokrywą osadów czwartorzędowych we wszystkich przypad-

kach kryją w sobie bądź to spłaszczenia, bądź też wyraźne wzgórza zbudowane ze skał starszych. Wysokości tych kopalnych powierzchni grupują się przede wszystkim w przedziale wysokościowym 225—240 m n.p.m. bądź też w przedziale bezpośrednio niższym.

Wśród pozostałych wzgórz daje się zauważyć wyraźny związek między przynależnością do poszczególnych klas wysokościowych a budową geologiczną. Okazuje się mianowicie, że wszystkie wzgórza w przedziale wysokościowym 270—285 m n.p.m. posiadają w swej stropowej partii nie zniszczoną ławicę piaskowców sarmackich. W przedziale wysokościowym 250—260 m występują wyłącznie wzgórza z silnie zniszczoną pokrywą utworów trzeciorzędowych. Następna grupa wzgórz (o wysokościach 225—240 m) to prawie wyłącznie wzgórza zbudowane ze skał kredowych. Tylko na szczycie Dziewiczej Góry (229 m) występuje mocno zredukowana pokrywa utworów trzeciorzędowych. Wzgórza o wysokościach 210—215 m zbudowane są również ze skał kredowych. I w tej grupie występuje jednak wzgórze z utworami trzeciorzędowymi (Czułczyce). I wreszcie ostatnia grupa wzgórz — o wysokościach 195—205 m — zbudowana jest wyłącznie ze skał kredowych.

Wyróżnione powyżej typy wzgórz różnią się między sobą nie tylko budową geologiczną, ale także i cechami morfologicznymi. W oparciu o wykonane przekroje przez poszczególne wzgórza możliwe jest przedstawienie bliższej ich charakterystyki.

Typ 1 a reprezentowany jest przez kompleksy wzgórz: Ariańskiej Góry i Pagóra Janowskiego (ryc. 1).

Na cokole zbudowanym z opok, w stropie zwykle odwapnionych do głębokości średnio 3—5 m maksymalnie do 11 m, a wznoszącym się do wysokości 250—255 m n.p.m. leży cienka, nieciągła pokrywa utworów ilastych o charakterze residualnym, przykryta piaskami glaukonitowymi ze żwirkami kwarcowo-lidyowymi. Piaski te datowane są na oligocen (21). Miąższość serii oligoceńskiej jest zmienna. Nad utworami oligoceńskimi, a lokalnie bezpośrednio na kredzie, zalega seria piasków sarmackich w stropie ze zlepanami piaskowcowymi i muszlowymi charakteryzującymi się dużą twardością (38). Miąższość całej serii sarmackiej dochodzi maksymalnie do 30 m (13).

Cechy charakterystyczne tej grupy wzgórz są następujące: na ogół płaska powierzchnia szczytowa oraz załamania spadków stoków na granicy utworów piaszczystych ze skałami kredowymi. Górna część stoku ma nachylenie powyżej 20°, środkowa 12°—15°, a w dolnych partiach stoków nachylenie zmniejsza się do około 5°. Na stokach zarówno Ariańskiej Góry, jak i Pagóra Janowskiego widoczne są wyraźne powierzchnie spłaszczeń o wysokości 255—260 m n.p.m. Spłaszczenie tego typu na południowym stoku Pagóra Janowskiego widoczne jest na ryc. 2. Cechą charaktery-

Natomiast Pagór Janowski wyrasta ponad dość rozległą powierzchnię o wysokości około 240 m. Widoczne jest to szczególnie od strony północnej (ryc. 1). Na wschód od Pagóra Janowskiego, oddzielone od niego przełęczą o wysokości 252 m, znajdują się dwa niewielkie wzgórza, gdzie stropowa ławica piaskowców i zlepow sarmackich również nie została zniszczona. Obecnie w związku z intensywną eksploatacją piasków sarmackich południowe wzgórze, zwane Łysą Górą — praktycznie rzecz biorąc — przestało istnieć.

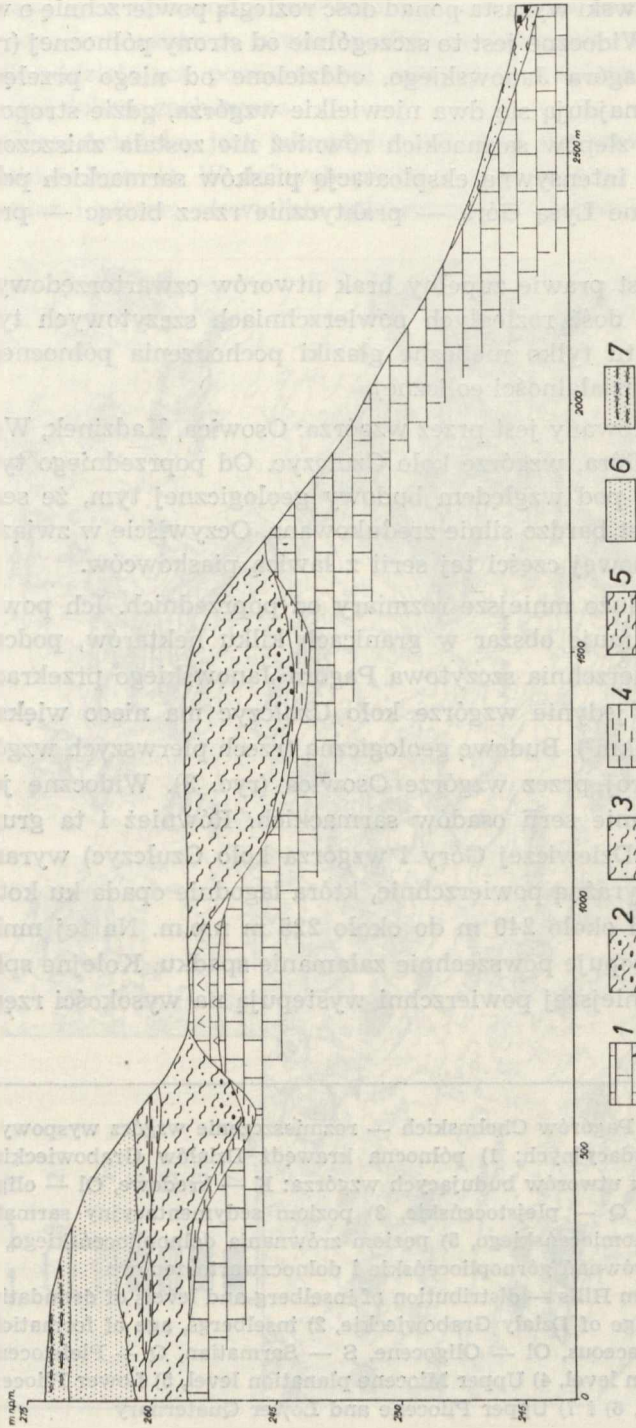
Zastanawiający jest prawie zupełny brak utworów czwartorzędowych na zupełnie płaskich, dość rozległych powierzchniach szczytowych tych wzgórz. Spotyka się tu tylko nieliczne gładziki pochodzenia północnego, o wyraźnych śladach działalności eolicznej.

Ty p 1 b reprezentowany jest przez wzgórza: Osowica, Kadzinek, Wronia Góra, Dziewicza Góra, wzgórze koło Czulczyc. Od poprzedniego typu wzgórz te różnią się pod względem budowy geologicznej tym, że seria osadów sarmackich jest bardzo silnie zredukowana. Oczywiście w związku z tym brak jest stropowej części tej serii z ławicą piaskowców.

Wzgórza te mają dużo mniejsze rozmiary od poprzednich. Ich powierzchnia szczytowa zajmuje obszar w granicach kilku hektarów, podczas gdy na przykład powierzchnia szczytowa Pagóra Janowskiego przekracza 3 km². W tej grupie jedynie wzgórze koło Czulczyc ma nieco większą powierzchnię (około 1 km²). Budowę geologiczną trzech pierwszych wzgórz charakteryzuje przekrój przez wzgórze Osowica (ryc. 3). Widoczne jest tutaj silne zredukowanie serii osadów sarmackich. Również i ta grupa wzgórz (z wyjątkiem Dziewiczej Góry i wzgórz koło Czulczyc) wyrasta ponad otaczającą je wyraźną powierzchnię, która łagodnie opada ku kotlinowym obniżeniom od około 240 m do około 225 m n.p.m. Na tej mniej więcej wysokości występuje powszechnie załamanie spadku. Kolejne spłaszczenia o znacznie mniejszej powierzchni występują na wysokości rzędu 210—215 m.

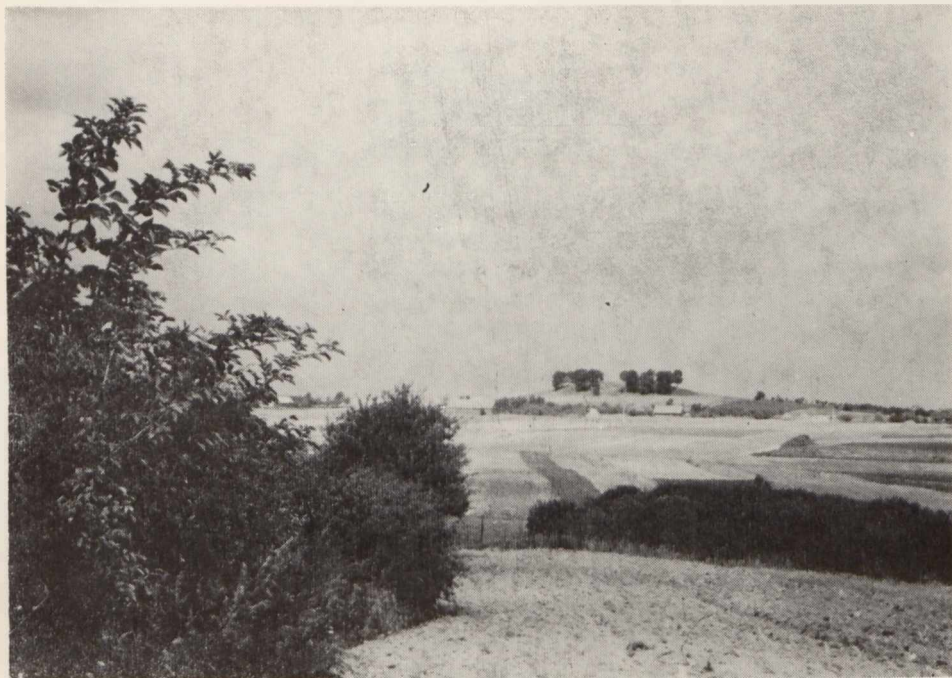
Ryc. 1. Południowa część Pagórów Chełmskich — rozmieszczenie wzgórz wyspowych i poziomy zrównań denudacyjnych; 1) północna krawędź Działów Grabowieckich, 2) wzgórza wyspowe, wiek utworów budujących wzgórza: K — kredowe, Ol — oligoceny, S — sarmackie, Q — plejstoceńskie, 3) poziom sedymentacyjny sarmatu, 4) poziom zrównania górniooligoceny, 5) poziom zrównania dolnoplioceny, 6) i 7) poziomy zrównań górnoplioceny i dolnoczwartorzędowe

