

Tadeusz OSMÓLSKI

Kras a geneza złóż siarki w Polsce

WSTĘP

Znaczenie krasu jako czynnika złożotwórczego potwierdza się wielokrotnie przy badaniach genezy złóż, np. gliniek ceramicznych, boksytów, torfów, węgla brunatnych. Kras kopalny bywa często kolektorem gazu i ropy naftowej, a jaskinie i kawerny krasowe zostają niekiedy objęte procesami mineralizacji i wypełnione ciałem rudnym, jak kras rejonu Tjujamujun (Fergana), gdzie powstało znane złożo uranu. Podobną genezę mają rudy cynku i ołowiu rejonu Olkusza. O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie wyniesienia Łeby i ogromnym ich wpływie na powstanie złoża polihalitów pisze J. Poborski (1975).

W niniejszym artykule autor przedstawia sugestie dotyczące znaczenia procesów krasowienia gipsów przy tworzeniu się złóż siarki. Według J. Kunsy'ego (1956) przy powstawaniu krasu muszą być spełnione następujące warunki:

1. Rozpuszczenie skały krasowej przez wodę (proces korozji).
2. „Masa krasowa” odprowadzona jest wraz z roztworem wodnym z obszaru objętego krasem; często w rejonach pobliskich z powrotem wytrącana.
3. Powstawanie próżni wiąże się ze strefami o mniejszej odporności krasowej, a przede wszystkim ze spękaniem tektonicznymi i fugami międzywarstwowymi.

Autor ten pisze: ... „w przebiegu próżni podziemnych widzimy pewną prawidłowość związaną z rozciągłością i upadem warstw skał krasowych oraz kierunkiem i nachyleniem spękań”. Prawidłowość ta istnieje niezależnie od litologii „skały krasowej”. Stwierdził ją J. Flis (1954) badający kras gipsowy, J. Czermiński (1960) prowadząc badania krasu rozwinętego w wapieniach żywetu w Sitkówce oraz wielu innych geologów.

Wszystkie te procesy obejmują najczęściej skały krasowe całkowicie odsłonięte lub przykryte cienkim nadkładem. Te formy krasowe, które zostały przykryte i wypełnione materiałem klastycznym w okresie późniejszym (co pozwala je datować) nazwane są krasem kopalnym (R. Gra-

dziński, Z. Wójcik, 1966). Niektórzy geolodzy badający kras w złożach siarki używają terminu „kras podziemny” (T. Piątkowski, 1974). Nazwa ta ma w jakimś stopniu odzwierciedlać różnicę między krasem klasycznym a krasem rozwijającym się według nich pod dużym nadkładem utworów ilastych, wynoszącym niekiedy ponad 100 m.

Wzmianki o zjawiskach krasowych w złożach siarki znajdujemy także w opracowaniach geologów radzieckich. Krasem w złożach siarki Zachodniej Ukrainy zajmowali się w ostatnich latach: D. P. Bobrownik i J. K. Gołowczenko (1969), M. G. Percowicz (1969), A. J. Otreszko (1966) oraz E. F. Stankiewicz (1968).

D. P. Bobrownik i J. K. Gołowczenko (1969) procesom krasowym przypisują główną rolę w zróżnicowaniu litologicznym rud siarki. Podają, że przyczyną powstania krasu są szczeliny natury tektonicznej lub szczeliny międzywarstwowe. Wiek krasu według autorów jest przedkosowski.

M. G. Percowicz (1969) na podstawie badań własnych i innych geologów wydziela trzy generacje krasu:

- przed osadzeniem się wapieni ratyńskich pokrywających utwory gipsowo-anhydrytowe; krasem objęte zostały gipsy i anhydryty;
- po osadzeniu się wapieni ratyńskich pokrywających gipsy; krasem objęte zostały wapienie ratyńskie;
- kras wczesnoczwartorzędowy związany z neotektoniką.

Przyczyną obu pierwszych faz krasu były dwie kolejne regresje morza tortońskiego.

