

Marian HARASIMIUK

**Powierzchniowe formy krasowe
w południowej części Pagórów Chełmskich**

Поверхностные карстовые формы в южной части Хелмского района

Surface Karst Forms in the Southern Part of the Chełm Hills

Na terenie Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola, wchodzącego w skład Polesia, H. Maruszczak (15) wydzielił kilka regionów występowania zjawisk krasowych rozwiniętych na skałach górnokredowych. Ze względu na wyraźne różnice w stosunku do form krasu typowego zespół form krasowych występujących na Lubelszczyźnie został określony przez tego autora jako typ krasu kredy piszącej. Regionem, w którym formy krasowe odgrywają szczególnie dużą rolę w rzeźbie, są Pagóry Chełmskie, najdalej na północo-wschód wysunięta część Wyżyny Lubelskiej. W południowej części Pagórów przeprowadzono w latach 1966—1970 szczegółowe badania zjawisk krasowych. W niniejszej pracy przedstawione zostaną tylko wyniki badań form powierzchniowych. Zagadnienia krasu kopalnego występującego na tym obszarze będą przedmiotem odrębnego opracowania.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Głównym elementem budowy geologicznej badanego terenu, odgrywającym zasadniczą rolę w rozwoju zjawisk krasowych, są skały wieku kredowego o miąższości przekraczającej 500 m (4, 28, 35). Seria osadów kredowych w całości składa się ze skał węglanowych o dość zmiennych właściwościach litologicznych (4, 28). Z punktu widzenia rozwoju zjawisk krasowych najbardziej istotna jest górna część tej serii, należąca w całości do mastrychtu górnego. Miąższość skał tego piętra maleje ku wscho-

dowi i w Chełmie wynosi około 200 m, podczas gdy w okolicy Rejowca — około 270 m (35). Cechą charakterystyczną całego profilu mastrychtu górnego jest spadek zawartości węgla wapnia wraz z głębokością, przy wahaniami dochodzących do 20%. W całym jednak profilu, w wierceniach przebijających mastrycht górny, stwierdzono powyżej 60% zawartości węgla wapnia (35). Wahania o podobnym zakresie występują nie tylko w profilach pionowych, ale także i w kierunku poziomym. Wybrane wyniki analiz składu chemicznego oraz niektórych cech litologicznych próbek zebranych z miejsc występowania zjawisk krasowych ilustrują tab. 1 i 2. Dla porównania określono również skład chemiczny i cechy litologiczne występujących w sąsiedztwie skał niekrasowiejących, budujących wzgórze ostańcowe.

Przy ustalaniu nomenklatury petrograficznej skał badanego terenu napotkano na duże trudności, wynikające z braku ścisłych definicji pozwalających na łatwe wyróżnienie poszczególnych rodzajów skał. Dotychczasowe definicje Z. Sujkowskiego (28), W. Pożaryskiego (23) czy też A. Bolewskiego i M. Turnau-Morawskiej (1) są bądź niezbyt ścisłe, bądź też niepełne. Zwrócił na to uwagę W. C. Kowalski (9), proponując jednocześnie nową terminologię opartą na ustaleniach procentowej zawartości trzech głównych składników tych skał (węglany, wolna krzemionka, substancja ilasta). Wydaje się jednak, że w odniesieniu do skał górnego mastrychtu także tę bardziej precyzyjną i szczegółową klasyfikację należałoby nieco zmodyfikować.

Uwzględniając wymienione klasyfikacje, a także własne wyniki badań nad litologią utworów górnokredowych okolic Rejowca i Chełma, proponuję następujące definicje skał dla terenu omawianego:

1. Opoka — skała wapienno-krzemionkowa ze szkieletem opalowym, nie rozpada się w czasie trawienia 2n HCl.

2. Opoka marglista — skała wapienno-krzemionkowa, rozpadająca się częściowo w wyniku trawienia 2n HCl.

3. Margiel — skała wapienno-krzemionkowo-ilasta posiadająca ponad 20% SiO₂ oraz paruprocentową domieszkę tlenków glinu i żelaza, rozpadająca się całkowicie w 2n HCl.

4. Wapień marglisty — skała wapienno-krzemionkowo-ilasta zawierająca poniżej 20% SiO₂ oraz kilka procent tlenków glinu i żelaza, rozpadająca się całkowicie w 2n HCl.

5. Kreda pisząca — skała węglanowa z domieszką wolnej krzemionki i substancji ilastej nie przekraczającą 10%, rozpadająca się całkowicie w 2n HCl.

Wymienione odmiany skał mają charakter odmian facjalnych. Problem ich klasyfikacji jest bardzo istotny dla naszych rozważań ze względu na dość wyraźne zróżnicowanie rozwoju zjawisk krasowych i charakteru

Tab. 1. Skład chemiczny głównych typów skał górnokredowych
Chemical composition of principal types of Upper Cretaceous rocks

Miejscowość Locality	Typ skały Type of rock	CaCO ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Razem — Total
Lipówki	Margiel — marl	66,97	25,90	0,92	3,10	96,89
Adolfin 1	Margiel — marl	68,27	25,74	1,07	1,67	96,75
Krzywowa	Margiel — marl	69,95	24,10	0,91	3,72	98,68
Rejowiec 2	Margiel — marl	68,31	22,61	0,98	4,74	96,64
Golańb	Margiel — marl	69,20	24,80	0,56	2,97	97,53
Marynin	Margiel — marl	68,30	20,02	0,95	6,72	95,99
Sobowice	Margiel — marl	69,88	19,51	1,79	4,96	96,14
Kol. Rudka	Margiel — marl	67,95	24,72	0,86	3,79	97,32
Julianów	Margiel — marl	67,38	25,30	1,22	2,98	96,88
Bezek	Wapień marglisty Marly limestone	73,35	16,23	0,91	1,82	97,31
Adolfin 2	Wapień marglisty Marly limestone	75,58	16,26	1,29	2,27	95,40
Rejowiec 1	Wapień marglisty Marly limestone	74,27	18,87	1,06	2,85	97,05
Weremowice	Kreda — Chalk	91,85	5,68	0,53	1,02	99,08
Chełm	Kreda — Chalk	90,05	5,05	0,69	2,63	98,42
Kanie	Opoka	55,61	37,23	2,01	1,98	96,83
Nowosiółki	Opoka	57,49	35,82	1,06	3,58	97,95

form w zależności od stosunkowo niewielkich różnic w wykształceniu litologicznym skał.

Wszystkie wymienione odmiany są mało odporne na działanie mechaniczne. Najmniejszą odpornością charakteryzuje się kreda pisząca, której wytrzymałość na ściskanie nie przekracza 60 kg/cm^2 . Wartość ta szybko obniża się wraz ze wzrostem wilgotności, co jest zresztą zjawiskiem typowym dla skał tego typu (3, 10). Stwierdzono również, że kreda może nawet ulegać rozpadowi już w czasie namakania. Przyczyną tego jest bardzo słabe spoiwo ilasto-węglanowe, a także skłonność do zwiększania objętości — w czasie nasycania wodą — w granicach do 14% (3). Dla próbek kredy piszącej z okolic Chełma Lubelskiego stwierdzono, że wzrost objętości waha się w granicach 9—11%. Porowatość kredy piszącej waha się od około 30% do ponad 50%. Jest to przede wszystkim porowatość kapilarna. Badania eksperymentalne (3) wykazały, że charakteryzuje się ona dość wysoką podatnością na rozpuszczanie. Szybkość rozpuszczania kredy przez wodę z pojemnością węglanową 1 mg/l wynosiła w tych eksperymentach 350—750 mg CaCO_3 z 1 m^2 powierzchni wymywanej w okresie doby. Jednak mechaniczne niszczenie powierzchni kredy piszącej jest szybsze od rozpuszczania. W wyniku wietrzenia kredy piszącej powstaje materiał ilasty z niewielką domieszką zaokrąglonych okruchów. Ten typ zwietrzliny jest wyjątkowo podatny na procesy soliflukcji i zmywów powierzchniowych, a jednocześnie słabo przepuszczalny (13). Występowanie typowej kredy piszącej stwierdzono jedynie we wschodniej części badanego obszaru w okolicach Chełma, Weremowic i Krobonoszy.

Wapienie margliste występują w kilku niewielkich obszarach w okolicy Bezka, Adolfinia i na południe od Rejowca Fabrycznego. Jest to skała o wytrzymałości na ściskanie rzędu $100\text{--}130 \text{ kg/cm}^2$. Wśród zbadanych odmian charakteryzuje się ona najniższą porowatością (około 30%) oraz niskim współczynnikiem nasiąkliwości wagowej i objętościowej (tab. 2).

Margle są skałą najbardziej rozpowszechnioną. Wśród nich daje się zauważyć pewne zróżnicowanie odporności na ściskanie. Odmiany bardziej miękkie mają odporność rzędu $80\text{--}100 \text{ kg/cm}^2$, bardziej twarde zaś $100\text{--}120 \text{ kg/cm}^2$, a lokalnie nawet nieco więcej. Porowatość margli jest wysoka i waha się w granicach 42—45%. Zarówno wapienie margliste, jak i margle wykazują niewielką skłonność do pęcznienia przy namakaniu. W przebadanych kilku próbach stwierdzono wzrost objętości o 4—5%. I. M. G o r k o w a (3) podaje, że pęcznienie margli z obszaru Białorusi może dochodzić do 6,3% pierwotnej objętości próbki.

Opoki margliste występują jedynie jako cienkie, soczewkowe prze-warstwienia wśród innych odmian skał, głównie wśród typowych opok. Praktycznie można je odróżnić od opok jedynie na podstawie zachowa-

Tab. 2. Niektóre cechy fizyczne skał górnokredowych
Lithological features of rocks of Upper Cretaceous age

Miejscowość Locality	Ciężar objętościowy Volume weight G/cm ³	Nasiąkliwość wagowa Water absorbtion (weight) %	Porowatość Porosity %
Lipówki	1,48	27,50	45,2
Adolfin 1	1,52	26,73	43,9
Krzywowola	1,55	25,65	42,5
Rejowiec 2	1,48	28,98	44,9
Gołąb	1,50	25,58	44,4
Marynin	1,56	25,20	42,1
Sobowice	1,54	20,44	42,7
Kol. Rudka	1,51	26,63	44,1
Julianów	1,53	25,16	43,0
Bezek	1,88	13,45	30,4
Adolfin 2	1,95	11,11	27,8
Rejowiec 1	1,83	15,86	30,7
Weremowice	1,68	18,89	37,8
Chełm	1,88	13,45	30,4
Kanie	1,61	20,52	40,4
Nowosiółki	1,49	24,79	41,5

nia się w kwasie solnym. W związku z tym, że opoki nie podlegają krasowieniu, nie będziemy ich dokładniej omawiać.

Wszystkie wymienione odmiany skał są silnie i głęboko spękane. Szczególnie sieć spękań przypowierzchniowych jest bardzo gęsta. J. R z e c h o w s k i (25) podaje, że w kamieniołomie w Rejowcu na głębokości 4 m od powierzchni terenu łączna długość szczelin na powierzchni 1 m² może dochodzić nawet do około 80 m. Główne kierunki spękań określają azymuty 40—50° i 280—290°. Podobne wartości podaje również J. R z e c h o w s k i (25, 26) dla kamieniołomu w Rejowcu, a także dla okolic Krępeca, położonych na zachód od doliny Wieprza na Płaskowyżu Świdnickim. Cechą charakterystyczną kierunków spękań jest ich zgodność z kierunkami głównych stref uskokowych w podłożu paleozoicznym (37). Najmniej widoczne spękania, a równocześnie najmniejsze szczeliny, występują w kredzie piszącej.

Poza odsłonięciami sztucznymi skały kredowe nie występują bezpośrednio na powierzchni. Są one przykryte bądź to cienką ilasto-gruzową

pokrywą zwietrzelinową, bardzo często pozbawioną węglanu wapnia w wyniku działania procesów wietrzeniowych, bądź też utworami trzeciorzędowymi czy czwartorzędowymi o różnych cechach litologicznych. Utwory trzeciorzędowe występują prawie wyłącznie w postaci czap na wzgórzach wyspowych i dla rozwoju współczesnych zjawisk krasowych nie mają żadnego znaczenia. Utwory czwartorzędowe natomiast wpływają dość wyraźnie na przebieg krasowienia, a także na charakter form krasowych.

