

JAN KRASOŃ i ZBIGNIEW WÓJCIK

Głęboki kras synkliny bolesławieckiej w Sudetach

STRESZCZENIE: Stwierdzono istnienie głębokiego krasu w skałach węglanowych cechsztynu synkliny bolesławieckiej pod osadami czwartorzędu, kredy oraz środkowego i dolnego triasu. Cyrkulacja odbywa się głównie w strefach uskokuowych którymi wody zbiorników nadcechsztyńskich schodzą do 1000 m poniżej powierzchni terenu (ok. 750 m poniżej p.m.). W skrasowiałych skałach poza kawernami, których rozmiary miejscami przekraczają 1500 m³, pospolicie spotykane są rozmyte szczeliny, porowate i gąbczaste zwietrzałe wapienie oraz tły odwapnione o konsystencji plastycznej. Głęboki kras synkliny bolesławieckiej ma stare, górnopermnskie założenia, jednak jego główny rozwój jest związany z warunkami wietrzenia w młodszym trzeciorzędzie i w starszym czwartorzędzie.

WSTĘP

Formy głębokiego krasu¹ w osadach cechsztyńskich na Dolnym Śląsku, zwłaszcza w miejscach eksploatacji górniczej, zasługują na szczególną uwagę. Szkody powstałe w ostatnich latach w związku z otwarciem wypełnionych wodą komór krasowych sprawiły, że rozpoznanie procesów krasowych na tych terenach jest jednym z najistotniejszych problemów badawczych z gospodarczego punktu widzenia.

Autorzy od kilku lat zbierają materiały dotyczące głębokiego krasu. Szczególnie ciekawe dane pochodzą z okolic Grodźca i Bolesławca w Sudetach, gdzie — w związku z eksploatacją cechsztyńskich złóż miedzi — teren został stosunkowo dobrze poznany zarówno przy pomocy wierceń, jak i w podziemnych wyrobiskach górniczych.

Formy głębokiego krasu w osadach cechsztyńskich, głównie w soli, były również sporadycznie spotykane na antyklinorium kujawsko-pomorskim (Samsonowicz 1954, Poborski, Prochazka & Wala 1956). Nigdzie

¹ W niniejszej pracy przyjmujemy, że *kras podziemny* wiąże się z okresową cyrkulacją wód powierzchniowych w głębi skał, *kras wgłębny* związany jest z cyrkulacją wód powierzchniowych skierowanych w głąb osadów wietrzejących, a *głęboki* nie wiąże się bezpośrednio z cyrkulacją wód z rzek powierzchniowych ani z powierzchnią morfologią. Identyczne określenie pojęcia „głęboki kras“ spotykaliśmy w ostatnio opublikowanych pracach B. I. Ivanova (1963) i A. V. Stupišina (1963).

jednak dynamiki procesów głębokiej korozji nie można poznać dokładnie, niż na obszarach eksploatacji sudeckich złóż miedzi.

Głęboki kras w okolicy Bolesławca nie był dotychczas szerzej opracowywany. W czasie badań geologicznych nad cechsztynem synkliny bolesławieckiej J. Krasoń (1960) zwrócił uwagę na kawerny stwierdzone przy pomocy wierceń oraz odsłonięte przez wyrobiska górnicze. W pracy o podziale stratygraficznym cechsztynu północnosudeckiego J. Krasoń (1964) wspomina również o obecności kawern w skałach węglanowych, wysuwając przypuszczenie, że wiek tych kawern jest również cechsztyński. Inni autorzy, jak np. T. Gunia (1962), zwracali uwagę na dużą ilość wód podziemnych w niektórych poziomach dolomitycznych wapieni cechsztynu.

Materiały dotyczące głębokiego krasu pochodzą z wierceń poszukiwawczych rud miedzi oraz z bezpośrednich obserwacji zebranych w kopalniach na terenie synkliny bolesławieckiej. Musimy podkreślić, że wyniki — zwłaszcza wstępnego okresu rozpoznania złóż — zaczerpnięte przez nas z kartotek archiwalnych, wymagały dużej ostrożności w interpretacji, gdyż w czasie wykonywania tych wierceń nie interesowano się zjawiskami krasowymi. Pominięto przy tym, ważne dla rozpoznania charakteru głębokiej cyrkulacji wód, osady wypełniające szczeliny i próżnie krasowe. W związku z tym niniejsza praca, traktowana przez nas jako wstęp do hydrogeologii krasowej synkliny bolesławieckiej, nie jest pozbawiona pewnych luk. Mamy jednak nadzieję, że po ukazaniu się tej pracy, geologiczny nadzór wierceń będzie przywiązywał większą uwagę do form głębokiego krasu, napotykanych w czasie wykonywania robót.

Jest naszym miłym obowiązkiem wyrazić swoją wdzięczność obsłudze geologicznej Zakładów Górniczych „Konrad“ w Iwinach za udzielenie nam wielu informacji oraz dostępu do źródeł, zwłaszcza archiwalnych, a także za okazaną nam pomoc w czasie wykonywania prac terenowych.

WARUNKI GEOLOGICZNE ROZWOJU KRASU

Synklina bolesławiecka (zwana również niecką grodziecką) znajduje się w północno-zachodniej części Gór Kaczawskich i wraz z synklinami lwówecką i leszczyńską wchodzi w skład synklinorium północnosudeckiego².

Synklina bolesławiecka (fig. 1) zajmuje obszar położony pomiędzy Grodzcem (na wschodzie) i Bolesławcem (na zachodzie). Na północny zachód od Bolesławca przechodzi ona w monoklinalne, północne skrzydło synklinorium. Południową granicę synkliny bolesławieckiej stanowi uskoki jержmanicki, północną zaś strefa dyslokacyjna, będąca prawdo-

² Synklinorium północnosudeckie nazywane było również niecką północnosudecką lub niecką zewnętrznosudecką (por. Teisseyre 1957, Oberc 1960).

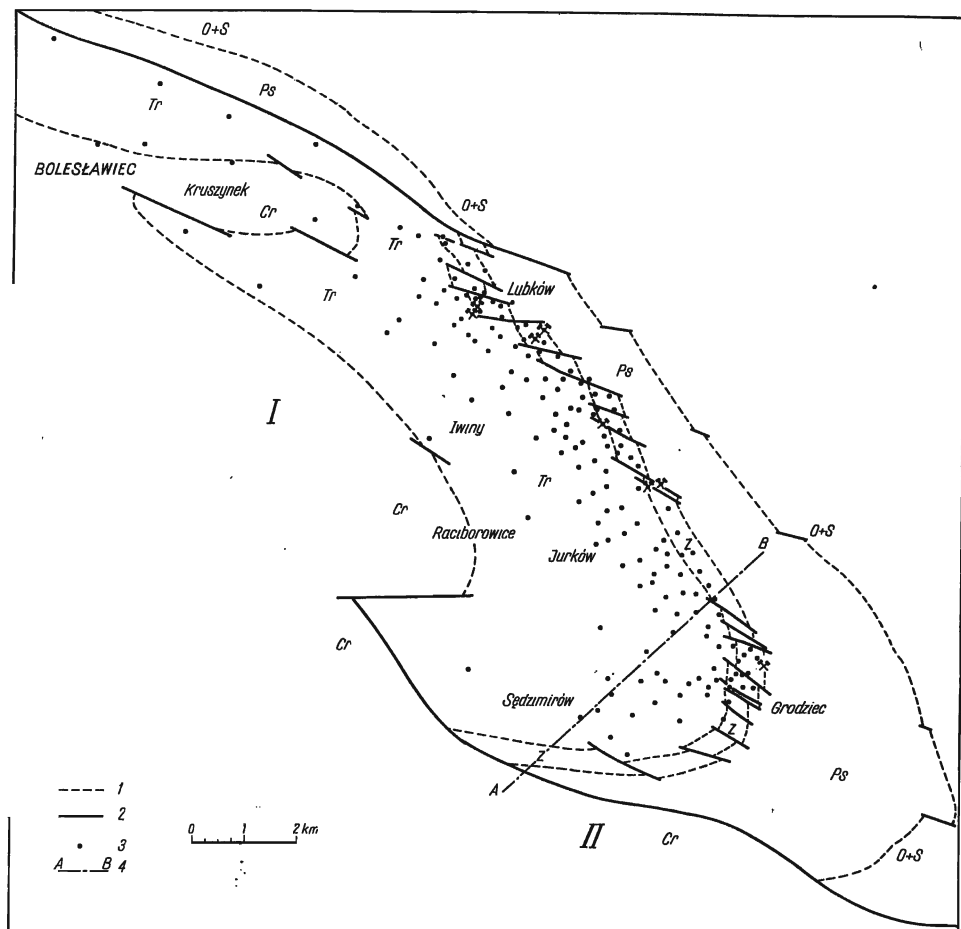


Fig. 1

Mapa geologiczna odkryta synkliny bolesławieckiej ze szczególnym uwzględnieniem cechsztynu

Objaśnienia: O+S ordowik i sylur, Ps czerwony spągowiec, Z cechsztyń, Tr trias, Cr górna kreda, 1 granice stratygraficzne, 2 uskoki, 3 otwory wiertnicze (głębokie), w których osiągnięto cechsztyń, 4 linia przekroju geologicznego (fig. 2), I synklina bolesławiecka, II synklina leszczyńska

Geologic map of the Bolesławiec syncline (without the Quaternary) showing Zechstein outcrops

Explanations: O+S Ordovician and Silurian, Ps Rotliegendes, Z Zechstein, Tr Triassic, Cr Upper Cretaceous, 1 stratigraphic boundaries, 2 faults, 3 boreholes (deep) which reached the Zechstein, 4 line of geological cross section (fig. 2), I Bolesławiec syncline, II Leszczyńska syncline

podobnie zachodnim przedłużeniem brzeżnego uskoku sudeckiego. Ku południowemu zachodowi omawiana synklina jest otwarta i łączy się z centralną częścią synklinorium, a od południowego wschodu i wschodu jest ona ograniczona wychodniami zmetamorfizowanych i pofałdowanych łupków ordowiku i syluru. Ten sam zespół skał znajduje się również w podłożu synklinorium północnosudeckiego.

Starszy paleozoik podłoża synklinorium północnosudeckiego pokryty jest osadami permu, triasu, górnej kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu. Ponieważ oś synklinorium jest pochylona w kierunku północno-zachodnim, przeto grubość osadów mezozoicznych jest największa w centralnej części omawianego regionu.

Przekrój geologiczny przez południowo-wschodnią część synkliny bolesławieckiej ilustruje figura 2. Zaznaczono na nim większe dyslokacje

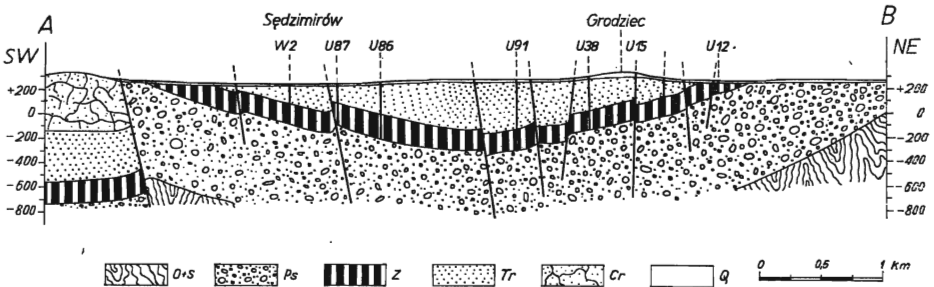


Fig. 2

Przekrój geologiczny przez wschodnią część synkliny bolesławieckiej.

O+S ordowik i sylur, Ps czerwony spągowiec, Z cechsztyń, Tr dolny trias, Cr górna kreda, Q czwartorzęd

Geologic cross section of the eastern part of the Bolesławiec syncline

O+S Ordovician and Silurian, Ps Rotliegendes, Z Zechstein, Tr Lower Triassic, Cr Upper Cretaceous, Q Quaternary

tnące osady starszego paleozoiku, permu, triasu i górnej kredy. W strefach uskokowych różne ogniwa cechsztyńskie kontaktują bezpośrednio z osadami triasu, a miejscami również kredy.

Uskoki, liczne spęknięcia, a także obecność — zwłaszcza w nadkładzie cechsztyńskim — przepuszczalnych skał piaszczysto-żwirowych, stworzyły w obrębie synkliny bolesławieckiej szczególnie korzystne warunki do głębokiej cyrkulacji wody.

W niniejszej pracy interesuje nas głęboki kras związany głównie ze skałami węglanowymi cechsztyńskimi, dlatego niżej przytaczamy krótką charakterystykę tych osadów.

W podłożu skrasowiałych utworów cechsztyńskich na omawianym terenie leżą klastyczne utwory *czerwonego spągowca*. Jest to około 500-metrowej miąższości kompleks zlepieńców, w dolnej części z melafirami,

a w środkowej i górnej z piaskowcami. W najwyższej części czerwonego spągowca dominują piaskowce zlepieńcowate o spoiwie węglanowym. Dlatego w niektórych wierceniach właśnie w tych osadach stwierdzono kilkucentymetrowe kawerny³.