A. J. Otreszko (1966) zwraca uwagę na ciekawy problem związany z chemizmem wód i kolejnością rozpuszczania gipsów, wapieni i ich krasowienia. Wody bogate w tlen (powierzchniowe) rozpuszczają w pierwszej kolejności gipsy, a dopiero nasycone SO_4^{-2} stają się aktywne w stosunku do wapieni. E. F. Stankiewicz (1968) zajmujący się hydrogeologią złóż siarki podaje, zgodnie z poglądem A. J. Otreszki, że jednym z warunków niezbędnych dla powstania złóż siarki są głębokie wcięcia erozyjne rzek w utwory mioceneskie, utworzone w wyniku neogeńskich ruchów tektonicznych i powodujące krasowienie utworów siarczanowych.

Problemowi krasu rozwiniętego w gipsach poświęcono w literaturze mało uwagi. Najpełniejszym opracowaniem tego zagadnienia pozostaje nadal praca J. Flisa (1954). Z przyczynkowych badań o krasie gipsów należy uznać pracę E. i J. Fijałkowskich (1968) traktującą o gipsach południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Według tych autorów zjawiska krasowe powstały w dwóch cyklach: pierwszy miał miejsce na granicy tortonu i sarmatu, drugi — w późnym czwartorzędzie. Krótkie wzmianki o krasie gipsowym można znaleźć też w opracowaniach innych autorów, np. K. Pawłowskiej (1965) i S. Kwiatkowskiego (1972). Zjawiska krasowe w złożach siarki w Polsce, czy też w gipsach w rejonach występowania złóż siarki zarejestrowane zostały już w pierwszych opisach geologicznych złóż siarki, a także w szczegółowych, nowszych opracowaniach. A. Bolewski (1935) uważa, że niszczenie krasowe gipsów i tworzenie się wapieni z siarką w Posądy miało miejsce w przerwie sedymentacyjnej, jaka nastąpiła po osadzeniu się gipsów. Prowadząc badania w rejonie Posądy stwierdzałem wielokrotnie w otworach wiertniczych „krasowienie gipsów” w postaci jam, szczelin, a nawet jaskiń w gipsach

(wysokość ponad 4 m) pod kilkumetrowym nadkładem ilów (T. Osmólski, 1972). Znane też były od początku eksploatacji odkrywkowej niewielkie jaskinie krasowe oraz drobne kawerny w złożu Piaseczno i Machów.

M. Nieć (1970) opisał wyniki badań stropu utworów złożowych z rejonu eksploatacji podziemnej (otworowej) siarki w Piasecznie. Stwierdził on, że skomplikowana rzeźba powierzchni stropowej wapieni siarkonośnych jest wynikiem „krasowienia złoża siarki pod nadkładem wyżej leżących utworów” oraz, że zaburzenia „tektoniczne” w nadkładzie wapieni siarkonośnych (iłach) tworzyły się w miarę krasowienia wapieni jako wynik uginania się i fałdowania ilów. Autor ten wyróżnił również dwa typy zaburzeń stropu wapieni siarkonośnych: 1 — duże, wielkopromienne obniżenia i kilkunastometrowe wyniesienia (o przebiegu E — W lub SEE — NWW) i 2 — drobne, kilkudziesięciocentymetrowe. Zniszczenie stropowej partii wapieni siarkonośnych nastąpiło już po utworzeniu się złoża siarki. M. Nieć stwierdza ponadto, że... „procesy formowania zaburzeń mikrotektonicznych w nadkładzie trwały w ciągu sarmatu, przy czym mogły rozpocząć się już wcześniej, np. w okresie przerwy sedymentacyjnej między sarmatem a górnym tortonem lub nawet przed osadzeniem się ilów pektenowych”. Nie jest jasne co, w wypadku przyjęcia tej ostatniej sugestii (przed osadzeniem się ilów pektenowych), mogło być fałdowane, kiedy nie było jeszcze nad gipsami żadnych osadów.

Ważnym przyczynkiem dla poznania procesów krasowych w złożu siarki w rejonie Grzybowa jest praca B. Nielubowicza (1973), chociaż autor zajmuje się zasadniczo problemami krasowienia utworów wapiennych oraz gipsów w złożu siarki. Autor ten stwierdza, że: „...„obserwacje nad wykształceniem stropu ewaporytów z rejonu Grzybowa, poparte danymi M. Niecia (1970) z odkrywki w Piasecznie, przemawiają za istnieniem przerwy kontynentalnej w górnym tortonie, jeszcze przed osadzeniem się warstw pektenowych”.