Cały opisywany teren był w strefie maksymalnego zasięgu łądolodu środkowopolskiego (6). Łądolód ten pozostawił utwory morenowe w okolicach Pawłowa, Krzywowoli, na południe od Kolonii Rudka i na południe od Pniówna, a także utwory fluwioglacjalne w okolicach Kamiennej Góry, Krzywowoli, Pawłowa i na północ od Niedziałowic. Miąższość utworów morenowych i fluwioglacjalnych jest bardzo zmienna i miejscami przekracza nawet 10 m. Znacznie powszechniej występują utwory datowane na zlodowacenie bałtyckie. Są to głównie piaski stokowe i gliniasto-piaszczyste lub gliniasto-ilaste pokrywy soliflukcyjne o miąższości około 2,0 m, rzadziej więcej, występujące głównie w dolnych partiach zrównań podstokowych (18). Utwory te zazębiają się z piaskami rzecznyymi budującymi terasę nadzalewową w dolinach rzecznych. Współczesne dna dolin rzecznych wyścielone są osadami holocenijskimi, wykształconymi w postaci namulów mineralno-organicznych i torfów. Miąższość tych utworów jest bardzo zmienna, nie przekracza jednak nigdzie 8 m.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Zachodnia część badanego obszaru należy do dorzecza Wieprza i jest odwadniana przez Mogielnicę, Potok Pawłowski oraz Rejkę. Wszystkie te niewielkie rzeki wypływają z obszarów torfowych. Brak tu wyraźnych źródeł. Jedynie w górnej części doliny Mogielnicy występowało niewielkie źródło o wydajności około 2 l/sek., które zanikło po przeprowadzeniu melioracji. Wszystkie wymienione doliny wykorzystano do budowy licznych stawów, których największy kompleks znajduje się na wschód od wsi Kanie. Przy budowie stawów wykorzystano również szereg wertebów krasowych położonych w sąsiedztwie den dolin rzecznych.

Część wschodnia należy do dorzecza Bugu i jest odwadniana przez Garkę i Uherkę. Rzeki te również wypływają z obszarów torfowych. Jedynie w dolinie Garki występują trzy większe źródła, dla których obszary alimentacyjne stanowią prawdopodobnie pagóry w okolicy Janowa i Ochoży, zbudowane z uszczelinionych opok.

Wody gruntowe mają charakter warstwowo-szczelinowy (11), o zwierciadle nawiązującym do den dolin rzecznych. Zwierciadło to jest zwykle swobodne i tylko lokalnie w okolicy Bezka występuje w skałach kredo-

Tab. 3. Współczynnik przepuszczalności badanych skał górnokredowych obliczony na podstawie pompowań próbnych w studniach wierconych

Filtration coefficient in drilled wells

Miejscowość	Typ skały Rocks type	Współczynnik przepuszczalności Filtration coefficient m sec.
Krasne	margle — marls	$0,5 \times 10^{-5}$
Wólka Kańska	margle — marls	$1,0 \times 10^{-5}$
Rejowiec	margle — marls	$0,7 \times 10^{-5}$
Rejowiec	wapienie margliste marl limestones	$1,0 \times 10^{-5}$
Kamionka	wapienie margliste marl limestones	$1,5 \times 10^{-5}$
Krupe	kreda — chalk	$0,2 \times 10^{-5}$
Chełm	kreda — chalk	$0,3 \times 10^{-5}$
Deputycze	kreda — chalk	$0,3 \times 10^{-5}$

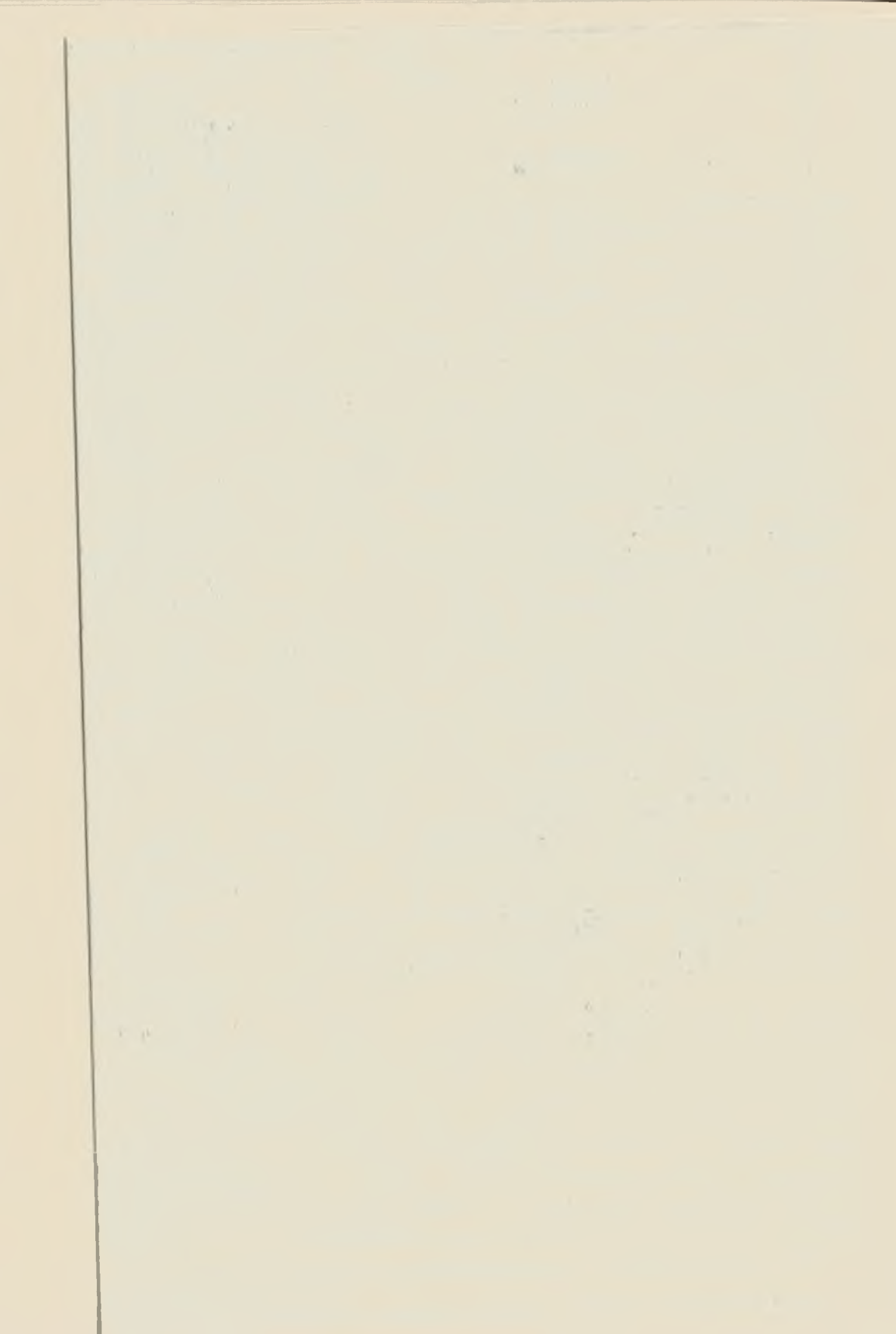
wych wody lekko napięte. Współczynnik przepuszczalności jest raczej niewielki i waha się w granicach $0,2-1,5 \times 10^{-5}$ m/sek. Wielkości współczynnika przepuszczalności, obliczone na podstawie próbnych pompowań z wierconych ujęć wody, przedstawia tab. 3. Można zauważyć, iż współczynnik ten jest 3—5 razy mniejszy dla kredy piszącej niż dla margli czy wapieni marglistych. Wynika to ze słabszego uszczelinienia kredy piszącej, a także ze skłonności tej skały do pęcznienia. Przytoczone współczynniki przepuszczalności odnoszą się oczywiście do całego masywu skalnego w poziomie zwierciadła wody gruntowej. W celu stwierdzenia, jaka jest przepuszczalność skały nie spękanej w strefie przypowierzchniowej, wykonano pomiary przepuszczalności próbki kredy piszącej z kamieniołomu w Chełmie Lubelskim z głębokości około 4 m. Przepuszczalność na powietrze dla próby powietrznie suchej wyniosła $2,0 \times 10^{-8}$ m/sek., a dla wody $1,2 \times 10^{-12}$ m/sek. Można więc przyjąć, że nie spękana kreda pisząca praktycznie biorąc jest nieprzepuszczalna.

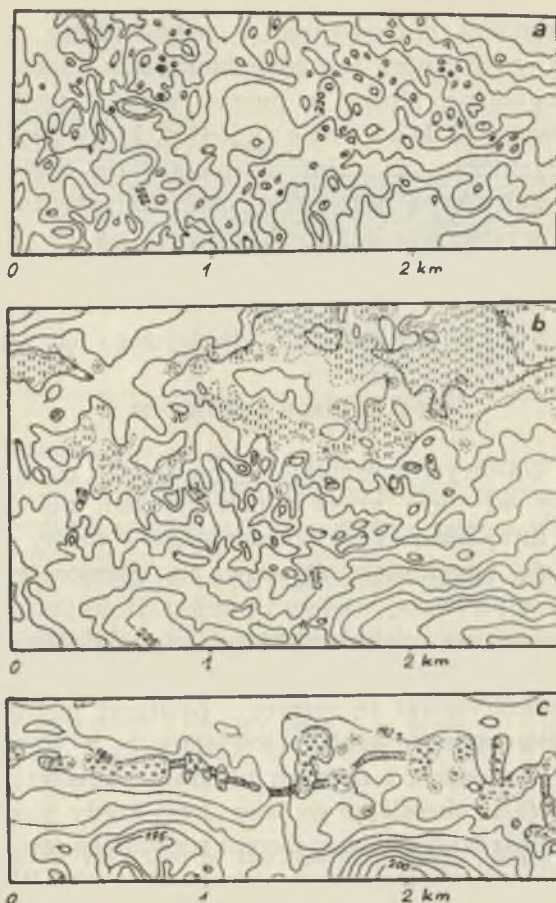
ZARYS GEOMORFOLOGICZNY

Pagóry Chełmskie stanowią najdalej na północo-wschód wysuniętą część Wyżyny Lubelskiej. Występują tu obok siebie zarówno elementy rzeźby wyżynnej, jak i charakterystycznej dla obszaru nizin poleskich (14, 34). W południowej części Pagóry graniczą na wschodzie z Obniżeniem Dubienki, a na zachodzie z Obniżeniem Dorohuckim. Obniżenia te powstały w strefach wychodni miękkich margli i kredy piszącej, w związku z czym w ich obrębie dominują równiny denudacyjno-krasowe, przechodzące w częściach środkowych w rozległe powierzchnie akumulacyjne związane z dolinami Wieprza i Bugu (14).

Pagóry Chełmskie charakteryzują się specyficznym zespołem form rzeźby, uzależnionym przede wszystkim od właściwości litologicznych podłoża kredowego (14). Głównymi elementami rzeźby są tu wzgórza ostańcowe różnej wielkości, uwarunkowane przeważnie występowaniem opok i opok marglistych (5), oraz obniżenia o charakterze kotlin z licznymi formami krasowymi, powstałe w strefach występowania skał bardziej miękkich, głównie margli i kredy piszącej (15). Ze względu na różnice w budowie geologicznej i pewne cechy morfologiczne wzgórza podzielono na trzy grupy (5, 6). Najwyższe i najmasywniejsze są wzgórza z pokrywą osadów trzeciorzędowych leżących na cokole zbudowanym z opok. Ten typ wzgórz reprezentują wzniesienia na południe od Hruszowa i w okolicy Janowa i Zawadówki. Niższe o około 20 m są wzgórza z pokrywą osadów czwartorzędowych (fluwioglacjalnych i morenowych), występujące w okolicy Krzywowoli, Rejowca, Lechówki czy też Ochoży. Trzeci typ wzgórz stanowią formy zbudowane wyłącznie ze skał kredowych, charakteryzujące się kopulastymi kształtami. Wielkość tych ostatnich wzgórz oraz ich wysokość względna i bezwzględna są bardzo różne w zależności od składu chemicznego i właściwości litologicznych skał budujących. Ogólnie biorąc, są to skały typu opoki ze szkieletem opalowym. Występuje jednak silne zróżnicowanie zawartości opalu, stanowiącego element „utwardzający” opoki, a więc i różnicujący odporność skały na czynniki denudacyjne.

