

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS  
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Andrzej WALCZOWSKI

**Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia  
Gór Świętokrzyskich**

**Карстовые явления на юго-восточном окаймлении  
Свентокшиских гор**

**Karst Phenomena on the South-East Margin of the Święty Krzyż  
Mountains**

I — WIELKOŚĆ I GRANICE BADANEGO OBSZARU

Badany obszar wynosi około 600 km<sup>2</sup> i w skład jego wchodzi południowo-wschodnia część Gór Świętokrzyskich i południowo-wschodnia część Niecki Nidziańskiej. Granice tego terenu można przeprowadzić w następujący sposób: na północy granica przebiega mniej więcej szczytami fałdu łysogórskiego, na wschodzie południkiem przechodzącym przez Jańczyce, na południu równoleżnikiem przechodzącym przez Kłodę (na południe od Staszowa), na zachodzie południkiem przechodzącym przez Szydłów (na zachód od Staszowa).

II — TEKTONIKA I LITOLOGIA

Pod względem tektonicznym omawiany obszar dzieli się na dwie części, mianowicie na stary cokół paleozoiczny Gór Świętokrzyskich i zapadlisko staszowsko-połanieckie. Na starym cokole paleozoicznym Gór Świętokrzyskich, wchodzącym w skład omawianego terenu, wyróżnić można za J. Czarnockim (1), J. Samsonowiczem (15) następujące jednostki tektoniczne: fałd łysogórski, synklinorium centralne, antyklinorium klimontowskie rozgałęziające się ku zachodowi na fałd ociesęcki i fałd orłowiński. Oba te fałdy obrzeżają synklinę bardziańską.

Południowe skrzydła antyklinorium klimontowskiego i fałdu osiesęckiego przechodzą w zagłębienie synklinorialne rakowsko-bogoryjskie. Południowe skrzydło tego zagłębienia przechodzi w fałd pierzchnicki (J. C z a r n o c k i — 1). Południowe skrzydło fałdu pierzchnickiego obniża się stopniowo ku południowi, a następnie zapada w zapadlisko staszowsko-połanieckie.

Główne rysy tej tektoniki na cokole paleozoicznym pochodzą z orogenezy hercyńskiej. Dyslokacja zaś Staszów—Szydłów—Pierzchnica i zapadlisko staszowsko-połanieckie wiążą się z orogenezą alpejską.

Litologię omawianego terenu można podzielić na krasowiejącą i niekrasowiejącą. Skały niekrasowiejące stanowią wodoszczelne podłoże na całym omawianym obszarze. Poza tym w synklinie bardziańskiej i synklinorium centralnym skały niekrasowiejące stanowią obrzeżenie skał krasowiejących, przez co izolują od siebie poszczególne zespoły skał podatnych na procesy krasowe. Najstarszymi skałami niekrasowiejącymi, wyłaniającymi się na powierzchnię w jądrze fałdu pierzchnickiego w okolicy Kotuszowa, są wodoszczelne, nieco zmetamorfizowane łożupki, szarogłazy i piaskowce kwarcytowe prekambryjskie. Na skały te nakładają się ku północy dachówkowato coraz to młodsze utwory, a więc dolno-środkowe i górno-kambryjskie łożupki, piaskowce kwarcytowe i kwarcyty. Skały te budują następujące jednostki morfologiczne: na północy omawianego terenu wzniesienie (fałd łysogórski) przechodzące ku południowi w obniżenie (synklinorium centralne). Południowe zaś skrzydło synklinorium centralnego przechodzi znów we wzniesieniu Wygiełzowsko-Orłowińskie (antyklinorium klimontowskie oraz fałd orłowiński i ociesęcki), obejmujące swymi skrzydłami nieckę bardziańską (synklina bardziańska). Wymienione wzniesienie ku południowi zamienia się w obniżenie rakowsko-bogoryjskie. Południowe skrzydło tego obniżenia przechodzi we wzniesienie Kotuszowskie (fałd pierzchnicki), które ku południowi stopniowo się obniża ku zapadlisku staszowsko-połanieckiemu.

Na podłożu wodoszczelnym, zbudowanym ze skał niekrasowiejących, osadziły się skały podlegające procesom krasowym. W zagłębieniu synklinorialnym centralnym i w synklinie bardziańskiej skały krasowiejące nie osadziły się bezpośrednio na wodoszczelnym ostatecznym podłożu nieprzepuszczalnym, lecz oddzielone zostały od niego wkładem łożupków i piaskowców ordowickich i sylurskich oraz piaskowców kwarcytowych dolno-dewońskich. W synklinorium centralnym skały krasowiejące o miąższości około 1000 m, zbudowane z dolomitów i wapieni wieku środkowo- i górno-dewońskiego, nie zostały złożone w całości, lecz smugami przykryte łożupkami kulmu, a więc znów skałami niekrasowiejącymi.

Układ ten został sfałdowany w orogenezie hercyńskiej, a następnie od tej orogenezy aż do orogenezy alpejskiej, do miocenu podlegał zarówno



Objaśnienia do ryc. 1  
Explanations to Fig. 1

		Wydzielenia litologiczne	Wiek		
	Msp	Wapień detrytyczny			
	Msp	Żły krakowieckie	dolny	Sarmat	
	Mtq	Gipsy	górny	Troton	
	Mtq	Wapień litotamniowy	dolny		
	cdk	Szarogłazy, łupki lokalne z soczewkami wapieni	Kulm	dolny	Karbon
	D <sub>3</sub>	Miargle i wapień płytowe		górnny	Dewon
	D <sub>2</sub>	Dolomity i wapień		środk	
	D <sub>1</sub>	Piaskowce i kwarcyty z pstrymitami, łupki i szarogłazy		dolny	
	G.S.	Piaskowce, szarogłazy, łupki graptolitowe, lokalne wap.		Ordowik i Sylur	
	E <sub>2-3</sub>	Łupki ilaste, piaskowce kwarcytowe, łupki kwarcytowe		środk, górnny	Kambry
	E <sub>1</sub>	Żłokupki, piaskowce kwarcytowe i szarogłazy		dolny	
	Pr	Łupki ilaste piaskowce kwarcytowe i szarogłazy		Prekambry	
		Dyslokacje stwierdzone			
		Dyslokacje prawdopodobne			
		Upady			
		Diabaz			

krasowieniu jak i denudowaniu. Ostatecznie w miocenie ustaliła się powierzchnia zrównania, która przetrwała do dzisiaj. Na tej powierzchni denudacyjnej wyróżnić można wśród zrównanych skał krasowiejących pasemka skał niekrasowiejących jak Wał Małacentowski i brachyantyklinę baćkowiecką. Pasemka te zbudowane są z piaskowców kwarcytowych wieku dolno-dewońskiego. Wyłoniły się one na powierzchnię z jąder fałdów jako odporniejsze na denudację. Poza wymienionymi pasemkami przedstawiającymi formy wypukłe, w obniżeniach powierzchni skał krasowiejących zachowały się smugi iłołupków kulmu. W synklinie bardziańskiej stratygraficzny układ skał — z wyjątkiem braku iłołupków kulmu — jest taki, jak w synklinorium centralnym, a różni się odeń tylko ilością sfałdowań.

Na południe od wymienionych zgrupowań skał krasowiejących występuje duża przerwa, zarówno przestrzenna, jak i czasowa, pomiędzy



następnymi zgrupowaniami skał podatnych na krasowienie. Przerwę przestrzenną tworzy pasmo Wygiełzowskie i Ociesęckie zbudowane ze skał niepodatnych na erozję krasową, a przerwę czasową stanowi okres czasu od górnego dewonu aż do miocenu, w którym dopiero osadziły się na skałach niekrasowiejących skały wapienne. Skałami tymi są wapień litotamniowe, gipsy wieku tortońskiego i wapień detrytyczne wieku sarmackiego. Wapień litotamniowe zasięgiem swym sięgają do południowego skrzydła antyklinorium klimontowskiego i pasma Ociesęckiego w kierunku północnym, w kierunku zaś południowym dochodzą do zapadliska staszowsko-połanieckiego; miąższość ich waha się w granicach od 30 do 100 m.

Na granicy zapadliska staszowsko-połanieckiego i cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, na wapieniach litotamniowych rozłożyły się pasmowo detrytyczne wapień sarmackie o miąższości dochodzącej do 50 m. Wapień te jako osady facji przybrzeżnej zazębiają się z iłami krakowieckimi facji morza głębszego. W okolicy Staszowa spod iłów krakowieckich odsłaniają się gipsy, które zalegają w pasie brzeżnym pod iłami krakowieckimi. Gipsy — skały krasowiejące zapadliska staszowsko-połanieckiego — zalegają pod coraz to grubiejącą pokrywą iłów krakowieckich. Miąższość gipsów waha się tu w granicach około 50 m. Zaś miąższość iłów krakowieckich w granicach obszaru występowania zjawisk krasowych waha się od 5 do 20 m.

Do kompletu skał omawianego terenu należą utwory czwartorzędowe. Utwory te prawdopodobnie w okresach zlodowaceń stanowiły jednolite pokrywy, a po ustąpieniu zlodowaceń ulegały stopniowo niszczeniu, tak że obecnie pozostały po nich tylko ślady w postaci płatów zalegających zarówno na skałach niekrasowiejących jak krasowiejących. W synklinorium centralnym płaty glin zwałowych rozłożyły się pasami wzdłuż obrzeżenia północnego i południowego. W centralnej części synklinorium płat glin zwałowych i innych utworów czwartorzędowych zachował się w okolicy Piórkowa. W okolicach Rakowa na skałach krasowiejących, po zniszczeniu glin zwałowych zachował się płat piasków fluwioglacjalnych, przedłużający się w stronę Bogorii. W okolicy Poddębowca i Działdówki na skałach krasowiejących zachowały się gliny zwałowe. W południowej części do większych płatów utworów czwartorzędowych należy płat glin zwałowych w okolicy Mokrego i płat piasków fluwioglacjalnych w lasach Golejowskich na wschód od Staszowa.

### III — HYDROGEOLOGIA

Obok podłoża, to jest obok skał ulegających procesom krasowienia, do powstania zjawisk krasowych bezwzględnie potrzebny jest czynnik krasotwórczy, którym jest woda obfitująca w  $\text{CO}_2$ .