Zagadnieniem krasu w osadach tortonu okolic Piaseczna koło Tarnobrzega zajmował się także T. Piątkowski (1974). Uznał on, że górną granicę wieku krasu stanowi zlodowacenie bałtyckie i że nasilenie zjawisk krasowych nastąpiło w pliocenie i starszym plejstocenie. Ze stwierdzeniem tym nie zgadza się następne, że istniały dwa okresy intensywnego infiltrowania wód powierzchniowych w złożo: pierwszy między górnym mioceniem a dolnym czwartorzędem, a drugi — w młodszym plejstocenie. Jak się wydaje, jednym z warunków *sine qua non* zintensyfikowania się zjawisk krasowych jest zintensyfikowanie się dopływu wód powierzchniowych, a zatem oba zjawiska muszą być równoczesne.

Jak widać z powyższego przeglądu, dotychczasowe badania krasu na obszarach siarkonośnych sugerowały istnienie procesów krasowych na uformowanym już złożu, wpływ krasu na budowę złoża, jego zmienność, powstawanie różnych typów rudy, jak również na zaburzenia w nadkładzie i oczywiście warunki hydrogeologiczne (kras stanowiący drogi migracji wód w złożo). Jak wykazano wyżej, niepewne, często diametralnie różne datowania procesów krasowych przez poszczególnych autorów świadczą o niedoskonałości metod badawczych. Nie podjęto też dotychczas badań, które mogłyby wyjaśnić rolę krasu jako czynnika złożotwórczego.

Aby odpowiedzieć na pytanie, czy istnieje związek pomiędzy wczesnym niewątpliwie krasowaniem gipsów a tworzeniem się złóż siarki, należy przeanalizować wszystkie dostępne materiały, które mogą rzucić światło na możliwość krasowania gipsów nie przykrytych wodoszczelnym nadkładem ilów. Trzeba też wytypować obszary predysponowane do tego typu krasowania oraz wyjaśnić, czy tylko na nich mogły powstać złoża siarki. W tym celu niezbędne jest przeprowadzenie szczegółowej analizy paleogeograficznej materiałów ze wszystkich obszarów siarkonośnych w Polsce: Piaseczna, Grzybowa, Machowa, Posądzki i Czarakowych. Dla określenia wieku krasu sięgnięto do materiałów z badań stratygraficznych miocenu w niecce działoszyckiej i rejonu Proszowic (T. Osmólski, 1972) oraz obserwacji poczynionych w 1975 r. na złożu Machów.

WARUNKI ROZWOJU KRASU ORAZ JEGO DATOWANIE

Przedyskutowanie genezy rzeźby powierzchni stropu złoża w Piasecznie wydaje się być przydatne dla datowania procesu tworzenia się złoża siarki. Szczególnie interesujące okazuje się tu wyjaśnienie genezy wielkopromiennych wyniesień stropu o stałych kierunkach — w przybliżeniu SEE—NWW.

Powstanie deniwelacji stropu złoża jest niezmiernie skomplikowane i na ostateczny ich kształt miało wpływ wiele czynników, jak na przykład erozja stropu odsłoniętych gipsów, a w większym jeszcze stopniu procesy prowadzące do powstawania próżni (jaskiń) w gipsach. Krasowanie gipsów może doprowadzić zarówno do powstania obniżeń (zapadanie stropów jaskiń), jak i wybrzuszeń stropu jaskiń; genezę podobnych form gipsów w rejonie Skorocic podaje J. Flis (1954).