Obok wzniesień wyspowych głównym elementem rzeźby są obniżenia o charakterze kotlin. Największą i najwyraźniejszą formą tego typu jest Kotlina Pawłowa o średnicy około 8 km. Odwadniana jest ona przez niewielki potok należący do dorzecza Wieprza. W części południowo-wschodniej łączy się ona z wydłużoną w kierunku równoleżnikowym kotliną górnej Rejki (ryc. 1). Mniejsze są kotliny należące do dorzecza Bugu, a więc górnej Garki i górnej Uherki. W okolicach Stawu i Mogielnicy występują inne dość rozległe obniżenia łączące się z sąsiednimi regionami wchodzącymi już w skład Polesia (34). Centralne części kotlin to zupełnie





Ryc. 2. Przykłady rzeźby krasowej w południowej części Pagórów Chełmskich (cięcie poziomicowe co 2,5 m); a — fragment środkowej części zrównania podstokowego w okolicy Bezka, b — formy krasowe zatopiane przez transgredujące osady torfowe w południowo-zachodniej części kotliny Uherki, c — dolina krasowa w okolicy wsi Kanie, 1 — rowy odwadniające, 2 — powierzchnie akumulacji organogenicznej

An example of karst sculpture in the northern part of the Chełm Hills (contour lines every 2.5 m); a — a fragment of the central part of underslope planation in the Bezek region, b — karst forms submerged by the transgression of peat deposits in the south-west part of the Uherka valley, c — a karst valley in the Kanie village region, 1 — drainage ditches, 2 — organogenetic accumulation surfaces

płaskie powierzchnie akumulacji utworów organicznych i organiczno-mineralnych. Ponad nimi w dorzeczu Wieprza ciągną się listwy terasy nawiązującej swą wysokością do poligenicznej terasy nadzalewowej Wieprza (6). Natomiast w dolinach należących do dorzecza Bugu terasa ta nie zaznacza się w sposób wyraźny. Niewielkie jej fragmenty stwierdzono jedynie w okolicy Weremowic, gdzie wznosi się ona ponad dno doliny Uherki na wysokość około 5 m. Przeważnie jednak powierzchnie akumulacji orga-

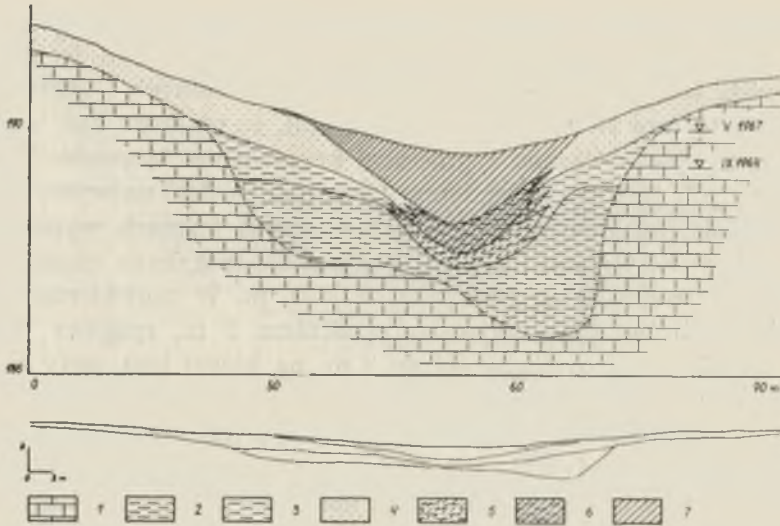
nogenicznej przechodzą bezpośrednio w powierzchnie zrównań podstokowych. Granica między nimi jest niejednokrotnie bardzo trudna do wyznaczenia i nieregularna. Można tu mówić raczej o strefie przejściowej. Zwrócił na to uwagę H. Maruszcza k (15), który podkreślił, że holocenijskie osady organiczno-mineralne zatapiają dolne części zrównań podstokowych (ryc. 2b). Cechą najbardziej charakterystyczną tych zrównań jest powszechne występowanie form krasowych na ich powierzchni (ryc. 2a). Zrównania te H. Maruszcza k (15) określił wręcz jako „pedymenty krasowe”, słusznie podkreślając, że zjawiska krasowe odegrały jedną z głównych ról w kształtowaniu dzisiejszego ich wyglądu.

OPIS FORM KRASOWYCH

Rejestr form krasowych powstających na skałach górnokredowych jest znacznie uboższy od form krasu typowego, tzn. pełnego (2). Przede wszystkim brak tutaj form krasu podziemnego, a formy powierzchniowe charakteryzują się łagodnością zarysów. Na różnice te zwrócił uwagę T. Wilg at (33) w pierwszej większej publikacji dotyczącej zjawisk krasowych powstających na miękkich skałach górnokredowych na obszarze Lubelszczyzny. Zagadnieniem tym zajął się szerzej H. Maruszcza k (15), który usystematyzował te różnice i powiązał je przede wszystkim z charakterem litologicznym skał krasowiejących. W oparciu o dane dotyczące zjawisk krasowych z różnych regionów Lubelszczyzny wyróżnił on odrębny typ krasu, określając go jako „kras kredy piszącej” ze względu na to, że w najbardziej typowej formie rozwinięty jest on w obszarach rozprzestrzenienia tej odmiany skał górnokredowych. Według H. Maruszcza k (15) ten typ krasu charakteryzuje występowanie następujących form: wertebów, uwałów, dolin krasowych, kotlin, zrównań krasowych i jezior krasowych.

Formy krasowe występujące na terenie Pagórów Chełmskich rozwijają się pod cienką pokrywą zwietrzelinową lub też reprezentują kras reprodukowany w pokrywie osadów niekrasowiejących, głównie piaszczystych i piaszczysto-gliniastych. Rozwój form krasowych następuje na drodze korozji chemicznej, zachodzącej na powierzchni skał krasowiejących. Nie stwierdzono występowania form podziemnych ani też form zapadliskowych.

Badaniami terenowymi objęto około 470 km², z czego około 25% wyróżnia się występowaniem powierzchniowych form krasowych (ryc. 1). Podstawową, najczęściej spotykaną formą są werteby. Są to zagłębienia o kształcie kolistym lub owalnym, o średnicach od parudziesięciu do około 200 m i głębokościach dochodzących maksymalnie do 15 m. Nachylenia zboczy tych zagłębień są na ogół niewielkie — w terenach objętych upra-



Ryc. 3. Przekrój przez miseczkowate zagłębienie krasowe w okolicy Krowicy; 1 — margle, 2 — ły zielonkawe, wapniste, 3 — ły szare, 4 — piaski, 5 — torf mszysty zailony, 6 — torf turzycowy, silnie zanieczyszczony utworami mineralnymi, 7 — torf turzycowy, 8 — położenie zwierciadła wody gruntowej

A section through the dish-shaped karst basin in the Krowica region; 1 — marl, 2 — green clays calcareous, 3 — grey clays, 4 — sands, 5 — clayey peat moss, 6 — carex peat; strongly contaminated by mineral deposits, 7 — carex peat, 8 — the position of the ground water level

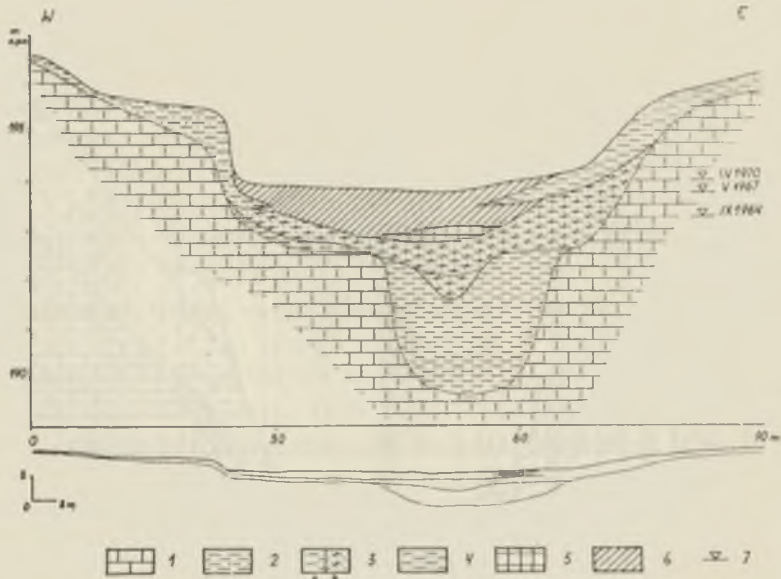
wą mniejsze (5° — 10°) niż w zalesionych, gdzie mogą one dochodzić do 15° . Wartości te są zbliżone do podanych przez A. Kęsika (7) dla Kotliny Chodelskiej i przez J. Rzechowskiego (26) dla okolic Krępcza.

Kształty i wymiary wertebów na badanym obszarze są dość wyraźnie zróżnicowane. Można zauważyć, że po pierwsze cechy morfologiczne i charakter utworów akumulowanych w dnach wertebów zmieniają się w zależności od położenia morfologicznego, a po drugie formy powstałe na kredzie piszącej mają łagodniejsze zarysy i mniejsze głębokości od tych, które rozwinęły się na wapieniach marglistych. Występowanie pokrywy utworów czwartorzędowych o miąższości ponad 2 m również wpływa na kształt form. Wertebry reprodukowane w takich pokrywach mają łagodniejsze kształty. Poza tym w obszarach z pokrywą czwartorzędową ilość wertebów na jednostkę powierzchni jest mniejsza.

W strefie przejściowej między zrównaniami podstokowymi a powierzchniami dennymi kotlin występują przede wszystkim wertebry płaskodenne, które H. Maruszczak (15) określił jako talerzykowate. Płaskie dno posiadają również głębsze wertebry położone w środkowych i górnych partiach zrównań podstokowych, ale występują one jednak dość rzadko.

Jak wynika z licznych wierceń wykonanych w dnach wertebów, w większości przypadków przyczyną płaskości dna takich form jest akumulacja, przede wszystkim utworów organiczno-mineralnych i organicznych. Potwierdza to tezę H. Maruszczyka (15), że płaskość dna wertebów tego typu nie jest związana z procesem krasowienia. Miąższość utworów wypełniających jest bardzo zmienna i może dochodzić najwyżej do 8 m. Takie wartości zanotowano tylko w nielicznych formach wypełnionych prawie całkowicie torfami i gytiami. Najczęściej spotykana miąższość osadów dennych waha się w granicach do 4—5 m. W zagłębieniach, gdzie miąższość utworów wypełniających przekracza 5 m, spągowe warstwy tworzy zwykle gytia o miąższości do 3 m, na której leżą torfy turzycowo-mszyste lub zielne przechodzące ku górze w torfy turzycowe niskie (ryc. 8). W zagłębieniach z osadami wypełniającymi o miąższości 4—5 m gytia występuje sporadycznie, a jej miąższość nie przekracza na ogół 1 m. W takich formach na gytii bądź też na materiale piaszczysto-ilastym leżą torfy trzcinowe, przechodzące ku górze w torfy zielne, turzycowo-trzcinowe, a lokalnie nawet w torfy drzewno-trzcinowe. Cechą charakterystyczną warstw stropowych w tej grupie zagłębień jest wyraźne wzbogacenie w substancje mineralne, co wiąże się niewątpliwie ze sztucznym lub naturalnym włączaniem wertebów do odpływu powierzchniowego. W trzeciej grupie zagłębień o miąższości osadów nie przekraczającej 3 m stwierdzono największe zróżnicowanie rodzaju torfów. W spągu najczęściej występują torfy trzcinowo-turzycowe lub drzewno-trzcinowe, rzadziej mszyste. Strop serii torfowej tworzą w tej grupie torfy turzycowe. Cały profil osadów organicznych wykazuje tu silne zanieczyszczenie substancjami mineralnymi, które mogą występować wśród torfów nie tylko w postaci rozproszonej, ale także jako przewarstwienia czy też soczewki.

Płaskość dna wertebów sporadycznie może być uwarunkowana również rozwojem bocznym wertebu, tak jak to sugerował T. Wilgat (33) dla okolic Cycowa. Przykładem takiego wertebu jest forma z okolicy Anusina, położona w dolnej części zrównania podstokowego (ryc. 4). Mamy tu do czynienia niewątpliwie z dwoma fazami rozwoju. W pierwszej powstał werteb miseczkowaty, który został częściowo wypełniony zielonkawym łem z okruchami margla. Ił ten zawiera około 40% węgla wapnia, co świadczy o tym, iż powstał on w wyniku wietrzenia mechanicznego powierzchni margli. Jednorodność tego materiału wydaje się dowodzić szybkiego wypełniania formy. W drugiej fazie nastąpiło ograniczenie rozwoju pionowego formy na rzecz bocznego, skierowanego przede wszystkim w stronę zachodnią. Tak powstało skalne dno, na którym osadzały się początkowo ily lekko piaszczyste z niewielką domieszką substancji organicznej, przechodzące ku górze w torfy trzcinowo-turzycowe,