Southern part of the Chełm Hills — distribution of inselberg and levels of denudative planations; 1) northern edge of Działy Grabowieckie, 2) inselbergs, age of formations building them: K — Cretaceous, Ol — Oligocene, S — Sarmatian, Q — Pleistocene, 3) Sarmatian sedimentation level, 4) Upper Miocene planation level, 5) Lower Pliocene planation level, 6) i 7) Upper Pliocene and Lower Quaternary



Fyc. 2. Przekrój południowego stoku Pagóra Janowskiego; 1) skały kredowe, Oligocen — 2) piaski gliniaste ze żwirkami, 3) piaski glaukonitowe, 4) ily, 5) piaski gliniaste, Sarmat — 6) piaski, 7) piaski gliniaste ze zlepami muszlowymi i piaskowcami

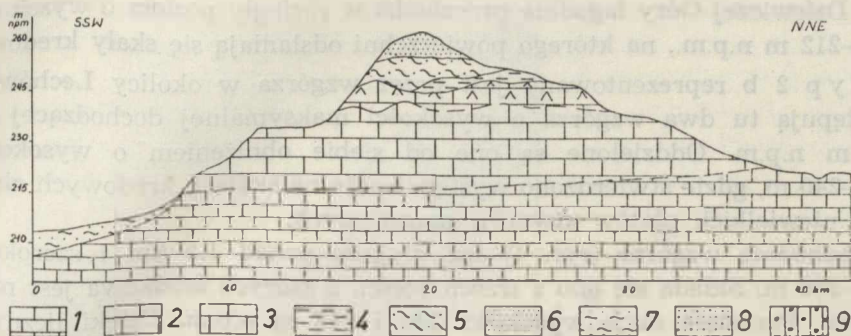
Section of the southern slope of the Jankowski Hill; 1) cretaceous rocks, Oligocene — 2) loamy sands with gravels, 3) glauconite sands, 4) silt, 5) loamy sands, Sarmatian — 6) sands, 7) loamy sands with fossiliferous sandstones



Fot. 1



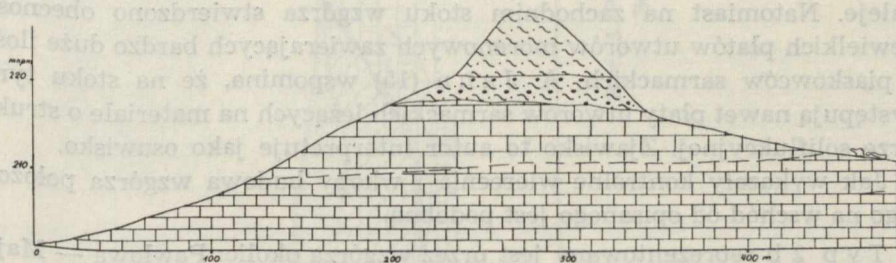
Fot. 2



Ryc. 3. Przekrój przez wzgórze Osowica; Kreda — 1) margle, 2) opoki, 3) opoki odwapnione, Eocen? — 4) ropy, Oligocen — 5) piaski i piaski gliniaste glaukonitowe, Sarmat — 6) piaski, Czwartorzęd — 7) piaski gliniaste i gliny soliflukcyjne, 8) piaski fluwioglacjalne, 9) gliny zwałowe

Section through the Osowica hill; Cretaceous period — 1) marls, 2) opokas, 3) decalcified opokas, Eocene? — 4) silts, Oligocene — 5) sands and loamy glauconite sands, Sarmatian — 6) sands, Quaternary — 7) loamy sands and solifluction loams, 8) fluvio-glacial sands, 9) glacial till

Nieco inną budowę ma Dziewicza Góra (ryc. 4, fot. 1). Jej szczyt położony jest na wysokości 229 m n.p.m., należy więc do innej grupy wysokościowej niż trzy pierwsze wzgórze. Pokrywa piasków sarmackich została tu prawie całkowicie zniszczona. O jej pierwotnym występowaniu świadczą tylko bloki piaskowców sarmackich leżące na stokach tego wzgórze. Natomiast głównym elementem budowy geologicznej są tu utwory oligoceńskie wykształcone w dolnej partii jako piaszczyste gliny glaukonitowe ze żwirikami kwarcowo-lidytowymi, natomiast w górnej części jako piaski o dużej zawartości glaukonitu. Łączna miąższość utworów oligoceńskich osiąga tu 10 m. Górna część stoku, zbudowana z materiału piaszczystego, charakteryzuje się nachyleniem rzędu 23—25°, natomiast niższa część stoku północnego ma nachylenie 4—6°. Stok ten przechodzi bez wyraźnej granicy w rozległe spłaszczenia nawiązujące do dna doliny Garki. Ku południowi



Ryc. 4. Przekrój przez Dziewiczą Górę (objaśnienia jak na ryc. 3)
Section through Dziewicza Góra (explanations as in Fig. 3)

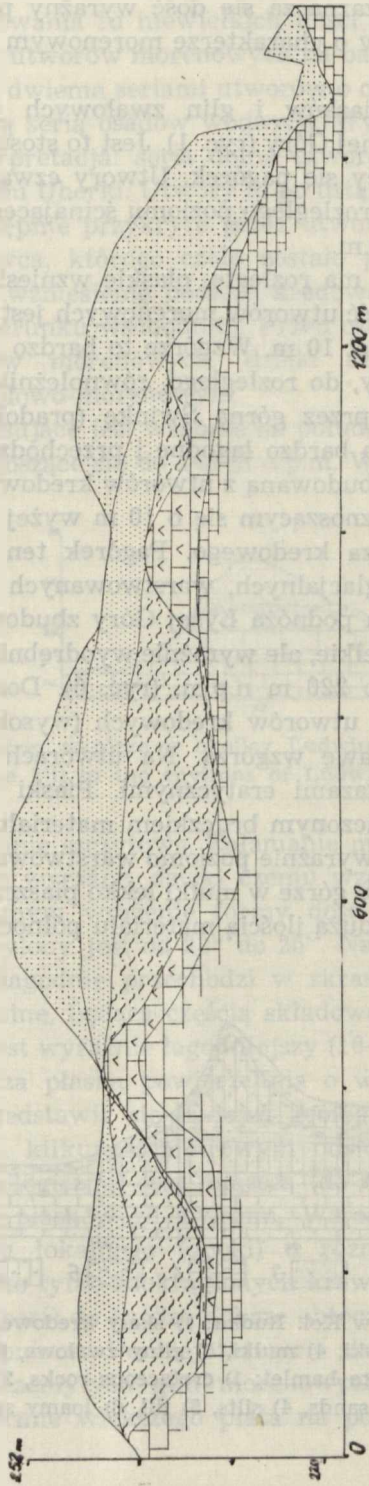
stok Dziewiczej Góry łagodnie przechodzi w rozległy poziom o wysokości 210—212 m n.p.m., na którego powierzchni odsłaniają się skały kredowe.

Typ 2 b reprezentowany jest przez wzgórze w okolicy Lechówki. Występują tu dwa wzgórza o wysokości maksymalnej dochodzącej do 255 m n.p.m. Oddzielone są one od siebie obniżeniem o wysokości 235—240 m, gdzie stwierdzono występowanie na skałach kredowych cienkich, niewielkich płatów utworów morenowych.

Zachodnie wzgórze (ryc. 1) ma długość ponad 1,5 km i szerokość 250—350 m. Składa się ono z trzech części, z których środkowa jest najwyższa. Pozostałe mają wysokości 246 i 248 m n.p.m. Dzięki licznym wierceniom — wykonanym przez Instytut Geologiczny dla udokumentowania występującego tu złoża opoki odwapnionej — możliwe było poznanie budowy geologicznej tych wzgórz uznanych przez A. J a h n a (15) za pagóry trzeciorzędowe. Strop wzgórz środkowego i południowego tworzą utwory czwartorzędowe o miąższości do 6 m (ryc. 5). Ilość materiału północnego jest jednak bardzo niewielka, aczkolwiek wyraźna, przeważa natomiast materiał piaszczysty trzeciorzędowy. Utwory te w obrębie wzgórza środkowego leżą na białych i szarych piaskach kwarcowych, które prawdopodobnie reprezentują sarmat, natomiast w obrębie wzgórza południowego leżą one bezpośrednio na utworach oligoceńskich (z glaukonitem). Nieco inaczej wygląda budowa części północnej wzgórza. Utwory czwartorzędowe osiągają tu największą miąższość, dochodzącą do około 12 m i są jak gdyby nałożone na łagodnie opadający stok zbudowany w górnej części z piasków sarmackich, a w dolnej z opok kredowych, częściowo odwapnionych. Na północnym stoku tego wzgórza odsłaniają się w dużym odsłonięciu piaski o miąższości ponad 6 m. Są to piaski warstwowane na ogół przekątnie. Warstwowanie to lokalnie jest zaburzone przez drobne uskoki i zafalowania. Pomiarów kierunków transportu materiału piaszczystego w obrębie warstw nie zaburzonych wykazały dużą zmienność, co utrudnia interpretację. W spągu odsłonięcia liczne były żwirki kwarcowo-lidytowe (oligoceńskie) przemieszane z drobnym materiałem żwirowym pochodzenia północnego. Ku górze ilość materiału grubego wyraźnie maleje. Natomiast na zachodnim stoku wzgórza stwierdzono obecność niewielkich płatów utworów morenowych zawierających bardzo duże ilości piaskowców sarmackich. A. J a h n (15) wspomina, że na stoku tym występują nawet płyty utworów sarmackich leżących na materiale o strukturze soliflukcyjnej. Zjawisko to autor interpretuje jako osuwisko.