Wody omawianego terenu pochodzą z dwóch źródeł: z opadów atmosferycznych i kondensacji pary wodnej z powietrza w szczelinach i porach skalnych. Najważniejszym źródłem wody są opady atmosferyczne, których roczna suma wg *Mitosa* (12) waha się w granicach od około 600 mm (w okolicach Staszowa) do około 750 mm (na szczytach gór). Drugie źródło wody jest niewymierne. Istnienie wód z tego źródła objawia się wilgocią w jaskiniach i próżniach skalnych oraz podtrzymywaniem życia szaty roślinnej na glebach porowatych w czasie długotrwałych posuch.

Obok ilości wód, pochodzących z wymienionych źródeł, ważnym czynnikiem w stosunkach hydrogeologicznych jest sposób gospodarowania tymi wodami przez przyrodę. Gospodarowanie to różnicuje się w zależności od tektoniki, morfologii, wodochłonności, wodoprzepuszczalności skał oraz ze względu na szatę roślinną. Dla lepszej orientacji w zagadnieniach hydrogeologii ze względu na zjawiska krasowe można przyjąć podział terenu na trzy główne strefy.

W strefie synklinalnej centralnej da się wyróżnić trzy części: a) powierzchnię zrównania skał krasowiejących, wznoszącą się do 300 m n.p.m., b) południowe skłony fałdu łysogórskiego wznoszącego się średnio do 500 m n.p.m. i stanowiącego północne obrzeżenie strefy synklinorialnej, c) północne skłony antyklinorium klimontowskiego i fałdu orłowińskiego, wznoszące się do 400 m n.p.m. i stanowiące południowe obrzeżenie synklinorialnej strefy krasowej.

W hydrogeologii tej strefy wielką rolę obok morfologii odgrywa czynnik biologiczny, czyli zalesienie. Obrzeżenia zarówno północne, jak i południowe synklinorium centralnego są zalesione, podczas kiedy dno synklinorium jest bezleśne. Różnica w czasie topnienia śniegu według *Mitosa* (12) między obszarami bezleśnymi i zalesionymi wynosi tu około 10 dni. Zjawisko to ma w tej strefie wielkie znaczenie dla hydrogeologii i — co za tym idzie — dla zjawisk krasowych; kiedy mianowicie śnieg na dnie synklinorium stopnieje i woda roztopowa zostanie pochłonięta przez szczeliny skalne, wówczas dopiero zaczyna spływać woda z topniejącego śniegu z obrzeżeń i wsiąkać w otwarte szczeliny skał krasowiejących na dnie synklinorium. W ten sposób okres przepływu wód roztopowych, zimnych i bogatych w  $\text{CO}_2$  (zimne wody o wiele więcej zawierają  $\text{CO}_2$  niż ciepłe) przedłuża się i dlatego, mimo stosunkowo trudno rozpuszczalnych dolomitów i wapieni wieku dewońskiego, skały te ulegają procesom krasowym.

#### IV — WYSTĘPOWANIE ZJAWISK KRASOWYCH

Podstawowymi elementami zjawisk krasowych są skały rozpuszczalne i woda zawierająca  $\text{CO}_2$ . Skałami rozpuszczalnymi w omawianym terenie

są skały węglanowe i siarczanowe, wodami zaś rozpuszczającymi są wody pochodzące z opadów atmosferycznych bogate w  $\text{CO}_2$ .

#### a) Historia badań zjawisk krasowych na omawianym terenie

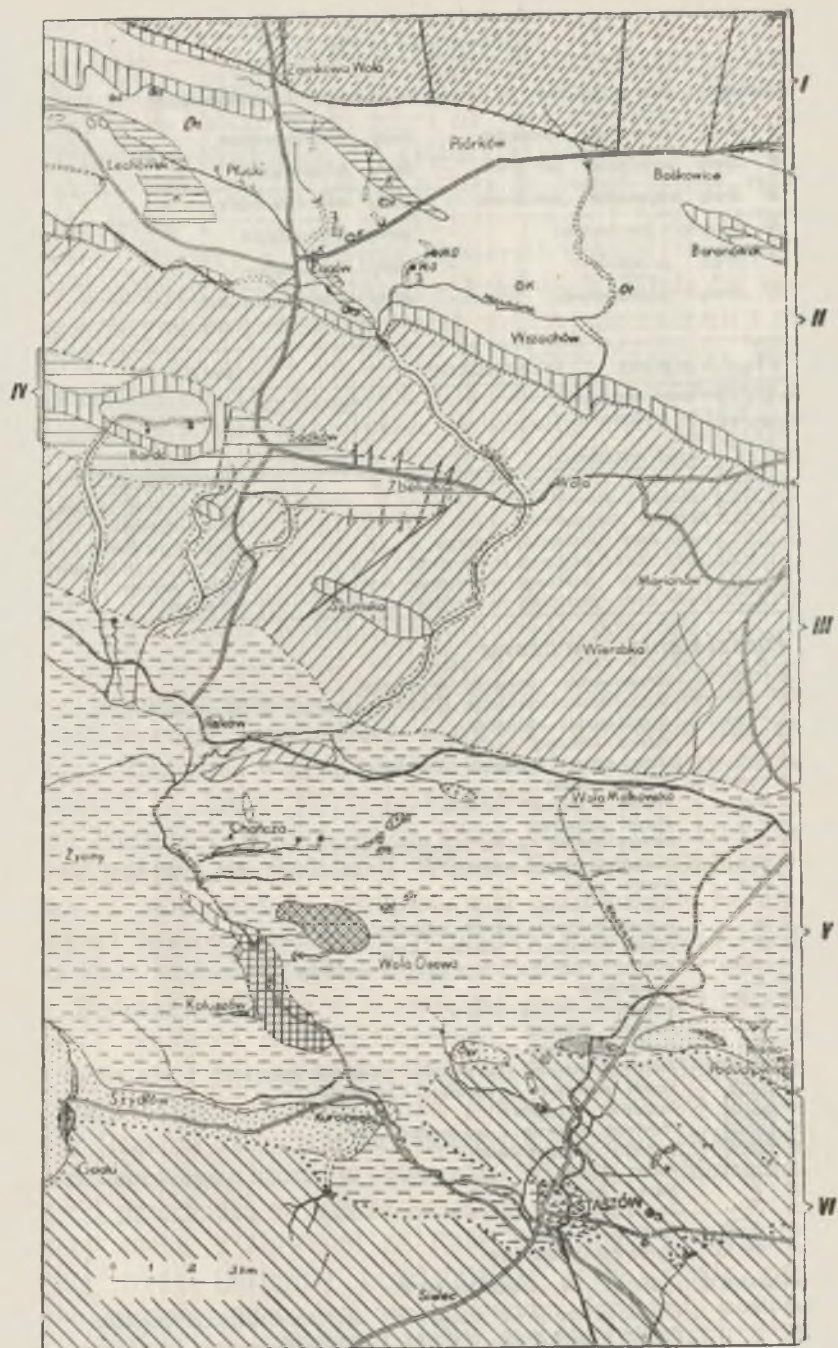
Jednym z pierwszych geologów, który znalazł kości kopalne w grotach gipsowych nad Nidą był J. B. Pusch (14). Dało to początek dociekaniom co do wieku zjawisk krasowych w Niece Nidziańskiej, które prawdopodobnie zaczęły się tutaj tworzyć w okresie wczesno-plejstoceńskim, zaś formy wertebowe świadczą o tym, że są one czynne do obecnych czasów.

A. Gruszecki (5) zajmował się jaskinią i wertebami na terenach wapiennych w okolicy Łagowa, S. Lencewicz (8) wspomina, że nie wszystkie formy krasowe powstają równocześnie. Na wschód od Nidy w kierunku Staszowa spotykał Lencewicz obok form krasowych starszych, zgrzybiałych, formy krasowe zupełnie świeże. P. Przesmycki (13) wspomina o jaskini w Łagowie, L. Sawicki (17) opisując kras gipsowy okolic Buska dochodzi do wniosku, że „w gipsowym krasie Małopolski spotykamy wszystkie pierwiastki typowego krasu, jeno w rozmiarach drobnych w odosobnieniu, a nie gromadnie”. T. Dybczyński (4) wymienia jaskinię w Łagowie, powstałą wskutek procesów krasowych zachodzących w wapieniach dewońskich. J. Czarnocki (2) wspomina również o tej jaskini, A. Malicki (11) opisując zjawiska krasowe na terenach gipsowych uwzględnia poza jaskiniami i wertebami humy występujące w okolicy Skorocic. K. Kowalski (7) wymienia jaskinię łagowską jako największą (80 m długości) na terenie Gór Świętokrzyskich. Z. Kottański (6) zwrócił uwagę na tektoniczne spękania oraz powierzchniowe wietrzenie wapieni dewońskich w okolicy Łagowa. J. Czermiński (3) wyprowadza powstanie niektórych dolomitów w okolicy Łagowa z procesów krasowych. T. Uberta (18) opisuje utwory wypełniające kotły krasowe w dolomitach środkowo-dewońskich w okolicy Winnej pod Łagowem.

#### b) Charakterystyka zjawisk krasowych

1. Zjawiska krasowe pierwotne. Do zjawisk krasowych tego typu na omawianym obszarze należą: 1) wertebny: a) wertebny z aluwiami na dnie, b) wertebny zatorfiony, c) wertebny okresowo zalewany wodą, d) wertebny suchy, e) wertebny z wodą na dnie, f) wertebny zatopiony (jeziora krasowe), g) wertebny z przesączania (łączki podmokłe); 2) kotliny krasowe z drugorzędnymi wertebami; 3) popławy; 4) nisze; 5) okapy;





Ryc. 3. Zjawiska krasowe na badanym obszarze  
Karst phenomena in the investigated area

## Objaśnienia do ryc. 3

## Explanations to Fig. 3

Wydzielenia stref z podziałem na skały krasowiejące i niekrasowiejące

- I Strefa monoklinalna łysogórska – skały niekrasowiejące  
 II Strefa synklinalna centralna – skały krasowiejące  
 III Strefa antyklinalna południowa – skały niekrasowiejące  
 IV Synklina bardziańska – skały krasowiejące  
 V Strefa przejściowa – skały krasowiejące  
 VI Strefa zapadliskowa – skały krasowiejące pod  
 pokrywą skał niekrasowiejących

Wydzielenia litologiczne		wiek
1	Wapień dąbrowski i krasowociek	Sarmat dolny
2	Gips	Torton
2a	Wapień litomniowy	
3	Łupki ilaste, szarogłazy (Kulm)	Dolny karbon
4	Ds-1 Wapień i dolomity	Górny i środkowy dewon
5	Piaszkowce kwarcytowe	Dolny dewon
6	Łupki ilaste, szarogłazy i margle	Sylur i ordowik
6a	Łupki ilaste, piaszkowce kwarcytowe	Górny i środkowy kambry
7	Łupki ilaste, piaszkowce kwarcytowe, szarogłazy	Dolny kambry
7a	Łupki ilaste, piaszkowce kwarcytowe, szarogłazy	Prekambry