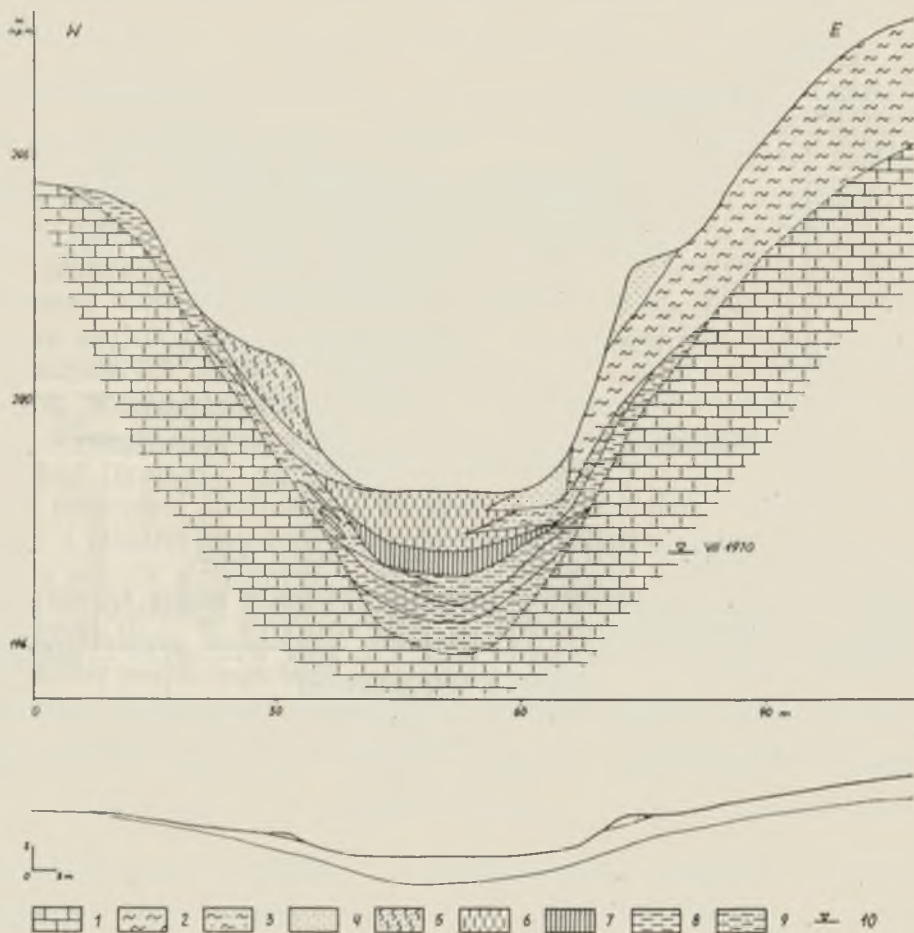


Ryc. 4. Przekrój przez talerzykowane zagłębienie krasowe w okolicy Anusina; 1 — margle, 2 — ily zielonkawe, wapniste, 3a — ily piaszczyste, 3b — ily piaszczyste z częściami organicznymi, 4 — piaski ilaste, 5 — gytja, 6 — torf, 7 — położenie zwierciadła wody gruntowej

A section through the plate shaped karst basin in the Anusin region; 1 — marl, 2 — green clays calcareous, 3a — sandy clays, 3b — sandy clays with organical elements, 4 — sands clayey, 5 — gyttja, 6 — peat, 7 — the position of the ground water level

następnie w mszyste i mszysto-turzycowe. Zmienność rodzaju torfów w profilu o miąższości zaledwie 1 m świadczy o zmieniających się dosyć często warunkach hydrologicznych. Obecnie, w związku z podniesieniem się w ciągu 6 lat poziomu wody gruntowej o około 1 m, na dno wertebu ponownie wkraczają trzciny i turzycy. Wydaje się, że druga faza rozwoju wertebu i jego wypełnianie mogło następować w warunkach stosunkowo niewielkich wahań dość wysoko położonego zwierciadła wody gruntowej.

Zjawisko rozwoju współczesnych form krasowych, nawiązujących do form kopalnych (ryc. 4), nie jest odosobnione. W czasie wierceń wielokrotnie stwierdzano w sąsiedztwie form powierzchniowych istnienie form kopalnych. Zwraca uwagę fakt, iż zagłębienia kopalne są na ogół nieco mniejszych wymiarów przy zbliżonych głębokościach. W grupie wertebów płaskodennych, talerzykowatych sporadycznie występują formy o dnie utworzonym w wyniku akumulacji utworów mineralnych. Przykładem takiego wertebu jest forma położona w środkowej części zrównania podstokowego w okolicy Bezka (ryc. 5), o głębokości około 10 m i średnicy



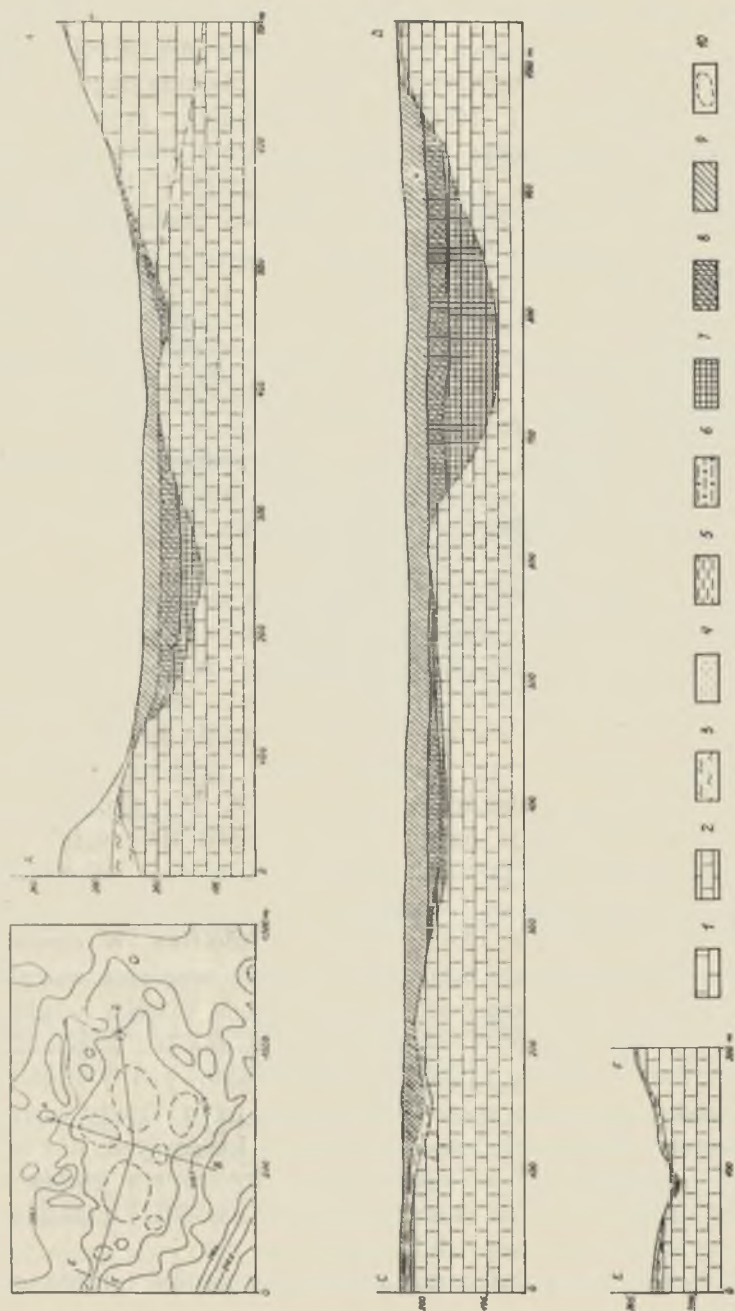
Ryc. 5. Przekrój przez talerzykowane zagłębienie krasowe w okolicy Bezka; 1 — margle, 2 — gliny, 3 — gliny piaszczyste, 4 — piaski, 5 — pyły piaszczyste, 6 — namuły pylaste, 7 — utwór organiczno-mineralny, 8 — ily szarzielonkawe z okruciami margla, 9 — ily piaszczyste z okruciami margla, 10 — położenie zwierciadła wody gruntowej

A section through the plate-shaped karst basin in the Bezek region; 1 — marl, 2 — loams, 3 — sandy clays, 4 — sands, 5 — sandy silts, 6 — silty aggradation, 7 — organic-mineral formations, 8 — grey-green clays with chippings of marl, 9 — sandy clays with marl chippings, 10 — the position of the ground water level

około 100 m. Miąższość utworów wypełniających dochodzi w centralnej jej części do 3 m. Przeważają tu zdecydowanie utwory ilasto-piaszczyste pochodzące ze zboczy wertebu. Jedynie na głębokości 1 m występuje soczewka utworów mineralno-organicznych, świadcząca o okresowym pod-

niesieniu się zwierciadła wody gruntowej. W tej formie wyjątkowo wyraźne są deformacje pierwotnego kształtu spowodowane działalnością człowieka. Spłaszczenia na zboczach formy, znajdującej się na polu uprawnym, powstały w wyniku akumulacji materiału piaszczystego i piaszczysto-pylastego, związanej z różnym użytkowaniem poszczególnych części zbocza. Górna część zbocza jest systematycznie orana, co ułatwia zmywanie i spelzwanie w dół materiału piaszczystego i piaszczysto-pylastego. Materiał ten zatrzymywany jest częściowo przez gęste zarośla krzewiaste i trawy w środkowej części zbocza. Obecność gęstej pokrywy roślinnej także w dolnej części zbocza przyczynia się do stabilizacji jej kształtu. Powstające w ten sposób spłaszczenia w środkowej części zboczy są dość powszechne w głębszych wertebach i pozornie mogłyby wskazywać na dwufazowość rozwoju tych form. Jednolite nachylenie powierzchni skał krasowiejących na zboczach świadczy jednak o tym, że mamy tu do czynienia z przeobrażeniami wtórnymi, nie związanymi ze zmianą tempa krasowienia. Podobne przeobrażenia form krasowych pod wpływem gospodarki człowieka obserwował K. S z c z e p a n e k (30) w okolicy Staszowa.

Przeważającym typem wertebów występujących na powierzchni zrównań podstokowych są formy określane przez H. M a r u s z c z a k a (15) jako miseczkowate. Są to zakłębienia bez wyraźnego dna bądź też z dnem wklęsłym. Zbocza takich zagłębień mają nachylenia rzędu paru stopni i przechodzą w górnej części bez wyraźnego załamania spadku w garby oddzielające poszczególne formy. Gęstość takich miseczkowatych zakłębień jest w niektórych obszarach bardzo duża. Dla okolic Krępca J. R z e c h o w s k i (26) podaje nawet wartość rzędu 100 zagłębień na 1 km². W okolicy Gołębia, na południo-zachód od Rejowca Fabrycznego, na powierzchni 1,5 km² naliczono 120 zagłębień. Duża gęstość takich form została stwierdzona również w okolicy Bezka i Adolfinia. W obszarach tych w podłożu występują dość twarde margle lub wapienie margliste. Natomiast wtedy gdy skałą krasowiejącą jest kreda piszcząca względnie miękkie margle, gęstość zagłębień wyraźnie maleje. Jak już wspomniano, również występowanie pokryw utworów czwartorzędowych o miąższości ponad 2 m powoduje wyraźne zmniejszenie ilości form. Osady czwartorzędowe o mniejszej miąższości, leżące na skałach kredowych, nie wpływają w sposób widoczny ani na kształt form, ani na ich gęstość. Na dnach zagłębień miseczkowatych akumulowane są materiały piaszczysto-gliniaste w przypadku form reprodukowanych w pokrywie czwartorzędowej bądź też ilaste w przypadku form rozwijających się tylko pod pokrywą zwietrzelinową na skałach kredowych. Miąższość utworów zalegających w dnach wertebów miseczkowatych jest na ogół niewielka — rzadko przekracza 1,5 m. Większość zagłębień tego typu jest czynna, na



Ryc. 6. Przekroje przez zagłębienie krasowe typu uwału w okolicy Julianowa; 1 — opoki, 2 — margle, 3 — gliny, 4 — piaski, 5 — ility ciemnoszare, 6 — ilasto-gruzowa zwietrzelina opok, 7 — gytia, 8 — torf turzycowo-miszysty, 9 — torf turzycowy, 10 — zarys wertebów pod pokrywą torfów (poziomica 200 m)

A section through the karst basin of the uvala type in the Julianow region; 1 — opokas, 2 — marl, 3 — loams, 4 — sands, 5 — dark grey clays, 6 — clayey debris weathering cover of opokas, 7 — gyttja, 8 — carex-moss peat, 9 — moss peat, 10 — outline of sink holes under the peat cover (contour line 200 m)

co wskazuje chłonięcie wody nawet w czasie większych ulew czy roztopów wiosennych. Zagłębienia, których dna znalazły się w strefie wahań zwierciadła wód gruntowych, nie rozwijają się już dalej w głąb. Stagnowanie wody na dnie nawet przez okres paru miesięcy powoduje zanik chłonności szczelin i szybkie wkraczanie roślinności hygrofilnej. W późniejszym okresie nawet w przypadku obniżenia się zwierciadła wód gruntowych zagłębienia takie w dość dużym stopniu uniezależniają się pod względem hydrologicznym, utrzymując w okresach wilgotniejszych (wiosna, późna jesień) wodę, a w okresach suchszych — wilgoć. Następuje wtedy faza akumulacji materiału organiczno-mineralnego i przechodzenie zagłębienia typu miseczkowatego w zagłębienie talerzykowate. W latach 1964—1969 zaobserwowano podniesienie się zwierciadła wody gruntowej średnio o około 1 m, co spowodowało zalanie całego szeregu zagłębień w dolnych partiach zrównań podstokowych. W niektórych z takich zalanych zagłębień — położonych na polach uprawnych w okolicach wsi Kanie, Marynin i Zawadówka — stwierdzono w tym okresie akumulację materiałów mineralno-organicznych o miąższości od 5 do 8 cm, a więc średnio rocznie około 1 cm.