Czerwony spągowiec pokryty jest zgodnie przez osady *cechsztynu*. Nowy podział stratygraficzny tych skał podał J. Krasoń (1962, 1964), wyróżniając na obszarze synkliny bolesławieckiej cztery niepełne cyklotemy, oznaczone w skrócie symbolami Z1, Z2, Z3 i Z4 (tab. 1). Do najniższego cyklotemu (Z1) wchodzi piaskowce i zlepieńce graniczne, wapienie podstawowe, margle kaczańskie (zwane również plamistymi i miedzionośnymi) oraz wapienie margliste i wapienie dolomityczne (określane symbolem D1). Wyższy cyklotem (Z2) składa się z piaskowców cechsztyńskich dolnych, iłolupków pstrych dolnych, dolomitów cechsztynu 2 oraz anhydrytów i gipsów. Natomiast cyklotem Z3 obejmuje pstry iłolupki środkowe (iły gipsowe) i dolomity płytowe (określane symbolem D3). Wreszcie najwyższy cyklotem (Z4) obejmuje cechsztyńskie piaskowce górne oraz pstry iłolupki górne.

Tabela 1

Tabela stratygraficzna cechsztynu Dolnego Śląska

Cechsztyń 4 — Z4	Ł4 — iłolupki pstry — górne P4 — piaskowce cechsztyńskie — górne
Cechsztyń 3 — Z3	A3 — anhydryt cechsztynu 3 (tzw. główny) D3 — dolomit płytowy Ł3 — iłolupki szare (gipsowe) — środkowe P3 — piaskowce cechsztyńskie — środkowe
Cechsztyń 2 — Z2	A2 — anhydryt cechsztynu 2 D2 — wapień dolomityczny cechsztynu 2 (tzw. dolomit główny) Ł2 — iłolupki pstry — dolne P2 — piaskowce cechsztyńskie — dolne
Cechsztyń 1 — Z1	A1 — anhydryt cechsztynu 1 A1br — brekcja anhydrytowa Na1 — sól najstarsza (z wkładkami anhydrytu) D1 — wapień dolomityczny cechsztynu 1 W1β — wapień margliste M1 — margle kaczańskie = Ł1 łupki margliste (miedzionośne) W1α — wapień podstawowy P1 — piaskowce i zlepieńce graniczne

³ Za D. A. Sokolovem (1962) próżnie krasowe do 2 mm średnicy nazywamy porami, a powyżej 2 mm — kawernami.

Osady zaliczone do cyklotemu Z1 uległy intensywnemu skrasowieniu. Drobne kawerny zostały tu stwierdzone nawet w piaskowcach i zlepieńcach granicznych, gdzie korozja zaatakowała głównie spoiwo węglanowe tych skał. W wyżej położonym poziomie *wapienia podstawego* (W1a) podczas wierceń stwierdzono jedynie rozmyte przez wody szczeliny z wtórnie wykryształizowanym kalcytem. Natomiast w nieprzepuszczalnych *marglach kaczawskich* spotyka się liczne strefy odwapnionych skał plastycznych (tzw. strefy rozlasowania)⁴.

Wapienie margliste (W1b) i wapienie dolomityczne cechsztynu 1 (D1) stanowią w obrębie tego cyklotemu, pod względem krasowym, jeden z najbardziej interesujących kompleksów skalnych. W wapieniach marglistych istnieją kawerny dochodzące do 0,8 m średnicy, a w wapieniach dolomitycznych nierzadko osiągają one rozmiary przekraczające kilkanaście metrów. Ponieważ w artykule tym wielokrotnie będziemy omawiali te formy, przeto poniżej zamieszczamy bardziej szczegółową charakterystykę tego poziomu.

Wapienie dolomityczne cechsztynu 1 w dolnej części wykształcone są w postaci jasnoszarych wapieni przeławiconych ciemnymi łupkami marglistymi (ok. 4,5 m miąższości). Wyżej występuje drobnokrystaliczny wapień szary ze stylolitami (4—8 m miąższości), a nad nim leżą jasnobrunatne i żółte wapienie oolitowe o zmiennej miąższości (1—8 m), w wielu miejscach po zwietrzeniu przyjmujące strukturę gąbczastą. Wapienie te pokryte są przez łupki wapieniste (ok. 3,5 m miąższości) z detrytusem roślinnym. W stropowej części omawianego zespołu wapienie dolomityczne (ok. 9 m miąższości) zawierają miejscami znaczny procent terrygenicznego kwarcu. Wapienie te są silnie porowate, a w ich najwyższej części znajduje się najwięcej kawern. Omawiany kompleks skał w swej górnej części stanowi główny, bardzo zasobny horyzont wodonośny cechsztynu.

Ponieważ poziomy wapieni marglistych i wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 występują bezpośrednio nad marglami miedzionośnymi, dlatego rozpoznanie stosunków wodnych i charakteru skrasowienia jest tu szczególnie ważne.

Z obserwacji rdzeni wiertniczych wynika, że po osadzeniu się wapieni dolomitycznych (poziom D1) obszar synkliny bolesławieckiej znajdował się w strefie falowania, lub nawet został wynurzony ponad poziom morza. Skłoniło to J. Krasonia (1964) do postawienia wniosku, że wapienie dolomityczne już w permie uległy wietrzeniu chemicznemu w warunkach subaeralnych.

Osady cyklotemu Z2 na omawianym obszarze pod względem krasowym nie zostały dotychczas dokładnie poznane. Występujące nieregularnie w obrębie tego cyklotemu dolomity cechsztynu 2 (ekwiwalent tzw. dolomitu głównego) oraz gipsy i anhydryty skrasowiałe są jedynie w strefach przyuskokowych. Nie wykluczone jest jednak, że w innych terenach dolomity te są bardziej skrasowiałe. Zdaje się przemawiać za tym fakt, że odkryte na monoklinie przedsudeckiej złoża ropy naftowej

⁴ W terminologii górniczej rozlasowaniem nazywa się proces, w którego wyniku zwarta skała przybiera luźną konsystencję (np. rozlasowanie węgla, rudy itp.).

w poziomie dolomitu głównego związane są z rozmytymi szczelinami, a nie wyłączone jest również, że z nieregularnymi próżniami krasowymi. W okolicy Bolesławca i Grodzca dolomity omawianego cyklotemu pokryte są nieprzepuszczalnymi łupkami (Ł3), w związku z czym cyrkulacja wodna odbywa się w nich głównie w strefach przyuskokowych.

Cyklotem Z3, podobnie jak Z1, stanowi interesujący horyzont wodonośny i krasowy. W spągu znajdują się tu, wspomniane powyżej, nieprzepuszczalne *pstre łupki środkowe* (Ł3) z licznymi żyłami i warstewkami włóknistego gipsu. Nad tym poziomem leżą *dolomity płytowe* (D3) o średniej miąższości około 10 m. W ich stropie znajdują się wapienie dolomityczne silnie porowate z licznymi rozmyciami typu gąbczastego oraz kawernami. W związku ze znacznym nagromadzeniem form głębokiego krasu skały te stanowią drugi, bardzo zasobny w wodę horyzont. Dla kopalnictwa rud miedzi wody krasowe tego horyzontu są niebezpieczne jedynie w pobliżu większych uskoków.

Szczególnie interesujący jest fakt, że w okolicy Radłówki koło Lwówka (Piątkowski 1955) i w rowie Wlenia, w synklinie leszczyńskiej (Gunia 1962) i w Nowym Kościele (Kunysz 1964), w rejonie Lubina (Kłapciński 1964) oraz na Kujawach (prof. dr J. Poborski — wiadomość ustna), w stropie dolomitów płytowych bądź w ich odpowiedniku anhydrytowym stwierdzono niezgodność erozyjną. Niezgodność ta, jak świadczą formy krasu zakrytego, związana jest z okresowym wydźwignięciem nad powierzchnię zbiornika cechsztyńskiego. Stworzyło to już w cechsztynie sprzyjające warunki do rozwoju procesów krasowych.

W najniższym poziomie cyklotemu Z4 w synklinie bolesławieckiej osadzone zostały *piaskowce cechsztyńskie górne*. Nad nimi znajduje się poziom *iłolupków pstrych górnych*, w których występują soczewki jednokrotnie silnie skrasowiałych wapieni.

Na osadach cechsztyńskich zgodnie leży dość jednolicie wykształcony *pstry piaskowiec*. W centralnej części synklinorium północnosudeckiego osady te osiągają miąższość dochodzącą nawet do 600 m. Analizy chemiczne wody zawartej w osadach cechsztynu i pstręgo piaskowca wskazują, że w strefach uskokowych istnieje bezpośrednie łączenie się wód zbiornika dolnotriasowego z wodami komór krasowych węglanowego cechsztynu.

Wyżej leżące osady *środkowego triasu* (wapienia muszlowego) w synklinie bolesławieckiej widoczne są na powierzchni w licznych kamieniołomach w okolicy Raciborowic. Skały te są silnie spękane i zdeformowane tektoniczne. W wapieniach środkowego triasu nie stwierdzono jednak dotychczas większych form krasowych.

Bezpośrednio na osadach dolnego i środkowego triasu w synklinorium północnosudeckim osadzone zostały morskie piaskowce i zlepieńce *górnego kredy*. Osady te znajdują się również w synklinie bolesławieckiej i poprzez jej centralną część łączą one tę jednostkę z synklinami lesz-

czyńską i lwówecką. Osady górnej kredy, podobnie jak piaskowca, magazynują znaczne ilości wody.

Osady trzeciorzędu na obszarze między Bolesławcem i Grodźcem składają się głównie z ilów, piasków i żwirów. Nie stanowią one jednolitej pokrywy, lecz wypełniają niektóre zagłębienia zróżnicowanej powierzchni skał starszych. Ponadto w okolicy Grodźca znajduje się mioceński stożek bazaltowy (góra Grodziec), którego obecność pozwala na wysunięcie przypuszczenia o możliwości istnienia krasu hydrotermalnego. W dostępnych nam odsłonięciach nie spotykaliśmy jednak kawern, których powstanie można by przypisać udziałowi gorących wód.

Osady czwartorzędowe występują prawie na całym omawianym terenie, a ich maksymalna miąższość dochodzi do 60 m. Są to głównie fluwioglacjalne piaski i żwiry zlodowacenia środkowopolskiego oraz młodsze osady rzeczne.

Osady czwartorzędowe, jak to podkreśla B. Krygowski (1947, 1952), są dobrym przewodnikiem wód infiltrujących z powierzchni. W wielu miejscach, gdzie w spągu plejstocenu bezpośrednio występują skały węglanowe cechsztynu, wody krążące w piaskach i żwirach zasilają zbiorniki krasowe przedczwartorzędowego podłoża.

Powierzchnia morfologiczna północno-zachodniej części Sudetów w okolicy Grodźca i Bolesławca zawdzięcza swą genezę warunkom istniejącym podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Powstał wówczas piaszczysto-żwirowy Wał Okmiański na N od Grodźca (Krygowski 1952), który stanowi zasobny zbiornik, najprawdopodobniej bezpośrednio zasilający krasowe podłoże. W czasie późniejszego modelowania tego terenu przez rzeki powierzchniowe, krajobraz polodowcowy nie uległ zapewne istotniejszym zmianom. W miejscach, gdzie przy pomocy wierceń i w wyrobiskach górniczych stwierdzono najwięcej kawern, na powierzchni nie płynie żaden potok.

CHARAKTERYSTYKA FORM KRASOWYCH

Podziemne wyrobiska górnicze w synklinie bolesławieckiej prowadzone są głównie w osadach dolnej części cechsztynu 1. Jedynie w strefach zaburzeń tektonicznych roboty górnicze prowadzi się również w wapieniach dolomitycznych (D1). Dotychczas żadne wyrobisko nie natrafiło na skały węglanowe wyższych cyklotemów. Wskutek tego pełna ocena stopnia skrasowienia całego kompleksu osadów cechsztyńskich jest obecnie niemożliwa, a o wielkości podziemnych systemów krasowych wnosić można głównie na podstawie wyników z wierceń oraz, drogą pośrednią, z ilości wpływów wody krasowej do wyrobisk górniczych.

Z bezpośrednich obserwacji form krasowych w wyrobiskach górniczych zebraliśmy najwięcej danych jedynie z osadów węglanowych

w cyklotemie Z1. Jednakże w związku ze znacznym niebezpieczeństwem wdarcia się wody do kopalń, komory krasowe zaraz po wypompowaniu wody są tu zabudowywane. Z tego powodu pomiary wielkości komór krasowych były wykonywane sporadycznie.

Przegląd form krasowych stwierdzonych wierceniami

Rozpoznanie budowy geologicznej sykliny bolesławieckiej nie jest jednolite. Najwięcej wierceń wykonanych zostało na obrzeżeniu synkliny, gdzie bezpośrednio pod czwartorzędem znajduje się cechsztyń. Wiele wierceń zlokalizowano w miejscach, gdzie górny perm jest przykryty osadami pstręgo piaskowca. Natomiast znacznie mniej wierceń usytuowano na obszarach, gdzie cechsztyń przykryty jest poza pstrym piaskowcem, wapieniem muszlowym oraz osadami górnej kredy.

Najdokładniej stosunki krasowe mogą być zbadane w strefach wychodni cechsztyńtu na powierzchnię bądź tam, gdzie skały te znajdują się pod niewielkim nadkładem czwartorzędu. Na obszarze tym istnieje ponadto kilka kopalń, co pozwala na bezpośrednie porównanie danych z wierceń z formami odsłoniętymi w czasie eksploatacji rud miedzi.