Obszar obecnego zasięgu odsłoneń, czy też płytko zalegających (jak w Piasecznie) gipsów był objęty szczególnie silnymi wpływami peryglacialnego zamarzania i odmarzania sezonowego. Zamarzanie wody w ogromnych, całkowicie zawodnionych pieczarach — przy istnieniu grubej warstwy stropowej — musiało doprowadzić do wytworzenia olbrzymich ciśnień działających na strop. Wielokrotne procesy zamarzania i odmarzania powodowały więc ciągle, stopniowo coraz większe wybrzuszenie stropu pieczar. O tym jak bardzo plastyczne są gipsy, świadczą znane w geologii wypadki ich osiadania pod własnym ciężarem z chwilą wymycia podłoża. A więc erozja oraz zapadanie i wybrzuszenie stropu mogły powodować deniwelacje rzędu wielu metrów. Taką genezę potwierdza następujący fakt. Tylko w Piasecznie, gdzie złożo leży płytko i gdzie znajdują się jego wychodnie, spotyka się deniwelacje stropu złoża w postaci długich grzbietów i kopulastych wyniesień. Pokrywa czwartorzędu i ilów miocenu wynosi tu od kilku do 30—40 m. Głębiej, co widać np. w Machowie, strop złoża jest płaski, gdyż nie mogły tu zachodzić procesy sezonowego zamarzania i odmarzania jaskiń ze względu na znaczną głębokość zalegania (50—100 m). A. Malicki (*vide* J. Flis, 1954) opisał z północnego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego — z rejonu wychodni gipsów — ciekawe formy stożkowatych, kopulastych

wyniesień gipsowych, ustawionych w długie szeregi i porównał je z grzbietami Gorganów. Ustawienie wyniesień w długie szeregi przypomina zaobserwowane w stropie złoża w Piasecznie szeregi wzgórz zbudowanych z wapieni pogipsowych. W obu wypadkach nie są to formy bezładne, lecz uporządkowane, co sugeruje, że ich morfologia uwarunkowana jest jakimiś elementami budowy geologicznej utworów, z których powstały.

Budowa geologiczna obszaru Piaseczna (tabl. I, fig. 1) wskazuje, że wyniesienia w stropie złoża ustawione są dłuższymi osiami, zgodnie z kierunkiem upadu utworów tortońskich (dawniej gipsów, dziś rudy siarki). Dłuższe osie grzbietów odzwierciedlają więc kierunki spływu wód przemieszczających się — zgodnie z prawami rządzącymi procesami krasowienia — szczelinami międzywarstwowymi (np. na granicy gipsu płytowego, warstewkowanego i grubokrystalicznego) od wychodni lub osi elewacji po upadzie ku SE. W tym też kierunku tworzyły się wydłużone szeregi krasowych korytarzy.

Związek między polaryzacją kierunków osi wzniesień stropu a upadem utworów, z których są zbudowane, potwierdza w jakimś stopniu ich krasowe pochodzenie. Pozostał jedynie do wyjaśnienia problem genezy wyniesień zbudowanych z wapienia tzw. pogipsowego. Na obecnym etapie badań mogę przyjąć, że wapienie pogipsowe — budujące obecnie strop złoża, powstałe w procesie metasomatycznej zmiany gipsów na wapienie pogipsowe z siarką (problem genezy tych wapieni wyjaśniły badania J. Czermińskiego, T. Osmólskiego, 1974) — przyjmują i zachowują formy morfologiczne gipsów. Ustalenie takiej genezy deniwelacji stropu złoża ma duże znaczenie dla datowania procesu powstawania złoża. Wskazuje bowiem, że w plejstocenie w czasie pierwszych zlodowaceń gipsy w Piasecznie nie uległy jeszcze zmianie na wapienie z siarką. A więc złoże powstawało dopiero później, tj. po całkowitym ustąpieniu wiecznej marzłoci lub w interglacjałach.

Prowadząc badania w Posądzcy i Czarkowych stwierdziłem (T. Osmólski, 1972), że nad gipsem występują tu warstwy chodenickie, typowe dla okolic Bochni i Wieliczki, gdzie osiągają znaczne miąższości (A. Garlicki, 1960, 1964, 1967; J. Poborski, K. Skoczylas-Ciszewska, 1963). Tak duże miąższości warstw chodenickich w obszarach solonośnych świadczą o pogłębianiu się centralnych partii zbiornika miocenińskiego już po osadzeniu się gipsów. Pogłębianie się centralnych partii zbiornika było powodem cofnięcia się morza z obszarów przybrzeżnych, stąd niewielka miąższość warstw chodenickich w Posądzcy, jeszcze mniejsza na północnym brzegu niecki działoszyckiej (w rejonie Posądzcy do 15 m, a w rejonie Działoszyc, leżącym dalej na północ, już tylko kilka metrów). W związku z tym, że otwory wiertnicze usytuowane były w pewnej odległości od północnego brzegu zbiornika, można było stwierdzić, że warstwy chodenickie stanowią tu ciągły pokład. W rejonie Czarkowych — leżącym w pobliżu brzegu zbiornika — występują one już tylko sporadycznie i mają minimalną miąższość. Na 33 zbadane otwory wiertnicze warstwy chodenickie napotkano jedynie w czterech; ich miąższość wynosi 1—1,5 m, w jednym przypadku 5 m.