Werteby w terenach leśnych mają nieco innych charakter niż opisane powyżej. Ich kształty pozwalają zaliczyć je do grupy określonej przez H. Maruszcza (15) jako lejkowate. Te różnice w kształcie wynikają jedynie z braku działalności człowieka, przekształcającej pierwotny ich wygląd. Pokrycie roślinnością zboczy takich form powoduje, że ilość materiału akumulowanego w dnach jest znikoma.

Na spłaszczeniach w obrębie stoków, a nawet na powierzchniach szczytowych wzgórz w okolicy Terenina, Anusina, Ochoży i Chojna występują płaskie i dość rozległe zakłębienia (ryc. 1). Ich obecność uwarunkowana jest występowaniem soczewek opok marglistych i margli wśród opok. Rozwój pionowy i poziomy tych form ograniczony jest litologią. Są to zagłębienia zawsze suche. W ich dnach występuje na ogół cienka pokrywa gruzowo-gliniasta. Na występowanie takich form w okolicach Nierdzwicy na Płaskowyżu Bełżyckim zwrócił uwagę H. Maruszcza (15).

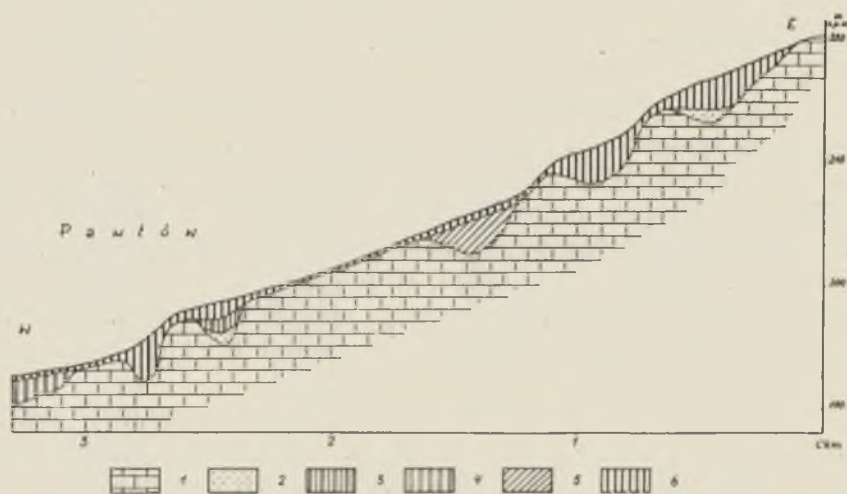
Przy analizie rozmieszczenia przestrzennego wertebów daje się zauważyć w niektórych obszarach wyraźne ukierunkowanie. Werteby rozwijają się niekiedy wzdłuż linii o kierunkach zbliżonych do kierunków głównych spękań skał górnokredowych. Taką zależność stwierdził już A. Kęsik (7) na obszarze Kotliny Chodelskiej i J. Rzechowski (26) na obszarze Płaskowyżu Świdnickiego.

W wyniku obniżania się garbów oddzielających wertebów położone w pobliżu powstają nieregularne formy złożone, określone przez H. Maruszcza (15) jako uwały. Jeżeli proces taki przebiega w środkowych lub górnych partiach zrównań podstokowych, uwały mają dno nie

wyrównane. Można wówczas stwierdzić, ile vertebów złożyło się na powstanie uwału. Zupełnie inny wygląd mają uwały w dolnych partiach zrównań. Akumulacja materiałów organiczno-mineralnych powoduje płaskość ich dna, a o złożoności formy świadczy bardzo nieregularny zarys brzegów. Tego typu formy mają wymiary dochodzące do 2 km i najczęściej są już włączone do systemu odwodnienia powierzchniowego. Takie otwarte uwały występują na południo-wschód od Zawadówki, na zachód od Rejowca, w okolicach Weremowic i Julianowa. O ich krasowej genezie świadczą wyniki wierceń, wykazujących istnienie nierówności stropu skał górnokredowych. W wyniku licznych wierceń w jednej z takich form w okolicy Julianowa (ryc. 6) stwierdzono, że składa się ona z 7 vertebów o średnicach od kilkudziesięciu do około 200 m. Dna tych vertebów położone są na wysokościach bezwzględnych 194 m, 196 m, 198 m, a garby oddzielające poszczególne formy osiągają wysokość 200,5 m. Strop kredy w dolince odwadniającej to zagłębienie położony jest na wysokości 201,4 m, co dowodzi tego, że cała złożona forma była pierwotnie bezodpływowa. Wykonane profile geologiczne pozwalają na odtworzenie przebiegu procesu zatapiania poszczególnych vertebów. Dno najgłębszego z nich znajduje się ponad 7 m poniżej dzisiejszej powierzchni. Przez dość długi okres czasu tworzył on jeziorko, jak o tym świadczy obecność gytii glonowo-wapiennej o miąższości około 4 m pod warstwą torfową (ryc. 6 i 8). W wyniku stałego podnoszenie się poziomu wody gruntowej zalane zostały również dwa sąsiednie verteby. Początkowo w nich także osadzała się gytia glonowo-wapienna. Po spłyceń zbiorników zaistniały warunki dogodne dla wkroczenia mchów brunatnych, a następnie turzyc. W tym okresie w wyniku narastania torfów następowało łączenie poszczególnych vertebów przez zatapianie oddzielających je garbów. W miarę narastania osadów torfowych turzycy wyparły mchy i strop serii torfowej tworzy już tylko torf turzycowy z niewielką domieszką trzciny. Cała ta złożona forma została włączona do odpływu powierzchniowego stosunkowo niedawno, ponieważ w obniżeniu łączącym ją z doliną Mogielnicy stwierdzono, że miąższość osadów nie przekracza 1 m.

Doliny krasowe są to również formy złożone, powstające w wyniku rozwoju vertebów położonych na jednej linii (ryc. 2c). Powstaje w ten sposób podłużne obniżenie z nierównym dnem. Charakterystyczne, że na badanym terenie nigdzie nie stwierdzono łączenia się linijnie ułożonych vertebów przez obniżanie dzielących je garbów. Wynika to prawdopodobnie z szybszego rozwoju vertebów w głąb niż cofania się ich zboczy. Łączenie się vertebów przebiega natomiast w sposób podobny, jak to stwierdzono w uvali koło Julianowa (ryc. 6), tzn. przez zatapianie oddzielających garbów. W pierwszej fazie wypełniane są najniżej położone verteby. W miarę podnoszenia się poziomu wody gruntowej i narastania

substancji organicznej i organiczno-mineralnej zatapiane są kolejne garby oddzielające poszczególne werteby, a powstająca dolina krasowa stopniowo włączana jest do odwodnienia powierzchniowego. Jak wykazały wiercenia przeprowadzone w górnych partiach dolin, w większości z nich podłoże kredowe jest bardzo nierówne. Występują tu liczne przegłębienia i werteby kopalne. Cechą charakterystyczną tych dolin są załamania spadku w miejscach, w których pod cienkimi namułami torfiastymi znajdują się garby oddzielające poszczególne werteby od siebie (ryc. 7). Mamy więc tutaj do czynienia z bardzo oryginalną formą rozwoju dolin. Wydłużanie się bowiem niektórych dolin rzecznych następuje nie na skutek erozji wstecznej w obszarze źródliskowym, a w następstwie transgresji torfów i materiałów mineralno-organicznych zatapiających werteby krasowe coraz wyżej położone w obrębie zrównań podstokowych.



Ryc. 7. Profil podłużny i przekrój geologiczny górnej części doliny potoku na wschód od Pawłowa; 1 — margle, 2 — piaski, 3 — torf drzewno-trzciniowy, 4 — torf trzciniowy, 5 — torf turzycowy, 6 — torfy silnie zamulone

Longitude profile and geological section of the upper part of the stream east of Pawłów; 1 — marl, 2 — sands, 3 — wood-phragmites peat, 4 — phragmites peat, 5 — carex peat, 6 — strong mud peat

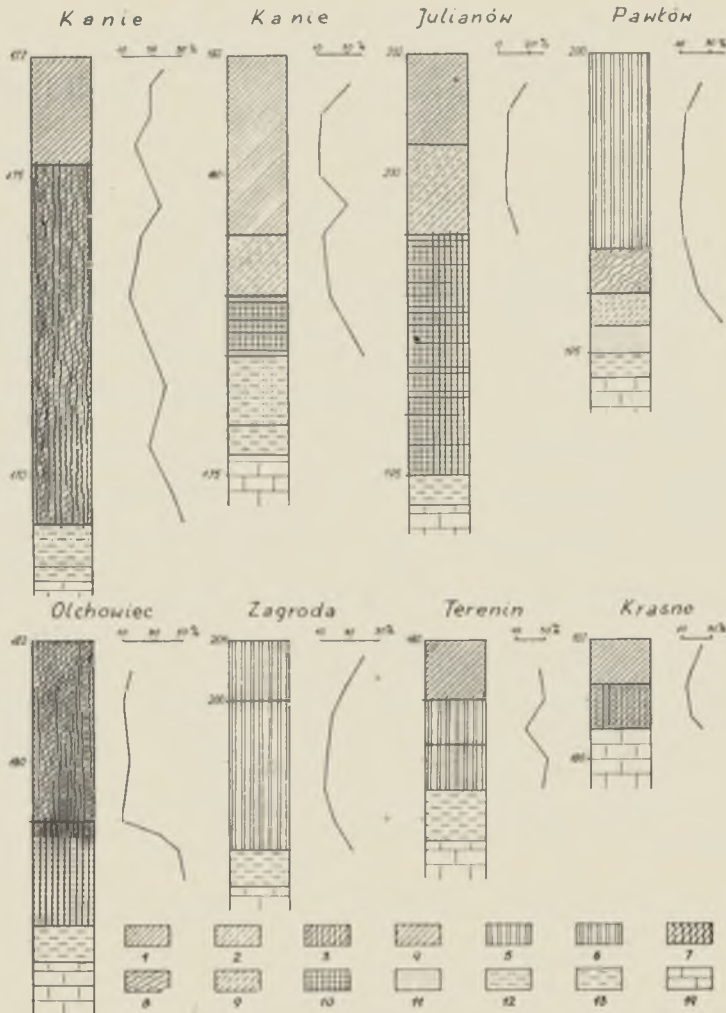
Powstanie wszystkich opisanych form jest genetycznie związane z procesami krasowymi, są więc one w dosłownym sensie formami krasowymi. Inne procesy, takie jak soliflukcja, zmywy powierzchniowe, erozja i akumulacja, brały udział jedynie w przekształcaniu powstających form. Natomiast w przypadku pozostałych form zaliczonych przez H. Maruszczaka (15) do zespołu form krasowych w skałach górnokredowych, a więc zrównań krasowych i kotlin, udział innych — niekraso-

wych procesów w ich powstaniu jest wyraźny. Są to typowe formy poligeniczne, jednak z wyraźną dominantą czynnika krasowego. Odtworzenie faz rozwoju tych form jest możliwe jedynie poprzez badanie krasu kopalnego, dlatego też zostaną one szerzej opisane w odrębnej pracy.

WARUNKI ROZWOJU ZJAWISK KRASOWYCH W MARGLACH I KREDZIE PISZĄCEJ

Zagadnienie warunków rozwoju zjawisk krasowych w miękkich i porowatych skałach górnokredowych w polskiej literaturze było poruszone przez T. Wilgata (33), J. Rzechowskiego (26) i A. Kęsika (7) oraz szerzej w syntezującym opracowaniu H. Maruszczyka (15). Zagadnieniem tym zajmowali się także od dawna Rosjanie, którzy opublikowali w ostatnich latach szereg prac dotyczących krasu na podobnych skałach z obszaru europejskiej części ZSRR. Na uwagę zasługują tu syntezujące prace D. S. Sokółowa (27), N. W. Rodionowa (24), F. N. Milkowa (17), M. A. Zubaszczuki (36) i G. A. Maksymowicza (12). Bardzo interesujących danych dla określenia warunków rozwoju zjawisk krasowych w skałach kredowych dostarcza praca I. M. Gorkowej i innych (3), dotycząca litologii kredy piszącej i utworów kredopodobnych. Znacznie mniej uwagi poświęcono temu zagadnieniu w literaturze zachodnioeuropejskiej, mimo iż tego typu skały zajmują pokaźne obszary we Francji, Anglii i Belgii. W pracach dotyczących Europy Zachodniej zagadnienie warunków rozwoju zjawisk krasowych w miękkich i porowatych skałach górnokredowych poruszał J. Cvijič (2), a ostatnio F. M. Sweeting (29).