Dla zobrazowania rozmiarów form głębokiego krasu w synklinie bolesławieckiej przytoczymy niżej niektóre dane pochodzące z kilkudziesięciu wierceń, gdzie napotkane formy były wykształcone w postaci najbardziej typowej.

Skrasowienie cechsztyńtu pokrytego czwartorzędem

Bezpośrednio pod osadami czwartorzędu napotkano formy krasowe w licznych wierceniach w okolicy Lubkowa, Iwin, Grodzca, Jurkowa i Bolesławca. Ponieważ interesuje nas tutaj tylko dynamika procesów głębokiego krasu, przeto pomijamy bliższą lokalizację poszczególnych otworów.

Najpłycej szczeliny, silnie powiększone wskutek procesów ługowania, zostały stwierdzone w wierceniach U-27 koło Grodzca. W otworze tym, na głębokości 9,5—14,4 m (w poziomie D1) poniżej powierzchni terenu, występuje zespół form krasowych rozwiniętych na drobnych pęknięciach, a nieco niżej (31,96—34,90 m) między zwartymi wapieniami (poziomu W1) świder przeszedł przez luźne piaski z okruchami wapieni. Była to najprawdopodobniej kawerna wypełniona osadami klastycznymi. W czasie wykonywania wiercenia nie przeprowadzono dokładnej analizy petrograficznej tych osadów, co niestety nie pozwala na ustalenie związku rozwoju głębokiego krasu z czynnikami kształtującymi powierzchnię terenu w czwartorzędzie.

W wierceniach Lu-46, wykonanych w okolicy Lubkowa, węglanowe osady cechsztyńtu 1, przewarstwione nieprzepuszczalnymi łupkami, znaj-

dują się również bezpośrednio pod piaszczysto-żwirowymi osadami czwartorzędu. W czasie wiercenia w poziomie dolomitu płytowego napotkano próżnie krasowe na głębokości 18,0—30,5 m. Były to rozmyte szczeliny w wapieniach oraz małe kawerny, zwykle zresztą wtórnie zabliźnione kalcytem. Niżej od głębokości 84,3 do 153,0 m w łożupkach Ł3, wapieniach D2 i łożupkach Ł2 i wapieniach D1 znajduje się druga strefa intensywnego skrasowienia. W obrębie tej strefy na odcinku od 140,0 do 152,0 m (12 m — w wapieniach D1) świder co pewien czas spadał luźno w dół. Płuczka z tego miejsca wyносиła materiał ilasty z drobnymi okruciami wapieni. Można z tego wnosić, że na tej głębokości występuje komora krasowa, wypełniona częściowo materiałem klastycznym. Trzecia strefa skrasowienia w wierceniu Lu-46 znajduje się na głębokości 218,3—274,0 m pod powierzchnią terenu. Napotkano tu uskoki, po przejściu którego w poziomach Ł3, D2, Ł2, D1 i W1β stwierdzono liczne szczeliny rozmyte w czasie przepływu wody oraz drobne kawerny, najczęściej wypełnione materiałem ilastym.

Przedstawione powyżej trzy strefy intensywnego skrasowienia wapieni różnych cyklotemów cechsztyńskich w wierceniu Lu-46 są rozdzielone warstwami nieprzepuszczalnych łupków ilastych. Cyrkulacja wody pomiędzy poszczególnymi poziomami odbywa się w strefach uskokiowych.

Na szczególne podkreślenie zasługują również wyniki wierceń Al-2, Al-12, Al-15 i U-51. W wierceniu Al-2 na głębokości 20,5—23,8 m w łożupkach Ł2 zanotowano luźny materiał piaszczysto-ilasty barwy czerwono-brunatnej. Niżej (26,6—29,65 m) — w D1 widoczne są silnie rozłożone wapienie, a pod nimi (29,65—31,55 m) występują luźne osady ilasto-piaszczyste w skorodowanym i spękanym wapieniu D1. Jest więc rzeczą prawdopodobną, że są to klastyczne wypełnienia powstałych uprzednio kawern. Jakkolwiek podczas wiercenia nie wykonano analiz petrograficznych tych osadów, to na podstawie obecności silnie spękaných skał cechsztyńskich w tym wierceniu należy sądzić, że są one związane z procesami suffozyjnymi zachodzącymi w pokrywie czwartorzędowej nad skorodowanymi osadami cechsztynu. W omawianym wierceniu (Al-2) luźne osady piaszczysto-ilaste wśród wapieni występują jedynie w górnej części osadów cechsztyńskich. Niżej natomiast (ok. 91,1 m) mocno skorodowane wapienie są miejscem wtórnej mineralizacji (kalcyt, limonit i związki manganu).

W czasie głębień otworu Al-14 na głębokości 95,9—102,0 m stwierdzono w wapieniach dolomitycznych (D3) liczne kawerny, miejscami zabliźnione kalcytem lub zapełnione luźnym piaskiem. W innym wierceniu (Al-16) na głębokości 47,2—47,7 m świder przeszedł przez skorodowane wapienie (W1β) o strukturze gąbczastej. Nad tą strefą oraz bezpośrednio pod nią w skrasowiałych skałach węglanowych stwierdzono luźne osady piaszczysto-ilaste, które nazywane są „zasypówką“.

W wierceniu U-51 na głębokości 119,35 m w wapnistych piaskow-

cach (P1) najniższego cechsztynu stwierdzono 1,2 cm wysokości kawernę wypełnioną krystalicznym kalcytem.

Przedstawione powyżej materiały świadczą o intensywnym rozwoju głębokiego krasu wszędzie tam, gdzie wychodnie cechsztynu pokryte są klastycznymi osadami czwartorzędu. Ponieważ poszczególne pakiety skał węglanowych w profilu pionowym oddzielone są od siebie nieprzepuszczalnymi łupkami, zatem głęboka cyrkulacja wody odbywać się musi wzdłuż uskoków oraz szczelin międzywarstwowych. Podkreślić należy również, że liczne kawerny znajdujące się bliżej powierzchni wypełnione są najczęściej materiałem piaszczysto-iłastym koloru rdzawo-brunatnego. W komorach położonych głęboko stwierdzono głównie wtórną mineralizację kalcytową, manganową i limonitową.

Skrasowienie cechsztynu pokrytego czwartorzędem i pstrym piaskowcem

W miejscach, gdzie węglanowe skały cechsztynu pokryte są osadami plejstocenu i pstręgo piaskowca, wykonano dużą ilość wierceń, z których większość napotkała na liczne kawerny i wyługowane szczeliny, podobne kształtem i rozmiarami do próżni krasowych opisanych powyżej. Najbardziej typowe formy głębokiego krasu zostały odkryte przy pomocy licznych wierceń w okolicy Lubkowa, Irwin, Grodzca i Bolesławca.

Najpłycej formy krasowe stwierdzono w wierceniu Al-9, gdzie na głębokości 76,40—97,40 m w wapieniach dolomitycznych D1 i w wapieniach marglistych W1 β napotkano liczne drobne kawerny. Stosunkowo płytko kawerny i poszerzone szczeliny w wapieniach stwierdzono również w innych wierceniach. Tak np. w wierceniu U-14 kawerna znajduje się na głębokości 135 m (w poziomie D3), w wierceniu U-25 na głębokości 158,0—214,8 m w poziomach D1 i W1 β , w wierceniu U-42 na głębokości 161,5—250,0 m w wapieniach D3, D2 i W1 β , a w wierceniu U-49 w tych samych poziomach na głębokości 172,5—256 m poniżej powierzchni terenu. Najczęściej jednak kawerny i inne formy krasowe występują na głębokości 250—350 m w wapieniach dolomitycznych D1. Najgłębiej natomiast próżnie krasowe zostały napotkane w wierceniach U-63 na głębokości 358,0—446,0 m w wapieniach D1 i W1 β i Lu-23, gdzie świder przeszedł przez utwory skrasowiałe (D1) na głębokości 557,3—619,5 m.

W wierceniu Al-9 pospolicie występują kawerny, niekiedy wypełnione ilastą substancją koloru czerwonego. Korozji uległy tu głównie wapienie, a niekiedy również margle wapieniste.

W otworze Lu-38 strefa intensywnego skrasowienia ciągnie się od 209,0 do 323,7 m. W strefie tej skrasowieniu uległy wkładki wapieni (D2) leżące wśród spękanych łupków (209,0—235,3 m). Na głębokości

241,7 m przewiercono wapnisty piaskowiec bardzo jamisty, o miąższości 3,3 m. Niżej leżą wapienie, ze śladami intensywnego ługowania. W przewierconych kawernach zauważono efekty wtórnej mineralizacji w postaci kalcytu oraz tlenków żelaza. Drobne próżnie krasowe stwierdzono również w skałach marglistych leżących w spągu wapieni.

W wierceniu U-43 strefa skrasowiałych wapieni cyklotemu Z1 sięga od 213,0 do 329,8 m. Większość odwierconych kawern jest zablźniona kalcytem, lecz na głębokości 307,7 m jedna z komór krasowych wypełniona była substancją ilastą. Natomiast w najniższej części wiercenia (329,8 m) kawerny rozwinęły się w wapieniach spoczywających bezpośrednio na piaskowcach najstarszej części cechsztynu.

W wierceniu U-49 strefa głębokiego krasu ciągnie się od 207,0 do 257,0 m. Godny podkreślenia jest fakt, że oprócz licznych wyługowanych szczelin i kawern stwierdzono partie wapieni (D1) zwietrzałych gąbczasto (ok. 240 m poniżej powierzchni).

W wierceniu Lu-23 wśród jamistych wapieni dolomitycznych (D1) stwierdzono na głębokości 585—599,3 m około 14,3 m (!) grubości strefę luźnych osadów ilastych zmieszanych z okruchami dolomitów. Nieco niżej w wapieniach występują również liczne kawerny, niekiedy zablźnione kalcytem.

W wierceniu U-17a na głębokości 188,8—189,0 m świder przeszedł przez wapienie dolomityczne (D1) o wietrzeniowej strukturze gąbczastej. Natomiast niżej — na głębokości 255,2—257,2 m odwapnione, rozlasowane skały (poziomu W1β) o luźnej konsystencji. Przechodzą one w wielu miejscach w zwarte wapienie nieodwadnione.

W wierceniu U-20 wapienie (D3, D2 i D1) uległy korozji na głębokości 256,0—342,0 m. Stwierdzono tu m.in. (338,9—344,2 m poniżej powierzchni terenu) obecność kawern wypełnionych piaskiem.

W wierceniu U-35 formy krasowe napotkano (w wapieniach D3, A2, D2 i D1) na głębokości 196,6—358,2 m. Po wyługowaniu typu gąbczastego, w dwóch miejscach stwierdzono kawerny wypełnione okruchami wapieni z rozmytym gipsem (261,4—266,3 m) oraz występujące między wapieniami luźne osady ilasto-gipsowe barwy brązowo-czarnej (340,0—341,0 m), stanowiące wypełnienie komór krasowych.

W tych samych poziomach jak w wierceniu U-20, również w wierceniu U-38 na głębokości 296,16—398,00 m stwierdzono liczne wymycia oraz kawerny najczęściej wypełnione kalcytem i tlenkami żelaza. Godny podkreślenia jest fakt, że na głębokości 386,7—392,2 m było tak duże nagromadzenie kawern, iż nie zdołano pobrać rdzenia.

W wierceniu U-55 strefa skrasowienia osadów wapiennych i anhydrotowych cyklotemów Z2 i Z1 ciągnie się od głębokości 267,3 do 371,5 m. Około półtorametrowej wysokości kawernę wypełnioną materiałem klastycznym stwierdzono na głębokości 367,0 m, a niżej — po-

czątkowo w marglach wapniстых, a następnie w wapieniach — liczne formy krasowe wypełnione kalcytem i chalkozymem.

W wierceniu U-57 wapienie D1 uległy szczególnie silnemu wylugowaniu w strefie uskokowej (głębokość 315,4—320,7 m). Natomiast dość duże kawerny i wymyte formy typu gąbczastego stwierdzono w wapieniach D1 na głębokości 219,5—404,5 m w wierceniu U-60. Kawerny są tu wypełnione materiałem ilastym i piaszczystym oraz okruciami wapieni. Ponadto w wielu miejscach nadzór wiertniczy pozostawił opisy przewierconych luźnych skał ilastych, które tworzą zapewne wtórne wypełnienie szczelin i kawern.

W wierceniu U-61 drobne kawerny stwierdzone zostały w piaskowcach wapniстых najniższego cechsztynu (P1), leżących 336,0—367,3 m poniżej powierzchni.

W wierceniu U-63 silnie skrasowiała strefa znajduje się w marglach (M1) na głębokości około 446 m, gdzie skała została ponadto spękana oraz wylugowana. W związku z tym z tej strefy wydobyto zaledwie 10% rdzenia. Podobnie było w wierceniu U-64, gdzie na głębokości 406 m rdzeń przeszedł przez wypełnioną materiałem ilastym kawernę około trzymetrowej wysokości. Nieco niżej w tym samym wierceniu, w zwartym wapieniu (D1), znajdującym się na głębokości około 410—414 m, natrafiono na liczne kawerny dochodzące do 2 cm średnicy.