W rejonie Piaseczna i Machowa nie stwierdzono dotychczas warstw chodenickich. Jeżeli występują to prawdopodobnie sporadycznie i ze

względu na bardzo małą miąższość są trudno zauważalne. Sądzę, że na obszarze Piaseczno — Machów, szczególnie na najbardziej wyniesionych elewacjach struktur antyklinalnych (których zaczątki tworzyły się już na początku tortonu lub już w górnej kredzie), nie osadziły się warstwy chodenickie. A więc wzdłuż osi antykliny — na jej elewacji — odsłonięty wąski pas gipsów mógł podlegać procesom krasowienia.

Tworzenie się struktur, uformowanych ostatecznie dopiero na przełomie tortonu i sarmatu, zaczynało się już w górnym kampanie, co stwierdzono na wyniesionych strukturach w rejonie Posądy (struktura Koniusza — Posąda — Górka Jaklińska; T. Osmólski, 1972). Tuż po osadzeniu się gipsów istniały warunki sprzyjające rozpoczęciu procesów krasowienia gipsów i tworzenia się kawern. Teoretycznie istniały też warunki do powstania kawern krasowych sięgających aż do piasków baranowskich, dzięki spękanom powstającym w gipsach leżących na elewacji struktury, spękanom powodowanym naprężeniami rozrywającymi, działającymi na partię przegubową tworzącej się elewacji (antykliny). Być może, dowodem tej działalności, zachowanym po dziś dzień, są „nadzarcia”, korozja stropu wapieni porowatych, płonnych, nadsiarkowych (według M. Niecia, 1970 — forma b).

Na podstawie powyższych rozważań można sformułować pierwszy generalny wniosek, że krasowienie gipsów zachodziło na pewnych predysponowanych ku temu obszarach, tj. na elewacji tworzącej się antykliny, w miejscach, gdzie później powstawały koncentracje siarki. Pierwsza faza krasowienia gipsów zachodziła w okresie osadzania się w głębszym morzu tortońskim warstw chodenickich, a wszystkie dotknięte krasem gipsy są predysponowane do powstawania w nich procesów metasomatycznych, dzięki kawernom umożliwiającym połączenia wód powierzchniowych z warstwami piasków baranowskich, podłożowych. Wody atmosferyczne tworzą więc zbiornik nie tylko w podłożu, ale i w skrasowiałych, skawernowanych gipsach. Na tym kończy się pierwsza faza krasowienia gipsów.

Ciekawe wyniki otrzymano analizując wykształcenie tzw. warstw pektenowych (pektenowo-spiralisowych) w rejonie Czarkowych (T. Osmólski, 1972). Iły pektenowe napotkano tu w 15 otworach wiertniczych. W 7 otworach stwierdzono tylko ich dolne ogniwo, a więc istnienie przerwy sedymentacyjnej aż do sarmatu. W pozostałych natomiast, w których nawiercono oba ogniwa ilów pektenowych, dolne z *Neobulmina longa* ma średnio ponad 10 m miąższości; miąższość ogniwa dolnego w omawianych wyżej 7 otworach wiertniczych wynosi często 6 m, 5,2 m, 1,3 i 1,2 m, co świadczy o zdenudowaniu nawet górnych partii ogniwa dolnego. Nie wyklucza się również, że w tym właśnie okresie na pewnych obszarach gipsy zostały całkowicie odsłonięte, a więc nastąpiła wyraźna regresja morza tortońskiego już w górnym tortonie i wynurzenie gipsów w płytszych partiach zbiornika. W tym czasie w głębszych partiach zbiornika osadzały się warstwy z *Hanzawaia crassiseptata* (Ł u c z k.).