Jak wykazały kontrolne wiercenia i wkopy budowa wzgórza położonego na wschód od opisanego jest podobna.

Typ 2 b reprezentowany jest przez wzgórze okolic: Pawłowa — Majdanu Stajne — Krzywowoli, Kamiennej Góry — Ochoży, Ludwinowa, Kol. Rudka, Majdanu Rybie.



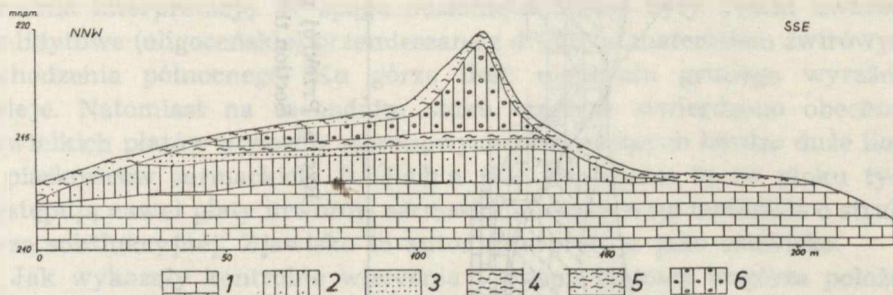
Ryc. 5. Przekrój przez wzgórze w okolicy Lechówki (objaśnienia jak na ryc. 3)
 Section through the hill near Lechówka (explanations as in Fig. 3)

W grupie tych wzgórz zaznacza się dość wyraźny podział na wzniesienia zbudowane z utworów o charakterze morenowym oraz z typowych utworów fluwioglacjalnych.

Formą zbudowaną z piasków i glin zwałowych jest wzgórze na południo-zachód od Kamiennej Góry (ryc. 1). Jest to stosunkowo niewielki, ale wyraźnie wyodrębniający się pagórek. Utwory czwartorzędowe nałożone są tu na krawędź dość rozległego poziomo ścinającego skały kredowe w wysokości 230—235 m n.p.m.

Zupełnie inny charakter ma rozległe, płaskie wzniesienie na południe od Pniówna (ryc. 1). Mięszkość utworów morenowych jest tu dość zmienna, ale lokalnie przekracza nawet 10 m. Wzgórze to bardzo ostro zarysowaną krawędzią opada ku północy, do rozległego, równoleżnikowego obniżenia wykorzystanego częściowo przez górną Świnkę (pradolina?). Natomiast stoki zachodni i wschodni są bardzo łagodne i przechodzą bez wyraźnego załamania w powierzchnię zbudowaną z utworów kredowych. Od południa wzniesienie to graniczy z wznoszącym się o 10 m wyżej pagórkiem przylegającym do stoku wzgórza kredowego. Pagórek ten zbudowany jest z piasków i żwirów fluwioglacjalnych, warstwowanych przekątnie.

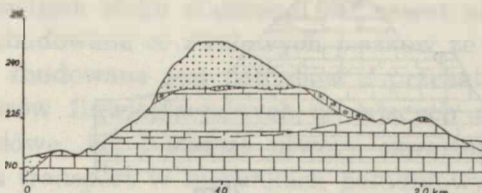
W okolicy Kol. Rudka, u podnóża Łysej Góry zbudowanej z utworów sarmackich wznosi się niewielkie, ale wyraźnie wyodrębniające się wzgórze o wysokości dochodzącej do 220 m n.p.m. (ryc. 6). Doskonale widoczna jest tu płaska powierzchnia utworów kredowych (wysokość około 213 m n.p.m.) stanowiących podstawę wzgórza. Na utworach kredowych leżą bezstrukturalne piaski z głazami eratycznymi. Piaski te ścięte są powierzchnią erozyjną z zaznaczonym bruczkiem materiału żwirowego. Powyżej leży cienka (1 m), niewyraźnie poziomo warstwowana seria piasków przechodzących stopniowo ku górze w mułki lekko piaszczyste. Na nich leżą gliny i piaski zwałowe z dużą ilością materiału północnego; uderzający



Ryc. 6. Przekrój przez wzgórze w Kol. Rudka; 1) skały kredowe, 2) piaski zwałowe z głazami eratycznymi, 3) piaski, 4) mułki, 5) gliny zwałowe, 6) piaski gliniaste
Section through the hill in Rudka hamlet; 1) cretaceous rocks, 2) unstratified sands with boulders, 3) sands, 4) silts, 5) till, 6) loamy sands

jest fakt występowania tu niewielkich ilości materiału lokalnego, co jest cechą wyjątkową utworów morenowych na badanym obszarze. Mamy więc tu do czynienia z dwiema seriami utworów o charakterze zwałowym, przedzielonymi cienką serią osadów wodnych. Wydaje się, że możliwa jest tu następująca interpretacja: seria dolna utworów zwałowych reprezentuje morenę denną lobu Uherki. Utwory te po ustąpieniu lodowca zostały ścięte erozyjnie, a następnie przykryte przez utwory wodne. Nastąpiła kolejna transgresja lodowca, którego czoło zostało prawdopodobnie zatrzymane przez niewielkie wzniesienie podłoża kredowego ciągnące się od podnóża Łysej Góry w kierunku wschodnim. Przed czołem lodowca nastąpiła akumulacja utworów morenowych, dzięki czemu powstało wzniesienie o charakterze czołowo-morenowym.

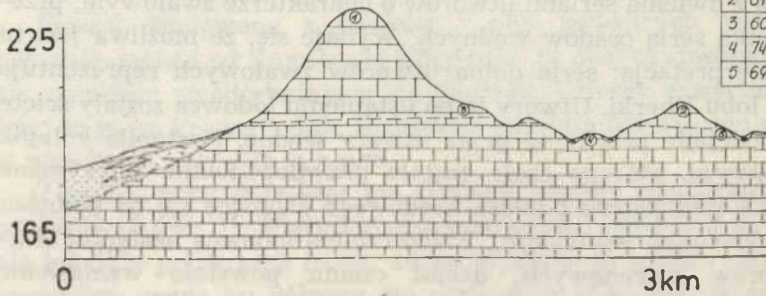
Bardzo interesujące jest wzgórze na południe od Zawadówki, w okolicy Ludwinowa, wznoszące się do 248 m n.p.m. Wzgórze to (ryc. 7) ma prawie



Ryc. 7. Przekrój przez wzgórze w okolicy Ludwinowa (objaśnienia jak na ryc. 3)
Section through the hill in the environs of Ludwinów (explanations as in Fig. 3)

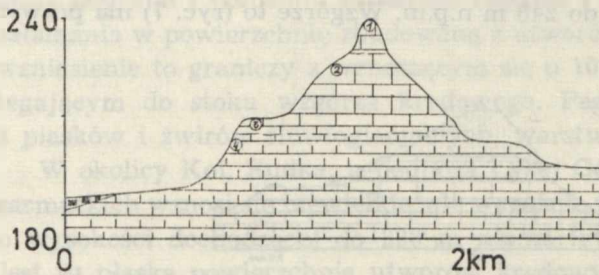
płaską powierzchnią szczytową. Załamanie między tą powierzchnią a stokami jest bardzo wyraźne, dzięki czemu wzgórze to sprawia pod względem morfologicznym wrażenie formy dość młodej. Stok opadający ku południowi nachylony jest od 23° do 25° . Nachylenie maleje w dół stoku do 10° , a stok łagodnie przechodzi w skrasowiałą, lekko pochyłą ku południowi równinę, będącą częścią składową dna kotliny górnej Uherki. Stok północny jest wyraźnie łagodniejszy ($16\text{--}18^{\circ}$). Od zachodu i wschodu wzgórze to otacza płaska powierzchnia o wysokości 230—236 m n.p.m. Interesująco przedstawia się budowa geologiczna tego wzgórza, poznana dzięki głębokim, kilkunastometrowym odsłonięciom. Głównym elementem budowy geologicznej jest miąższa (do około 13 m) seria przekątnie warstwowanych piasków ze żwirami. Wśród żwirów bardzo liczny jest udział materiału lokalnego (opoki) o różnym stopniu obtoczenia; od odłamków o lekko tylko zaokrąglonych krawędziach (co wskazuje na bardzo krótki transport) do bardzo dobrze obtoczonych żwirów. Część żwirów opok jest odwapniona. Poniżej tej serii stwierdzono w kilku punktach cienkie płyty przemytych glin morenowych. Podobne gliny morenowe występują w formie większego płata na północnym stoku wzgórza (ale

Elżbiecin



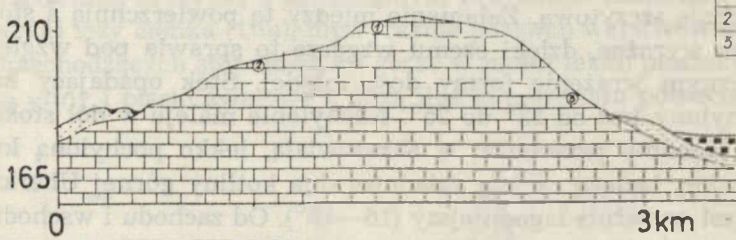
	CaCO ₃	ciężar objętościowy	wytrzymałość	typ skały
1	58.93	1.57	135	opoka
2	61.20	1.60	105	opoka
3	60.42	1.59	112	opoka
4	74.27	1.83	120	wapień
5	69.18	1.50	—	margiel

Stawska Góra



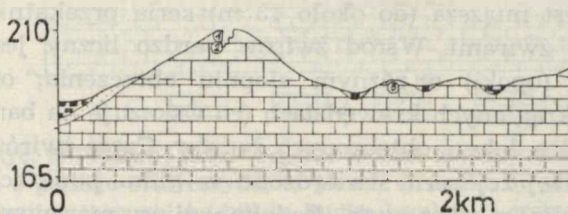
	CaCO ₃	ciężar objętościowy	wytrzymałość	typ skały
1	58.90	1.50	127	opoka
2	59.20	1.51	—	opoka margl.
3	66.70	1.49	—	margiel
4	90.56	1.70	—	krede

Terenin

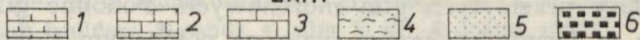


	CaCO ₃	ciężar objętościowy	wytrzymałość	typ skały
1	68.02	1.61	—	opoka margl.
2	64.43	1.50	—	opoka
3	68.95	1.57	—	margiel

Bezek



	CaCO ₃	ciężar objętościowy	wytrzymałość	typ skały
1	64.0	1.54	111	opoka
2	60.0	1.60	180	opoka
3	67.10	1.55	—	margiel



poniżej wysokości, od której występuje pokrywa piaszczysto-żwirowa). Wzgórze to nałożone jest na wyraźne spłaszczenie opadające ku wschodowi od 240 m do 225 m n.p.m., a ciągnące się w formie dość wąskiego kilkusetmetrowej szerokości wału od wzniesienia Wroniej Góry (ryc. 1). Spłaszczenie to zbudowane jest z opok kredowych. Jedynie we wschodniej części posiada cienką (1,5—2,5 m) pokrywę piasków, miejscami lekko pylastych.