Niemniej ciekawych wyników dostarczyło wiercenie U-65, gdzie na głębokości około 162,5 m wśród skrasowiałych wapieni dolomitycznych (D1) przewiercono dwanaście metrów luźnego materiału piaszczystego o kolorze brązowym. Nie można wyłączyć, że forma wypełniona tym osadem powstała wskutek procesów krasowych.

Podsumowując powyższe dane należy podkreślić, że wyżej przedstawione obserwacje świadczą, iż w miejscach, gdzie osady cechsztynu pokryte są pstrym piaskowcem i klastycznym czwartorzędem, zespół form krasowych w skałach węglanowych górnego permu jest analogiczny jak w miejscach, gdzie skały krasowiejące znajdują się bezpośrednio pod plejstoceniem. Na podkreślenie zasługuje również fakt, że w wyżej opisywanych kawernach i innych formach krasowych znajdują się przeważnie osady ilaste, a niekiedy silnie scementowane piaskowce. Natomiast w kawernach, gdzie cechsztywn znajduje się pod czwartorzędem, występowały przeważnie luźne osady piaszczyste.

Skrasowienie cechsztynu pokrytego czwartorzędem, kredą, wapieniem muszlowym i pstrym piaskowcem

Wiercenia, w których napotkano formy krasowe pod czwartorzędem, kredą, środkowym i dolnym triasem, znajdują się przeważnie w centralnej i północnej części synkliny bolesławieckiej.

W wierceniach W-36 koło Bolesławca, pod osadami mezozoiku o prawie 700-metrowej miąższości (głównie pstrego piaskowca) napotkano na zwiertzałe wapienie (D1) z niewielką ilością kawern (na głębokości 988,5—1000,6 m poniżej powierzchni terenu). Jest to zatem najgłębiej napotkana strefa skrasowienia węglanowych skał cechsztynu w okolicy Bolesławca.

W innym wierceniach w synklinie bolesławieckiej (W-33) na głębokości 375—393 m stwierdzono wapienie D1 z licznymi drobnymi kawernami i znacznie rozmytymi szczelinami. Na podkreślenie zasługują również wyniki wierceń W-34 i W-50. W pierwszym z nich, znajdującym się w okolicy Warty Bolesławieckiej, formy krasowe szczególnie dobrze rozpoznane zostały w marglach i wapieniach (D1) na głębokości 697,0—735,2 m. Wskutek znacznego zwiertzenia skał na głębokości 698,8—735,2 m, nie zdołano pobrać rdzenia na trzydziestosiedmiometrowym (!) odcinku.

W wierceniach W-50 w Iwinach na głębokości 813—818 m stwierdzono liczne „oczka“ anhydrytu w dolomitach (D1), świadczące o wtórnym zabliznieniu kawern. Nieco niżej, na głębokości 834,5—886,0 m, wapień oolitowy (D1) uległ częściowemu rozkładowi wskutek procesów krasowych.

Z wyżej przedstawionych danych można wnosić, że procesy głębokiego krasu rozwijają się w całej synklinie bolesławieckiej. Osady czwartorzędu, kredy i pstrego piaskowca, osiągające miejscami znaczną miąższość, nie ograniczają cyrkulacji pionowej wody, która wykorzystuje system uskoków i schodzi poniżej 1000 m.

Formy krasowe stwierdzone przy pomocy wierceń na terenach sąsiednich

Kawerny oraz szczeliny poszerzone krasowo spotykane były również w wierceniach wykonanych w południowo-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego i na monoklinie przedsudeckiej. Z obszaru synkliny łęszczyńskiej, a zwłaszcza z okolic kopalni „Nowy Kościół“ opisał je ostatnio F. Zaczek (1962). W okolicy Koźuchowa — na monoklinie — napotkano na głębokości 840 m warstwy anhydrytu z gniazdami dolomityczno-ilastymi, które można uważać za kawerny wypełnione wtórnie. Również na monoklinie w kilku innych wierceniach stwierdzono drobne kawerny, które znajdowały się nawet na głębokości około 2 tys. m poniżej powierzchni terenu. Stosunkowo płytko zostały znalezione warstwy skrasowiałe w okolicy Lubina, gdzie w wierceniach S-30 przewiercono nawet kawernę wysokości czterech metrów. Podobne kawerny napotkano w okolicy Polkowic w wierceniach S-200 i S-202.

Na monoklinie przedsudeckiej silnemu rozpuszczaniu ulegają głów-

nie wapienie, dolomity i margle poziomów D1, D2 i D3. Tu również cyrkulacja wody odbywa się głównie w strefach uskokowych.

Nadmienić musimy, że ropa naftowa i gaz ziemny w okolicy Zielonej Góry znajdują się również w silnie spękanych i skrasowiałych wapieniach dolomitycznych.

Przegląd form krasowych stwierdzonych w kopalniach

Śledzenie form krasowych w kopalniach, jak to podkreśliliśmy uprzednio, jest niezwykle trudne, gdyż odkrycie kawern i skał odwapnionych o konsystencji luźnej związane jest zwykle z nagłymi zalewami wyrobisk eksploatacyjnych. O rozmiarze i systemie połączeń form głębokiego krasu można sądzić głównie na podstawie ilości wody w czasie nagłych wdarć do kopalń.

Niżej zamieszczamy kilka uwag dotyczących charakteru i form głębokiego krasu w kopalniach znajdujących się we wschodniej części synkliny bolesławieckiej⁵.

Największa z dotychczas poznanych kawern znajduje się w jednej z kopalń. Na jednym z górnych poziomów eksploatacyjnych, w wapieniach dolomitycznych, odkryto tu w 1955 roku system krasowy o charakterze korytarzowej jaskini o kubaturze około 1500 m³ (fig. 3). Woda wypływająca po odkryciu tej kawerny wynosiła ił o zabarwieniu żółtym. W pół godziny po nagłym wdarciu, ilość wypływającej wody wynosiła 7—8 m³/min.

Druga wielka kawerna na najniższym poziomie eksploatacyjnym tej samej kopalni została odsłonięta w 1961 roku. Nie przeprowadzono dokładnego jej pomiaru, gdyż pierwsze uderzenie wody wynosiło 104 m³/min. Na skutek wdarcia się wody, na omawianym poziomie zostało zatopione około 2600 m³ wyrobisk górniczych w przeciągu 25 minut. Ciśnienie wody w miejscu wdarcia się wynosiło przypuszczalnie około 9,5 atm. Dwa tygodnie później przyptyw do wyrobiska kształtował się w granicach około 5,5 m³/min. Dopływ wody zmalał dopiero na początku 1962 roku do 4,9³/min., a w połowie 1963 r. wydajność wahała się od 0,5 do 0,6 m³/min.

W czasie odwodnienia zatopionych wyrobisk wypompowano ogółem 406804 m³ z samych tylko wyrobisk położonych bliżej powierzchni. Dane te wskazują, że kawerna przez którą przepłynęła tak znaczna ilość wody musiała mieć duże rozmiary i była związana z dużym systemem krasowo-szczelinowym sięgającym od 315 do 240 m poniżej powierzchni. Przypuszczenie to potwierdziły wyniki wierceń drenazowych, które przed katastrofalnym wdarciem wykazywały, że woda utrzymuje się

⁵ Szczegółową lokalizację kawern i innych zbiorników wód krasowych posiada archiwum kopalni „Konrad“ w Iwiniach.

nieco wyżej poziomu 240 od powierzchni. Tak np. w jednym z otworów wydajność kształtowała się około $0,351 \text{ m}^3/\text{min.}$, przy ciśnieniu $1,8 \text{ atm.}$, w drugim $0,515 \text{ m}^3/\text{min.}$ przy ciśnieniu 2 atm. , a w trzecim $0,075 \text{ m}^3/\text{min.}$ przy ciśnieniu 2 atm.

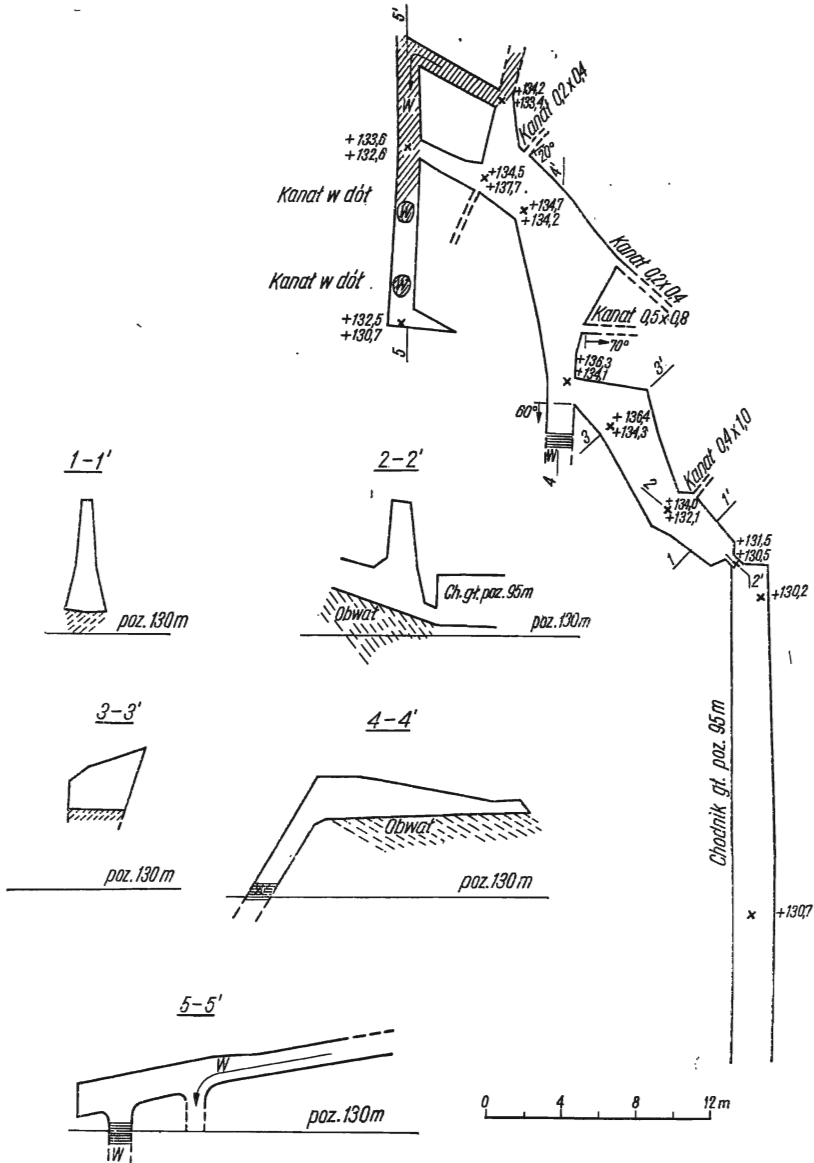


Fig. 3

Plan i przekroje (1-1'—5-5') kawerny z górnego poziomu jednej z kopalń w synklinie bolesławieckiej (wg pomiarów wykonanych przez służbę mierniczą kopalni)
 Situation plan and sections (1-1'—5-5') of a cave from the upper horizon of one mine in the Bolesławiec syncline (after measurements made by the geodetic survey in the mine)

Ważniejsze wyniki analizy chemicznej wody wypływającej z kaverny podczas zawału na niniejszym poziomie eksploatacyjnym kopalni „Konrad II“ są następujące⁶:

pH — 7,5; zasadowość 4,1 mval/l — 205 mg/l CaCO₃; twardość ogólna — 15,2 st. niem.; twardość niewęglanowa — 3,7 st. niem.; twardość węglanowa — 11,5 st. niem.; utlenialność — 0,6 mg/l O₂; chlorki — 7 mg/l Cl⁻; amoniak — ślady mg/l N; azotany — 0,3 mg/l N; siarczany — 63 mg/l SO₄²⁻; tlen rozpuszczalny — mg/l O₂; dwutlenek węgla wolny (oznaczony po jednym dniu od pobrania próbki) — 22 mg/l CO₂; wapień — 106 mg/l CaO; magnez — 32,8 mg/l MgO.

Z powyższych danych można wnosić, że woda z tego wypływu nie wykazywała własności agresywnych.

O charakterze wód krasowych w kopalni „Konrad II“ świadczą różne wylewy. Tak np. dnia 23 lutego 1944 roku nastąpiło wdarcie się wody z poziomu 140 na 95. Początkowy dopływ wynosił 6 m³/min., a następnie wzrósł do 12 m³/min. Nieco później, dnia 8 września 1944 r., wskutek zawału na ścianie kopalni „Konrad II“ dopływ wody wynosił 30 m³/min., co spowodowało całkowity zalew kopalni. Główne masy wody pochodziły z silnie skrasowiałych wapieni dolomitycznych D1, które w tym miejscu posiadają około 35 m miąższości.

Podczas obu awarii swobodne zwierciadło wodne ustabilizowało się 30 m poniżej zrębu szybu. Po drugim zalewie kopalnię odwodniono dopiero w 1952 r. Pompowanie rozpoczęto przy lustrze wodnym utrzymującym się około 32,3 m poniżej zrębu szybu i w ciągu 7,5 miesiąca odprowadzono 3,3 miliona m³ wody, z czego 1,4 mil. m³ znajdowało się do poziomu 140 m, a 1,4 do poziomu 180 m.