W krasie pełnym, typowym jednym z ważnych czynników kontrolujących przebieg krasowienia są warunki klimatyczne (1, 8). Wszyscy autorzy zajmujący się problematyką rozwoju krasu w skałach typu kredy piszącej zwracają natomiast uwagę na decydującą rolę czynnika litologicznego. Najważniejsze wydaje się tu zróżnicowanie składu chemicznego. Nawet stosunkowo niewielkie różnice w chemizmie skał powodują wyraźne zmiany w podatności na krasowienie oraz w tempie rozwoju procesów przeobrażających formy krasowe. Na obszarze występowania typowej kredy piszącej ilość i rozmiary form krasowych w badanym regionie są wyraźnie mniejsze, mimo iż jest to skała zawierająca najwięcej CaCO_3 . Jak już wspomniano, podlega ona jednak jednocześnie najłatwiej wietrzeniu mechanicznemu, co nie sprzyja zachowaniu form. Skałami, w których stwierdzono występowanie na badanym obszarze form najgłębszych i najlepiej zachowanych, są wapienie margliste i twardsze odmiany margli. Mimo wyraźnie mniejszej zawartości węglanu wapnia, z czym wiąże się ich mniejsza podatność na krasowienie, zwiększona odporność na wietrzenie mechaniczne — uwarunkowana wyższą zawartością



Ryc. 8. Wybrane profile osadów organicznych i organiczno-mineralnych wypełniających zagłębienia krasowe oraz wykresy popielności torfów; 1 — torf turzycowy, 2 — torf turzycowo-mszysty, 3 — torf drzewno-turzycowy, 4 — torf turzycowy zamulony, 5 — torf trzcinowy, 6 — torf trzcinowy zamulony, 7 — torf zielny, 8 — torf sfałgowy, 9 — torf mszysty, 10 — gytia glonowo-wapienna, 11 — piaski, 12 — ily piaszczyste, 13 — ily, 14 — margle

Chosen profiles of organical and organical-mineral deposits filling the karst basin and the peat ash content graph; 1 — carex peat, 2 — carex-moss peat, 3 — wood-carex peat, 4 — carex peat-muddy, 5 — phragmites peat, 6 — phragmites peat-muddy, 7 — grass-bog peat, 8 — sphagnum peat, 9 — moss peat, 10 — algal calcacerous gyttja, 11 — sands, 12 — sandy clays, 13 — clays, 14 — marls

SiO₂ — powoduje, że wytworzone w nich formy są bardziej wyraziste. Pod tym względem nasz region różni się od regionów krasowych w ska-

łach kredowych Europy Wschodniej, gdzie najlepiej rozwinięte formy związane są z najbardziej czystymi i uszczelinionymi odmianami kredy (12). W stosunku do innych obszarów krasowych w skałach typu kredy piszącej na badanym terenie występuje większe zróżnicowanie właściwości litologicznych. Poważny jest tu udział skał niekrasowiejących (opoki), co powoduje wzbogacenie krajobrazu o elementy rzeźby nie związane bezpośrednio z krasem, takie jak wzgórza ostańcowe.

Mięszczość skał podlegających procesom krasowym jest bardzo duża, a mimo to pionowy zasięg krasowienia jest niewielki. Wynika to z tego, że rozwój form krasowych następuje zasadniczo tylko w strefie aeracji. Jak już wspomniano, ogromna większość powierzchniowych form krasowych badanego obszaru grupuje się w obrębie kotlinowych obniżen i niewysoko położonych ponad dnami dolin zrównań podstokowych. W związku z tym miąższość strefy aeracji jest niewielka i zasadniczo nie przekracza 20 m. Drugim czynnikiem ograniczającym pionowy zasięg krasowienia jest niezwykle wolna infiltracja wód opadowych w głąb skały, uwarunkowana jej właściwościami. Powoduje to nasycanie się infiltrujących wód w strefie przypowierzchniowej i obniżanie agresywności w poziomie zwierciadła wody gruntowej. Jednocześnie gęsta sieć bardzo wąskich szczelin powoduje rozproszenie infiltrującej wody i uniemożliwia powstawanie skoncentrowanych przepływów wód gruntowych, powodujących tworzenie się większych próżni w masywie skalnym. Niskie współczynniki przepuszczalności świadczą o bardzo powolnym ruchu wód gruntowych, co również nie sprzyja powstawaniu form podziemnych. Na obszarach występowania kredy piszącej, gdzie szczeliny zwierają się przy nawilgoceniu, a powierzchnię skały otula ilasta zwietrzelina, powstawanie form powierzchniowych jest utrudnione ze względu na obniżenie ilości wody infiltrującej przez skałę.

Można zauważyć również pewne zróżnicowanie regionalne w typach form krasowych występujących w różnych obszarach zalegania skał kredowych. Zarówno w Europie Zachodniej, jak i Wschodniej zespół form krasowych jest bogatszy niż w okolicy Rejowca i Chełma. Występują tam niewielkie jaskinie, a także wertebry zapadliskowe (2, 12, 17, 24), których nie stwierdzono w badanym terenie. Na fakt ów zwrócił uwagę H. M a r u s z c z a k (15) podkreślając, że występowanie form podziemnych w skałach typu kredy piszącej w Europie Wschodniej można wiązać z ich małą miąższością oraz obecnością przewarstwień piaszczystych i gliniastych. Przewarstwienia te powodują powstawanie specyficznych warunków hydrogeologicznych. Może tu zachodzić również wiązanie się procesu rozpuszczania wapieni z mechanicznym wymywaniem przewarstwień piaszczystych czy piaszczysto-gliniastych (12). Istotna może być także obecność wyraźniejszych a rzadszych szczelin sprzyjających koncentracji

wód (12, 36). Dużą rolę mogą odgrywać także warunki geomorfologiczne, a przede wszystkim głębsze rozcięcie dolinami obszarów zbudowanych ze skał krasowiejących. Na terenie Pagórów Chełmskich natomiast obszary zbudowane ze skał krasowiejących położone są głównie w strefach obniżeń.

WIEK POWIERZCHNIOWYCH FORM KRASOWYCH

Brak jest bezpośrednich danych umożliwiających określenie wieku form krasowych na omawianym obszarze. T. Wilgat (33, 34) przyjmuje, że na Polesiu Lubelskim rozwój form powierzchniowych nastąpił po zlodowaceniu środkowopolskim, a ożywienie krasowienia miało miejsce na początku holocenu w związku z zanikiem wiecznej zmarzliny. J. Rzechowski (26) na podstawie przesłanek geologicznych uważa, że na Płaskowyżu Świdnickim rozwój form krasowych został zapoczątkowany po zlodowaceniu środkowopolskim, a wyraźne ożywienie tempa krasowienia związane było z fazą erozji w dolinach rzecznych w interstadiale Alleröd. Pewne ożywienie rozwoju form krasowych autor ten wiąże również z działalnością człowieka. S. Nakoneczny (20) przyjmuje, że główna faza rozwoju masy krasowej dzisiejszego torfowiska Dubeczno, położonego na północ od Pagórów Chełmskich, miała miejsce w ostatnim interglacjale w związku z fazą silnej erozji w dolinach rzecznych. Tak więc wszyscy wspomniani autorzy przyjmują, że początek rozwoju dzisiejszych form powierzchniowych miał miejsce po ustąpieniu lądolodu środkowopolskiego. W świetle nowszych danych wydaje się jednak, że pogląd ten należy nieco zmodyfikować.

Wiek zjawisk krasowych w omawianym regionie można rozpatrywać w nawiązaniu do pokryw akumulacji rzecznej i soliflukcyjnej w związku z tym, że duża część zagłębień jest reprodukowana w utworach tego typu, a także do faz erozji w dolinach rzecznych w związku ze wspomnianą wyraźną zależnością rozwoju form krasowych od położenia zwierciadła wody gruntowej. Istotnym zagadnieniem jest również określenie początku i przebiegu sedymentacji utworów organicznych i organiczno-mineralnych, wypełniających zagłębienia krasowe położone w niższych partiach zrównań podstokowych.

Jak już wspomniano, w kotlinach, szczególnie tych związanych z dorzeczem Wieprza, powszechne jest występowanie piasków rzecznych i rzeczno-jeziernych odpowiadających utworom budującym stropową część nadzalewowej terasy Wieprza. Problem wieku akumulacji tych osadów był ujmowany różnie. A. Jahn (6) uważał, że terasa ta była nadbudowywana aż do schyłku ostatniego glacjału i rozcięta na przełomie glacjału i holocenu. H. Maruszczak (16) natomiast na podstawie now-

szych materiałów jest zdania, że maksimum zasypania miało miejsce w okresie pleniglacjału A. Potem nastąpiła faza erozji, która trwała z krótkimi przerwami aż do schyłku interstadiału Alleröd, kiedy to dno doliny Wieprza osiągnęło poziom o około 10 m niższy od obecnego.

Powszechnie występujące na powierzchni zrównań podstokowych piaski i piaski pylaste datowane były przez J. E. Mojskiego (18) na schyłek ostatniego glacjału. Ich akumulacja według tego autora zakończyła się w młodszym dryasie osadzeniem pokrywy około metrowej miąższości, lokalnie wchodzącej na utwory rzeczne. W świetle danych przedstawionych wyżej oraz danych J. E. Mojskiego i J. Rzechowskiego (19) wydaje się konieczne przyjęcie wniosku, że formy krasowe powstałe w interglacjale eemskim i w pierwszych fazach glacjału północnopolskiego zostały wypełnione różnorodnym materiałem w okresie maksimum zasypania. Wobec tego początek rozwoju dzisiejszych krasowych form powierzchniowych należałoby powiązać z początkiem głównej fazy erozji w dolinach rzecznych. Najdogodniejsze warunki ich rozwoju panowały zapewne w Allerödzie w związku z najniżej położonym zwierciadłem wód gruntowych. W młodszym dryasie, w związku z uruchomieniem pokryw stokowych (19), niewielkie formy krasowe położone w wyższych partiach zrównań podstokowych zostały wypełnione, a w większych i położonych niżej osadzały się w dnach utwory ilaste i piaszczysto-ilaste o niewielkiej miąższości. Utwory te podścielają na ogół serię osadów organicznych i mineralno-organicznych. Jak już wspomniano, w formach najgłębszych spąg owej serii stanowi gytia lub silnie zagytyiony torf. Świadczy to o istnieniu w tych zagłębieniach jeziorek. W licznych torfowiskach krasowych na obszarze Polesia i Wołynia sedimentacja utworów organicznych rozpoczęła się w młodszym dryasie (31, 32). W okresie tym według S. Tołpy (31) i W. Tymrakiewicza (32) osadziła się seria gytii i torfów o miąższości średnio około 1,5 m. Podobną miąższość osadów organogenicznych dla tego okresu stwierdził również K. Szczepanek (30) w zagłębieniach krasowych w okolicy Staszowa na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Okresy preborealny i borealny zaznaczyły się bardzo niewielką akumulacją — nie przekraczającą 1 m — utworów organicznych (30, 31, 32). Tak więc wydaje się, że pierwszą fazę wypełniania zagłębień krasowych w omawianym obszarze należy wiązać ze schyłkiem zlodowacenia i dwoma pierwszymi fazami holocenu. Okres atlantycki był okresem powszechnej akumulacji torfów zarówno w dolinach rzecznych (21), jak i w zagłębieniach krasowych na Polesiu i Wołyniu (31, 32) oraz w okolicy Staszowa (30). Jak wynika z cytowanych prac, miąższość torfów osadzonych w owym okresie jest zmienna i może dochodzić nawet do 5 m. W świetle tych danych można przyjąć, że okres atlantycki był głównym okresem wypełniania niżej położonych zagłębień krasowych. Roz-

poczęło się również wtedy, na skutek narastania torfów, łączenie poszczególnych wertebów i powstawanie uwałów, a także włączanie do odwodnienia powierzchniowego niżej położonych części dolin krasowych.

Głównymi gatunkami torfów zalegających na gytii są torfy mszyste, mszysto-turzycowe oraz zielne, świadczące o dość stabilnych warunkach wodnych panujących w okresie ich sedymentacji. Podobne następstwo osadów stwierdzone zostało również w torfowiskach rejonu jezior Uściwierz w południo-zachodniej części Polesia Lubelskiego (22).