Wyciągnięte w kierunku południowym wzgórze w okolicy Majdanu Rybie, o wysokości do 236 m n.p.m. zbudowane jest według A. J a h n a (15) z warstwowanych piasków i piasków ze żwirami. Miąższość tych utworów nie jest jednak znana.

Bardzo interesujące są masywne wzgórza otaczające od wschodu i południa kotlinę Pawłowa (ryc. 1). Północne stoki wzgórza między Pawłowem a Rejowcem Fabrycznym wyścielone są utworami morenowymi o różnej miąższości, leżącymi na utworach trzeciorzędowych lub kredowych. W górnych partiach stoku widoczne jest nawet niewielkie drugorzędne wzniesienie zbudowane ze zwałowych piasków ze żwirami. Szczytowa część wzgórza zbudowana jest natomiast z przekątnie warstwowanych piasków i żwirów fluwioglacjalnych ścinających zarówno utwory kredowe, trzeciorzędowe, jak i starsze utwory czwartorzędowe. Upady warstw wskazują na transport w kierunkach południowych. Pokrywę tę można chyba wiązać z pierwszą fazą wytapiania się lodu zalegającego kotlinę Pawłowa. Północny stok tego wzgórza jest według A. J a h n a (15) obszarem występowania typowych struktur glacitektonicznych. Nie można całkowicie negować występowania struktur tego typu, jednak fakt, że stwierdzono tu cały szereg kopalnych form krasowych zarówno trzeciorzędowych, jak i czwartorzędowych — przedśrodkowopolskich (10) zmusza do daleko posuniętej ostrożności przy interpretacji zaburzeń w ułożeniu osadów. Na zagadnienie to zwrócił już uwagę H. M a r u s z c z a k (26) sugerując, że część z tych struktur może być interpretowana jako struktury obciążeniowe związane ściśle z formami krasowymi.

Nieco inny charakter ma wzgórze zamykające kotlinę Pawłowa od wschodu. Miększe osady czwartorzędowe występujące głównie na stoku

Ryc. 8. Przekroje przez wzgórza zbudowane ze skał kredowych; a) wzgórze w okolicy Elźbiecina, b) Stawska Góra, c) wzgórze w okolicy Terenina, d) wzgórze w okolicy Bezka, Kreda — 1) kreda pizująca, 2) margle, 3) opoki, Czwartorzęd — 4) piaski gliniaste i gliny soliflukcyjne, 5) piaski rzeczne, 6) torfy i utwory organiczno-mineralne, (1) miejsca pobrania próbek skał kredowych

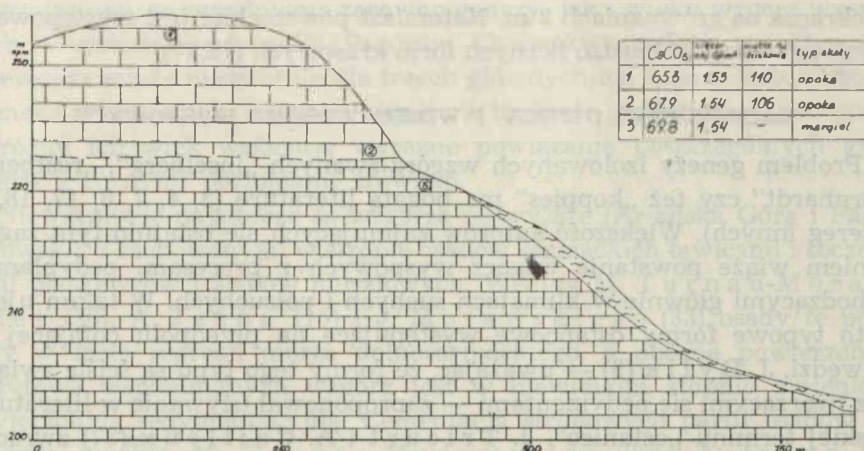
Section through the hills built out of cretaceous rocks; a) a hill in the environs of Elźbiecin, b) Stawska Góra, c) a hill in the environs of Terenin, d) a hill in the environs of Bezek, Cretaceous — 1) chalk, 2) marls, 3) opokas, Quaternary — 4) loamy sands and solifluctional loams, 5) river sands, 6) peats and organico-mineral formations, (1) places of collecting the samples of cretaceous rocks

zachodnim (od kotliny Pawłowa) w partii szczytowej wykształcone są głównie jako piaski ze żwirami. Zostały one osadzone prawdopodobnie w wyniku zamknięcia kotliny przez nasuwający się od zachodu język lodowcowy. Utrudniony odpływ wód warunkował intensywną akumulację. Na utwory fluwioglacjalne nasunął się lodowiec pozostawiając gliny i piaski zwałowe kilkumetrowej miąższości, a lokalnie zachowały się niewielkie pagórki o charakterze czołowo-morenowym.

Typ 3 reprezentowany jest przez wzgórza zbudowane ze skał wieku kredowego. Jest to zdecydowanie najliczniejsza grupa. Cechą wspólną wszystkich wzgórz tego typu jest fakt, że żadne z nich nie przekracza wysokości 240—242 m n.p.m. Wzgórza te występują na całym badanym obszarze i w większości przypadków charakteryzują się kopulastymi kształtami. Cecha ta podkreślana była szczególnie przez A. J a h n a (15). Wielkość tych wzgórz i ich wysokości: względna i bezwzględna są bardzo różne; od masywnych wzniesień o wysokości 235—242 m n.p.m. i długości rzędu 4 km do niewielkich pagórków o kilkusetmetrowej średnicy i wysokości względnej kilku czy kilkunastu metrów. Wszystkie wzgórza należące do tego typu zbudowane są bądź to w całości, bądź tylko w swej górnej części ze skał typu opok lub opok marglistych. Na żadnym ze zbadanych 20 wzgórz, na ogólną liczbę 28 wzgórz tego typu, nie stwierdzono w partiach szczytowych skał marglistych czy kredy piszącej.

Wysokości bezwzględne wzgórz tego typu grupują się wyraźnie w trzech przedziałach (195—205 m, 210—215 m, 225—240 m). Wzgórza należące do poszczególnych grup różnią się poza wysokością również pewnymi cechami morfologicznymi.

Do najbardziej typowych wzgórz o wysokości 225—240 m należą: wzgórze w okolicy Elźbiecina (ryc. 8a), Stawska Góra (ryc. 8b) oraz wzgórze w okolicy Ochoży (ryc. 9). Zamieszczone tabele obrazują różnice w litologii skał kredowych budujących poszczególne wzgórza. Wyraźnie widoczny jest wpływ litologii na nachylenie stoków, zwłaszcza w przypadku, gdy miąższość opok budujących strop wzgórz jest stosunkowo niewielka (ryc. 8b i 9). Różnice w nachyleniu są bardzo wyraźne i dochodzą do 5° (10—12° stok zbudowany z opok i 6—7° stok zbudowany z margli). Wynika to ze zdecydowanie różnej podatności tych typów skał na wietrzenie mechaniczne i chemiczne. O ile zwietrzelina opok ma charakter gruzowy i jest słabo podatna na procesy soliflukcyjne i zmywy powierzchniowe, to zwietrzelina margli, a także kredy piszącej, ma charakter ilasto-gruzowy lub ilasty, co powoduje, że jest ona znacznie bardziej podatna na procesy denudacji i erozji (25). Na stokach niektórych wzgórz, zwłaszcza położonych na obrzeżeniu Pagórów Chełmskich, występują niewielkie spłaszczenia lub tylko niewyraźne listwy zbudowane z utworów czwartorzędowych. Przykładem tego jest wzgórze w okolicy Ochoży (ryc. 9), na jego



Ryc. 9. Przekrój północno-wschodniego stoku wzgórza w okolicy Ochoży (objaśnienia jak na ryc 8)

Section through the north-east slope of the hill in the environs of Ochoża, (explanations as in Fig. 8)

stoku na odcinku 3 km występują piaski czwartorzędowe powodujące wyraźne załamanie spadku, lokalnie przechodzące w wyraźniejsze spłaszczenia. Wysokość tych spłaszczeń nawiązuje do wysokości terasy kemowej stwierdzonej w okolicy Kamiennej Góry (ryc. 1). Są więc one prawdopodobnie silnie zniszczonym jej odpowiednikiem. Poza załamaniami spadku, uwarunkowanymi litologią skał kredowych bądź też występowaniem osadów czwartorzędowych, na stokach tej grupy wzgórz występują wyraźne spłaszczenia (ryc. 8a, 8b, fot. 2) o wysokościach identycznych jak dwie kolejne, niższe grupy wzgórz. Spłaszczenia te — jak wykazały obserwacje — są zupełnie niezależne od litologii skał kredowych. Są to więc fragmenty typowych poziomów denudacyjnych.

W zachodniej i północno-zachodniej części badanego obszaru szczególnie liczna jest grupa wzgórz o wysokościach 210—215 m (ryc. 8c i 8d). Wzgórza najniższe występują również zasadniczo w części zachodniej i północno-zachodniej omawianego obszaru, a zwłaszcza w obrębie kotliny Pawłowa.

U podnóża wszystkich typów wzgórz występują mniej lub bardziej rozległe powierzchnie określone przez H. M a r u s z c z a k a (27) jako zrównania podstokowe. Jeżeli powierzchnie takie występują u podnóża długich stoków pozbawionych wyraźniejszych spłaszczeń, to wówczas na skałach kredowych występują miększe (maksymalnie do 5—6 m) utwory pokrywowe często dwudzielne. Datowane są one przez J. E. M o j s k i e g o (31, 32) na schyłek glacjału środkowopolskiego i na glacjał bałtycki. W takich przypadkach zrównania podstokowe można uznać za równiny akumulacji soliflukcyjnej. Najczęściej jednak mięszość utworów pokrywowych nie

przekracza na zrównaniach 2 m. Natomiast powszechne jest występowanie na ich powierzchni bardzo licznych form krasowych (12,27).