Na podkreślenie zasługuje również wdarcie wody w kopalni „Konrad I“ w maju 1958 roku, kiedy to chodniki zostały zalane kurzawką, której dopływ wynosił około 5 m³/min. przy ciśnieniu 24 atmosfer. Wypływ kurzawki i wody nastąpił z kontaktu uskokowego, przy którym sąsiadowały piaskowce czerwonego spągowca z odwapnionymi wapieniami cechsztynu 1. Należy się spodziewać zatem, że w krasowych próżniach, powstałych po skorodowaniu wapieni, osadzony został przez wody materiał rezydualny oraz fragmenty skał dolnego permu.

Podkreślić również należy, że w uprzednio wymienionej kopalni obserwuje się znaczne wydajności wody, gdyż ciśnienie hydrostatyczne w niektórych wypadkach wynosi nawet 21 atm. W tej części kopalni do wyrobisk dopływa wody 3,5 m³/min. Natomiast z poziomów wyższych, gdzie zwierciadło wody jest już ustabilizowane, wypływ wody wynosi tylko 0,9 m³/min.

Pomiary wód wykonane w wielu miejscach w kopalni „Konrad“

⁶ Dane zaczerpnięte z materiałów archiwalnych kopalni „Konrad“.

wskazują, że woda ma tendencję do wypełniania szczelin do wysokości podczwartorzędowych wychodni utworów cechsztynu.

Ciekawego materiału, wskazującego na wielkość form krasowych, dostarczają obserwacje prowadzone w jednej z kopalń, znajdującej się w najbardziej wschodniej części synkliny bolesławieckiej. W połowie 1953 roku nastąpiło tu wdarcie się wody do jednego z chodników, w wyniku czego zostały zatopione wyrobiska o łącznej kubaturze 5510 m³. Dopływ wody w czasie tego zalewu mieścił się kolejno w granicach 3,81, 9,27, 3,80, 2,20 m³/min. Po odwodnieniu wyrobisk trwających około 1 miesiąca okazało się, że zalew pochodził z warstw dolomitowych cechsztynu 1, mających łączność za pośrednictwem szczelin ze strefą odwapnioną, napotkaną podczas wykonywania chodnika.

Najtrudniejsze warunki hydrogeologiczne posiadają kopalnie znajdujące się w okolicy Lubkowa, co związane jest z niezwykle skomplikowaną, głównie uskokową, tektoniką tego obszaru.

Jedno z większych wdarć wody w kopalni „Lubiechów I” zamotowano 10 września 1944 roku. Woda wdarła się pod ciśnieniem z dna szybu, czemu towarzyszyły wstrząsy w obrębie kopalni. W ciągu 30 minut została całkowicie zalana kopalnia „Lubiechów I”, a następnie przez chodnik, położony na poziomie 68, również i kopalnia „Lubiechów II”. Zwierciadło wody ustabilizowało się na wysokości 5 m od zrębu szybu. Ustalono później, że największy dopływ wody wynosił 170 m³/min.

Ponowny zalew omawianej kopalni nastąpił w końcu 1951 roku. Wody wdarły się z ociosu w ilości 22 m³/min., przynosząc z sobą duże ilości ilu, piasku kwarcowego, żwirów oraz okruchów gipsu. Po wydobyciu tego szlamu, kilkanaście dni później, nastąpiło ponowne wdarcie się wody i wypełnienie szybu aż po strop.

W latach 1953 i 1954 odcięto dopływ wody do wyrobisk kopalń w Lubkowie przez zacementowanie łączącego je chodnika. W roku 1955 odwodniono i odszlamowano szyb, lecz już w listopadzie tegoż roku znówu nagle wdarcie wody, spod mułu szybowego, zatopiło go całkowicie. Pierwsze uderzenie wynosiło 20, a drugie 10 m³/min. Tym razem lustro wody ustabilizowało się na wysokości 16 m poniżej zrębu szybu.

Zwierciadło wody w wapieniach dolomitycznych cechsztynu 1 utrzymuje się na wysokości około 1 m n.p.m. W tym rejonie, w pobliżu uskoków stwierdzonych przy pomocy wierceń, ciśnienie hydrostatyczne wynosi 21 atm., a dopływ wody — 2,5—5 m³/min.

Na zakończenie tego przeglądu chcemy zwrócić uwagę na kilka cech charakteryzujących formy krasowe oraz stosunki wodne w omawianym regionie. Porowatość podatnych na krasowienie wapieni dolomitycznych wynosi około 10%. Średnie wyniki chemizmu wód w synklinie bolesławieckiej są zbliżone do wyników stwierdzonych na obszarach sąsiednich, a zwłaszcza w kopalni „Nowy Kościół”, gdzie — zda-

niem T. Machonia (1964) — wody powierzchniowe kontaktują się z wodami podziemnymi. Na terenie synkliny bolesławieckiej chemizm wód krasowych w skałach cechsztyńskich jest podobny do chemizmu wód zbiornika triasowego, co jest dowodem łączności wód tych zbiorników, (m.in. podobna twardość 14 st. niem. i zasadowość ok. 7,2 do 8,0). Jednakże wody w krasowo-szczelinowych zbiornikach cechsztynu wykazują na ogół znacznie większą mineralizację, która dochodzi do 350 mg/l i przewyższa wody triasowe o 50 mg/l. Wzrost mineralizacji w wodach cechsztyńskich związany jest z intensywnym krasowieniem skał węglanowych.

Przedstawione powyżej wyniki badania form krasowych i krasowych warunków hydrogeologicznych, zarówno w wierceniach jak i na terenie kopalń, zdają się podkreślać niezwykle skomplikowany rozwój wietrzenia głębokiego w synklinie bolesławieckiej. Główne cechsztyńskie piętra wodonośne pokrywają się w tym terenie z piętrami znacznego nagromadzenia wszelkiego rodzaju form krasu głębokiego (kawerony, komory krasowe, porowatość, gąbczastość, wymyte szczeliny itp.), które przywiązane są głównie do dolomitów D1 i D3.

Poszczególne piętra wodne i krasowe nie trzymają się płaskich powierzchni, lecz pochylone są ku osi synkliny, zgodnie z upadem warstw węglanowych. Zróznicowanie pionowe ułożenia warstw skalnych wpływa na odmienność warunków krasowych w poszczególnych częściach synkliny, nawet w obrębie jednego kompleksu skalnego. Jest to jeszcze bardziej podkreślone w północno-wschodniej części omawianej jednostki, gdzie stwierdzono szczególnie liczne uskoki.

Z obserwacji tektonicznych przeprowadzonych w kopalniach wynika, że strefy uskokowe przyczyniają się w pierwszym rzędzie do ułatwienia komunikacji wodnej pomiędzy poszczególnymi piętrami wód. Jednak większość uskoków na terenie synkliny bolesławieckiej ma charakter kompresyjny, co w efekcie utrudnia swobodniejszy przepływ wód. Obserwacje poczynione, zwłaszcza w czasie wykonywania otworów wiertniczych, wykazały, że przepływ wody odbywa się głównie wzdłuż małych pęknięć w strefach uskokowych.

W pobliżu uskoków, przy których przesunięcia mas skalnych dochodzą miejscami do kilkudziesięciu metrów, poszczególne kompleksy osadów klastycznych stanowiących zbiorniki wodonośne (np. pstrego piaskowca i kredy) kontaktują miejscami bezpośrednio z węglanowymi warstwami cechsztynu (fig. 2), przez co ułatwiona jest cyrkulacja wodna.

Charakterystyka skał odwapnionych

W obrębie wszystkich marglisto-wapiennych serii cechsztynu 1 często spotyka się strefy, gdzie skonsolidowane skały przechodzą w zupełnie plastyczne, tłuste ily. Tego rodzaju zjawiska w nomenklaturze

górnictwej, jak to już uprzednio wspominaliśmy, nazywane są rozłaso-
waniami⁷.

Badania tych skał prowadzone przez E. Konstantynowicza (1961) i F. Zaczka (1962) wykazały, że chemiczny rozkład osadów węglanowych cechsztynu związany jest bezpośrednio z cyrkulacją wód infiltrujących z powierzchni w strefach uskokowych. Nasze spostrzeżenia są analogiczne. Wody ługują ze skał CaO i MgO, a tym samym w residuum wzrasta SiO₂, Al₂O₃ i dwuwartościowe żelazo. Analizy chemiczne wykonane przez E. Konstantynowicza ze skał węglanowych z kopalni „Upadowa Grodziec“ dały następujące wyniki:

CaO 0,9—7,5%, MgO 0,08—0,61%, ponadto nierozpuszczalne residuum: Al₂O₃ 17—23%, SiO₂ 17—58,3% oraz metale: Fe (4,3—11,1%), Cu (0,06—0,46%), Zn (0,10—0,84%), Pb (0,07—1,49%), Ag (ok. 40 g/t), Co (ok. 0,022%), As (ok. 0,3%).

Odwapnione skały cechsztyńskie najlepiej obserwować można w kopalni „Upadowa Grodziec“. Występujące tutaj ily, koloru żółtego z pstrykami smugami, w stanie wilgotnym wykazują dużą plastyczność. Podkreślić należy, że w tych odwapnionych skałach widoczna jest miejscami znaczna koncentracja łyščzyków.

Wyżej podaliśmy kilka przypadków, gdzie skały odwapnione zostały napotkane w wierceniach w synklinie bolesławieckiej. Na ogół skały tego typu nie zostały stwierdzone poniżej 260 m (por. wiercenie U-17a). Z danych tych i z bezpośrednich obserwacji w wyrobiskach górniczych można wnosić, że strefy odwapnionych, plastycznych skał występują na ogół bliżej powierzchni. Ponieważ w tych strefach znajdują się liczne kopalnie, dlatego w wielu miejscach w podziemnych wyrobiskach kopalń „Konrad I i II“ oraz kopalń „Lubiechów I, II, III i IV“ odsłonięte zostały skały odwapnione.

Ponieważ w wyniku odwapnienia zmienia się nie tylko konsystencja skały, lecz maleje również jej objętość (średnio o ok. 5%), zatem zbiorniki wodne znajdujące się nad tymi skałami stanowią wielkie niebezpieczeństwo dla eksploatacji złóż miedzi.

Na powierzchni, ily pochodzące z odwapnienia margli cechsztyńskich można obserwować w starym kamieniołomie, położonym na południe od Grodzca. Profil południowej ściany tego wyrobiska od góry jest następujący:

0,80 m glina piaszczysta plejstocenska, przykrywająca leżące niżej osady cechsztyńskie;

0,30 m ily żółtobrunatne i zielonawe z okruchami nieodwapnionych margli;

⁷ Z uwagi na chemiczny charakter procesu bardziej uzasadniona jest nazwa skały odwapnione.

- 2,00 m iły żółtawe i żółtobrunatne, u góry z okruchami nieodwapnionych margli, w części środkowej z soczewką czarnych ilów;
1,20 m margle jasno szare, które w kierunku wschodnim uległy zupełnemu odwapnieniu;
0,80 m iły żółtobrunatne z odcieniem zielonym, z widocznym rezydualnym warstwowaniem pierwotnych skał.

W dolnej części odsłonięcia znajduje się uskoki, którym krążyły wody pochodzenia powierzchniowego. Z cyrkulacją tych wód związane jest zapewne odwapnienie margli cechsztyńskich w tym odsłonięciu.

Odwapnienie marglisto-wapnistych poziomów cechsztynu 1 w kopalniach miedzi w północno-zachodniej części Sudetów jest zjawiskiem powszechnym. Na wyrobiskach kopalni „Nowy Kościół”, położonej na południe od Złotoryi, F. Zaczek (1962) stwierdził, że strefy odwapnienia układają się wzdłuż głównych linii spękań, a w miarę zapadania w głąb marglistych utworów cechsztynu, skały odwapnione są rzadziej spotykane.

Wskazuje to, że w większości przypadków procesy odwapniania związane są z wglębną wędrówką wód pochodzenia powierzchniowego. Brak jakiegokolwiek predyspozycji sedymentacyjnych świadczy, że procesy rozkładu skał są zjawiskiem wtórnym, postdiagenetycznym, przy czym znaczne nagromadzenie skał rozłożonych w strefach uskokowych wskazuje, że rozwój odwapnień nastąpił już po spękaniu osadów.

GENEZA GŁĘBOKIEGO KRASU OKOLIC BOLESŁAWCA

Literatura poświęcona zjawiskom głębokiego krasu jest niezwykle uboga. Zarówno w Polsce jak i zagranicą opublikowano kilkanaście notatek, w których interesujące nas zagadnienie jest na ogół potraktowane marginesowo. Dla dokładniejszego rozpoznania przyczyn wpływających na głęboką korozję skał, postaramy się przedstawić najistotniejsze wyniki dotychczasowych badań nad głębokim krasem.

Jednym z pierwszych, który zwrócił uwagę na doniosłe znaczenie kawern przy badaniu geomorfologicznym terenów krasowych, był W. M. Davis (1930). Autor ten, na podstawie obecności próżni krasowych znajdujących się na znacznej głębokości w skałach węglanowych, przyjął możliwość wglębnej cyrkulacji wód pochodzenia atmosferycznego. Jej efektem jest przyspieszenie krasowienia masywu wapiennego oraz rozwój jaskiń w warunkach freatycznych.