Od schyłku okresu atlantyckiego aż po okres subatlantycki zaznaczyło się powszechnie ożywienie procesów krasowych (26, 30, 31, 32). Fakt ten wiązany jest bądź ze zmianami klimatycznymi (30), bądź też z wpływem gospodarki człowieka (26). Prawdopodobnie obydwa te czynniki przyczyniły się do krótkotrwałej fazy erozji w dolinach rzecznych w okresie subborealnym i do obniżenia poziomu wód gruntowych, co było bezpośrednim impulsem ożywienia się procesów krasowych. Okres subborealny charakteryzował się również wyraźnym zmniejszeniem tempa przyrostu torfów zarówno w stosunku do okresu atlantyckiego, jak i subatlantyckiego (30, 31, 32). Z tym właśnie okresem należałoby chyba wiązać powstanie dość licznych płytkich zagłębień, w których miąższość utworów wypełniających nie przekracza 3 m. Pośrednich danych do datowania osadów wypełniających tę grupę form krasowych dostarczają znaleziska archeologiczne. Na północo-wschód od wsi Kanie występują częściowo zatopione przez torfy resztki wałów rozległego grodziska datowanego na VII—VIII w n.e. Fundamenty wałów znajdują się obecnie na głębokości około 2,0 m od powierzchni terenu. W zagłębieniach krasowych położonych w pobliżu grodziska stwierdzono na głębokości 2,5 m nagły wzrost popielności torfów o ponad 10% (ryc. 8). Zjawisko to należałoby powiązać z wylesianiem terenu w okresie początków osadnictwa. Wyraźny wzrost popielności w stropowych częściach profili torfowych obserwował również K. S z c z e p a n e k (30). Autor ów stwierdził wraz ze wzrostem popielności torfów wyraźny spadek udziału pyłków drzew, który powiązał z okresem wycinania lasów przez człowieka. Jak już wspomniano, cechą charakteryzującą torfy wypełniające zagłębienia najpłytsze jest duża zmienność gatunków. Wydaje się, że jest to także wynik działalności człowieka, który przez swą gospodarkę zmieniał w wielu wypadkach naturalne warunki hydrologiczne określające typ rozwijającego się torfowiska.

WNIOSKI

1. Wszystkie zbadane formy reprezentują kras powierzchniowy rozwijający się przez korozję porowatych i silnie spękanych skał górnokredowych, zalegających bądź to pod cienką pokrywą zwietrzelinową, bądź

też pod pokrywą osadów czwartorzędowych. Formy krasowe występują głównie w obrębie zrównań podstokowych i powierzchni dennych kotlin.

2. Podstawowym typem form są wertebry. Pozostałe formy, takie jak uwały i doliny krasowe, powstają w wyniku ich łączenia się. Proces ten zachodzi przede wszystkim w następstwie zatapiania garbów oddzielających wertebry przez narastające torfy. Zróznicowanie kształtu wertebów jest głównie wynikiem procesów przeobrażających ich pierwotny wygląd — akumulacji utworów organicznych w dnach oraz splukiwania i spelzwywania osadów ze zboczy.

3. Zróznicowanie litologiczne skał kredowych ma wyraźny wpływ na gęstość i wymiary form krasowych. Najbardziej wyraziste formy powstają na wapieniach marglistych i twardszych odmianach margli. W kredzie piszącej zaś — ze względu na jej właściwości, głównie pęcznienie przy nawilgacaniu, znikomą przepuszczalność i małą odporność na wietrzenie mechaniczne — ilość powstających form jest mniejsza, a ich kształty łagodniejsze.

4. Główna faza rozwoju form krasowych miała miejsce u schyłku zlodowacenia bałtyckiego, w szczególności w interstadiale Alleröd i była związana z fazą erozji w dolinach rzecznych. Pewne ożywienie procesów krasowych wystąpiło również w okresie subborealnym.

5. Kras regionu Pagórów Chełmskich różni się dość wyraźnie od krasu Europy Wschodniej i Zachodniej, rozwijającego się na podobnych litologicznie i wiekowo skałach. Różnice te polegają przede wszystkim na braku w tym regionie form krasu podziemnego, wertebów zapadliskowych, wywierzysek, ponorów. Na zagadnienie to zwrócił uwagę już wcześniej H. M a r u s z c z a k (15).

Na zakończenie pragnę wyrazić podziękowanie Prof. dr. M. Kamięnskiemu za umożliwienie wykonania analiz właściwości litologicznych skał w laboratoriach Zakładu Złóż Surowców Skalnych AGH, doc. dr. J. Rutkowskiemu za dyskusję na temat litologii skał kredowych oraz doc. dr. K. Karczmarzowi za dyskusję i uwagi dotyczące zagadnień związanych z sedymentacją torfów.

LITERATURA

1. Bolewski T., Turnau - Morawska M.: Petrografia. Warszawa 1963.
2. Cvijič J.: La géographie des terrains calcaires. Beograd 1960.
3. Gorkowa I. M. i in.: Priroda procznosti i deformacyonnyje osobienosti miela i niekotorych miełopodobnyh porod (Character of Strength and Deformational Features of Chalk and Similar Rocks). Trudy Labor. Hidrogeol. Prob. im. F. P. Sawarenskogo, 44, Moskwa 1962.
4. Harapcińska - Depciuch M.: Wyniki wiercenia w Chełmie. Kreda — badania petrograficzne (Results Obtained in Bore-hole Chełm — Lublin Upland).

- Biuletyn IG, 165, Warszawa 1960, ss. 119—121.
5. H a r a s i m i u k M.: Zarys rzeźby południowej części Pagórów Chełmskich (The Relief of Southern Part of Chełm Hills). Przewodnik XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Warszawa 1970, ss. 146—148.
 6. J a h n A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). PAN IG, Prace Geogr., 7, Warszawa 1956.
 7. K ę s i k A.: Kras okolic Radlina (Karst Phenomena in the Environs of Radlin). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVIII (1963), Lublin 1965, ss. 157—168.
 8. K l i m a s z e w s k i M.: Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej (Moderne views on the development of the karstic relief). Przegl. Geogr., 30, 1958, ss. 421—438.
 9. K o w a l s k i W. C.: Wytrzymałość na ściskanie budowlanych skał senońskich przelomowego odcinka Wisły środkowej na tle ich litologii. Uniwersytet Warszawski, Biuletyn Geol. 1, cz. 2, Warszawa 1961, ss. 3—113.
 10. K o w a l s k i W. C.: Wytrzymałość skał w strefie powietrzno-suchej, strefie kapilarnego podniesienia i w strefie nasycenia wodą (The Strength of Rocks in the Air Dry Zone, in the Zone of the Capillary Rise and in the Zone of Water Saturation). Przegl. Geol., 19, 1971, ss. 462—463.
 11. K r a j e w s k i S.: Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej (Character of Ground Water Paths in Fissure Formations of the Upper Cretaceous Lublin Upland). Przegl. Geol., 18, 1970, ss. 367—370.
 12. M a k s y m o w i c z G. A.: Osnovy karstowiedzenia (Fundamentals of Karstology). T. II. Perm 1969.
 13. M a r u s z c z a k H.: Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części województwa lubelskiego. Wiadomości Inst. Melior. i Użytk. Zielonych, 3, Warszawa 1963, ss. 19—44.
 14. M a r u s z c z a k H. i in.: Wycieczka do Pagórów Chełmskich. Przewodnik wycieczkowy VIII Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Lublin 1964, ss. 21—44.
 15. M a r u s z c z a k H.: Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu — typ krasu kredy pizzącej (Phénomènes karstiques dans les roches du crétacé supérieur entre la Vistule et le Bug — Type de karst crayeux). Przegl. Geogr. 38, 1966, ss. 339—370.
 16. M a r u s z c z a k H.: Przebieg zjawisk w strefie peryglacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce (The Course of Phenomena in the Periglacial Zone During the Last Glaciation). PAN, IG, Prace Geogr., 74, 1968, ss. 157—200.
 17. M i l k o w F. N.: Miergielnyj i młelowyj karst sriednie-russkoj wozwyszenosti (Marl and Chalk Karst of the Russian Plain). Typy Karsta w SSSR, Moskwa 1965, ss. 22—26.
 18. M o j s k i J. E.: Stratigraphy of Cryoturbate Structures in the Wurm Age Deposits in the Southern Part of the Dorohucz Basin (Lublin Upland). Biul. Perygl., 10, Łódź 1961, ss. 235—256.
 19. M o j s k i J. E., R z e c h o w s k i J.: Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim (The Pleistocene from the Vicinity of Podgłębokie in the Lublin Polesie). Biuletyn IG, 220, Warszawa 1969, ss. 13—50.
 20. N a k o n i e c z n y S.: Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno (The Karst Relief of Dubeczno Peat Substratum). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVIII (1963), Lublin 1965, ss. 141—156.

21. Nakonieczny S.: Holocena morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. Lublin 1967.
22. Okruszko H., Churski T., Karpińska J.: Torfowiska i gytiowiska w rejonie jezior krasowych Uściwierz na pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Peat and Gytija Bogs in the Region of Karst Lake System of Uściwierz on Łęczyńsko-Włodawskie Lakeland). Zeszyty Probl. Post. Nauk Roln., 107, Warszawa 1971, ss. 121—165.
23. Pożaryski W.: Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost, and Kraśnik — Central Poland). Biuletyn IG, 46, Warszawa 1948, ss. 3—140.
24. Rodionow N. W.: Karst europejskiej cząści SSSR, Urala i Kawkaza (Karst of European Part of Soviet Union, Ural, and Kaukaz Mountains). Trudy Wsiesojuznogo Nauczno-Issled. Inst. Hidrogeo i Inż. Geol., 13, Moskwa 1963, ss. 3—163.
25. Rzechowski J.: Kopalne formy krasowe z kamieniołomu w Rejowcu (Fossil Karst Forms from Rejowiec Quarry). Kwartalnik Geol., 6, 1962, ss. 109—123.
26. Rzechowski J.: Kras w okolicy Krępeca koło Lublina (Les formations du karst environs de Krępiec près de Lublin). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVII (1962), Lublin 1964, ss. 187—200.
27. Sokołow D. S.: Osnownyje usłowija razwitija karsta. Biull. Mosk. Obszcz. Isp. Prirody, otd. geol., 26, 2, Moskwa 1951, ss. 25—49.
28. Sujkowski Z.: Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski (Etude pétrographique du Crétacé de Pologne la serie de Lublin et sa comparision avec la craie blanche). Sprawozdania PIG, 6, Warszawa 1931, ss. 485—628.
29. Sweeting M. M.: Recent Developments and Techniques in the Study of Karst Landforms in the British Isles. Geographia Polonica, 18, Warszawa 1970, ss. 227—242.
30. Szczepanek K.: Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych (The Staszów Karst in the Light of Paleobotanical Studies (South Poland)). Acta Palaeobotanica, 12, z. 2, Kraków 1971, ss. 63—140.
31. Tołpa S.: Krasowe torfowiska koło Różany na Polesiu (Karst Moore bei Różany in Polesie). Acta Soc. Bot. Pol., 9, Warszawa 1932, ss. 289—316.
32. Tymrakiewicz W.: Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia (Stratigraphie der Karst Moore aus Sud Polesie und Nord Wolhynien). Kosmos, ser. A, 60, Lwów 1935, ss. 173—251.
33. Wilgat T.: Kras okolic Cycowa (Karst in the Surrounding of Cyców). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. IV (1949), Lublin 1950, ss. 229—256.
34. Wilgat T.: Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. Polesie Lubelskie, Lublin 1963, ss. 9—30.
35. Wyrwicka K.: Utwory kredowe okolic Chełma. Przewodnik XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Warszawa 1970, ss. 148—154.
36. Zubaszczenko M. A.: Miełowyj karst Russkoj Rawniny (Chalk karst of Russian Plain). Woprosy izuczenija karsta Russkoj Rawniny. Moskwa 1966, ss. 35—39.
37. Zelichowski A. M.: Tektonika północno-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i południowego Podlasia. Przewodnik XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Warszawa 1970, ss. 132—136.

РЕЗЮМЕ

На территории Люблинской возвышенности и ее северного предгорья, входящего в состав Полесья, в нескольких районах развиваются карстовые явления (15). Одним из наиболее типичных в этом отношении районов является Хелмский район, наиболее выдвинутая на северо-восток часть Люблинской возвышенности.

Главным элементом геологического строения этого района являются карбонатные породы мелового возраста мощностью свыше 500 м. Их верхними частями являются отложения верхнего мастрихта мощностью до 270 м (4, 28, 35). Они характеризуются содержанием углекислого кальция (свыше 60%) и примесью SiO_2 , Fe_2O_3 и Al_2O_3 (табл. 1). На основе различий в химическом составе и некоторых литологических признаков было выделено 5 видов этих пород: опока, мергелистая опока, мергель, мергель известняк, пишущий мел. Опоки имеют опаловый скелет; они не подвергаются карстовым процессам. Их способность к растворимости очень дифференцирована (3). Все эти разновидности пород характеризуются высокой пористостью и весовой пропитываемостью (табл. 2), а также небольшой устойчивостью на сжатие — 60 кг/см² для пишущего мела и 120—130 кг/см² для мергеля и известняков. Эти черты характерны для верхнемеловых пород (3, 9). Кроме того, эти породы довольно сильно и глубоко потресканы и неравномерно покрыты четвертичным покровом. На довольно большой поверхности меловых пород выступают только тонкие глинисто-щебневые разложившиеся покровы выветривания.