## Wydzielenia krasowe

- 7 Struga wodna zanikająca w ponorach  
 8 Struga wodna zanikająca i znów wychodząca na powierzchnię  
 9 Struga wodna zanikająca  
 10 Wąwóz krasowy (suchy)  
 11 Ślepa dolina z ponorami (sucha)  
 12 Półślepa dolina  
 13 ○ a Wierzb z aluwiami na dnie  
 14 ○ t Wierzb zatopiony  
 15 ○ k Wierzb kopalny (wierzb wypelniony itami)  
 16 ○ o Wierzb okresowo zalewany  
 17 ○ s Wierzb suchy  
 18 ○ Wierzb z oczkiem wody na dnie  
 19 ● Jezioro krasowe (wierzb zatopiony)  
 20 ○ Wierzb zatopiony z oczkiem wody  
 21 Kolumna krasowa z drugorzędowymi wierzbami  
 22 Wymerzysko  
 23 Łąpiezy w zboczach doliny  
 24 Jaskinia krasowa  
 25 Ostaniec krasowy  
 26 Dolina przetłomowa (warunkująca powstanie krasu)  
 27 Łączki podmokłe po wierzbach i popławach  
 28 Kiszzenie krasowe  
 29 Martwica wapienna z przerosłami torfu  
 30 Łąpiezy powierzchniowe  
 31 Puder skalny  
 32 3 Nisze i poddasze  
 33 Źródła krasowe  
 34 Popławy  
 35 3- wa Wymiaryzysko okresowe

## Granice stref i dyslokacje

- 36 Granica między strefą łysogórską i centralną – dyslokacja łysogórska  
 37 Granica między strefą centralną i południową  
 38 Granica synkliny bardziańskiej  
 39 Granica między strefą południową a strefą przejściową  
 40 Granica między strefą przejściową a zapadliskową  
 41 Usłoki

6) jaskinie; 7) strugi wodne zanikające w szczelinach i ponorach; 8) doliny krasowe: a) ślepe doliny, b) półślepe doliny, c) wąwozy i parowy krasowe; 9) wycieki; 10) wywierzyska; 11) źródła krasowe; 12) żebra krasowe (lapiezy): a) żebra zboczowe, b) żebra na wierzchowinach; 13) kieszenie krasowe (organy geologiczne); 14) ostańce krasowe.

W e r t e b y omawianego terenu należą do dwóch typów, mianowicie do typu wertebów z rozmycia powierzchniowego i typu wertebów zapadliskowych. Wertebry z rozmycia powierzchniowego występują przeważnie w brzeźnych strefach obszarów krasowych. Wiążą się one z wodami spływającymi po powierzchni skał nieprzepuszczalnych i niekrasowiejących i wpływającymi na obszar skał krasowiejących. Wsiąkające wody w szczeliny od razu zaczynają swą działalność rozpuszczającą, poszerzają szczeliny i wytwarzają przez to wertebry z rozmycia powierzchniowego. Tego typu wertebry spotykamy u podnóża Wału Małacentowskiego i pasma Jeleniowskiego. Wertebry zapadliskowe wiążą się raczej z wodami krążącymi w skałach krasowych nieco dalej od brzeźnej strefy krasowej. Do tego typu zaliczyć można głębokie wertebry kopalne w środkowej części synklinorium centralnego. Do zapadliskowego typu należą również wertebry systemu łańcuchowego, powstałe nad kanałami podziemnymi, które następnie w dalszym swym rozwoju przechodzą w kotliny, parowy i wąwozy krasowe. System łańcuchowych wertebów typu zapadliskowego, przechodzący w wąwozy spotykamy np. na dyslokacji Winna—Cegielnia w synklinorium centralnym i w wąwozach w okolicy Kurozwęk, w obrębie strefy przejściowej.

System wertebów łańcuchowych wiąże czasem oba typy wertebów jak to ma miejsce na dyslokacji Winna—Cegielnia—Gułaczów. Wody spływające z zawieszonoego poziomu wód gruntowych na iłółupkach kulmu ponad wodami krasowymi w okolicy Gułaczowa podczas przepływu ze skał wodoszczelnych na teren skał krasowych natrafiają na szczeliny. Podczas wsiąkania w te szczeliny poszerzają je i tworzą szereg wertebów z rozmycia powierzchniowego, które następnie w dalszym rozwoju łączą się i tworzą krótką ślepą dolinkę koło Gułaczowa. Z tej dolinki wody odpływają dalej przez ponory i kanałem podziemnym. W okolicy Cegielni zaczynają się ukazywać wertebry zapadliskowe systemu łańcuchowego, które w kierunku Winnej, w kierunku doliny Wszachówki przechodzą w wąwóz krasowy.

Wertebry suche, z aluwiami na dnie, zatorfione, z okresową wodą i ze stałą wodą (jeziorka) przedstawiają różne stadia rozwojowe (np. suche wertebry mogą być początkowymi formami, posiadającymi otwarte szczeliny czy ponory na dnie wertebu). Wertebry z aluwiami na dnie, wertebry z wodą okresową, z wodą stałą, zabagnione i zatorfione to dalsze stadia rozwojowe tych zagłębień. Jeziora krasowe i dalsze ich

stadia, jak zabagnienie i zatorfienie, są charakterystyczne dla terenu o krasie zakrytym, a więc dla zapadliska staszowsko-połanieckiego.

Werteby z przesączania występują np. koło Rakowa. Wiążą się one z piaskami pokrywającymi bezpośrednio skały krasowiejące. Woda z opadów atmosferycznych przesącza się przez piaski i dostaje się na powierzchnię skał krasowiejących i działa podobnie jak w krasie odkrytym.

Kotliny krasowe z drugorzędnymi wertebami spotyka się np. w lasach na wschód od Chańczy i w lasach na wschód od Staszowa koło Pocieszki. Kotliny te i wertebny drugorzędne wiążą się ze szczelinami i kanałami podziemnymi.

Popławy spotyka się w okolicy Kopaniny na północ od Staszowa. Wiążą się one raczej z polami wertebowymi niż z systemem łańcuchowym zagłębień. Popławy to dalsze stadia rozwojowe wertebów, a więc łączenie się ich w uwały. Następnie przez dalsze wyrównywanie śladów po przegrodach międzywertebowych przechodzą one w wyrównane, zabagnione dna, czasem z małymi jeziorkami.

Nisze, okapy skalne i jaskinie na omawianym terenie wiążą się z występowaniem skał zwięzłych, stosunkowo trudno ulegających krasowieniu (np. w okolicy Łągowa). Na innych obszarach, gdzie występują skały miękkie, łatwo ulegające krasowieniu (np. w okolicy Rakowa i Kurozwęk), szybko postępujące procesy denudacji pociągają za sobą łatwe zanikanie form krasowych.

Strugi wodne spływające z obszarów niekrasowiejących (np. z obrzeżeń synklinorium centralnego) po wypłynięciu na obszary krasowe zanikają. Do tego rodzaju strug należy struga spływająca ze stoków pasma Jeleniowskiego i ginąca w ponorach na północ od Łągowa. Do strug, których wody giną w szczelinach skalnych, zaliczyć można w rejonie Łągowa ścieki z południowego obrzeżenia rejonu krasowego w okolicy Łazów, zanikające przed Łagowem. W Poniku koło Staszowa struga wodna spływająca z wodoszczelnych skał wyłobila sobie dolinkę w tych skałach. Po wypłynięciu na teren krasowy napotyka na ponory, w których ginie. W czasie roztopów, kiedy wody nie mogą się pomieścić w ponorach, spiętrzają się do 3 m wysokości i przelewają do doliny normalnie suchej, leżącej wyżej od ponorów, więc doliny zwanej półślępą.

Wycieki i wywierzyska krasowe występują szczególnie w dolinie rzecznej Łągowicy, Czarnej, Wszachówki i Kacanki. Zależnie od wielkości obszaru zlewiska i rodzaju przepływu podziemnego (tj. międzywarstwowego, czy też kanałowego) pojawiają się wycieki lub wywierzyska. W górnym biegu Łągowicy wydostaje się woda z fug międzywarstwowych, tworząc długą wstęgę wycieków, zabagniających dno doliny. Na lewym zboczu doliny otwierają się wywierzyska wody czystej, zdanej do picia i o temperaturze stałej 9°C. Do najpiękniejszych wywie-



Ryc. 4. Sucha dolina po NE stronie miasta Łagowa. Dno zasłane gruzem wapienia dewońskiego. Na ostatnim planie, w lewym, skalnym odcinku zbocza wlot do jaskini A dry valley on NE of Łagów (locality). The bed lined with calcareous Devonian rocks. An entrance into the cave on the left of the rocky slope is visible at the background

Fot. H. Topaczewska

rzysk o większej wydajności zaliczyć można wywierzysko w Masłowie. W dolinie Czarnej począwszy od Drogowli spotyka się liczne wywierzyska, które towarzyszą tej dolinie aż do Staszowa, tj. do terenów, gdzie rzeka przechodzi z obszarów o krasie odkrytym w obszar o krasie zakrytym. W krasie zakrytym nie ma już wywierzysk, albowiem dolina Czarnej przechodzi tu z obszaru krasu odkrytego na ily krakowieckie, a więc skały wodoszczelne, stanowiące pokrywę krasu gipsowego.

Źródła krasowe występują w dnach dolin rzecznych. Spośród nich na uwagę zasługuje źródło w dolinie Czarnej. Wymienione źródło krasowe różni się od wywierzysk tym, że wypływająca z niego woda po opuszczeniu skały krasowiejącej dostaje się pod osady namuliskowe dna doliny i dopiero stąd przebija się na powierzchnię.

Żebra krasowe występują na zboczach wąwozów Dule i wąwozu Winna — Cegielnia, oraz na zboczach dolin Czarnej w Kurozwękach i Szydłówki w Szydłowie. Wiązą się one ze spękaniem i fugami



Ryc. 5. Łągów. Czeluść okresowego wywierzyska

A deep hollow in the ground leading to an intermittent spring. Environs of Łągów

Fot. H. Topaczewska

międzywarstwowymi. Oprócz nich występują jeszcze żebra krasowe na wierzchołkach między doliną Łągowicy a wąwozem Winna — Dule i na polach Jasienia. Pierwsze z nich wiążą się z gruzłową strukturą skalną, drugie zaś z wysepkowatym występowaniem wapienia serpułowego w wapieniu detrytycznym.