Interesujących materiałów potwierdzających opisane wyżej fakty dostarczyły obserwacje ze złoża Machów, przeprowadzone w 1975 r. W środkowej partii ściany wschodniej stwierdzono niespotykane dotąd cienienie warstw pektenowych, aż do 1—2 m miąższości. Pozostałe

resztki substancji ilastej przepelnione są skorupkami pektenów. W spągu warstw pektenowych utworzyły się twarde, obtoczone bryły wapienia muszlowego (tabl. I, fig. 2) lub kruchy, niezdiagenezowany zlepek sko-rupek pektenów. Obserwacje te wskazują na obecność przerwy sedymentacyjnej, a nawet na zniszczenie i zerodowanie osadzonych już ilów pektenowych na elewacji tworzącej się tu antykliny. Zebrane próbki oraz dokumentacja geologiczna wymagają jednak dalszego opracowania. W odniesieniu do obszaru Czarkowych opisaną lukę sedymentacyjną można datować na okres tworzenia się osadów z *Hanzawaia crassiseptata* (Ł u c z k.). Jest to właśnie okres, w którym nastąpiła druga faza krasowienia gipsów (odsłoniętych lub pod cienką rozmywaną pokrywą ilów), ułatwiona dzięki działalności krasu fazy pierwszej, z jej wszystkimi konsekwencjami, jak np. dalsze tworzenie się kawern drożnych dla wód atmosferycznych. Ponieważ prawie we wszystkich wymienionych wyżej 7 otworach wiertniczych gipsy spoczywały bezpośrednio na utworach kredowych, poprzez skrasowiałe gipsy tworzyły się połączenia wód kredowych z wodami atmosferycznymi. Ciekawe jest, że w otworach, w których napotkano siarkę, tzn. kilkumetrowe pokłady nie ślady siarki (otwory wiertnicze 8s, 16s, 18s) lub, w których gipsy zostały całkowicie zastąpione wapieniami porowatymi, tzn. posiarkowymi (otwory wiertnicze 5s, 31s), stwierdzono właśnie brak górnego ogniwa ilów oraz minimalną miąższość ogniwa dolnego z *Neobulimina longa*. Stwierdzono więc istnienie drugiej przerwy sedymentacyjnej (odpowiadającej drugiej fazie krasowienia), a ponadto, co jest również ważne, obecność grubej i szczelnej pokrywy ilów sarmatu. Jedynie w otworze 8s ily sarmatu mają 7 m miąższości, w pozostałych wynosi ona 20 m, 40 m, 55 m i 80 m.

Analiza warunków paleogeograficznych w rejonie Posądz (T. Os-mólski, 1972) wskazuje, że brak jest tu pierwszej przerwy sedymentacyjnej, a więc i pierwszej fazy krasowienia gipsów. Gipsy przechodzą na tym obszarze stopniowo w dość dobrze wykształcone warstwy chodenickie, napotkane we wszystkich otworach wiertniczych. Bardzo dobrze zaznacza się natomiast druga przerwa sedymentacyjna. Na 14 otworów wiertniczych, w 5 przewiercających gipsy ze śladami siarki brak jest górnej części ilów z *Hanzawaia crassiseptata* (Ł u c z k.). Jest jedynie ich dolna część z *Neobulimina longa* (otwory wiertnicze 11s, 12s, 37s, 39s i 40s). Są to jedynie otwory w rejonie Posądz (oprócz otworów 8s i 10s), w których nawiercono gipsy ze śladami siarki. W profilu otworu wiertniczego 40s pod nadkładem ilów bezwapniastych z *Neobulimina longa* (4 m) i ilowca bezwapniastego (3 m) w stropie gipsów znajduje się jaskinia krasowa o średnicy 4 m. O regresji morza tortońskiego i istnieniu drugiej przerwy sedymentacyjnej na tym obszarze świadczyć może pośrednio całkowite odwapnienie ilów z *Neobulimina longa*.