Грунтовые воды носят слоисто-трещинный характер (11). Их зеркало обычно свободно. Коэффициенты проницаемости очень низкие и колеблются в границах $0,2—1,5 \times 10^{-5}$ м/сек (табл. 3).

Основным элементом рельефа здесь являются останцевые холмы, в основном обусловленные залеганием опок и мергельных опок, а также котлообразные понижения, возникшие в пределах выхода более мягких пород, т.е. мергеля и пишущего мела (5, 6, 14). По кайме холмов наблюдаются обширные подсклоновые поверхности выравнивания, генетически в большой степени связанные с карстовыми явлениями (15). Эти выравнивания переходят (в направлении к низу) в поверхность озерно-речной аккумуляции конца балтийского оледенения (6, 16) или непосредственно в донную поверхность котловин, построенных из органических голоценовых отложений.

Карстовые формы выступают в пределах подсклоновых выравниваний и донных поверхностей котловин. Они представляют поверхностный карст, развивающийся путем коррозии пористых и сильно потрескавшихся верхнемеловых пород (15). Большая часть этих форм репродуцируется в покрове четвертичных отложений.

Основным типом форм являются воронки — круглые или овальные углубления диаметром до 200 м и глубиной, не превышающей 15 м. Воронки расположены в низких частях подсклоновых выравниваний и в пределах днищ котловин имеют плоские дна, сформированные в основном аккумуляцией органогенных отложений — гитий и торфов мощностью до 8 м. Формы, расположенные в верхних и средних частях подсклоновых выравниваний обладают блюдцевидной формой, без отчетливо обозначенного плоского дна. Мощность образований, залегающих на дне этих форм, небольшая и в основном не превышает 1,5 м. Большая часть этих углублений еще действует, на что указывает поглощение воды в периоды больших ливней или бурного весеннего таяния снегов.

Дифференциация форм воронок является в основном результатом процессов, в результате которых произошло преобразование их первоначального вида — аккумуляции органических образований на днах и оползания и смыва наносов со склонов. Остальные карстовые формы, такие как небольшие карстовые котловины и карстовые долины образуются в результате соединения воронок. Этот процесс прежде всего происходит в результате затопления торфом горбиков, отделяющих воронки.

В развитии карстовых явлений в породах типа пишущего мела решающую роль играет литологический фактор, а прежде всего дифференциация химического состава. На это явление обратило внимание большое число авторов, занимающихся изучением карста этого типа (7, 15, 17, 26, 29, 33, 36). Литологическая дифференциация меловых пород отчетливо влияет на густоту и размеры карстовых форм. Наиболее отчетливые формы образуются на мергельных известняках и на твердых разновидностях мергелей. В пишущем же меле, вследствие его свойств, в основном набухание при увлажнении, слабая пропускаемость и слабая устойчивость к механическому выветриванию (3, 13), число образующихся форм небольшое, а их очертания мягкие.

Вертикальное простираание карстования небольшое вследствие того, что развитие карстовых форм ограничено только зоной аэрации. В связи с тем, что большая часть территории сформирована из малоустойчивых карстующихся пород, образует понижения, мощность зоны аэрации обычно не превышает 20 м.

Главная фаза развития карстовых форм была связана с последней фазой эрозии в речных долинах, которая (по Марущаку, 16) в восточной Польше приходилась на период от конца пленигляциала А до конца межстадиального периода Allerod. Начиная с младшего дриаса, карстовые впадины заполнялись в основном органогенными материалами. Из палеоботанических данных для соседних районов (30, 31, 32) выте-

кает, что наиболее мощные серии торфов в карстовых воронках отложились во время атлантической фазы. Некоторое оживление карстовых процессов наблюдалось также и во время суббореальной фазы. Это явление связано или с климатическими изменениями (30), или с влиянием хозяйственной деятельности человека (26).

Карст, развивающийся на породах типа пишущего мела, характеризуется очень специфическими чертами, которые отличают его от карста других карбонатных пород. На это явление обратили внимание многие авторы (7, 15, 17, 26, 33, 36). Основные черты этого карста: мягкая линия поверхностных форм, отсутствие карровых форм, малочисленность или полное отсутствие подземных форм, довольно хорошо развитая сеть поверхностного стока. Поэтому может быть вполне оправданно употребление определения „тип карста пишущего мела“, введенного А. Chabot в 1925 г. (12, 15).

Карст Хелмского района довольно отчетливо отличается от карста Западной и Восточной Европы, развивающегося на похожих в литологическом и возрастном отношении породах. Эти различия заключаются прежде всего в отсутствии в этом районе форм подземного карста, карстовых впадин, воклюзских источников, поноров. На это уже обратил внимание Марущак (15).

ПОДПИСИ ПОД РИСУНКАМИ

Рис. 1. Хелмский район — южная часть; 1 — область аккумуляции минерально-органических образований, 2 — район залегания карстовых форм, 3 — останцевые холмы, 4 — северный краевой уступ Грабовецких Дялов.

Рис. 2. Примеры карстового рельефа в южной части Хелмского района (изогипсы, каждые по 2,5 м): а — фрагмент центральной части подсклонового выравнивания в окрестностях Безка, б — карстовые формы, заполненные наступающими торфяными отложениями в юго-западной части котловины Ухерки, с — карстовая долина в окрестностях деревни Кане. 1 — дренажная канава, 2 — поверхность органогенной аккумуляции.

Рис. 3. Разрез через воронку в окрестностях Кровицы; 1 — мергели, 2 — зеленоватые известковые глины, 3 — серые глины, 4 — пески, 5-моховой заиленный торф, 6 — осоковый торф, сильно засоренный минеральными образованиями, 7 — осоковый торф, 8 — положение зеркала грунтовых вод.

Рис. 4. Разрез через воронку в окрестностях Анусина; 1 — мергели, 2 — зеленоватые известковые глины, 3а — песчаные глины, 3б — песчаные глины с органическими частями, 4 — суглинистый песок, 5 — гиття, 6 — торф, 7 — положение зеркала грунтовых вод.

Рис. 5. Разрез через воронку в окрестностях Безка; 1 — мергели, 2 — глины, 3 — песчаные глины, 4 — пески, 4 — песчаная пыль, 6 — пылеватые наносы, 7 — минерально-органическое образование, 8 — серо-зеленоватые глины с обломками мергеля, 9 — тростниковый торф, 5 — осоковый торф, 6 — сильно грязевые торфы.

Рис. 6. Разрезы через небольшую карстовую котловину в окрестностях Юлианова; 1 — опоки, 2 — мергели, 3 — глины, 4 — пески, 5 — темно-серые глины, 6 —

глинясто-щебневые обломки опок, 7 — гиття, 8 — осоково-моховой торф, 9 — осоковый торф, 10 — контур впадин под торфяным покровом (изогипса 200 м).

Рис. 7. Продольный профиль и геологический разрез верхней части долины потока к востоку от Павлова; 1 — мергели, 2 — пески, 3 — древесно-осоковый торф, 4 — тростниковый торф, 5 — осоковый торф, 6 — сильно грязевые торфы.

Рис. 8. Некоторые выбранные профили органических и минерально-органических отложений, заполняющих карстовые углубления, а также диаграмма зольности торфов; 1 — осоковый торф, 2 — осоково-моховой торф, 3 — древесно-осоковый торф, 4 — осоково-грязевый торф, 5 — тростниковый торф, 6 — грязевотростниковый торф, 7 — зеленый торф, 8 — сфагновый торф, 9 — моховой торф, 10 — водорослево-известковая гиття, 11 — пески, 12 — песчаная глина, 13 — глины, 14 — мергели.

S U M M A R Y

In the Lublin Upland region and its northern foreland belonging to the Polesie region karst phenomena are developing in a few regions (15). One of the most typical regions in this respect are the Chełm Hills which form a part of the Lublin Upland most advanced to the North-East.

The carbonate rocks of the Cretaceous age of a thickness exceeding 500 m are the main element of the geological structure of this region. Their roofs are formed by Upper Maestrichtian deposits of a thickness up to 270 m (4, 28, 35). They are characterised by a calcium carbonate content of above 60% and an addition of SiO_2 , Fe_2O_3 and Al_2O_3 (table 1). On the basis of differences in the chemical composition and in some lithological characteristics 5 variations of these rocks were separated: opoka, marlaceous opoka's, marl, marly limestone and chalk. Opoka's have an opal skeleton and not submit to karst processes. The remaining types are submitted to these processes. Their susceptibility to dissolution is however distinctly differentiated (3). All the types of rock are characterised by a high porosity and weight absorbability (table 2) as well as a small resistance to compression, fluctuating from 60 kg/cm² in the case of chalk, up to 120—130 kg/cm² in the case of marl and limestone. These characteristics are typical for Upper Cretaceous rocks (3, 9). These rocks are at the same time strongly and deeply fissured and usually covered unequally with a Quaternary formation cover. In rather large areas on Cretaceous rocks only thin loamy-debris degraded covers appear.

Groundwaters have a stratification fissure character (11). Their water level is usually unconstrained. The filtration coefficients are very low and fluctuate within the limits of $0.2\text{--}1.5 \times 10^{-5}$ m/sec (table 3).

The main sculpture elements in the discussed area are the hum hills, which are usually conditioned by the appearance of opoka's and marly opoka's, and pothole depressions formed within the basset of softer rocks

that is, marl and chalk (5, 6, 14). On the border of the hills extensive underslope planations, genetically connected in a large measure with karst phenomena, appear (15). These planations penetrate down into the river-lake accumulation surface from the decline of the Baltic Glaciation (6, 16), or directly to the bottom of the pot-holes, built from organical Holocene formations.

Karst forms appear mainly in the region of the underslope planations and pot-hole bottoms. They represent surface karst which develops through the corrosion of porous and strong fissuring of the Upper Cretaceous rocks (15). A great part of the forms is reproduced in the cover of Quaternary deposits.

The basic type of the forms are sinkholes — round or oval depressions of a 200 m diameter and not deeper than 15 m. Sinkholes in the lower parts of the underslope planation and in the region of the pot-hole bottoms have a flat bottom formed mainly by the accumulation of organical formations — gyttja and peat of a thickness of up to 8 m. Forms lying in the central and upper parts of the underslope planations have a basin shape without the distinctly marked flat bottom. The thickness of formations lying on the bottoms of these forms is small and does not exceed 1.5 m. These are usually active depressions, which is proved by the absorption of water during periods of heavy rainfalls or sudden spring thaw.

The differentiation in the shape of sinkholes is mainly the result of processes which transform their original appearance — the accumulation of organical formations in the bottom and the creeping and washing away of deposits from the slopes. The remaining karst forms such as uvalas and karst valleys are created in result of the joining of sinkholes. This process is mainly caused by the sinking of gibbosities, which divide sinkholes, by the accumulating peat.

In the development of karst phenomena in chalk type rocks, the lithological factor and first of all the differentiations in the chemical composition plays a decisive role. Many authors concerned with karst in this type of rock payed attention to this fact (7, 15, 17, 26, 29, 33, 36). The lithological differentiation of Cretaceous rocks have a distinct influence on the density and size of karst forms. The most distinct forms are created on marly limestone and harder types of marl. While in chalk because of its properties and mainly heaving in result of humidification, minimal penetrability and small resistance to mechanical weathering (3, 13) — the number of rising forms is smaller and shapes of the forms smoother.

The vertical range of karstification is small, which results from the fact that the development of karst forms is in the main limited to the

aeration zone. Owing to the fact that most of the regions, built of little resistant karstificating rocks, form depressions, the thickness of the aeration zone does not usually exceed 20 m.

The main phase of the development of forms was connected with the last erosion phase in the river valleys, which according to H. Maruszczak (16) in eastern Poland occurred in the period from the end of the Pleniglacial A up until the decline of the Allerod Interstadial. Beginning from the younger dryas, the karst depressions were being filled mainly by organogenetic materials. As it appears from paleobotanical data for neighbouring regions (30, 31, 32) the thickness series of peat in karst depressions settled during the Atlantic period. A certain animation of the karst processes also occurred in the subboreal period. This phenomenon is regarded as connected either with climatical changes (30) or with mans economical activity (26).

Karst developing on chalk type rocks is charaterised by very specific features making it different from karst on other types of carbonate rocks. Many authors drew attention to this fact (7, 15, 17, 26, 33, 36). The main characteristics of this karst are: the smoothness of the outline of surface forms, the lack of lapies type forms, the meagreness or total lack of subterraneous forms, the presence of a rather well developed surface drainage net. This is why the use of the expression „chalk type karst”, introduced by A. Chabot in 1925 (12, 15), is fully justified.

The Chełm Hills region karst differs quite distinctly from East and West European karst, which develops on lithologically similar and similar dated rocks. These differences express themselves first of all by the lack of subterraneous karst in this region, depression sinkholes, surface vaucluses and jamas. Earlier H. Maruszczak drew attention to this problem (15).