Kieszenie krasowe występują pod pokrywą glin zwałowych w Dobrej koło Staszowa.

Ostańce krasowe w postaci odosobnionych pagórków zbudowanych z wapieni środkowo-dewońskich występują w północnej części synklinorium kielecko-łagowskiego na przestrzeni między Lechowem a Piórkowem.

#### V — PODZIAŁ NA STREFY I ICH CHARAKTERYSTYKA

Na stosunkowo niewielkim obszarze południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, obejmującym zaledwie 600 km<sup>2</sup>, można

stwierdzić występowanie stref nie tylko podstawowych elementów geologicznych i stosunków hydrogeologicznych, lecz również strefowe występowanie regionów krasowych.

### 1. Strefa synklinalna centralna

Skałami podlegającymi rozpuszczaniu chemicznemu są w tej strefie dolomity i wapienie zwięzłe, stosunkowo trudno rozpuszczalne, wieku środkowo i górno-dewońskiego o miąższości około 1000 m. Skały owe tworzą izolowany od innych skał krasowiejących, indywidualny zespół spoczywający na podłożu wodoszczelnym, nie ulegającym chemicznej destrukcji. Różnica wysokości w obrębie obrzeżeń sięga na północy do 200 m, a na południu do 100 m względem powierzchni skał krasowiejących w synklinorium i niekrasowiejących obrzeżeniach. Potrzebna — wg L. Sawickiego (16) — do formowania się zjawisk krasowych strefa aeracji w synklinorium centralnym mogła powstać dopiero po przepiłowaniu północnego obrzeżenia przez Słupiankę i południowego przez Łagowicę i Koprzywiankę. Wówczas rzeki mogły się zacząć wcinać w krasowiejące skały. Stopniowe pogłębianie się przełomów przez obrzeżające wały spowodowało pogłębianie się dolin w obrębie synklinorium, co doprowadziło do wytworzenia się strefy aerycznej o różnej miąższości zależnie od głębokości dolin.

Stosunkowo najgłębszy przełom wytworzyła Łagowica w obrzeżeniu południowym. Stopniowo postępująca za tym przełomem erozja wsteczna i wgłębna dała możliwość powstania strefy aerycznej o pionowej rozpiętości około 100 m. Do Łagowicy wewnątrz synklinorium dopasowały się jej dopływy zarówno prawo- jak i lewoboczne. Najdłuższym i najgłębszym wcięciem dopasowującym się do Łagowicy jest dolina Wszachówki (lewoboczny dopływ Łagowicy). Jako cechę charakterystyczną strefy aerycznej w synklinorium można podać zmniejszanie się jej miąższości z oddaleniem się od głębokich dolin i w miarę zbliżania się rzek ku ich obszarom źródłowym. Miąższość strefy aerycznej nie jest stała. Zmienia się ona w zależności od pogłębienia się względnie zasypania den dolinnych. Ten ostatni przypadek uwidacznia się w terasach sięgających około 25 m ponad dzisiejsze dna dolin.

Do cech charakterystycznych tej strefy zaliczyć można swoiste stosunki hydrogeologiczne. Morfologia jej obszaru sprzyja nawodnieniu wodami allochtonicznego pochodzenia. Szczególnie ważny jest fakt, że obrzeżenia synklinorium są zalesione. Cecha ta występuje wyraźnie w czasie roztopów wiosennych, kiedy opóźnione topnienie śniegu w lasach, przedłuża przepływ wód roztopowych, obfitujących w CO<sub>2</sub>. Trudno rozpuszczalne skały tego obszaru łatwiej ulegają krasowieniu właśnie

w porze o wzmożonym przepływie zimnych i obfitujących w CO<sub>2</sub> wód roztopowych. Odporności na rozpuszczanie zwięzłych i twardych skał przeciwstawiają się spękania natury diagenetycznej, wietrzeniowej i tektonicznej. W odróżnieniu od dwóch następnych stref, spękania tektoniczne na tym obszarze wywołane zostały podczas dwu orogenez: hercyńskiej (spękania tego wieku częściowo zatarte przez wtórne zjawiska krasowe w postaci uzyień kalcytowych) i alpejskiej.

Jeśli chodzi o wiek zjawisk krasowych, strefa ta także wybitnie różni się od obydwu następnych. Skały dewońskie dość odporne na rozpuszczanie wyłoniły się z dna morskiego w okresie orogenezy hercyńskiej, wiek zjawisk i form krasowych na tym obszarze jest więc starszy aniżeli na dwu pozostałych.

Charakterystyczne formy tylko dla tej strefy to: okapy skalne, jaskinie i wertebry kopalne.

## 2. Strefa przejściowa

Strefa przejściowa rozprzestrzenia się między południowymi skrzydłami antyklinorium klimontowskiego i fałdu ociesęckiego (na północy) i zapadliskiem staszowsko-połanieckim na południu.

Skałami umożliwiającymi powstanie procesów krasowych są tutaj wapienie litotamniowe i detrytyczne wieku mioceńskiego. Miąższość ich waha się od 30 do 100 m zależnie od konfiguracji starszego podłoża, zbudowanego ze skał wodoszczelnych. Litologicznie biorąc, skały te są stosunkowo miękkie o niejednolitej spójności, miejscami rozsypliwe. Stosunkowo łatwo ulegają rozpuszczaniu chemicznemu pod działaniem wody zawierającej CO<sub>2</sub>.

W porównaniu do krasowiejących skał w strefie poprzedniej późniejszy wiek powstania tych skał przesądza, że i spękania tektoniczne są późniejsze i związane są genetycznie z późniejszą fazą orogenezy alpejskiej.

Miąższość strefy aeracji, która warunkuje powstanie zjawisk krasowych, podlegała zmianom. Wcinanie się rzek w okresie przedczwartorzędowym w skały (zarówno krasowiejące jak i ich odmienne podłoża) zostało zahamowane na ogół w okresie plejstoceniowym. Doliny rzeczne ulegały w glacjałach zasypaniu, a w interglacjałach rekonstrukcji. Ostatecznym efektem tych procesów jest to, że stare preglacjalne dna dolin leżą około 25 m poniżej obecnych den dolinnych, z tym że ślady wahań głębokości dawnych den dolinnych możemy rekonstruować na podstawie teras zarówno zasypanych (kopalnych) jak i wznoszących się ponad dzisiejsze dna dolinne. Z wahaniami poziomu den dolinnych odbywały się wahania w miąższości strefy aerycznej.



W zależności od konfiguracji podłoża niekrasowiejącego i miąższości skał krasowiejących wyróżnić możemy przestrzenie, na których cała miąższość skał krasowiejących leży w strefie aeracji, tj. przestrzenie skał krasowiejących zawieszono w stosunku do den dolinnych i przestrzenie, na których doliny rzeczne nie osiągnęły podłoża skał wodoszczelnych, niekrasowiejących.

Do obszarów, na których dna dolin nie sięgają podłoża skał paleozoicznych, należy zagłębienie Rakowsko-Bogoryjskie. Strefa aeracji sięga tu do 50 m i nie obejmuje całej miąższości skał krasowiejących.

Na przestrzeni fałdu pierzchnickiego rzeka Czarna nie tylko przecięła całą miąższość skał krasowiejących, lecz wcięła się w skały wodoszczelne podłoża utworów węglanowych.

Począwszy od Jasienia i Kotuszowa na południe dno doliny Czarnej nie dosięga już podłoża wodoszczelnego, a więc nie przecina całej miąższości skał krasowiejących.

Przecięcie względnie nieprzecięcie całej miąższości skał krasowiejących kształtuje w decydujący sposób stosunki hydrogeologiczne oraz nadaje właściwe piętno procesom krasowym. Procesy krasowe w tej okolicy zachodzą tylko w górnej części skał wapiennych, zalegających powyżej poziomu stagnujących wód gruntowych, tworzących zbiornik podziemny w dolnych pokładach wapiennych, zalegających nad wodoszczelnym podłożem.

Przecięcie całej miąższości skał krasowiejących i wcięcie się doliny Czarnej w wodoszczelne podłoże zachodzi w okolicy Kotuszowa. Powoduje to, że cała miąższość skał krasowiejących znajduje się wysoko w strefie aeracji ponad dnem doliny. Nie ma tu żadnej możliwości powstania podziemnego zbiornika wodnego. Tereny te są ubogie w wodę, a jeśli chodzi o procesy krasowe, to obejmują one całą miąższość skał podlegających krasowieniu (tj. do 30 m).

Małej odporności skał strefy przejściowej na procesy chemicznej erozji i denudacji towarzyszy stosunkowo słabe zasilanie wód. Z wyjątkiem północnej części, która zasilana jest oprócz opadów atmosferycznych także wodami allochtonicznymi, całość obszaru zraszana jest niewielkimi opadami atmosferycznymi. Należy też uwzględnić, że wielki procent powierzchni strefy przejściowej pokryty jest lasami. Zalesienie zaś wpływa w wielkiej mierze na zużycie zasilania podłoża w wodę. Po pierwsze pewna ilość wód opadowych zatrzymywana jest w koronach drzew i podlega wyparowaniu. Po drugie, w lasach znaczna ilość wód gruntowych podlega transpiracji. Uwzględnivszy te okoliczności dochodzimy do wniosku, że tylko znikoma ilość wód krąży na tym obszarze w strefie aerycznej. Mimo więc małej odporności skał na rozpuszczanie chemiczne, procesy

krasowe nie odbywają się zbyt szybko. Ze względu zaś na miękkość skał i małą ich spoistość powstające formy krasowe są krótkotrwałe. Stosunkowo szybkiemu powstawaniu form przeciwstawia się również szybkie ich zanikanie. Charakter krótkiego cyklu rozwojowego form krasowych jest nie bez znaczenia przy poczynaniach inżynierii praktycznej na tym obszarze.

Na ogół można scharakteryzować kras strefy przejściowej jako typ krasu odkrytego. Zdarzają się jednak formy powstające pod pokrywą niewielkich płytów utworów lodowcowych, jako formy krasowe powstałe z przesączania. Do takich form zaliczyć można wertebry występujące na północ od Rakowa, gdzie powstały w wapieniu litotamniowym pod pokrywą piasków czwartorzędowych. Do tego typu (tj. do zjawisk krasowych powstałych pod powierzchnią) zaliczyć można kieszenie krasowe (organy geologiczne) odkrywane w kamieniołomach w Dobrej koło Staszowa.