ZAGADNIENIE GENEZY I WIEKU WZGÓRZ WYSPOWYCH

Problem genezy izolowanych wzgórz zwanych „inselberg”, „restberg”, „bornhardt” czy też „koppies” ma bogatą literaturę (3, 4, 7, 8, 17, 18, 34 i szereg innych). Większość autorów zajmujących się ostatnio tym zagadnieniem wiąże powstanie wzgórz wyspowych z procesami pedyplanacji zachodzącymi głównie w klimatach suchych i półsuchych. W takim ujęciu są to typowe formy ostańcowe występujące na przedpolu cofającej się krawędzi. J. D y l i k (9) — uważając, że formy tego typu są ściśle związane z tworzącymi się pedymentami — zaproponował używanie w literaturze polskiej terminu „ostaniec”. J. T r i c a r t i A. C a i l l e u x (37) zwracają jednak uwagę na fakt, że wzgórza ostańcowe w wielu wypadkach są poligeniczne. Olbrzymia większość prac dotyczących genezy wzgórz wyspowych była jednak prowadzona na obszarach występowania głównie skał krystalicznych, na ogół bardzo odpornych na procesy denudacji. Dlatego też możliwości bliższych porównań są dość ograniczone. Na interesującym nas obszarze występują miękkie skały węglanowe lub węglanowo-krzemionkowe wieku kredowego, częściowo podlegające krasowieniu.

Podobny do przedstawionego powyżej zespół wzgórz wyspowych na skałach kredowych z obszaru Polesia Południowego opisał E. R u h l e (36). Autor ten uważa, że wzgórza reprezentują resztki starszych przedczwartorzędowych powierzchni, a w ich powstaniu główną rolę odegrały procesy erozyjne. Zwraca on jednak uwagę na zróżnicowanie litologii skał kredowych budujących większość z tych wzgórz.

Na zróżnicowanie litologii skał kredowych, będących głównym elementem budowy geologicznej Pagórów Chełmskich, zwracano uwagę już od dawna (16, 23). A. C h a ł u b i ń s k a i T. W i l g a t (5) w formie przypuszczenia wysunęli tezę, że przyczyną powstania licznych wzgórz wyspowych w tym regionie było właśnie zróżnicowanie litologiczne skał kredowych, a także być może zjawiska natury tektonicznej. A. J a h n (15) uważał natomiast, że zróżnicowanie litologiczne skał kredowych nie jest przyczyną powstania tych form. Wzgórza te według tego autora nie są formami strukturalnymi, twarżielcami, lecz „typowymi ostańcami denudacyjnymi, wyciętymi w podłożu skał kredowych, trzeciorzędowych i plejstocenijskich niezależnie od ich odporności na działanie czynników niszczących” (s. 116). Jeżeli chodzi o wiek omawianych form, to A. J a h n (15) uważa, że pagóry trzeciorzędowe i kredowe w swych głównych zarysach ukształtowane były w pliocenie, natomiast pagóry plejstocenijskie wiąże z procesami erozyjno-denudacyjnymi zachodzącymi w ostatnim okresie lodowcowym (glacjał bałtycki).

Wydaje się, że zagadnienie zarówno genezy, jak i wieku wzgórz wyspowych w południowej części Pagórów Chełmskich należy rozpatrywać w pewnym sensie niezależnie dla trzech głównych ich typów. Jeżeli chodzi o genezę, wnioski takie sugerują różnice w budowie geologicznej, natomiast na różny ich wiek wskazują wyraźne powiązania poszczególnych grup wzgórz z różnymi poziomami zrównań.

Niewątpliwie najstarsze są wzgórza najwyższe (Ariańska Góra i Pagór Janowski), z zachowanymi w stropie osadów sarmackich ławicami i soczewkami piaskowców i zlepow muszlowych. Według M. Turnau-Morawskiej (38), A. Jahn (15) i J. Morawskiego (33) osady te powstały w fazie regresji morza dolnosarmackiego, a obecna powierzchnia szczytowa wspomnianych wzgórz jest w niewielkim stopniu zmienioną powierzchnią sedymentacyjną. Cementacja stropowych partii osadów zachodziła według M. Turnau-Morawskiej (38) i A. Jahn (15) w wysychających jeziorach przybrzeżnych lub zatokach. Obecność bardzo twardych ławic piaskowcowych nie mających charakteru ciągłego musiała w dużym stopniu ukierunkowywać przebieg procesów denudacyjnych, jakim był poddany świeżo wynurzony z morza ląd. W wyniku wypreparowywania ławic twardych piaskowców powstały inicjalne formy wzgórz. Podstawą tych pierwszych wzgórz był tworzący się poziom zrównania o wysokości 250—260 m n.p.m. Poziom ten jest odpowiednikiem wysokiego (I) poziomu wierzchwinowego Wyżyny Lubelskiej. A Jahn (15) szeroko dokumentuje pedyplanacyjny charakter tego poziomu. Tak więc powstałe wówczas pierwsze wzgórza można by określić jako ostańce denudacyjne charakterystyczne dla procesu pedyplanacji. Lokalizacja tych wzgórz została jednak wyznaczona w czasie regresji morza dolnosarmackiego i w okresie diagenety stropowej części osadów. Dolną granicę wieku tych wzgórz wyznacza więc dobrze datowany paleontologicznie strop utworów sarmackich, które reprezentują według K. Kowalewskiego (22) sarmat dolny, natomiast górną granicę wyznacza powstanie zrównania pedyplanacyjnego. A Jahn (15) uważa, że poziom wysoki (I) tworzył się począwszy od sarmatu środkowego, a jego rozwój przerwany został dopiero w wyniku ruchów związanych z fazą rodańską w pliocenie środkowym. Na możliwość innego datowania tego poziomu wskazywali H. Maruszczak i T. Wilgat (29) uważając, że poziom bezpośrednio niższy na Rostoczu powstał w pliocenie dolnym.

Wydaje się, że poziom 250—260 m na obszarze Pagórów Chełmskich mógł stworzyć się w sarmacie środkowym, a także w górnym. Poziom ten ścinał przede wszystkim piaszczyste osady sarmatu i oligocenu, lokalnie jednak na jego powierzchni odsłaniały się już osady kredowe. Procesy erozji, które przerwały rozwój tego poziomu, można powiązać z ruchami fazy attyckiej, jaka miała miejsce na przełomie sarmatu i pliocenu. Po tej

fazie erozji, która doprowadziła do 20—25-metrowego rozcięcia poziomu 250—260 m, nastąpił ponownie okres pedyplanacji, w wyniku którego powstał dobrze wykształcony poziom 225—240 m. Jest on odpowiednikiem średniego (II) poziomu wierzchowinowego na Wyżynie Lubelskiej (15). Poziom ten na obszarze Pagórów Chełmskich nie ma charakteru jednolitej powierzchni zrównania. Jest to raczej szereg powierzchni o podobnych wysokościach, otaczających wzgórze wyspowe o wysokościach 275—280 m oraz 250—260 m. Tak więc te ostatnie nawiązujące swą wysokością do powierzchni zrównania wyższego można określić jako ostańce tego poziomu. Powstały one w wyniku rozwoju poziomu niższego (225—240 m — średniego według A. J a h n a). Ze względu na to, że powstanie poziomu średniego (II) na Wyżynie Lubelskiej jest ostatnio odnoszone do pliocenu dolnego (28), na ten okres należy datować powstanie grupy wzgórz o wysokościach 250—260 m n.p.m.

Cechą charakterystyczną poziomu 225—240 m n.p.m. na obszarze Pagórów Chełmskich jest powszechne odsłonięcie skał kredowych w czasie jego powstawania. Skały kredowe na tym obszarze są wyraźnie zróżnicowane pod względem litologicznym (12, 41). Występują tu dość odporne opoki o szkielecie opalowym oraz wyraźnie mniej odporne i łatwo podlegające krasowieniu wapienie margliste, margle i kreda pisząca. Opoki nie występują na tym obszarze w formie ciągłych ławic, lecz w postaci mniejszych lub większych soczew o grubości nie przekraczającej zasadniczo 40 m. Ich występowanie ograniczone jest zasadniczo do stropowej partii skał kredowych. W warunkach zachodzącej na szeroką skalę pedyplanacji w klimacie suchym czy półsuchym zróżnicowanie litologiczne skał kredowych nie miało większego znaczenia i wszystkie typy skał były stosunkowo łatwo podatne na niszczenie, dzięki czemu mogły się tworzyć dość rozległe powierzchnie zrównań. Wprawdzie P. B i r o t (2) i J. C o r b e l (6) podkreślają, że wapienie w warunkach klimatu suchego i półsuchego są skałami bardzo odpornymi, ale stwierdzenia te odnoszą się do typowych wapieni, od których opoki, margle i kreda pisząca różnią się w sposób zasadniczy.

Zróżnicowanie litologiczne skał kredowych zaczęło natomiast odgrywać istotną rolę w okresie zwilgotnienia klimatu, jakie miało miejsce na przełomie pliocenu dolnego i środkowego (35). Wówczas to w miejscach występowania skał krasowiejących — margli i kredy piszącej — zaczęły się tworzyć liczne formy krasowe (10). Obszary występowania skał miękkich były równocześnie podatne na procesy erozyjne. W wyniku takich procesów w miejscach występowania margli i kredy piszącej powstawały obniżenia, a soczewki opok były wypreparowywane. Tak więc rozpoczęła się kolejna faza tworzenia się wzgórz wyspowych, tym razem jednak uwarunkowanych przede wszystkim litologią skał kredowych.

W okresie górnego pliocenu i najstarszego czwartorzędu dwukrotnie zaistniały jeszcze warunki do powstawania zrównań erozyjno-denudacyjnych (poziom 210—215 m i 195—205 m). Można by je korelować z niskim (III) poziomem wyróżnionym przez A. J a h n a (15). Do powierzchni tych poziomów nawiązują, jak to już podkreślano, również wzgórza wyspowe. Przebieg ich powstawania był zapewne bardzo zbliżony do przebiegu powstawania najwyższych wzgórz zbudowanych wyłącznie ze skał kredowych. Decydującą rolę w powstaniu i rozmieszczeniu tych wzniesień odgrywała litologia skał kredowych. Oczywiście stoki tych wzgórz były kształtowane przez różne procesy, również i pedyplanacyjne. Procesy te miały istotne znaczenie w formowaniu charakteru tych wzgórz, ich dzisiejszego wyglądu, nie były jednak przyczyną ich powstania. Tak więc przyczyn powstawania wzgórz zbudowanych ze skał kredowych należy szukać w warunkach sedymentacji i diagenety tych skał.