WNIOSKI

Z analizy paleogeograficznej miocenu obejmującego struktury graniczne niecki działoszyckiej i obserwacji złóż siarki na obszarze Piaseczno, Machów, Grzybów wynikają następujące wnioski:

1. Istniały dwie fazy krasowienia gipsów. Pierwsza miała miejsce zaraz po osadzeniu się gipsów, tj. w czasie tworzenia się w głębszych partiach zbiornika warstw chodenickich, druga — po osadzeniu się dolnej serii ilów pektenowych z *Neobulimina longa* (leżących przekraczając na warstwach chodenickich), tj. podczas osadzania się w głębszych partiach zbiornika ilów z *Hanzawaia crassiseptata*; druga faza krasowienia gipsów trwała do sarmatu.

2. Procesy krasowienia gipsów obejmowały obszary wynurzających się struktur antyklinalnych. Wynurzenia te następowały w dwóch fazach odpowiadającym dwóm fazom krasowienia.

3. Jedynie te gipsy, które zostały poddane dwóm fazom krasowienia mogły być objęte procesami bio- i fizykochemicznymi, prowadzącymi do ich zmiany na wapień z siarką o koncentracjach złożowych. Krasowienie gipsów ułatwiało bowiem krążenie wód, tworzenie się w gipsach zbiornika wodnego oraz otwierało drogi dla migracji bituminów.

4. Czynnikiem niezbędnym w procesie zmiany gipsów na wapień z siarką i trwającym aż do jego zakończenia jest nieprzerwane napełnianie wodą kawern krasowych, a więc przepływ — ruch wody. Do zakonserwowania powstałej już siarki potrzebne jest natomiast całkowite złoże (zbiornik nie odwadniający się — brak przepływu). W przypadku złoża w Tarnobrzegu wody tej dostarczyła Wisła dzięki głębokiej erozji sięgającej aż do warstw baranowskich.

Tak zasadniczą zmianę charakteru zbiornika wodnego można wytłumaczyć następująco. Wielokrotnie stwierdzano w gipsach obecność ogromnych, wielometrowych kawern (otwór wiertniczy Posądzka 40s). Tej wielkości kawern nie spotyka się już w eksploatowanych złożach siarki w Piasecznie i Machowie. Fakt ten wynika z różnej wytrzymałości na zgniatanie: dużej — dla gipsów, szczególnie dla gipsów warstewkowanych (laminowanych), małej — dla wapieni z siarką, a szczególnie małej — dla siarki, która przecież tworzy nieraz przerosty czystej siarki w rudzie, 1—2 m miąższości. Masowe występowanie brekcjowych rud siarki świadczy o załamywaniu się stropu, które miało miejsce na jakimś etapie zaawansowanego już procesu zmiany gipsów na wapień z siarką. W końcowym etapie powstawania złoża siarki nastąpiła jego kompaktacja, zaciskanie kawern i tworzenie się siarki zbitej. Decydujący wpływ na kompaktację powstającego złoża i zaciskania kawern miał niewątpliwie nacisk kilkudziesięciometrowej masy nadległych ilów sarmatu (T. Osmólski, 1973). Procesy te doprowadziły do zmniejszenia drożności kolektora, jakim był skrasowiały gips, który traci zdolność do przepuszczenia wody. Wraz z całkowitą zmianą gipsów na siarkę i wapień kończy się więc drożność złoża i dopływ wód z powierzchni. Wody złożowe prawie się nie odnawiają, co sprzyja konserwowaniu złoża. Procesy krasowe zanikają powoli. Wtedy właśnie kończy się działalność krasu złożotwórczego. W wyniku kompaktacji w końcowym etapie tworzenia się złoża siarki zostają prawie całkowicie zniszczone dowody działalności opisanych wyżej dwu faz krasowienia.

W odsłoniętych i eksploatowanych złożach w Piasecznie i Machowie spotykamy się z działalnością innego krasu. Są to niewielkie kawerny w wapieniach siarkonośnych wyścielone siarką pylastą lub kryształami siarki, stalaktyty wapienne, stalaktyty wapienne pokryte kryształami