Spostrzeżenia Davisa dotyczyły głównie terenów zbudowanych z jednolitych mas wapiennych. Podobny charakter miały obserwacje A. Moneymakera (1938), który stwierdził w dolinach rzek płynących przez skały węglanowe liczne kawerny pod korytem potoków. Próżnie krasowe, na ogół nie przekraczające 3 m wysokości, opisał z terenów

plyty rosyjskiej G. A. Maksimovič (1962). Autor ten przyjął ponadto, że maksymalna głębokość kawern związana jest na kontynentach z wysokością podstawy erozji i nie schodzi poniżej poziomu morza. Przedstawione w poprzednich rozdziałach dane wskazują, że na opracowywanym przez nas terenie kawerny znajdują się 1000 m poniżej powierzchni terenu, to znaczy około 750 m poniżej poziomu morza. Kawerny na wielu obszarach tworzą się jeszcze niżej. Tak np. J. Samsonowicz (1954) nie wykluczał, że w wyniku wymywania soli w Ciechocinku tworzą się znacznych rozmiarów próżnie krasowe, położone poniżej 2000 metrów. Dane te świadczą zatem, że wgłębną cyrkulacja wody nie jest uzależniona od wysokości podstawy erozji, lecz od systemu połączeń pomiędzy poszczególnymi zbiornikami wody i od ciśnienia wywołanego przez znaczne nagromadzenie się wody w zbiornikach.

Na terenie Polski kilkakrotnie opisywane były kawerny w terenach krasowych. Wszystkie jednak próżnie krasowe stwierdzone zostały w dolinach rzecznych, znajdujących się w wapieniach i dolomitach. Tak np. H. Sobol (1959) zwróciła uwagę, że w czasie wiercenia w Jaszczurówce, u wylotu Doliny Olczyńskiej w Tatrach, świder napotkał duże kawerny, których największe nagromadzenie znajdowało się około 80 m poniżej koryta doliny. Barwienie wody potoku powierzchniowego w jednym z ponorów pozwoliło stwierdzić, że po upływie pół godziny od chwili wrzucenia fluoresceiny wody te wypłynęły w skrasowiałym dolomicie środkowotriasowym 150 m poniżej powierzchni terenu.

Podobne kawerny opisał J. Bażyński (1960) z doliny Warty w Częstochowie, Z. Wójcik (1959) z doliny Bugu pod Mielnikiem oraz S. Kozłowski, J. Radwan i Z. Wójcik (1965) z przełomu Silnicy przez wapienie kadzielniańskie w Kielcach. Jedna z kawern na Kadzielni, zwana obecnie Szczeliną, posiada około 3000 m³ i tym samym dwukrotnie przekracza rozmiary opisanej powyżej (fig. 3) kawerny z kopalni „Konrad II”.

Z powyższych przykładów widać, że rozwój głębokiego krasu w miejscach, gdzie na powierzchni znajdują się skały krasowe, związany jest głównie z wgłębną cyrkulacją wód pochodzących z rzek powierzchniowych. Dzięki ginięciu wód w dnach dolin, powstały w trzeciorzędzie kawerny w Mielniku i w Kielcach, a w czwartorzędzie w Częstochowie i w Tatrach. Zatem w miejscach, gdzie skały węglanowe znajdują się na powierzchni, na podstawie analizy paleomorfologicznej terenu można wyznaczyć doliny dawnych rzek, a pod nimi lub w ich sąsiedztwie ewentualne strefy maksymalnego występowania kawern.

Metoda wyznaczania kawern na podstawie analizy paleomorfologicznej nie może jednak być zastosowana na terenie synkliny bolesławieckiej, głównie dlatego, że wychodnie skał krasowych w okolicy Grodzca występują na niewielkiej powierzchni. Od młodszego plejstocenu nie płynie tu żaden większy potok, którego wody mogłyby zasilać bezpośrednio skrasowiałe wapienie cechsztynu.

Jak można sądzić na podstawie wyników wierceń w brzeźnych strefach synkliny bolesławieckiej, w miejscach gdzie cechsztyń pokryty jest czwartorzędem, nie ma również doliny trzeciorzędowej. Zatem należy wyłączyć bezpośredni udział zarówno współczesnych, jak i kopalnych rzek w formowaniu się głębokiego krasu.

Podobnie jak w synklinie bolesławieckiej, zjawiska krasowe zostały odkryte w wierceniach i wyrobiskach górniczych w czasie budowy metra w Moskwie. Jak można wnosić z pracy F. V. Kotłova (1960), podczas wykonywania tunelów napotkano w wielu miejscach na formy krasowe w skałach węglanowych wieku karbońskiego. Były to m.in. wielkie leje, a nawet jaskinie i skały odwapnione, których powstanie autor wiąże z warunkami wietrzenia subaeralnego przed jurą i w młodszym trzeciorzędzie. Jest to zatem zakryty kras, którego formy zostały w paleogenie zasypane osadami morskimi, a w czwartorzędzie skałami plejstocenijskiej sedymentacji lodowcowej i rzecznej. W związku z tym odtworzenie stref maksymalnego skrasowienia na terenie Moskwy możliwe jest również w oparciu o analizę paleomorfologiczną.

Jak wynika z przytoczonych danych, teren krasowy synkliny bolesławieckiej ma charakter odmienny głównie dlatego, że większość form krasowych znajduje się w skałach węglanowych oddzielonych od powierzchni grubą powłoką skał niekrasowych. Ponieważ w podobnej sytuacji w wielu miejscach, zwłaszcza w monoklinie przedsudeckiej, znajdują się w kawernach złoża surowców mineralnych, przeto wydaje się nam konieczne dokładniejsze zestawienie danych wskazujących na główne przyczyny głębokiej korozji.

Jak wynika z danych przedstawionych w poprzednich częściach pracy, cyrkulacja wodna związana jest głównie z obszarami intensywnie spekanymi.

W strefach uskokowych powstały wszystkie większe kawerny, których wody stanowią naturalne zagrożenie kopalń. Tam, gdzie występują one w spekanym wapieniach z dala od dużych uskoków, najczęściej znajdują się w nich, prócz wody, jedynie ropy rezydualne. Natomiast bliżej powierzchni oraz przy uskokach o znacznym zrzućie, wody krasowe gromadzą w kawernach duże ilości szlamu, a nawet skał gruboklastycznych. Przy tym woda, mimo znacznego odpompowywania terenów eksploatacyjnych, ma tendencję do utrzymywania się na wysokości podczwartorzędowych wychodni cechsztyń.

Między poszczególnymi blokami skał pociętych uskokami nie zawsze istnieje bezpośrednia łączność hydrogeologiczna, gdyż nagłe wylewy wody w kopalniach w zasadzie nie wpływają na zachwiania stanu wód podziemnych w otworach drenażowych.

Ze strefami spekania związane są również odwapnione skały o kon-

systemacji luźnej. Szczególnie dobrze widoczne jest to na południe od synkliny bolesławieckiej, w kopalni „Nowy Kościół“ (Zaczek 1962). Ponieważ z procesami odwapnienia związane jest zmniejszanie się objętości skały średnio o 5%, zatem tworzą się, obok kavern, naturalne zbiorniki wód podziemnych. Ciśnienie wody uzależnione jest od wielkości próżni oraz charakteru połączeń pomiędzy poszczególnymi zbiornikami. Nagłe wdarcie wody do kopalni oraz stopniowe zanikanie wydajności świadczy, że wypełniały one jeden zbiornik. Maksymalna kubatura pomierzonych zbiorników dochodzi do 1500 m³. Na podstawie ilości wypompowanej wody można wnosić, że niektóre krasowe zbiorniki wodne posiadają pojemność dochodzącą do 3000 m³. Natomiast wdarcia wody o charakterze pulsacyjnym wskazują, że do wyrobisk górniczych wlewa się woda z dwóch lub większej ilości zbiorników krasowych.

Z powyższego rozumowania wynika, że rozpoznanie stref głębokiego krasu uzależnione jest przede wszystkim od poznania budowy badanego regionu, co w zestawieniu z wynikami badań cyrkulacji wody oraz składu petrograficznego materiału allochtonicznego może być podstawą do wyznaczenia z dużym prawdopodobieństwem strefy maksymalnego nagromadzenia kavern.

Wody znajdujące się w różnych zbiornikach w skałach klastycznych dostają się poprzez strefy uskoków i pęknięć w głąb skrasowiałych skał wapiennych. Ponieważ nie zdołaliśmy uzyskać próbek osadów klastycznych przyniesionych do kopalni przez wodę w czasie nagłych wdarć, przeto jest na razie trudno dokładniej ustalić charakter tych wód. Jak wykazują analizy chemiczne wody, istnieje bezpośrednie zasilanie zbiorników krasowych w wapieniach cechsztyńskich ze zbiornika znajdującego się w pstrym piaskowcu. Jeden z wypływów kurzawkowych ze strefy uskokowej, dzielącej wapienie D1 od klastycznych skał czerwonego spągowca, wskazuje, że istnieje bezpośrednie połączenie pomiędzy zbiornikiem wodnym w czerwonym spągowcu i krasowymi zbiornikami w skałach cechsztyńskich. Przy uskoku oddzielającym synklinę bolesławiecką od innych jednostek synklinorium (fig. 2) istnieje bezpośredni kontakt pomiędzy skałami klastycznymi kredy i cechsztynu.

Wpływ wód gromadzących się w utworach plejstocenijskich na formowanie głębokiego krasu widoczny jest zwłaszcza w okolicy Grodzca. Wychodnie cechsztynu pokryte są tu m.in. piaskami i żwirami plejstocenijskimi (Krygowski 1952), które tworzą grzbiet wododziałowy zwany Wałem Okmiańskim. Osady czwartorzędowe wypełniają najprawdopodobniej płytkie nieckowate zagłębienia, otwarte częściowo w kierunku zachodnim. W tych warunkach woda tego zbiornika ma naturalny dopływ do skał węglanowych cechsztynu. Mogło to w dużym stopniu przyczynić się do powstania i rozwoju kavern, zwłaszcza w terenach eksploatacji górniczej kopalni „Konrad II“.

WIEK GŁĘBOKIEGO KRASU W OKOLICY BOLESŁAWCA

Jak już zaznaczyliśmy, podczas badań form krasowych na terenie synkliny bolesławieckiej, nie dysponowaliśmy próbkami osadów allochtonicznych wypełniających kawerny i dlatego pewnie nie możemy przedstawić ściślejszej interpretacji wiekowej opisywanych przez nas form. Posiadamy również bardzo skromny materiał, na podstawie którego można by było przedstawić główne etapy rozwoju zjawisk krasowych w oparciu o przesłanki paleomorfologiczne.

Ponieważ formy krasowe mogą powstawać w sprzyjających warunkach zawsze, można przypuszczać, że głęboki kras okolic Bolesławca może mieć bardzo stare założenia. Warunki subaeralne na omawianym terenie istniały okresowo w górnym permie, a następnie w kajprze, jurze, w dolnej kredzie oraz w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Na omawianym terenie na dawne formy krasowe mogły nakładać się nowe, powstałe w młodszych okresach wietrzenia i krasowienia.

Najstarsze fazy wietrzenia skał węglanowych synkliny bolesławieckiej związane są z okresem wynurzenia wapieni ze zbiornika sedymentacyjnego w cechszynie. Zachowane w stropie wapieni D1 i D3 powierzchnie erozyjne zdają się wskazywać, że morze górnopermskie ustąpiło z badanego terenu dwukrotnie. Po osadzeniu się wapieni dolomitycznych D1 wynurzenie było stosunkowo krótkie, a nie wykluczone, iż zbiornik stanowił rodzaj twardego dna. Podkreślić należy, że w synklinorium północnosudeckim dotychczas nie zostały stwierdzone formy krasu powierzchniowego w stropie serii D1. Ponieważ w wapieniach tych formy głębokiego krasu wykształcone są w postaci najbardziej typowej, zatem ich powstanie związane musiało być z późniejszymi warunkami wietrzenia subaeralnego.

Po osadzeniu się wapieni dolomitycznych poziomu D3 nastąpiło ponowne wynurzenie terenu. Jak już podkreślaliśmy uprzednio, z pewnością wynurzony był północnosudecki obszar sedymentacyjny, a być może również inne obszary Polski Zachodniej i Środkowej (m.in. Kujawy). W kopalniach we wschodniej części synkliny bolesławieckiej widoczne są na powierzchni stropowej D3 drobne formy krasu powierzchniowego (żeberka, lejki itp.). Nie można zatem wyłączyć również i wglębnej cyrkulacji wód podczas tego wynurzenia. Nie mogła być wszakże ona zbyt głęboka, gdyż nie było wówczas większych deniwelacji.

Nowy okres wietrzenia chemicznego na omawianym terenie nastąpił w górnym triasie i trwał aż do dolnej kredy włącznie. Krasowieniu uległy wówczas przede wszystkim wapienie środkowego triasu. Natomiast skały węglanowe cechszynu były wówczas oddzielone od powierzchni grubą serią piaskowca (do 600 m miąższości). Ponieważ w tym czasie obszar sedymentacyjny cechszynu północno-zachodnich Sudetów nie był jeszcze pocięty znaczącymi uskokiemi, a pod względem morfo-

logicznym był słabo zróżnicowany, należy wyłączyć możliwość powstawania głębokiego krasu na większą skalę.