Charakterystycznymi formami krasu odkrytego są tutaj żebra zboczowe w Kurozwękach i Szydłowie, oraz żebra na wierzcholinie między Wolą Osową a Jasieniem. Te ostatnie wyglądają szczególnie malowniczo na tle pól pokrytych zbożem. Żebra te genezę swoją zawdzięczają budowie wapieni sarmackich, wśród których wyróżniają się zgrupowania wapieni serpulowych, odporniejsze na rozpuszczanie chemiczne. Zgrupowania wapieni serpulowych, po rozpuszczeniu otulających je wapieni detrytycznych, utrzymują się dłużej i dają wspomniane żebra krasowe. Poza wyżej wymienionymi pierwotnymi formami krasowymi do charakterystycznych cech tej strefy należą wtórne zjawiska krasowe, występujące w postaci martwicy wapiennej i wapieni pylastych, wg definicji J. B. P u s c h a (14) tzw. „pudru skalnego”.

Martwice wapienne jako wtórne zjawiska krasowe występują w obrębie doliny w Szydłowie i w wąwozie krasowym na północ od Kotuszowa. Tworzą się one łącznie z torfami u wylotu wycieków wód krasowych. Wyciekająca bowiem woda krasowa (tj. woda obfitująca w rozpuszczony węglan wapnia) rozlewa się szeroko u podstawy dna doliny, dając przez to doskonałe warunki dla rozwoju roślin hygrofilnych. Te zaś odbierając wodzie dwutlenek węgla przyczyniają się do wytrącania węglanów wapnia, które dają pokłady martwicy wapiennej obok pokładów torfu powstałego z szaty roślinnej.

Wapień pylasty jako zjawisko krasowe wtórne występuje w szerokich szczelinach skalnych w Wiśniowej i Sztombergach. Powstaje on w ten sposób, że woda krasowa dostawszy się do szerokich szczelin o mniejszym ciśnieniu, traci dwutlenek węgla i wskutek tego wytrąca wapień w po-

staci maleńkich kryształków kalcytu. Nagromadzenie owych kryształków łącznie tworzy wspomniany wapień pylasty, nazwany przez P u s c h a „pudrem skalnym”.

### 3. Strefa zapadliskowa

Pomiędzy strefą zapadliskową a obiema strefami wymienionymi istnieje zasadnicza różnica w litologii. Podczas gdy w obydwóch poprzednich strefach skałami krasowiejącymi były skały węglanowe, to w tej strefie rolę tę spełniają skały siarczanowe. Skały siarczanowe występują tu w postaci gipsu o różnej strukturze, począwszy od struktury zbitej, przez drobnokrystaliczną do struktury grubokrystalicznej. Jak wiadomo gipsy są skałami szybciej podlegającymi procesom krasowym niż skały węglanowe.

Inną zasadniczą różnicą pomiędzy obiema wyżej wymienionymi strefami a strefą zapadliskową jest położenie skał krasowiejących w stosunku do skał niekrasowiejących. W szczególności chodzi tu o nakład nad skałami krasowiejącymi. W obydwu poprzednich strefach — za wyjątkiem niewielkich płatów z utworami czwartorzędowymi — mieliśmy do czynienia z krasem odkrytym. W strefie zaś zapadliskowej, poza niewielkim płatem krasu odkrytego w okolicy Staszowa, mamy na całej przestrzeni do czynienia z krasem zakrytym, czyli leżącym pod pokrywą ilów krakowieckich z nakładem utworów czwartorzędowych w ich stropie.

W odsłonięciach gipsu, występujących stosunkowo na niewielkiej przestrzeni w okolicy Staszowa, daje się zauważyć płytką strefę aeracji z niewielkimi formami krasowymi w postaci poszerzonych szczelin, próżni i małych wertebów zapadliskowych.

Poza wspomnianym płatem krasu odkrytego występuje w przewadze kras zakryty, objawiający się na powierzchni w formach reprodukowanych w pokrywach nadgipsowych, a więc w ilach krakowieckich i piaskach czwartorzędowych. Krasowienie gipsów wiąże się tutaj ze strefą aeracji powstałą pod powierzchnią ilów krakowieckich, a ponad wodoszczelnym podłożem iłołupków prekambryjskich. Woda do strefy aerycznej pod pokrywą dostaje się w strefie brzeżnej z wapieni detrytycznych, zązębiających się z ilami krakowieckimi. Wody pochodzenia allochtonicznego wciskają się w piaski, które wypełniają fugi międzywarstwowe między gipsami i ilami krakowieckimi. Wody spływające w fugach międzywarstwowych natrafiają na systemy szczelin odkrywających się na powierzchni gipsów (pod pokrywą ilów krakowieckich) i wsiąkają w nie. Wsiąkająca w szczeliny gipsowe woda poszerza szczeliny skalne, a przez stałe rozpuszczanie skał siarczanowych wytwarza próżnię w gipsach pod ilami krakowieckimi. Pokrywa ilasta nad próżniami, straciwszy oparcie

na większej przestrzeni, załamuje się i osiada na dnie próżni. Powstaje werteb w iłach krakowieckich i w ich nadkładzie — w piaskach czwartorzędowych.

Powstałe w ten sposób wertebny zalewa woda gruntowa, a więc woda zbierająca się w piaskach na iłach krakowieckich. Początkowo wody przeciekają do strefy aerycznej w gipsach spękaniem tworzącymi się podczas osiadania pokrywy nad próżniami. Po ustaleniu się dna wertebu, tj. po zamuleniu szczelin w wertebie, woda pierwszego poziomu wypełnia werteb i powstaje jezioro krasowe. Jeziora tego typu nie ulegają zamuleniu. Przeciwstawia się temu brak spływów powierzchniowych wód. Wody z opadów atmosferycznych wsiąkają w grubą pokrywę piasków. Do wertebów wpływa woda nie z powierzchni, lecz z piaszczystych brzegów otaczających werteb w poziomie wody gruntowej. Brak spływów powierzchniowych sprzyja zachowaniu się stromych brzegów tego rodzaju form.

Długotrwałość jezior jest względna. Woda z jezior stopniowo zostaje wypierana przez obumierające i osadzające się na dnie i brzegach jeziora butwiejące rośliny, które z czasem zajmą miejsce wody i zamienią jezioro w bagnisko, a następnie w torfowisko.

Część torfowisk powstałych w sposób wyżej podany została w lasach Golejowskich (na wschód od Staszowa) już wyeksploatowana i ponownie zamieniona na jeziora. Jeziora wtórne charakteryzują się tym, że są połączone kanałami, tj. rowami odwadniającymi, którymi odprowadzano wodę pompowaną w czasie eksploatacji torfów. Niekiedy nie doprowadzano eksploatacji torfowiska do końca, lecz pozostawiano część złoża, która po wtórnym zalaniu wertebu przez wodę pozostała jako wyspa pokryta zaroślami i drzewami.

Wymiary tych wertebów są różne. Obok małych zagłębień (reprezentowanych w lasach Golejowskich na wschód od Staszowa przez jeziora krasowe o średnicy od 20 do 80 m) występują większe jeziora krasowe o średnicy od 100 do 200 m i średnicy od 200 do 400 m.

Zgrupowanie wertebów w lasach Golejowskich tworzą miejscami pola wertebowe (jak np. koło Golejowa), w innych zaś miejscach występują w systemie łańcuchowym — zgrupowane wzdłuż jakiejś głównej szczeliny. W zgrupowaniach o postaci pól wertebowych liczba jezior dochodzi do kilkunastu na km<sup>2</sup>.

W strefie południowej występują obok wertebów także kotliny krasowe z drugorzędnymi wertebami. Formy te odpowiadałyby częściowo wąwozom krasowym stref poprzednich.

Jeśli chodzi o wiek względny zagłębień wertebowych tej strefy to zaznaczyć wypada, że jest on niejednakowy. Obok wertebów świeżo powstałych, zalanych wodą (jezior z rozpoczynającą się fazą torfienia)

spotyka się jeziora przechodzące w torfowiska z oczkami wody pośrodku, oraz jeziora, które przeszły w torfowiska, obok wtórnie regenerowanych jezior, powstałych po wyeksploatowaniu torfów.

Wiek bezwzględny początków krasowienia sięgać może pliocenu, tj. okresu czasu po ustąpieniu morza sarmackiego. Okres ten przedłuża się do dziś z pewnymi zahamowaniami w okresie plejstocenijskim, kiedy to w glaciałach wskutek wytworzenia się głębokiej zmarzliny procesy krasowienia nie mogły się odbywać.

## VI — WIEKOWE ZRÓZNICOWANIE ZJAWISK KRASOWYCH I CYKLE

Do najczęstszych form krasowych, występujących we wszystkich strefach, należą wertebry. Na podstawie więc wertebry można przystąpić do klasyfikacji zróżnicowania wiekowego zjawisk krasowych. Począwszy od wyraźnych wertebry odkrytych (nie zamulonych, ani nie zatorfionych w strefie synklinorialnej i przejściowej) oraz wertebry reprodukowanych, odpowiadających tym wertebrom odkrytym (w łałach krakowieckich i utworach plejstocenijskich w strefie zapadliskowej), a skończywszy na wertebry kopalnych w strefie synklinorialnej istnieje wielka rozpiętość wiekowa. Pomiędzy tymi skrajnymi genetycznie wertebry istnieje cały szereg wertebry odpowiadających krótszym lub dłuższym okresom czasu.

Do najmłodszych wertebry należą wertebry obecnie powstające we wszystkich strefach krasowych. W strefie synklinorialnej do tego typu należą wertebry odsłonięte na powierzchni, a więc wertebry z rozmycia powierzchniowego. W strefie przejściowej odpowiadają tym formom pod względem wiekowym wertebry zapadliskowe, tworzące się obecnie, jak np. na polach Jasienia i Kopaniny koło Staszowa, gdzie odkryły się nowe wertebry w czasie wstrząsów powstałych wskutek działań ostatniej wojny. Wówczas to cienkie sklepienia związane korzeniami roślinnymi uległy załamaniu i osiadły na dnach próżni podziemnych. O dalszych postępach trwających procesów krasowych świadczą fakty pogłębiania się wymienionych wertebry i osuwania się ich zboczy, jak to ma miejsce np. w wertebry w Kopaninie na północ od Staszowa. W strefie zapadliskowej tego rodzaju wertebrom odpowiadają zagłębienia wertebrowe reprodukowane w łałach krakowieckich, zalane wodą, ale jeszcze nie zatorfione.