Zupełnie odrębnie przedstawia się zagadnienie genezy i wieku wzgórz z miększą pokrywą utworów czwartorzędowych. Interesujący nas teren w okresie zlodowacenia środkowopolskiego znalazł się w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu lądolodu (14, 15). A. J a h n u uważa, że w związku z utrudnionym odpływem wód nastąpiło wysokie zasypanie fluwioglacjalne sięgające do wysokości około 240 m n.p.m. O tak grubej pokrywie fluwioglacjalnej mają świadczyć według tego autora zachowane na szczytach niektórych wzgórz utwory piaszczysto-żwirowe. Pokrywa ta — według niego — w okresach późniejszych uległa intensywnemu rozcięciu, a lokalnie zachowane jej resztki utworzyły izolowane wzgórza.

W świetle nowszych badań nad transgresją i regresją lądolodu środkowopolskiego w pasie wyżyn środkowopolskich (19, 20, 24) i na obszarze niziny Polesia południowego (30), a także w świetle materiałów terenowych autora niniejszego opracowania wydaje się, że niektóre zagadnienia mogą być interpretowane inaczej niż to uczynił A. J a h n (15).

Obecnie przyjmuje się na podstawie rozmieszczenia i wykształcenia osadów, że pokrywa lodowa w czołowej strefie lądolodu środkowopolskiego nie była gruba. W związku z tym kierunki transgresji, a także sposób deglacjacji były silnie uzależnione od lokalnych warunków ukształtowania podłoża (19, 35). Strefy obniżen były najpierw zajmowane przez pokrywę lodową, a miąższość lodu była w ich obrębie znacznie większa niż w strefach wzniesień, które były pokrywane przez lód nieco później (19). Według K. K l i m k a (19) urozmaicone podłoże w sposób wyraźny wpływało na szybkość poszczególnych partii transgredującego lodowca, co w konsekwencji było jedną z przyczyn powstawania szczelin. Te czynniki warunkowały według tego autora sposób deglacjacji na obszarach o urozmaiconej rzeźbie. Podstawowym jej typem była deglacjacja arealna, chociaż lokalnie występowały w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu

środkowopolskiego odcinki, gdzie przeważała deglacjacja frontalna (35). Dla obszarów deglacjacji arealnej — według K. Klimka (19) i S. Z. Rózyckiego (35), a także wielu innych — charakterystyczne są różne formy typu kemowego.

Rzeźba obszaru Pagórów Chełmskich w swych zasadniczych zarysach, jak to już wspomniano powyżej, była gotowa jeszcze przed transgresją zlodowacenia południowopolskiego. Charakteryzowała się ona, podobnie jak i obecnie, występowaniem szeregu różnej wielkości wzgórz i obniżeń mających wyraźne połączenia z sąsiadującymi od wschodu i zachodu rozległymi kotlinami — kotliną Dubienki i Kotliną Dorohucką. Takie ukształtowanie rzeźby warunkowało przebieg transgresji lądolodu i wywarło decydujący wpływ na miąższość pokrywy lodowej, a co za tym idzie wyznaczało sposób deglacjacji — miała tu ona charakter arealny. Na podstawie rozmieszczenia osadów fluwioglacjalnych i morenowych wiązanych ze zlodowaceniem środkowopolskim można sądzić, że centralna część Pagórów Chełmskich (ze wzgórzami: Janowskim, Kadzinkiem, Osowicą i Wronią Górą) nie była pokryta lodem. Lądolód wkraczał niewielkimi jezorami w kotlinę Pawłowa i górnej Uherki oraz pokrywał północną część badanego obszaru.

Warunki do powstawania form kemowych na tym obszarze były wyjątkowo sprzyjające. Urozmaicona rzeźba podłoża starszego warunkowała powstawanie szczelin nad wyniosłościami i w konsekwencji nierównomierne topienie się pokrywy lodowej. Pod tym względem omawiany obszar przypomina bardzo północną część Wyżyny Krakowskiej, gdzie według K. Klimka (9, 20) powstawały jako główne formy związane z lądolodem liczne kemy nałożone na wyniosłości podłoża. Natomiast w przypadku, gdy bryły lodu zalegały kotlinowe obniżenia na stokach wzniesień otaczających kotliny tworzyły się terasy kemowe. M. D. Baraniecka (1) podaje, że według J. Rzechowskiego ten typ form jest charakterystyczny dla strefy granicznej kotliny Dubienki i Pagórów Chełmskich. Również wykształcenie litologiczne utworów budujących wzgórze z pokrywą czwartorzędową wskazuje, że utwory piaszczysto-żwirowe osadzały się w niewielkich, kilkusetmetrowej średnicy przetainach w pokrywie lodowej. M. D. Baraniecka (1) podkreśla, że cechą charakterystyczną osadów budujących formy kemowe jest obecność frakcji grubszych (żwirowych) w spągowych partiach i zmniejszanie się wielkości ziarna ku stropowi. Właśnie takie cechy są typowe dla osadów budujących wzgórze w okolicy Ludwinowa i Lechówki. Charakterystyczna jest również duża zmienność kierunków transportu materiału piaszczysto-żwirowego, co wskazuje na zasypywanie przetain ze wszystkich kierunków.

Tak więc omawiane wzgórze nie są resztkami zwartej pokrywy fluwio-

glacialnej — tak jak to sugerował A. J a h n (15) — rozciętej w okresie późniejszym, lecz są to typowe formy akumulacyjne przekształcone tylko przez późniejsze procesy, głównie związane z klimatem peryglacialnym schyłku zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego. Gdyby — jak to sugeruje A. J a h n — istniała zwarta pokrywa fluwioglacjalna sięgająca do wysokości rzędu 240 m n.p.m., to w strefie kotlin, na stokach licznych wzgórz czy na lokalnych działach wodnych musiałyby się zachować znacznie rozleglejsze powierzchnie zbudowane z utworów o charakterze fluwioglacjalnym. Erozja na obszarze Pagórów Chełmskich nie odgrywała zbyt wielkiej roli, co jest zresztą zjawiskiem typowym dla regionów, gdzie dość intensywnie rozwijają się procesy krasowe.

Tak więc pod względem genetycznym wzgórz z pokrywą czwartorzędową można podzielić na trzy grupy: 1) pagórki czołowo-morenowe (Majdan Stajne, Biedaków, Kol. Rudka; 2) terasy kemowe zewnętrzne według klasyfikacji form kemowych M. D. Baranieckiej (1) — okolica Kamiennej Góry — Ochoży oraz na wschód od Zawadówki; 3) wzgórza kemowe (Lechówka, Ludwinów, Majdan Rybie).

WNIOSKI

Wzgórza wyspowe południowej części Pagórów Chełmskich są zróżnicowane zarówno pod względem genetycznym, jak i wiekowym. Najstarsze z nich powstały w środkowym i górnym sarmacie. Na ich wytworzenie się wyraźny wpływ miały warunki sedymentacji i diagenety stropowych osadów sarmatu dolnego. Kolejna generacja wzgórz utworzona została w pliocenie dolnym. Mają one charakter typowych ostańców, niezależnych od budowy geologicznej, powstałych w warunkach rozwijającego się na szeroką skalę zrównania pedyplanacyjnego. Grupa wzgórz zbudowanych wyłącznie ze skał kredowych powstawała w zmiennych warunkach klimatycznych pliocenu górnego i najniższego czwartorzędu. Było to uwarunkowane litologią skał kredowych. Skałami wzgórzotwórczymi były wyłącznie opoki i opoki margliste posiadające szkielet opalowy. Skały te były wy-preparowywane spośród innych typów skał dzięki temu, że w ogóle nie podlegają procesom krasowym i są wyraźnie odporniejsze na pozostałe procesy denudacyjne w warunkach klimatów wilgotnych.

Urozmaicona rzeźba podłoża starszego była przyczyną powstania kolejnej grupy wzgórz, zbudowanych zasadniczo z utworów czwartorzędowych. Krawędzie i starsze wzgórza wymuszały akumulację utworów morenowych i powstawanie pagórków czołowo-morenowych w czasie transgresji lądolodu środkowopolskiego, a w czasie deglacjacji arealnej wzniesienia podłoża przyczyniły się do powstania form typu kemów.

LITERATURA

1. Baraniecka M. D.: Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji (Classification of Kame Forms in the Light of Types and Dynamic Stage of Deglaciation). *Kwart. Geol.*, t. 13, z. 3, Warszawa 1969, ss. 442—457.
2. Birot P.: *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Centro Estudos Geogr. Lisboa 1949.
3. Bornhardt W.: *Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas*. Berlin 1900.
4. Büdel J.: Die Doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Z. für Geomorph.* 1, Berlin 1957, ss. 201—228.
5. Chałubińska A., Wilgat T.: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. *Przew. V Ogólnopol. Zjazdu PTG*, Lublin 1945, ss. 3—44.
6. Corbel J.: Erosion en terrain calcaire (Vitesse d'érosion et morphologie). *Ann. de Géogr.* t. LXVIII, z. 2, Paris 1959.
7. Cotton C. A.: The Theory of Savanna Planation. *Geography*, t. XLVI, z. 2, London 1961, ss. 89—101.
8. Dresch J.: Pédiments et glacis d'érosion, pédiplaines et inselberges. *L'informat. géogr.* 5, Paris 1957, ss. 183—196.
9. Dylík J.: Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej (Le problème des surfaces d'aplanissement et les lois de développement du relief subaéral). *Czas. Geogr.*, t. XXV, z. 3, Warszawa — Wrocław 1954, ss. 193—227.
10. Harasimiuk M.: Zjawiska krasowe na terenie kamieniołomu Cementowni Rejowiec. *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa 1970, ss. 164—166.
11. Harasimiuk M.: Zarys rzeźby południowej części Pagórów Chełmskich. *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa 1970, ss. 146—148.
12. Harasimiuk M.: Powierzchniowe formy krasowe w południowej części Pagórów Chełmskich (Karst Forms in Southern Part of Chełm Hills — Lublin Upland). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXVI, Lublin 1971.
13. Harasimiuk M., Rutkowski J.: O strukturach deformacyjnych i sedimentacji piasków sarmatu rejonu Chełma (Deformational Structures and Sedimentation of Miocene Sands in the Area of Chełm). *Rocznik PTGeol.*, t. XLII, z. 2—3, Warszawa — Kraków 1972, ss. 271—284.
14. Jahn A.: Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość. *Biul. Inst. Geol.*, nr 66, Warszawa 1952.
15. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Upland). *PAN, Inst. Geogr., Prace Geogr.*, nr 7, Warszawa 1956.
16. Jurkiewicz K.: Mielowaja formacja w Lublińskiej Gubernii. Warszawa 1872.
17. King L. C.: A Theory of Bornhardts. *Geogr. Journal*, vol. CXII, London 1948, ss. 83—87.
18. King L. C.: *The Morphology of the Earth. A Study and Synthesis of World Scenery*. Edinburgh — London 1962.
19. Klimek K.: Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego (Deglaciation of Northern Part of Silesia-Cracow Upland during the Middle-Polish Glaciation). *PAN, Inst. Geogr., Prace Geogr.* 53, Warszawa 1966.
20. Klimek K.: Wpływ rzeźby podłoża lądolodu na wykształcenie i budowę form kemowych w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej (Influence of the