Po regresji morza górnokredowego w północno-zachodnich Sudetach nastąpił długi okres wietrzenia subaeralnego, który jedynie okresowo został przerwany podczas transgresji najstarszych lądolodów plejstocenijskich. W okresie tym wytworzyły się szczególnie korzystne warunki dla wietrzenia skał cechsztyńskich, zarówno na powierzchni jak i we wnętrzu masywów skalnych. Nastąpiło to zwłaszcza po fazie laramijskiej fałdowań, kiedy to zostało uformowane synklinorium północno-sudeckie (Beyer 1933, Teisseyre 1957).

W paleogenie, w brzeźnych częściach synkliny bolesławieckiej, utwory cechsztyńskie zostały odpreparowane spod pokrywy mezozoicznej, co przy znacznym zróżnicowaniu morfologicznym terenu przyczyniło się do rozwoju zarówno powierzchniowego, jak i głębokiego krasu. Do powstania wyjątkowo korzystnych warunków wgłębnej cyrkulacji wód powierzchniowych przyczyniło się w dużym stopniu silne spękanie tektoniczne warstw skalnych. Główny rozwój form krasu powierzchniowego związany jest, naszym zdaniem, z okresem wietrzenia subaeralnego, który trwał od najstarszego trzeciorzędu po holocen.

Wyróżnienie etapów intensywnego skrasowienia w trzeciorzędzie i czwartorzędzie na terenie synkliny bolesławieckiej jest na razie niemożliwe. Bez wątpliwości, zwłaszcza w eocenie oraz miocenie i pliocenie, musiały powstawać formy krasowe, gdyż wówczas w całej Polsce istniały dogodne warunki do chemicznego wietrzenia wgłębego. Dla przykładu podamy, że kawerny w Mielniku nad Bugiem powstały w eocenie (Wójcik 1959). W górnym miocenie i pliocenie powstało wiele komór krasowych w Górach Świętokrzyskich (Kozłowski, Radwan & Wójcik 1965).

W miocenie w wielu miejscach procesy głębokiego krasu musiały być związane z ciepłymi wodami towarzyszącymi wulkanom. Dotychczas jednak typowych komór związanych z krasem termalnym nie udało się nam odnaleźć.

W czwartorzędzie po raz trzeci, w ostatniej fazie wietrzenia subaeralnego, zapanowały doskonałe warunki do rozwoju głębokiego krasu. Istniały one zwłaszcza w czasie topienia się lądolodów. Wody roztopowe musiały w dużym stopniu przyczynić się do wzmożenia cyrkulacji wgłębnej, przez co powiększeniu uległy zapewne wszystkie dotychczas istniejące formy krasowe.

Współcześnie istnieją również dogodne warunki do dalszego rozwoju krasu głębokiego, o czym świadczy fakt dopływu wód z osadów czwartorzędowych Wału Okmiańskiego do kopalń położonych w północno-wschodniej części synkliny. Podkreślić należy, że przy intensywnym pompowaniu wody z kopalń i otworów drenażowych, cyrkulacja wgłębna odbywa się dzisiaj ze znaczną szybkością, co przyczynia się do dalszego powiększania form krasowych.

Na zakończenie rozważań nad wiekiem procesów krasowych w synklinie bolesławieckiej chcielibyśmy zwrócić uwagę na obecność nacieków w niektórych kawernach. Pokrywy naciekowe znajdują się jedynie w tych kawernach, które w pliocenie znajdowały się powyżej den dolinnych. Powstały one wówczas, gdy zwierciadło wód krasowych było już stosunkowo nisko, a w kawernach istniały warunki charakterystyczne dla strefy aeracji. Po czwartorzędowym zasypaniu poziom wód krasowych podniósł się, w wyniku czego niektóre kawerny z naciekami ponownie uległy zalaniu. Szata naciekowa tych komór krasowych zdaje się wskazywać, że przed czwartorzędem większość z nich była już dobrze rozwinięta. W nowych warunkach hydrogeologicznych niektóre kawerny z naciekami uległy częściowemu przemodelowaniu.

WNIOSKI

W oparciu o dotychczasowe dane, dotyczące rozpoznania warunków powstawania zjawisk głębokiego krasu w synklinie bolesławieckiej w północno-zachodnich Sudetach, dochodzimy do następujących wniosków:

1. Synklina bolesławiecka, zarówno na terenie Polski jak i poza granicą, stanowi najdokładniej rozpoznany obszar głębokiej cyrkulacji krasowej. Nawet w terenach eksploatacji złóż ropy naftowej z krasowych kolektorów (por. Maksimovič & Armišev 1962) oraz w miejscach budownictwa zapór wodnych na wapiennym podłożu (Jenko 1959) nie zebrano, oraz szerzej nie opracowano dynamiki tych procesów.

2. Analiza krasowych warunków wodnych oraz form głębokiego krasu (kawern, rozmytych szczelin, gąbczastości, porowatości itp.) w synklinie bolesławieckiej wskazuje, że w terenach, gdzie skały węglanowe pokryte są osadami niekrasowięjącymi, komunikacja pomiędzy poszczególnymi zbiornikami wodnymi odbywa się w strefach uskoku. Przy czym w formach synklinalnych większe uskoki mają charakter kompresyjny, w związku z czym przepływ wody odbywa się wzdłuż mniejszych pęknięć i towarzyszących im szczelin.

3. Rozpoznanie głównych zbiorników wodnych w skałach krasowych, odizolowanych od siebie nieprzepuszczalnymi łupkami, możliwe jest jedynie na podstawie szczegółowej analizy tektonicznej. Natomiast w obszarach, gdzie osady węglanowe pojawiają się na powierzchni, formy głębokiego krasu związane są głównie z cyrkulacją wodną poniżej den potoków dolinnych.

4. Głęboka cyrkulacja wodna w sprzyjających warunkach odbywa się nie tylko poniżej lokalnej bazy erozji. Na terenie synkliny bolesławieckiej dochodzi ona do około 750 m poniżej poziomu morza. Natomiast na monoklinie przedsudeckiej kawerny zostały przewiercone nawet na głębokości około 2000 m poniżej poziomu morza. Bardzo głęboko tworzą

się również kawerny w okolicach Ciechocinka na Kujawach (Samsomowicz 1954).

5. Głęboki kras synkliny bolesławieckiej, podobnie jak i innych regionów Polski, rozwinął się głównie podczas trzeciorzędu i czwartorzędu. W tym bowiem czasie nastąpiło częściowe odsłonięcie, sfałdowanie oraz spękanie i wydźwignięcie ku górze węglanowych skał cechsztynu.

Uwagi dotyczące kierunku dalszych badań nad rozpoznaniem krasowych warunków wodnych w synklinie bolesławieckiej:

1. Teren synkliny bolesławieckiej należy uznać za klasyczny obszar służący do metodycznych badań głębokiego krasu.

2. Istniejąca sieć otworów drenażowych oraz wyrobisk górniczych pozwala na prowadzenie szczegółowych badań cyrkulacji wodnej. Dla określenia dynamiki procesów niezbędne byłoby odczytanie kierunków i szybkości przepływu wody. Można przy tym zastosować różnego rodzaju barwniki, jak np. fluoresceinę, różnokolorowe glony itp.

3. Dla szczegółowego rozpoznania wieku okresów większego natężenia procesów głębokiego krasu, należałoby przeprowadzić analizy petrograficzne i sedimentologiczne osadów wypełniających komory i szczeliny krasowe.

4. Dla właściwego rozpoznania warunków głębokiego krasu oraz rozmiaru próżni krasowych, należałoby przeprowadzić szczegółowy sondaż telewizyjny kawern. Tego typu badania, prowadzone na terenie Czechosłowacji (Štepanek 1960) w miejscach zagrożenia zapór, pozwoliły prawidłowo odczytać rozmiar form głębokiego krasu.

Wyniki powyższych badań, poza właściwym rozpoznaniem stosunków hydrogeologicznych, pozwolą zmniejszyć niebezpieczeństwo nieprzewidzianych wdarć wody do kopalń rud miedzi w północno-zachodnich Sudetach. Ponadto mogą one być wykorzystane w budujących się kopalniach rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej, oraz przy poszukiwaniu kolektorów złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na Nizinie Polskiej.

*Katedra Geologii Stratygraficznej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, ul. Cybulskiego 30*

*Muzeum Ziemi
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa, Al. Na Skarpie 20/26
W marcu 1964 r.*

LITERATURA CYTOWANA

BAŻYŃSKI J. 1960. Geologiczno-inżynierska charakterystyka krasu okolic Częstochowy (Engineering-geological characteristic of karst in the vicinity of Częstochowa). — *Przegląd Geol.*, nr 8, Warszawa.

- BEYER K. 1933. Die nordsudetische Rahmenfaltung. Eine vergleichende Studium über den jungsaxonischen Faltungsmechanismus in den Nordsudeten. — *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, Bd. 32, H. 1. Görlitz.
- DAVIS W. M. 1930. Origin of limestone caverns. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 41, no. 3. Baltimore.
- GUNIA T. 1962. Cechsztyń synkliny leszczyńskiejskiej (The Zechstein of Leszczyna syncline). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 173. Warszawa.
- IVANOV B. N. 1963. Głubinnij karst USSR i sovremiennoje vozmożnosti jego izučenia (Deep Karst on the territories of the Ukrainian SSR and the possibilities of studying them). — *Bjul. Int., Geofizyka i astronomia*, nr 5. Kiev.
- JENKO F. 1959. Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa (The hydrogeology and water economy of karst). Ljubljana.
- KŁAPCZIŃSKI J. 1964. Stratygrafia cechsztyńu okolic Lubina, Sieroszowice i Wschowa — monoklina przedsudecka (Stratigraphy of the Zechstein in the areas of Lubin Sieroszowice and Wschowa — Fore-Sudetic monocline). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 34. Kraków.
- KONSTANTYNOWICZ E. 1961. Rozłazowanie cechsztyńskich utworów węglanowych w miecce grodzieckiej (Slackening of Zechstein carbonates from Grodziec basin). — *Rudy i Met. nieżel.*, nr 5. Katowice.
- KOTLOV F. V. 1960. K voprosu o vlijanii čeloviečeskoj dejatel'nosti na intensivnost' karstovogo processa v rajonie Moskvy. — *Mat. Kom. po izuč. geol. i geogr. karsta*. Moskva.
- KOZŁOWSKI S., RADWAN J. & WÓJCIK Z. 1965. Budowa rezerwatu geologicznego na Kadzielnii w Kielcach. — *Ochrona Przyrody (w druku)*. Kraków.
- KRASOŃ J. 1960. The deep caves in the NE Sudeten Mountains. — *Höhle*, Jh. 12, H. 2/3. Wien.
- 1962. Cykle sedymentacyjne w cechsztyńie dolnośląskim (Sedimentary cycles in the Zechstein of the Lower Silesia area). — *Przegląd Geol.*, nr 6. Warszawa.
- 1964. Podział stratygraficzny cechsztyńu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych (The stratigraphic division of the North-Sudetic Zechstein in the light of the facial investigations). — *Geologia Sudetica*, t. 1. Warszawa.
- KRYGOWSKI B. 1947. Sprawozdanie z badań terenowych na Dolnym Śląsku w r. 1946 (Report of the geological field works in Lower Silesia in 1946). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 32. Warszawa.
- 1952. Czwartorzęd niecki grodzieckiej (The Quaternary of the Grodziec basin). — *Ibidem*, 65.
- KNYSZ N. 1964. Stosunki hydrogeologiczne w południowej części niecki złotoryjskiej (Hydrogeological structural conditions in the southern part of Złotoryja basin). — *Rudy i Met. nieżel.*, nr 1. Katowice.
- MACHOŃ T. 1964. Chemizm wód kopalni „Nowy Kościół” (The chemistry of water occurring in the mine “Nowy Kościół”). — *Ibidem*, nr 2.
- MAKSIMOVIČ G. A. 1962. Gidrodinamičeskie zony karstowych vod i osnovnyje typy podziemnego stoka. — *Spec. voprosy karstovedienia*. Moskva.
- MAKSIMOVIČ G. A. & ARMIŠEV V. M. 1962. Paleokarstovy kollektory nefti i gaza. — *Gidrogeologia i karstovedienie*, vyp. 1. Perm.
- MONEYMAKER A. 1938. Deep solution cavities in the Tennessee Valley area. — *Proc. Geol. Soc. Amer.*, vol. 37.
- OBERC J. 1960. Podział geologiczny Sudetów (Geological subdivision of the Sudeten). — *Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. 30. Warszawa.
- PIĄTKOWSKI J. 1955. Stosunki facjalne w cechsztyńie niecki północnosudec-

- kiej. — Arch. Katedry Geol. Strat. Uniw. Wrocław, praca doktorska nie publikowana. Wrocław.
- POBORSKI J., PROCHAZKA K. & WALA A. 1956. Sole potasowo-magnezowe w złożach Inowrocławwia i Wapna (Potassium-magnesium salts in Inowrocław and Wapno). — Acta Geol. Pol., vol. 6, nr 4. Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1951. Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpola Gór Świętokrzyskich (Dekalcifirovannyje melovyje otłożenja na severovostočnom predpolji Sventokrżizskich Gor). — Biull. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 75. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1954. Wyniki hydrogeologiczne dwu głębokich wierceń w Ciechocinku (Hydrogeologic results of two deep drillings in Ciechocinek, north-west Poland). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 91. Warszawa.
- SOBOL H. 1959. Badania stosunków wodnych i zjawisk krasowych na terenie cieplicy w Jaszczurówce (Observations of the relations of water and karst phenomena on the hot springs of Jaszczurówka). — Speleologia, t. 1, nr 1/2. Warszawa.
- SOKOLOV A. S. 1962. Osnovnyje usłovia razvitiija karsta. Moskva.
- ŠTEPANEK M. 1960. Telewizja w geologicznych pracach poszukiwawczych (Television in geological prospecting works). — Przegląd Geol., nr 6. Warszawa.
- STUPIŠIN A. V. 1963. Metodika izučenia drevnego i glubinnogo karsta v oblastjach platformiennych struktur (Sredniee Povolže). — Metodika izuč. karsta, vyp. 4. Perm.
- TELSSEYRE H. 1957. W: Regionalna Geologia Polski, t. 3. Sudety. Kraków.
- WÓJCIK Z. 1959. Fosforyty z Mielnika nad Bugiem (Phosphorites in Mielnik on the Bug river, Lublin Plateau). — Przegląd Geol., nr 4. Warszawa.
- ZACZEK F. 1962. Rozłazowanie cechsztyńskich utworów węglanowych (Slackening of Zechstein Carbonates). — Rudy i Met. nieżel., nr 11. Katowice.