Obok najmłodszych, a więc holocenijskich wertebry istnieją też na badanym obszarze ich starsze generacje aż do form sięgających ostatniego zlodowacenia. Formy krasowe tego wieku znane są we wszystkich strefach. W każdej zaś z tych stref mają one inny charakter. Podczas gdy w strefie synklinorialnej są one przeważnie suche, zasypane kamieniami zbieranymi przez ludność miejscową z pól (jak np. w Płuckach), to

w strefie przejściowej, wskutek grubej zwietrzliny na powierzchni mało spoiстых skał, zagłębienia wertebowe są zasypywane rumoszem, a następnie zaorywane. W strefie zaś zapadliskowej w początkowej fazie owe wertebony były jeziorami, następnie przeszły przez bagniska i uległy zatorfieniu.

Jeśli zaś chodzi o formy krasowe z okresów interglacjalnych i preglacjalnych to formy te możemy na razie razem opisywać, gdyż z powodu braku ściślejszych danych trudno je rozdzielić. Preglacjalne formy krasowe występują prawdopodobnie we wszystkich strefach, lecz nie we wszystkich strefach można je wydzielić. W obszarze np. zapadliskowym, jeśli istniały preglacjalne, reprodukowane w łożach krakowieckich zagłębienia, to zostały pokryte grubą pokrywą utworów morenowych i fluwio-glacjalnych. Tymi utworami zostały więc wszelkie nierówności podłoża wyrównane i zasmarowane. W strefie przejściowej do form preglacjalnych można by zaliczyć np. kopalną popławę o wymiarach  $800 \times 250$  m, występującą w lasach na południe od Arkuszowa. Popława ta powstała w krasie odkrytym jeszcze przed nasunięciem lądolodu. O preglacjalnym wieku tej popławy świadczy wypełnienie jej utworami glacialnymi, nie zdradzającymi jednak oznak procesu zapadliskowego, lecz posiadającymi cechy pierwotnej akumulacji podwójnego zlodowacenia. Uwidacznia się to w podwójnych glinach zwałowych, przedzielonych utworami fluwio-glacjalnymi o dużej miąższości. Forma ta zgadza się z definicją C v i j i c a podaną przez A. Malickiego (10) popławy założonej „na nagłówkach warstw osiłą podłużną zgadzającą się z ich biegiem”. Niedaleko na północ od popławy wyklinowują się warstwy krasowiejącego wapienia litotamniowego, które spoczywają na staropaleozoicznych skałach wodoszczelnych. Sama forma popławy predysponowana została częściowo podłożem krasowiejących skał, które w tym miejscu stanowią lekką zakłęśłość. Wody płynące po skałach krasowiejących wpadając w szczeliny poszerzały je erozyjnie (zarówno chemicznie jak i mechanicznie), a przedostając się na niegłęboko położoną powierzchnię niekrasowiejącą, płynęły po niej na granicy dwu różnych serii, rozmywając przy tym wapienie (mechanicznie i chemicznie). Taki układ skał i wiążący się z tym przepływ wód przyspieszał niszczenie skał wapiennych, co w konsekwencji doprowadziło do powstania opisanej formy.

Na północ od Rakowa spotyka się wśród pól ornych podmokłe łączki. Leżą one nad starymi, preglacjalnymi wertebami, które zasypane osadami glacialnymi reprezentują wertebony kopalne.

W strefie synklinorialnej na północ od Lechowa występują analogiczne formy w postaci podmokłych, izolowanych łączek. Są one tutaj również założone nad wertebami zasypanymi przez utwory glacialne. Do form preglacjalnych, prawdopodobnie plioceńskich, zaliczyć można jaskinie w Ła-

gowie. Brak utworów glacialnych w tej jaskini można tłumaczyć tylko tym, że w czasie stacjonowania na tym obszarze lądolodów była ona jeszcze formą zamkniętą, niedostępną dla osadów glacialnych.

Do starszych krasowych form kopalnych należą wertebry wypełnione wewnątrz osadami lądowymi wieku miocenijskiego. Występują one tylko w strefie synklinorialnej, albowiem zarówno w strefie przejściowej, jak też i zapadliskowej żadne formy krasowe nie mogły powstać w miocenie, gdyż tereny te były jeszcze pokryte morzem. Do tego też okresu (tj. miocenu lądowego) w strefie synklinorialnej zaliczyć można również ostańce w postaci skałek rozrzuconych między Lechowem i Łagowem.

Na badanym obszarze można wyróżnić dwa, względnie trzy cykle krasowania. Cykl pierwszy wystąpił tylko w strefie synklinorialnej i rozwijał się do miocenu włącznie. Ten okres rozwoju rzeźby krasowej nie mógł ze zrozumiałych powodów zaznaczyć się w obu pozostałych regionach, ponieważ nie było tu jeszcze skał krasowiejących.

Następny cykl rozwinął się w czasach, które nastąpiły po odwróceniu morza sarmackiego, a więc w pliocenie i bezpośrednio przed najstarszym zlodowaceniem. Objął on już wszystkie trzy wyróżnione strefy. Zahamowania i przerwy tego cyklu miały miejsce w okresach zlodowaceń.

Trzeci i ostatni cykl rozwoju rzeźby krasowej rozpoczął się z chwilą ustąpienia ostatniego zlodowacenia i trwa do tej pory.

---

#### LITERATURA

1. Czarnocki J.: Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Tow. Nauk. Warszawskiego, 28, Warszawa 1919.
2. Czarnocki J.: Mniej znane zabytki geologiczne Gór Świętokrzyskich. Ochrona Przyrody, Kraków 1932.
3. Czerwiński J.: Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu w południowej części Gór Świętokrzyskich. Prace PIG, Warszawa 1960.
4. Dybczyński T.: Ilustrowany przewodnik po Łysogórach. Polskie Tow. Kraj., Warszawa 1923.
5. Gruszecki A.: O jaskiniach na przestrzeni od Karpat po Bałtyk. Biblioteka Warszawska, t. 4, Warszawa 1878.
6. Kowański Z.: Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1959.
7. Kowalski K.: Jaskinie Polski. Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1954.
8. Lenczewicz S.: Poszukiwania paleo-antropologiczne w Polsce w świetle geologii. Wszechświat, Warszawa 1913.
9. Malicki A.: Imiennictwo związane z krasem Podola Pokuckiego. Czasopismo Geograficzne, Lwów 1934.
10. Malicki A.: Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi (Die Entwicklung und jetziger Stand der Forschungen über Karstgebiete). Czasopismo Geograficzne, 15, Lwów 1937.

11. Malicki A.: Zabytki przyrody nieożywionej na obszarach gipsowych dorzecza Nidy. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzną*, R. III, Kraków 1947.
12. Mitosek H.: Zarys klimatu województwa kieleckiego w świetle potrzeb rolnictwa. Kielce 1957.
13. Przesmycki T.: Jaskinie na Wyżynie Małopolskiej. *Ziemia*, 3, nr 27, Warszawa 1912.
14. Pusch J. B.: Geognostische Beschreibung von Polen sowie der übrigen Nordkarpathen-Länder. Stuttgart 1833—1836.
15. Samsonowicz J.: Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1:100 000, Warszawa 1934.
16. Sawicki L.: Szkic krasu słowackiego z poglądem na cykl geograficzny w krasie w ogóle (Skizze des slovakischen Karstes und über den geographischen Zyklus im Karst überhaupt). *Kosmos*, XXXIII, Lwów 1908.
17. Sawicki L.: O krasie gipsowym pod Buskiem (Sur les phénomènes karstiques dans le gypse du plateau de la Petite Pologne). *Przegląd Geograficzny*, I, Warszawa 1918—1919.
18. Uberna T.: Zjawiska krasowe w dolomitach środkowo-dewońskich okolic Winnej koło Łagowa. *Przegląd Geologiczny*, nr 12, Warszawa 1962.

### РЕЗЮМЕ

Обследованная территория составляет около 600 км<sup>2</sup> и простирается от вершинной линии Лысогорской складки до Сташовско-Поланецкой впадины (параллель, проходящая через местность Клоды).

Здесь выступают следующие тектонические элементы (по терминологии Я. Чарноцкого с 1919 г. и Я. Самсоновича с 1934 г.): 1) Лысогорская складка на севере, 2) центральный синклиниорий, 3) на юг от синклинория располагается Климонтовский антиклиниорий (разветвляющийся на западе на Орловскую и Отесецкую складку, которые ограничивают внутреннюю Бардзинскую синклиналь), 4) Пешхницкая складка с переходной сферой между палеозойским свентокшиским цоколем и Сташовско-Поланецкой впадиной, 5) Сташовско-Поланецкая впадина.

Породы, строящие эту территорию, можно разделить в виду на литологические свойства и рассматриваемые явления на две группы: а) породы, подвергающиеся карстовым процессам и б) некарстующие породы.

Эти последние составляют крайнюю, самую глубокую материнскую породу всей территории и, таким образом, слабо дифференцированную. На севере т.е. от Лысогорской складки вплоть до Пешхницкой складки состоят из илосланцев, песчаников и кембрийских граувакк. На юг от Пешхницкой складки глубокая порода построена с мало метаморфизированных илосланцев, граувакк и кварцовых песчаников прекембрийского периода. Окаймления централь-



ного синклиория и Бардзянской синклинали образованы илосланцами, граувакками и кварцевыми песчаниками кембрийского периода, создающими складки. Ядра складок в центральном синклиории образуют кварцевые песчаники нижнедевонской эпохи. К западу от Лагова (в окрестностях Лехувка) и к востоку от этой местности (окрестности Пётрова) синклинальные породы это илосланцы и граувакки кульма. В Сташовско-Поланецкой впадине, кроме непроницаемой материнской породы, выступает еще сводчатый покров, состоящий из краковецких илов миоценового возраста.

Породы, подвергающиеся процессам карстования, дифференцируются на исследованной территории на карбонатную и сульфатную группы. Карбонатные породы Центрального Синклиория и Бардзянской Синклинали представлены доломитами и средне- и верхнедевонскими известняками. К этой группе относятся также литотамниевые и детритические известняки переходной зоны. К группе сульфатных пород принадлежат гипсы, залегающие в Сташовско-Поланецкой впадине.

Доломиты и известняки средне- и верхнедевонского возраста представляют собой связные породы, относительно трудно подвергающиеся карстовым процессам. Заполняя синклинальные углубления, доходят до мощности около 1000 м и образуют складки совместно с их непосредственной основой т.е. с нижнедевонскими кварцевыми песчаниками, а также с ордовикскими и силурийскими иловыми сланцами. Литотамниевые и детритические известняки переходной зоны, принадлежащие к миоцену, представляют собой слабосвязные породы и легко подчиняются карстовению. Их мощность составляет около 100 м и залегают они на поверхности, создавая основание для образования голого карста.