- Relief of the Ice Sheet Substratum upon the Formation and Structure of Kames of Małopolska Upland). *Folia Quaternaria*, t. 30, Kraków 1969, ss. 13—16.
21. Kowalewski K.: O utworach trzeciorzędowych w północnej części Wyżyny Lubelskiej. *Pos. Nauk. PIG*, nr 8, Warszawa.
 22. Kowalewski K.: Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Miocene Stratigraphy of Southern Poland with Special Attention Paid to the Southern Margin of the Święty Krzyż Mountains). *Kwart. Geol.*, t. 2, z. 1, Warszawa 1958, ss. 3—43.
 23. Krisztafowicz N.: Kratkij otczot ob issledowanijach miełowych otłozenij w Lublinskoj i Radomskoj Gubierniach. *Matieriały do geologii Rossii*. t. XVIII, Moskwa 1897.
 24. Lamparski Z.: Wpływ rzeźby podłoża na dynamikę ruchu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Influence of the Morphology of Fundament on the Dynamics of Movement of the Ice Sheet during the Middle-Polish Glaciation in the North-Eastern Part of the Holy Cross Mts). *Rocznik PTGeol.*, t. XLII, z. 1, Kraków 1972, ss. 134—142.
 25. Maruszczak H.: Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części woj. lubelskiego. *Wiad. Inst. Melior. i Użytków Ziel.*, t. 3, Warszawa 1963.
 26. Maruszczak H.: Wycieczka do Pagórów Chełmskich. *Przewodnik VIII Zjazdu PTG*. Lublin 1964, ss. 21—44.
 27. Maruszczak H.: Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu. Typ krasu kredy piszącej (Phénomènes karstiques dans les roches du crétacé supérieur entre la Vistule et le Bug. Type de karst crayeux). *Przegląd Geogr.*, t. XXXVIII, z. 3, Warszawa 1966, ss. 339—370.
 28. Maruszczak H.: Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. *Geomorfologia Polski*, t. I. Warszawa 1972, ss. 340—384.
 29. Maruszczak H., Wilgat T.: Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. X, Lublin 1956, ss. 1—109.
 30. Marynicz A. M.: Osnownyje woprosy morfologii jużnogo Polesia. Report of the VI th Inter. Congress on Quaternary, Łódź 1963, ss. 217—226.
 31. Mojski J. E.: Stratigraphy of Cryoturbate Structures in the Würm Age Deposits in the Southern Part of Dorohucz Basin. *Biul. Perygl.*, nr 10, Łódź 1961.
 32. Mojski J. E.: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski arkusz Pawłów. Warszawa 1968.
 33. Morawski J.: Z zagadnień sedimentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny (On the Tertiary Sedimentation and Relief of the Central and Northern Lublin Palatinate). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XII (1957), Lublin 1959, ss. 67—153.
 34. Passarge S.: *Die Kalahari*. Berlin 1904.
 35. Różycki S. Z.: Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Wyd. II*, Warszawa 1972.
 36. Ruhle E.: Morfologia i geologia wzgórz w dorzeczu górnej Prypeci (Die Anhöhen in dem Gebiete der Oberen Pripet). *Wiad. Służby. Geogr.*, t. VII, z. 4, Warszawa 1933, ss. 362—390.
 37. Tricart J., Cailleux A.: *Introduction à la géomorphologie climatique*. Paris 1955.
 38. Turnau-Morawska M.: Spostrzeżenia dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Remarks Concerning Sedimentation and Diagenesis

- of Sarmatian Deposits on the Lublin Upland). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. VII, Lublin 1950, ss. 135—194.
39. U b e r n a T.: Budowa geologiczna tzw. wału uhruskiego na północ od Chełma. Kwart. Geol., t. VIII, z. 4, Warszawa 1968.
40. Wołosowicz S.: O zlodowaczeniu w dorzeczu Bugu. Spraw. Państw. Inst. Geol., t. 1 (1920—1922), Warszawa 1922.
41. W y r w i c k a K.: Utwory kredowe okolic Chełma. Przewodnik 42 Zjazdu PTGeol., Warszawa 1970.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Dziewiczka Góra od południa. Na pierwszym planie widoczne rozległe zrównanie denudacyjne o wysokości około 212 m n.p.m. (fot. autor).

Fot. 2. Spłaszczenia denudacyjne na południowym stoku Stawskiej Góry (fot. autor).

РЕЗЮМЕ

Хелмские пагуры являются наиболее выдвинутый на СВ район Люблинской возвышенности и характеризуются весьма специфическим комплексом форм рельефа. Именно здесь имеется целый ряд изолированных куполов в виде островных холмов и обширных котловинно-образных понижений. А. Халубиньска и Т. Вильгат (5) предполагают, что причиной создания многих островных холмов в этом районе была дифференцированность литологии меловых горных пород, а также быть может, явление тектонического характера. А. Ян (15) предполагал, что все эти холмы являются типичными денудационными останцами, независимыми от литологии образующих их горных пород. Этот автор, однако, обратил внимание на резкие различия геологического строения холмов, выделяя на основании этого критерия три типа: 1) холмы сложенные из меловых горных пород и покрытые третичными образованиями; 2) холмы сложенные из плейстоценовых отложений; 3) холмы построенные исключительно из меловых горных пород.

В результате проведенных в южной части Хелмских пагуров геоморфологических и геологических исследований, собранные материалы позволили на более точное рассмотрение вопроса генезиса, а также и века многих островных холмов. Исследования позволили дополнить классификацию предложенную А. Яном (15). В исследованном районе констатировано следующие типы холмов: 1) холмы с покровом третичных отложений залегающих на цоколе из меловых горных пород; а) с неразрушенным покровом сарматских песчаников в кровле, б) с частично или полностью разрушенными отложениями сармата; 2) холмы с покровом четвертичных отложений — водноледниковых и моренных залегающих на: а) редуцированной серии сарматских и олигоценовых песков, б) непосредственно на меловых горных породах; 3) холмы построенные исключительно из меловых горных пород.

Абсолютные высоты вершинных поверхностей холмов отчетливо коррелируются с выделенными в этом районе четырьмя уровнями поверхностей выравнивания, которые можно, в общем, сопоставлять с соответствующими уровнями выделенными А. Яном (15) в пределах всей Люблинской возвышенности. Исключением здесь являются лишь холмы покрытые плейстоценовыми отложениями. Однако в этом случае высоты ископаемых дочетвертичных все таки согласуются с высотами уровней поверхностей выравнивания.

Выделенные типы холмов различаются между собой не только геологическим строением, но также и морфологическими чертами. Холмы принадлежащие

к типу 1а — самые высокие в исследованном районе (270—285 м н.у.м.). Они характеризуются плоской вершинной поверхностью, а также наличием на склонах денудационных площадок (рис. 2) высотой 250—260 м н.у.м. и 225—240 м н.у.м. Холмы типа 1б (рис. 3) имеют высоты порядка 250—260 м н.у.м. Они меньше по размерам, их вершинные поверхности занимают лишь несколько гектаров. Холмы этого типа торчат над окружающей поверхностью, которая плавно понижается к котловиннообразным понижениям — от около 240 м до 225 м н.у.м.

Холмы типа 2 имеют очень разные абсолютные высоты (от 207 до 255 м н.у.м.), а также размеры. Вообще холмы построенные из водноледниковых отложений (рис. 5 и 7) более высокие и более массивные по сравнению с холмами сложенными из песков и валунных глин (рис. 6). Насколько холмы построенные из водноледниковых отложений скрывают внутри отчётливые холмы сложенные из более древних горных пород, то остальные обычно связаны с уступами намечающимися в дочетвертичной поверхностям.

Следующую, наиболее численную группу составляют холмы построенные исключительно из меловых горных пород. Общей чертой этих холмов является тот факт, что их высоты не превышают 240—242 м н.у.м. Они всегда имеют куполообразную форму. Эти холмы очень дифференцированные, как в отношении высот (относительных и абсолютных), так и в отношении размеров. Все холмы принадлежащие к этому типу сложения построены полностью или только в их верхней части из горных пород типа опок. Их абсолютные высоты группируются в трёх пределах (195—205 м, 210—215 м и 225—240 м). В группе холмов высотой 225—240 м (рис. 8а, 8в, 9) особенно ярко отмечено влияние литологии меловых горных пород на падение склонов. Более крутые склоны (10° — 12°) сложенные из опок, в то время склоны сложенные из мергеля или из пишущего мела имеют наклоны порядка 6 — 7° . Кроме загибов обусловленных литологией на склонах этих холмов намечаются отчётливые площадки денудационного характера на уровнях 210—215 м и 195—205 м н.у.м. Локально (рис. 9) выступают также площадки либо изменения угла падения обусловленные наличием четвертичных отложений.

Самые низкие холмы (210—215 м и 195—205 м н.у.м.) расположены в основном лишь в северном и западном обрамлениях исследованного района (рис. 1).