J. KRASOŃ & Z. WÓJCIK

THE DEEP KARST OF THE BOLESŁAWIEC SYNCLINE IN THE SUDETES MTS.

(Summary)

ABSTRACT: Deep karst deposits of the Bolesławiec syncline have been found in carbonate Zechstein rocks below Quaternary, Cretaceous and Middle and Lower Triassic sediments. Circulation takes place mainly in fault zones along which the waters from the subterranean reservoirs above the Zechstein descend to 1,000 m. below the relief surface (about 750 m. below the sea level). In the karsted rocks, besides caves occasionally more than 1,500 cubic metres in volume, the presence is commonly noted of outwashed fissures, weathered — porous and spongy — limestones, also decalcified plastic clays. The deep karst of the Bolesławiec syncline is of an ancient, Upper Permian, origin. Its maximum development is associated with the weathering processes of the younger Tertiary and older Quaternary. In order to reliably determine the water-threatened zones in the copper mines of the North-Western Sudetes the writers recommend detailed tectonic, petrographic and hydrogeologic works, as well as television soundings in the caves here considered.

The Bolesławiec syncline lies in the north-western part of the Sudetes. Together with the synclines of Lwówek and Leszczyna it forms a part of the north-sudetic synclinorium (fig. 1). Ordovician and Silurian shales occur in the sub-

stratum of the syncline as well as in its eastern and northern margins. They are discordantly overlaid by Permian deposits, Lower Triassic sandstones and Middle Triassic limestones, also by Cretaceous sandstones, and sands and gravels of Tertiary or Quaternary age.

Karst phenomena developed in carbonate Zechstein rocks. The profile of these series is described in chart 1. Four cyclothemms have been distinguished here. They will be referred to by their abbreviated symbols Z1, Z2, Z3 and Z4. In these cyclothemms the limestone and carbonate series are separated by shales, and this hampers the direct hydrogeological connection of the karsted rocks.

Chart 1
Stratigraphy of the Lower Silesian Zechstein

Zechstein 4 — Z4	<p>Ł4 — upper variegated clay shales P4 — upper Zechstein sandstones</p>
Zechstein 3 — Z3	<p>A3 — anhydrite of Zechstein 3 ("main") D3 — platy dolomite Ł3 — middle grey clay shales with gypsum P3 — middle Zechstein sandstones</p>
Zechstein 2 — Z2	<p>A2 — anhydrite of Zechstein 2 D2 — dolomitic limestone of Zechstein 2 (so called "main dolomite") Ł2 — lower variegated shales P2 — lower Zechstein sandstones</p>
Zechstein 1 — Z1	<p>A1 — anhydrite of Zechstein 1 A1br — anhydrite breccia Na1 — oldest salt (with anhydrite intercalation) D1 — dolomitic limestone of Zechstein 1 W1β — marly limestones M1 — Kaczawa marls = Ł1 marly shales (copperbearing) W1α — basal limestone P1 — border sandstones and conglomerates</p>

The maximum development of karst phenomena occurred within the dolomitic limestones of Zechstein 1 referred to under symbol D1. Greater resistivity to corrosion was shown by the underlying limestones and marls W1β, M1 and W1α, also by calciferous sandstones P1.

In cyclothem Z2 karst phenomena developed mainly in the dolomitic limestones of Zechstein 2 (D2) and in the platy dolomites of Zechstein 3 (D3). Besides horizon D1, horizon D3 is that abounding most in water. In addition to many caves, covered karst represented by lapies and funnels has also been observed on the topside of the carbonate series.

In the Kaczawa marl horizon (M1) there are mine pits which are often overflooded by waters from the karst reservoirs in the dolomitic limestones of Zechstein 1 (D1). In connection with the exploitation of the copper deposits this

region has been fairly well explored both in the pits and the mine galleries. This provides convenient conditions for the investigation of deep karst processes.

The Bolesławiec syncline (fig. 2) was formed after the deposition of Upper Cretaceous sandstones during the Laramide phase of the Alpine folding (Beyer 1933, Teisseyre 1957). Clastic Tertiary and Quaternary deposits rest discordantly on the folded Palaeozoic and Mesozoic series. Cenozoic sandstones and gravels, similarly as the Lower Triassic and Cretaceous sandstones, are affluent water reservoirs which feed directly the karsted carbonate deposits of the Zechstein. Circulation between karst- and non-karst water horizons takes place along fault zones.

Materials from nearly 200 boreholes as well as observations of mine pits have provided the data required for this paper. The most important information has been obtained from boreholes where sandstones and conglomerates of the Rotliegenden were reached in many places.

The boreholes were drilled in the Zechstein covered only by Quaternary deposits, within an area where the Tertiary and the Quaternary are also overlaid by the Bunter, and in areas where the Permian is overlaid by Cenozoic and Mesozoic deposits, nearly up to 700 m. thick.

Deep karst forms could be studied best in boreholes in an area where the Zechstein is only covered by Quaternary deposits. All the carbonate series here have been subjected to karstification and the largest caves formed on the carbonate Upper Permian rocks. Karst caves as much as 12 m. high (borehole Lu-46) formed in limestones D1. They are usually associated with spongy-leached limestone series and with outwashed fissures.

A cave, 14.3 m. high, filled with clay material and limestone fragments, has been discovered at a depth between 585 and 599.3 m., in a borehole which had reached the Zechstein after piercing the Quaternary, the Tertiary and the Bunter. On the other hand, in boreholes of the central part of the syncline, where the Zechstein is overlaid not only by the Cenozoic but also by the Upper Cretaceous, and the Middle and Lower Triassic, zones of strongly karsted limestones D1 have been encountered at a depth of about 1,000 m. below the relief surface (about 750 m. below the sea level). It might be stressed, however, that on the fore-sudetic monocline small caves occur in the Zechstein, ca. 2,000 m. below the sea level.

Numerous caves have been exposed in mined areas. One of them was 1,500 cubic metres in volume. Judging from the abrupt water outburst, some of the still unmeasured caves may have been up to 3,000 cubic metres in volume. The chemical properties of the waters in the caves resembled those of Triassic water reservoirs. This suggests the presence of many communication routes between them, particularly within fault zones.

Besides caves explored in mine pits in horizons D1, W1 β , M1 and W1 α , many series of decalcified, poorly compact rocks, have been observed, mostly in strongly fissured rocks. During the decalcification process CaO and MgO were carried off by karst waters, and this reduced the volume of those series by about 5 per cent. New water reservoirs were thus formed. Together with the reservoirs in caves and fissures they form important water horizons.

When discussing the origin of the deep karst in the Bolesławiec syncline the present writers emphasize that caves lying at the floor of limestone valleys have been reported from many regions (Davis 1930, Moneymaker 1938, Sobol 1959, Maksimovič 1962 et al.). These forms developed everywhere in a uniform carbonate series with an aboveground stream flowing on its surface. Within such areas the

determination of the maximum karstification zones is hence dependent on the accomplishment of a detailed palaeomorphological analysis, i.e. on the indication of the old stream beds.

The Bolesławiec syncline area, however, differs in this respect in that the carbonate series here are separated by shale series. Moreover, they are overlaid by Lower Triassic and Upper Cretaceous sandstones and by Tertiary and Quaternary sands and gravels. Observations of borehole cores and an inspection in the mines suggest that, in areas like the Bolesławiec syncline, the determination of deep karst zones depends on a thorough tectonic knowledge of the studied area. The waters of non-karst reservoirs do not descend along the major faults which, within the syncline, have a compressive character, but they are drained by a system of minor fissures occurring in the fault zones. Owing to the deep and strong water circulation from reservoirs lying above the Zechstein, decalcified rocks are formed in marls while in limestones we note the occurrence of caves, the outwashing of fissures, and spongy leaching.

An analysis of the top surfaces of limestones D1 and D3 in the Bolesławiec syncline suggests that during the Zechstein the sea had, at least twice, retreated from the Northern Sudetes. No typical superficial karst forms have so far been encountered above the cavernous limestones D1. Only a shallowing seems to have taken place then, while the previously deposited rocks occurred within the wave zone. This excludes cave formation during the period of sea-shallowing. However, after the deposition of the D3 limestones, calcareous sediments emerged in western Poland (Piątkowski 1955, Gunia 1962, Krasoń 1964), resulting in conditions that favoured the development of karst processes. The period of subaerial weathering was then relatively short, hence we should exclude the formation of major caves.

Conditions prevailing during the Mesozoic were not favourable to the development of the deep karst since the Zechstein had a Bunter cover about 600 m. thick. Moreover, this was not a much elevated area at that time and deep water circulation could not, therefore, occur there. Favourable conditions did not set in until after the sedimentation of Upper Cretaceous sandstones and the formation during the Laramide phase of the cardinal pattern of the north-sudetic synclinorium. The folded, dislocated and elevated areas of the Bolesławiec syncline were easily penetrated by waters from the reservoirs lying above the Zechstein and the surficial waters. Similar conditions prevailed during the melting of the oldest glaciers in the Pleistocene.

The karst forms of the Bolesławiec syncline are, therefore, the age equivalents of the caves discovered in the limestone river valleys in Częstochowa (Bażyński 1959) and Kielce (Kozłowski, Radwan and Wójcik 1965).

The following conclusions have been reached by the writers on the basis of collected materials:

1. The Bolesławiec syncline is the most adequately investigated region of deep karst circulation both within Polish territory and outside of it. The dynamics of these processes have not been equally well studied even in oil fields exploited in karst collectors (Maksimovič & Armišev 1962) or at waterdam building sites (Jenko 1959).

2. An analysis of the karst water regime and of deep karst forms (caves, outwashing of fissures, porous or spongy weathered surfaces) in the Bolesławiec syncline indicates that in areas where carbonate rocks are mantled by deposits resistive to karstification, the particular water reservoirs communicate along faulted zones. Moreover, in the higher parts of the synclines the major faults have a compressive character and the waters are, therefore, drained along minor cracks and the accompanying fissures.

3. A detailed tectonic analysis is the only means for obtaining a satisfactory knowledge of the chief water reservoirs in karst rocks isolated by intervening impervious shales. On the other hand, in areas where carbonate rocks are exposed, deep karst forms are associated mainly with water circulation below the floors of valley streams.

4. Under favourable conditions deep circulation takes place below the local base of erosion. Within the Bolesławiec syndline it drops down to about 750 m. below the sea level while in the neighbouring areas even down to 2,000 m.

5. The deep karst of the Bolesławiec syncline, similarly as elsewhere in Poland, attained its maximum development mainly during the Tertiary and the Quaternary. It followed the folding, fracturing and elevation of Permian deposits during the Laramide movements.

*Department of Stratigraphic Geology
of the Wrocław University
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
and*

*Muzeum Ziemi — Museum of the Earth
of the Polish Academy of Sciences
Warszawa, Al. Na Skałce 20/26
Wrocław — Warszawa, March 1964*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—III

DESCRIPTION OF PLATES I—III

PL. I

Otwór wejściowy do kawerny w kopalni „Konrad II“

Cave entrance in the “Konrad II” mine

PL. II

Wodospad i jezioro w kawernie w kopalni „Konrad II“

Waterfall and lake in a cave of the “Konrad II” mine

PL. III

Uławiczenie wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 widoczne na jednej ze ścian kawerny „Konrad II“

Bedding of dolomitic limestones of Zechstein 1 seen in one of the cave walls in the “Konrad II” mine

Wszystkie fotografie pochodzą z materiałów archiwalnych kopalni „Konrad” i zostały wykonane przez Morońskiego

All the photographs come from the archives of the “Konrad II” mine. They were taken by Moroński