Легче всего подвергаются разрушению гипсовые породы, которые выступают в пределах Сташовско-Поланецкой впадины. Их мощность доходит до 50 м. Эти породы выходят на поверхность в Сташове и соседних окрестностях, тогда как в остальных районах они покрыты сверху непроницаемыми краковецкими илами третичного возраста.

Кроме литологических особенностей на характер карстовых явлений исследованной территории значительное влияние оказывают гидрогеологические отношения. Эти последние формируются не только в зависимости от степени проницаемости пород, но также остаются в связи с количеством атмосферных осадков (600 мм в окрестностях Сташова, 850 мм в Лысогорской полосе), с наплывом вод из соседних районов, а также с характером растительного покрова. Автор обращает внимание на факт, что в районах покрытых

лесами, сравнительно незначительная часть атмосферных вод может проникать в основу, даже в том случае, если она построена исключительно проницаемыми скалистыми породами. Гораздо большим коэффициентом инфильтрации обладают луговые и полевые районы. Почти нацело (не считая испаривания) атмосферные воды поглощаются в окрестностях Ракова, где на поверхности залегают флювиогляциальные пески мощностью около 25 м. Этот процесс обуславливает, что окрестности имеют полупустынный характер, хотя немногие тамашние источники доставляют значительные количества воды.

Особенно важную роль играет геоморфологический фактор в формировании наплыва вод из районов, построенных на поверхности непроницаемыми породами, в карстующие районы. Карстующие породы Центрального Синклиория и Бардзянской синклинали занимают понижения, над которыми поднимаются горные гряды, построенные непроницаемыми породами. Эти возвышенности, сверх того, покрытые лесом сохраняют в течение более продолжительного промежутка времени снеговой покров. И поэтому в течение более длительного времени талые воды, холодные и содержащие большее количество  $\text{CO}_2$  стекают из окаймляющих возвышенностей и, как аллохтонические воды, протекают в районы, построенные из известняков и доломитов, способствуя усилению карстовых процессов в этой территории.

Подобную роль играет южное крыло Климонтовского антиклиория в отношении к северным районам переходной зоны.

На территории Сташовско-Поланецкой впадины имеются два уровня грунтовых вод. Первый уровень в плейстоценовых песках образуется на поверхности краковецких илов и питается только атмосферными водами; второй уровень, образующийся под гипсами, питается тоже аллохтоническими водами, которые стекают сюда из выше расположенных районов переходной зоны.

К карстовым формам и явлениям исследованной территории принадлежат: карстовые ляппезы, карстовые воронки, ниши, навесы и пещеры, карстовые источники, пропадающие в понорах потоки, карстовые долины. Ко вторичным явлениям относятся: известняковые туфы, натечи, кальцевые жилы, известняковая пыль и заполнения посторонним материалом карстовых пустот.

Среди карстовых ляппез автор отмечает скатовую и вершинную группы. Скатовые ляппезы выступают в самом большом развитии в долине Лаговицы (около Лагова), а также в соседнем карстовом овраге Дуле. Кроме того эти формы встречаются в окрестностях Винной-Цегельни, в Курозвенках и Шидлове. Вершинные ляппезы

встречаются: 1) между оврагом Винная-Цегельня и долиной Лаговицы, 2) на возвышенности, простирающейся к югу от Курозвенков, 3) в возвышенном районе, расположенном между местностями Ясень и Осова Воля.

Карстовые воронки принадлежат к сравнительно обыкновенным формам на исследованной территории, причем среди них наблюдается значительная дифференциация. По характеру генетического процесса их можно разделить на коррозионные и просадочные воронки. Учитывая стратиграфическое положение можно их подразделить на открытые и репродуцированные воронки в пределах некарстирующего покрова. Принимая во внимание возраст и характер современных процессов следует выделить: воронки активные, исчезающие и ископаемые.

Коррозионные воронки в самом большом количестве находятся между Плущками и Малоцентовским валом (девонские известняки и доломиты), а также в окрестностях Ракова и Ханьчи (литогамниевые и детритовые известняки). Впадинные активные воронки известны в окрестностях Сташова, впадинные ископаемые воронки наблюдаются к востоку от Лагова (заполненные миоценовыми осадками материкового происхождения).

Наличие ниш и навесов на этой территории связано со связными породами, трудно поддающимися процессам выветривания. Образование ниш и навесов обусловлено тектоническими трещинами и слоистыми шрамами. Единственная пещера на исследованной территории находится на склоне оврага Дуле, в самом близком соседстве Лагова. Возраст этой пещеры (длина 80 м, ширина 3 м, высота от 1,5 м до 3 м) очень трудно точно определить. Ее положение около 15 м над дном оврага в верхней части склона, построенного из девонских скал, может указывать на то, что она образовалась еще до миоцена. В периоде трансгрессии миоценового моря была, по вероятности, еще покрыта и вследствие этого не подверглась засыпанию. Обнаружение пещеры наступило, очевидно лишь только после регрессии Сарматского моря из окрестностей Ракова, понижения эрозионной базы и повторного оживления карстовых процессов.

К самым прекрасным извержениям вод и карстовых источников принадлежат те, которые образовались в долине Лаговицы, долине р. Черной и их притоков. Выхождение карстовых вод на дневной свет могло наступить лишь только после пересечения карстовой основы глубокими долинами. Там, где карстующие породы характеризуются отчетливо заметными междуслоистыми полосами и четким уровнем грунтовых вод, возникают целые ленты ключей вод у оснований склонов (между Малацентовом и Плущками, между

Винной и Вшаховом). Карстовые источники связаны скорее с наличием трещин и тектонических дислокаций (источник в Плущках обладает продуктивностью 10 л/сек, а Маслове — 50 л/сек). На линии дислокации Винная-Цегельня в долине Вшахувки находятся два источника с совместной продуктивностью около 25 л/сек. Многочисленные источники образовались вдоль обоих берегов долины реки Черной между Краковом и Сташовом, а их продуктивность равняется от 0,5 до 10 л/сек. Сильный карстовый источник находится на дне долины Черной к западу от Ракова (продуктивность 50 л/сек). Самые многочисленные периодические источники возникают у основания склонов оврага врезанного в девонские известняки на участке от местности Винная до местности Цегельня.

Самые большие поноры появляются в слепых и полуслепых долинах, которые образовались в результате работы вод, стекающих с некарстующих районов в карстующие районы. С такими долинами связаны тоже временно пропадающие водные ручейки. Самый крупных размеров долина этого рода связана с деятельностью постоянного потока, который ведет воды из Еленегорских гребней. Этот поток теряет свои воды постепенно в нескольких понорах, активных в пограничной сфере контакта непроницаемых пород и девонских известняков и доломитов. Ниже места выступления поноровой группы простирается в течение большей части года в направлении к Лагову сухая долинная форма, ведущая поверхностные воды только после исключительно интенсивных ливней, а также в периоды оттепелей. Подобные поноровые отверстия, всасывающие поверхностные воды, стекающие из некарстующих районов, существуют в Понике — в пограничной сфере известняковых образований. Над понорами в Понике поднимается известняковый склон высотой около 5 м, который частично закрывает отрезок долинной формы. Только во время оттепелей и в период сильных ливней поток с поднимающейся водой, невсосанной в достаточном количестве понорами, проникает сверху в старую долину, возникшую перед открытием поноров. Эта полуслепая долинная форма в Понике развивается таким образом на двух уровнях. Кроме полуслепых долин в обсуждаемой территории имеются тоже слепые долины. К этому типу долин принадлежит короткая слепая долина, возникшая в Гулачове на переходе из илосланцев кульма в район девонских известняков.

На относительно небольшой территории исследований, дифференциация геологического строения и литологии, а равно неодинаковый период времени, во время которого могли начаться и длиться

карстовые процессы, принуждает выделить три различных региона карстовых явлений.

Первый регион в окрестности Лагова построен из известняков и доломитов средне- и верхнедевонского периода. Так как породы эти относительно устойчивы против процессов выветривания и дезинтеграции, карстовые процессы проходят в медленном темпе, но возникшие благодаря ним формы более долговечны. Известняки и доломиты этого региона лежат в морфологическом понижении. Сфера аэрации в этом регионе могла образоваться лишь после эрозийного пересечения южного окаймления центрального синклиория (эрозийный разрез Климонтовского антиклиория рекой Лаговицей). Развитие карстовых явлений в лаговском регионе протекало в двух циклах. Первый цикл начинается одновременно с эрой герцинских складчатостей и продолжается до периода трансгрессии миоценового моря вплоть до окрестностей Ракова. Второй цикл начался с момента регрессии сарматского моря и продолжается (с перерывами в период плейстоцена) до сегодняшнего дня. Лаговский регион обладает самым богатым комплексом форм и карстовых явлений.

Второй регион, охватывающий районы, построенные из литомниевых миоценовых известняков, характеризуется скорым образованием, быстрым развитием и незначительной долговечностью карстовых форм. Морфология этого региона формировалась в пределах одного только карстового цикла, который начался с момента регрессии сарматского моря и был прерван и нарушен, главным образом, в связи с надвижением северных материковых ледников.

Третий регион, который можно назвать Сташовским регионом, охватывает районы, сложенные сравнительно мощными отложениями гипсовых скал. В большей части этого региона гипсы не выходят непосредственно на поверхность но залегают под остаточным покровом плейстоценовых образований и непроницаемым и относительно мощным покровом краковецких илов. В отличие от двух предшествующих регионов карстовый Сташовский регион характеризуется формами, возникающими под поверхностью (покрытый карст) и формами, репродуцированными в пределах осадков, покрывающих гипсовые отложения. Подобно как карстовый регион переходной зоны, развился тоже и карст Сташовского региона в рамках одного карстового цикла, энергично протекающего и в настоящее время.

## S U M M A R Y

The area which concerns us here consists of approximately 600 sq km, and extends from the topmost line of the Łysa Góra fold as far as the

Staszów—Połaniec depression (along the line of latitude passing through the village of Kłody).

The following tectonic units occur here (according to the nomenclature applied by J. Czarnocki in 1919 and J. Samsonowicz in 1934): 1) the Łysa Góra Fold on the north, 2) the Central Synclinorium, 3) on the south of the synclinorium stretches the Klimontów anticlinorium (on the west branching into the Orłowina and the Ociesiec folds, which form the boundary of the Bardo inner syncline), 4) the Pierzchnica Fold with a transitory zone between the Święty Krzyż Palaeozoic socle and the Staszów—Połaniec depression, 5) the Staszów—Połaniec Depression.