У подножья всех типов холмов выступают плоские поверхности, которые напоминают своей высотой поймы речных долин или террасовых площадок. Они сложены из мощных (5—6 м) покровов солифлюкционных отложений (Ю. Э. Мойски 31, 32) или же из меловых горных пород покрытых маломощным (до 2 м), несплошным покровом песчаных и песчанисто-пылеватых отложений. В первом случае упомянутые поверхности можно считать равнинами солифлюкционной аккумуляции, во втором из-за повсеместно выступающие карстовые, ископаемые и наповерхностные формы (Т. Марушак 27, М. Харасимюк 12), можно назвать поверхностями карстовых выравниваний.

Островные холмы южной части Хелмских пагуров различаются как генетически так и по возрасту. Самые древние из них образовались в среднем и верхнем сармате. На их формирование отчётливо влияли условия седиментации и диагенеза кровлевых отложений нижнего сармата.

Вторая группа холмов образовалась в нижнем плиоцене. Эти холмы имеют характер типичных останцов, независимых от геологического строения, созданных в условиях широко развившегося педипланационного выравнивания. Группа холмов сложена исключительно из меловых горных пород и образовалась в изменчивых климатических условиях верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена. Формирование этих холмов было обусловлено литологией меловых гор-

ных пород. Холмообразовательными горными породами являлись исключительно опоки и мергелистые опоки, имеющие опаловый скелет. Эти горные породы выпрепарировались из других типов горных пород благодаря тому, что совсем не подвергались карстовым процессам и они более противостоят остальным денудационным процессам в условиях влажных климатов. Таким образом можно заключить, что образование этой группы холмов было в определенном смысле предрасположенное условиями накопления и диагенеза меловых горных пород.

Совершенно своеобразно состоит вопрос генезиса и возраста холмов с мощным покровом плейстоценовых отложений. Южная часть Хелмских пагуров во время оледенения Рисс нашлась в зоне максимальной фазы материкового льда Уступы и существовавшие холмы вынуждали отлагания моренных образований, способствующие формированию пагуров конечно моренного характера во время трансгрессии ледника, а во время ареальной дегляциации возвышения основания содействовали образованию форм типа кемов.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ФОТОГРАФИЙ

Рис. 1. Южная часть Хелмских пагуров — размещение островных холмов и уровни денудационных выравниваний; 1) северный уступ Грабовецких возвышений, 2) островные холмы, возраст образований слагающих холмы: К — меловые, ОI — олигоценовые, S — сарматские, Q — плейстоценовые, 3) седиментационный уровень сармата, 4) уровень верхнемиоценового выравнивания, 5) уровень нижнеплиоценового выравнивания, 6) и 7) верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные уровни выравнивания.

Рис. 2. Разрез южного склона яновского пагура; 1) меловые горные породы; Олигоцен — 2) глинистые пески, 3) глауконитовые пески, 4) илы, 5) глинистые пески; Сармат — 6) пески, 7) глинистые пески с раковинными конгломератами и песчаниками.

Рис. 3. Разрез через холм Осовица; Мел — 1) мергели, 2) опоки, 3) опоки безкарбонатные; Эоцен — 4) илы; Олигоцен — 5) пески и глинистые пески глауконитовые; Сармат — 6) пески; Плейстоцен — 7) глинистые пески и солифлюкционные глины, 8) водноледниковые пески, 9) валунные глины.

Рис. 4. Разрез через Девичью гору (объяснения как на рис. 3).

Рис. 5. Разрез через холмы в окрестности Лехувки (объяснения как на рис. 3).

Рис. 6. Разрез через холм в кол. Рудка; 1 — меловые горные породы, 2 — валунные пески с эратическими камнями, 3 — пески, 4 — наклон, 5 — валунные глины, 6 — глинистые пески.

Рис. 7. Разрез через холм в окрестности Людвина (объяснения как на рис. 3).

Рис. 8. Разрезы через холмы сложенные из меловых горных пород; а — холм в окрестности Эльжбецина, в — Ставка гора, с — холм в окрестности Теренина, д — холм в окрестности Безка. Мел — 1) пишущий мел, 2) мергели, 3) опоки, Четвертичное время — 4) глинистые пески и солифлюкционные глины, 5) речные пески, 6) торф и органично-минеральные отложения. (1) Места взятия проб меловых горных пород.

Рис. 9. Разрез северо-восточного склона холмов окрестности Охожи (объяснения как на рис. 8).

Фото 1. Девичья гора с юга. На первом плане видны обширные денудационные уровни высотой около 212 м н.у.м. (фото автора).

Фото 2. Денудационные площадки на южном склоне Ставской горы (фото автора).

SUMMARY

The Chełm Hills, which form the utmost north-east region of the Lublin Plateau, are a specific complex of landforms. There occur in this region a number of isolated hills which have the character of inselbergs and also fairly extensive pothole depressions. A. Chałubińska and T. Wilgat (5) proposed a hypothetical explanation of this phenomenon suggesting that the occurrence of numerous hills there might have been caused by lithological differentiation of cretaceous rocks and perhaps also by tectonic phenomena. On the other hand, A. Jahn (15) assumed that all these hills are typical hills independent of the lithology of the deposits of which they are made. However, this author also emphasized the striking differentiation of the geological structure of the hills proposing this as the basis for distinguishing three types: 1) hills built of cretaceous rocks with additional cover of tertiary sediments; 2) hills made of pleistocene deposits; 3) hills made exclusively of cretaceous rocks.

The geomorphological and geological investigations in the southern part of the Chełm Hills resulted in the collection of materials which permit a more precise examination of the problem of the genesis as well as the age of the inselbergs. These investigations have made possible the completing of the classification proposed by A. Jahn (15). It was found that the following types of hills occur in the investigated area:

1. Hills with covers of tertiary sediment each resting on a shelf made of cretaceous rocks:
 - a. with an undamaged layer of sarmatian sandstone with siliceous cement in the ceiling,
 - b. with partly or wholly damaged layers of sarmatian.
2. Hills with covers of quaternary fluvioglacial and morainal deposits resting on:
 - a. a reduced series of sarmatian and oligocene sands,
 - b. directly on cretaceous rocks.
3. Hills built exclusively of cretaceous rocks.

The absolute heights of the summit surfaces of the hills are clearly related to the four levels of planations distinguished in the region. These planation levels can be basically correlated with the corresponding levels distinguished by A. Jahn (15) in the whole area of the Lublin Plateau. The only exception is that of the hills with covers of pleistocene deposits. Yet in this case the heights of the fossil subquaternary surfaces are also analogous to the heights of planation surfaces.

The types of hills distinguished here differ from each other not only in their geological structure but also in their morphological features. Hills belonging to type 1a are the highest in the investigated region (270—285 m a.s.l.). They are generally characterized by a flat summit surface and by the occurrence on their slopes of denudation flattenings (Fig. 2) of the heights of 250—260 m a.s.l. and 225—240 m a.s.l. Hills belonging to type 1b (Fig. 3) reach the height of 250—260 m a.s.l. They are much smaller in size, their summit surface occupies the area of up to several hectares. Hills of this type rise above the surrounding area which slopes mildly down towards hollow depressions of ca 240 m to 225 m a.s.l.

Hills belonging to type 2 have widely varying absolute heights (from 207 to 252 m a.s.l.); they also vary in size. Generally, hills built of fluvioglacial deposits (Figs 5, 7) are taller and more massive than those built of sands and boulder clay (Fig. 6). While hills built of fluvioglacial deposits hide inside themselves clearly outlined hills of older rocks, the others are usually connected with scarps outlined in the subquaternary surface.

The next most numerous group is that of hills built exclusively of cretaceous rocks. These hills have one feature in common: their height does not exceed 240—242 m a.s.l. They always have a dome-like shape. However, they vary greatly in absolute and relative heights as well as in their size. All the hills belonging to this height are built of rock of the opoka type. Their absolute heights are grouped in three divisions: 195—205 m, 210—215 m and 225—240 m. In the group of hills 255—240 m high (Figs 8a, 8b, 9) the influence of the lithology of cretaceous rock on the inclination of the slope is specially visible. Steeper slopes (10° — 12°) are built of opoka, while slopes built of marl or chalk have inclination of 6° — 7° . Beside bends conditioned by lithology on the slopes of these hills there occur distinct flattenings of denudative character on the levels 210—215 m and 195—205 m a.s.l. Locally there occur also flattenings or only breaches in declivity caused by the presence of quaternary deposits.

The lowest hills (210—215 and 195—205 m a.s.l.) occur only in the northern and western border of the investigated region (Fig. 1).

At the bases of hills of all types there occur flat surfaces of heights similar to those of the bottoms of river valleys or else those of terrace surfaces. They are made of thick (5—6 m) solifluction-made deposits or of cretaceous rocks covered by a thin (up to 2 m), interrupted cover of sandy and silty-sandy deposits. In the former case these surfaces may be regarded as solifluction-built plains, and in the latter, because of the common occurrence of karst forms both of surface and of fossil type (H. Maruszczak 27, M. Harasimiuk 12) — as karst planation surfaces.

The inselbergs in the southern part of the Chełm Hills are differentiated both genetically and in age. The oldest of them were formed in the middle and upper Sarmate. Their genesis was clearly affected by the conditions of sedimentation and diagenesis of the ceiling of the lower Sarmatian deposits.

The hills of the next group were formed in the lower Pliocene. These hills have the characteristics typical of residual hills independent of geological structure, formed in the conditions of widely developing pediplanation surface. The group of hills built entirely of cretaceous rocks was formed in the changeable climatic conditions of the upper Pliocene and the lowest Quaternary. The genesis of these hills was conditioned by the lithology of cretaceous rocks. The hill-creating rocks were exclusively those made of opoka and of marly opoka possessing an opal skeleton. These rocks were skeletonized from among other types of rocks only because they were resistant to karst processes and are clearly more resistant to other denudative processes in conditions of humid climates. Thus it is possible to maintain that the formation of this group of hills was in a sense predisposed by the conditions of sedimentation and diagenesis of cretaceous rocks.

The genesis and age of the hills with thick covers of pleistocene deposits present an altogether different problem. In the Riss glacial period the southern part of the Chełm Hills was in the zone of the maximal range of ice sheet. The older scarps and hills forced the accumulation of morainic deposits thus contributing to the formation of hills of end-moraine character during the transgression of ice sheet, and during the aerial deglaciation the rising of the foundation contributed to the making of the forms of the kame type.

EXPLANATIONS TO PHOTOGRAPHS

Phot. 1. Dziewicza Góra — southern view. In the foreground an extensive denudative planation of about 212 m height above sea-level (phot. by author).

Phot. 2. Denudative planation of the southern slope of Stawska Góra (phot. by author).