In view of their lithological features and the phenomena occurring there, the rocks making up this area may be divided into two groups: a) rocks which yield to karst processes, and b) rocks not yielding to karst processes.

These latter constitute the last, deepest substratum of the entire area and are little differentiated. On the north, that is, from the Łysa Góra Fold up to the Pierzchnica Fold, they consist of clay shales, sandstones, and Cambrian greywackes. South of the Pierzchnica Fold the deep substratum is built of slightly metamorphosed clayshales, greywackes, and quartz sandstones of pre-Cambrian age. The margins of the central synclinorium and the Bardo syncline are formed of clayshales, greywackes, and quartz sandstones of Cambrian age, which are elevated into folds. The core of the folds in the Central Synclinorium is formed of Lower Devonian quartz sandstones. West of Łągów (near Lechówek) and east of that place (Piotrków neighbourhood) the synclinal fillings are represented by clayshales and greywackes dating back to Culm. In the Staszów—Połaniec depression, apart from the impermeable substratum, there is also a top cover consisting of Krakowiec clays of the Miocene age.

In the area investigated, the rocks yielding to karst processes may be differentiated into a carbonate group and a sulphate group. The carbonate rocks are represented by the dolomites and Middle Devonian limestones of the Central Synclinorium and the Bardo Syncline. The Lithothamnian and detrital limestones of the transition zone also belong to this group. The gypsums occurring in the Staszów—Połaniec Depression belong to the group of sulphate rocks.

The dolomites and limestones of Middle and Upper Devonian age constitute compact rocks which yield to karst processes only with relative difficulty. Filling the synclinal depressions, they reach a thickness of about 1000 m and are folded together with their direct base, that is, the Lower Devonian quartz sandstones and the Ordovician and Silurian clayshales. The Miocene Lithothamnian and detrital limestones of the transition

zone are not very compact, and yield easily to karst processes. Their thickness is about 100 m, and they lie on the surface, providing the basis for the creation of open karst forms.

The gypsum rocks which occur within the Staszów—Połaniec Depression are the most liable to destruction. They are up to 50 mm in thickness. They emerge on to the surface in Staszów and its immediate environs, but in the remaining part of the area they are covered with non-porous Krakowiec clays dating back to the Tertiary age.

Apart from lithological characteristics, hydrogeological conditions also have a considerable influence on the character of the karst processes in this area. The hydrogeological conditions depend not only on the porousness of the rocks, but also on the amount of precipitation (600 mm in the neighbourhood of Staszów, and 850 mm on the Łysa Góra ridge), on the influx of water from the neighbouring areas, and on the character of vegetation. The author draws attention to the fact that in wooded areas only a relatively small quantity of atmospheric water, can get into the substratum, even where the substratum is made up of exceptionally porous rocks. Areas where there are meadows and fields have a higher infiltration index. In the neighbourhood of Raków, where on the surface there are Pleistocene sands of about 25 mm in thickness nearly all the atmospheric water (apart from that which evaporates) is absorbed. As a result, this district is like a semi-desert, but the few springs there supply large quantities of water.

The geomorphological factor is of particular importance in affecting the way by which the waters from areas whose surface is made up of nonporous rocks reach the areas where the rocks easily yield to karst processes. The karst rocks of the Central Synclorium and the Bardo Syncline occupy depressions above which rise ridges built of non-porous rocks. Moreover, these elevations are wooded, and for very long periods are covered with snow. In addition, for long periods the waters from the melting snow, which are cold and which contain large quantities of CO<sub>2</sub>, flow down from the surrounding elevations and as allochthonic waters flow onto those areas which are built of limestone or dolomites, and therefore intensify the processes taking place in this region.

The southern limb of the Klimontów anticlinorium plays a similar role with regard to the northern areas of the transition zone.

In the Staszów—Połaniec Depression the underground water occurs on two levels. The first level, in the Pleistocene sands, occurs on the surface of the Krakowiec clays, and is reinforced only by atmospheric precipitation. The second level, which is formed under the gypsums, is reinforced also, by the allochthonic waters which occur here in areas situated higher than the transition zone.

The karst forms and phenomena of this area include the following: karst ribs, dolines, niches, offsets and caves, reappearing streams, streams which disappear into sinks, and karst valleys. Secondary phenomena are: travertines, stalagmites, calcite veins, limestone dust, and the filling of karst caverns with alien material.

Among the karst ribs the author differentiates a slope group and a top group. The slope ribs are best developed in the Łagowica valley (near Łagów), as well as in the adjacent karst gorge of Dule. These forms are also found in the neighbourhood of Winna-Cegielnia, in Kurozwęki, and in Szydłów. Top ribs are to be found 1) between the Cegielnia-Winna ravine and the Łagowica valley, 2) on the elevation stretching on the south of Kurozwęki, and 3) on the top area between the villages of Jasień and Wola Osowa.

Dolines are fairly common forms in this area, and are highly varied. With regard to their process of origin, they may be divided into corrosive and collapse dolines. Taking the stratigraphical position into consideration, one may divide them into open dolines and dolines that have originated within a cover of rocks not yielding to karst processes. From the point of view of age and the character of present-day processes, the dolines may be differentiated into active dolines, regressive dolines, and fossil dolines.

The greatest number of corrosive dolines occurs between Płucki and the Wał Małacentowski (limestones and Devonian dolomites), as well as in the vicinity of Raków and Chańcza (Lithothamnian and detrital limestones). Active collapse dolines are known to occur in the vicinity of Staszów, while fossil collapse dolines occur to the east of Łagów (these are filled in with Miocene sediments of terrestrial origin).

The occurrence of niches and offsets in this area is connected with the existence of compact rocks which are not easily weathered. The emergence of niches and offsets is determined by tectonic fractures and joints between the beds. The only cave in this area is situated at the side of the Dule ravine in the immediate vicinity of Łagów. It is difficult to determine the exact age of this cave (length 80 m, width 3 m, height 1.5 to 3 m). Its position in the upper part of the slope built of Devonian rocks, about 15 m above the bottom of the ravine, may be an evidence that it was formed before the Miocene. During the transgression of the Miocene sea it was probably still covered, and hence not filled up. The uncovering of the cave probably occurred later, after the regression of the Sarmatian sea from the Raków area, as a result of the lowering of the erosion base and the revival of karst processes.

The most beautiful seepages, reappearing streams, and karst springs are those found in the valleys of the Łagowica and Czarna rivers, and



their tributaries. The emergence of karst waters up to the earth surface could only have been possible after the karst substratum had been cut through deep valleys. In those places where the rocks yielding to karst processes have distinct intercalations between the beds and where there is a distinct level of underground water, whole chains of seepages form at the base of the slopes (between Małacentów and Płucki, and between Winna and Wszachów). The reappearing streams, on the other hand, are associated rather with the existence of fractures and tectonic dislocations (the reappearing stream in Płucki has an output of 10 l/sec). On the dislocation line at Winna-Cegielnia in the Wszachówka valley there are two reappearing springs with a joint output of approximately 25 l/sec. Many such springs have been formed on both sides of the valley of the Czarna river between Raków and Staszów, and their output amounts to 5 to 10 l/sec. Large karst sources occur at the bottom of the Czarna valley to the west of Raków (output 50 l/sec). Seasonal reappearing springs occur in largest numbers at the base of the side of the gorge incised in the Devonian limestones on the sector between the village of Winna and the village of Cegielnia.

The biggest sinks are to be found in the blind and semi-blind valleys which were formed owing to the action of the water flowing from the non-karst areas onto the karst areas. Disappearing streams are also connected with such valleys. The largest valley of this type is associated with the action of a permanent stream which brings water down from the Jelenia Góra ridge. This stream gradually loses its waters as they disappear into several sinks situated in the marginal contact zone of the non-porous rocks and the Devonian limestones and dolomites. Below the place where the group of sinks occurs, a valley form extends in the direction of Łagów. It is dry for the greater part of the year, and takes the surface water only when there has been torrential rainfall, as well as in the time of melting snow and ice. Similar sinks which absorb the surface water flowing down from the non-karst areas occur in Ponik, in the marginal zone of the limestone formations. Above the sinks in Ponik rises a limestone bank about 5 m high, which partly closes the upper section of the valley form. Solely during time of torrential rain or the melting of snow and ice, the stream increases to great dimensions, and its waters, which cannot all be absorbed by the sinks, overflow at the top into an old valley formed before the sinks came into existence. Thus the semi-blind valley form in Ponik is developed on two levels. In this area there are not only semi-blind valleys, but blind valleys as well. For example, there is, a short blind valley which was formed in Gułaczów at the transition of the Culm clayshales into Devonian limestones.

In the area under investigation, which covers a relatively small surface, the differentiation of the geological structure and the lithology, as well as the different periods in which the karst processes may have taken place, leads us to distinguish three different regions where karst phenomena occur.

The first region, in the Łagów area, is built of limestone as well as of dolomites of Middle and Upper Devonian age. Since these rocks are rather resistant to weathering and disintegration, the karst processes took place at a slow rate, but the forms thus created have been very durable. The limestones and dolomites of this region are situated in a morphological depression. The aeration zone in this region could only have been formed after the erosive incision of the southern margin of the central synclinorium (erosive incision of the Klimontów anticlinorium by the River Łagowica). The development of the karst phenomena in the Łagów region took place in two cycles. The first cycle took place simultaneously with the Hercynian foldings and lasted up to the time the Miocene sea transgressed onto the Raków area. The second cycle began from the time of the regression of the Sarmatian sea and (with intervals in the Pleistocene period) has lasted up to the present day. The Łagów region has the richest assemblage of karst forms and phenomena.

The second region, comprising areas built of Lithothamnian and detrital Miocene limestones, is characterized by the rapid emergence, rapid development, and slight durability of the karst forms. The morphology of this region was formed within a single karst cycle, which began when the Sarmatian sea began to regress, and was interrupted and disturbed mainly in connection with the advance of the ice lands from the north.

The third region, which might be called the Staszów region, comprises areas on which fairly thick beds of gypsum rocks were laid. Over the greater part of this region, the gypsums do not come out directly onto the surface, but lie under a residual cover of Pleistocene formations and a non-porous and relatively thick cover of Krakowiec clays. In contrast to the previous regions, the karst region in Staszów is characterized by forms that are developed under the surface (covered karst) and forms that originated within the sediments covering the gypsum beds. Like the karst region of the transition zone, however, the karst of the Staszów region has also developed within a single karst cycle still active.