siarki, nacieki konkrecyjne, kopulaste drobne stalagmity z wykrysztalizowanymi na kopułach kryształami (barytu) oraz stalaktyty barytowe z prostopadłe do ich osi krystalizującymi dobnymi kryształami barytu. Jest to wynik krasu najmłodszego, trwającego około 10 lat, spowodowanego już działalnością górniczą (obserwacje dotyczą złoża Machów), krasu niszczącego złożo. Rozpoczął się on z chwilą włączenia pomp odwadniających. Odprowadzono wówczas ogromne ilości wody, osuszając całkowicie złożo i do dziś pompuje się wodę z podłożowych piasków. Wraz z wodą wypompowano olbrzymie ilości substancji mineralnej: siarczanów wapnia, strontu, baru i węglanów wapnia oraz siarkowodoru, naruszając w ten sposób równowagę pomiędzy trwałym układem, jaki tworzyło złożo siarki z roztworem wodnym wymienionych wyżej związków nasycających. Doprowadzono do sztucznego dopływu wód czwartorzędowych (powierzchniowych), które infiltrując w złożo, rozpuszczają je, przemieszczając substancję mineralną złoża tworząc niewielkie kawerny, wypełnione drobnymi formami naciekowymi, kryształami. Jak wykazały obliczenia, w ciągu 10 lat pracy pomp usunięto z wodą ze złoża w Machowie oraz utworów je otaczających przeszło 2,5 miliona ton substancji mineralnych, nie licząc odprowadzonej z wodą siarki w postaci siarkowodoru.

Ustalenie czasu powstania obecnie obserwowanych zjawisk krasowych ostatecznie determinuje fakt, że nie mogły się tworzyć formy naciekowe — stalaktyty i stalagmity węglanów wapnia i siarczanów strontu oraz baru — gdy złożo było całkowicie zawodnione. W jakimś niewielkim stopniu wiek tych form potwierdza również badanie szybkości wzrostu nacieków w jaskiniach morawskich (J. Kunský, 1956). Pewne formy stalaktytów rosną z szybkością 3 mm na rok. Wydaje się jednak, że szybkości wzrostu tych form w jaskiniach morawskich nie można porównywać z szybkością wzrostu stalaktytów w Machowie, gdyż wchodzi tu w grę różne warunki hydrogeologiczne i inny materiał — tam czysty kalcyt, tu oprócz substancji węglanowej często substancja siarczanów strontu i baru.

Zakład Złóż Soli i Surowców Chemicznych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 16 marca 1976 r.

PIŚMIENNICTWO

- BOLEWSKI A. (1935) — O złożu w Posądzu. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, p. 205—305, nr 3. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J. (1960) — Kierunkowość form krasowych w dewonie z okolicy Kowali (Góry Świętokrzyskie). Kwart. geol., 4, p. 263—267, nr 1. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., OSMÓLSKI T. (1974) — Stosunki izotopowe siarki i węgla w rudzie siarki i utworach jej towarzyszących a geneza złóż siarki w Polsce. Kwart. geol., 18, p. 334—356, nr 2. Warszawa.

- FIJAŁKOWSCY E. i J. (1968) — Występowanie gipsów w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Muz. Świętokrzys.*, 5, p. 303—335. Kraków.
- FLIS J. (1954) — Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 1. Warszawa.
- GARLICKI A. (1960) — Złoża soli kamiennej Łęczkowice — Siedlec w zatoce gdowskiej. *Prz. geol.*, 8, p. 43—45, nr 1. Warszawa.
- GARLICKI A. (1964) — Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia na zachód od Wieliczki. *Kwart. geol.*, 8, p. 841—852, nr 4. Warszawa.
- GARLICKI A. (1967) — Uwagi o występowaniu skał dolomitycznych w miocenie okolic Wieliczki i Bochni. *Spraw. z Pos. Kom. PAN Oddz. Krakowie I—VI 1966*, p. 594—595. Kraków.
- GRADZIŃSKI R., WOJCIK Z. (1966) — O krasie kopalnym w Polsce. *Pr. Muz. Ziemi*, 9, p. 151—203. Warszawa.
- KWIATKOWSKI S. (1972) — Sedymentacja gipsów miocenijskich południowej Polski. *Pr. Muz. Ziemi*, 19, p. 5—74. Warszawa.
- KUNSKÝ J. (1956) — Zjawiska krasowe. PWN. Warszawa.
- NIEC M. (1970) — Morfologia stropu złóż siarki i jej wpływ na mikrotektonikę skał nakładu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, p. 325—339, nr 2. Kraków.
- NIELUBOWICZ B. (1973) — Uwagi na temat krasu kopalnego w złożu siarki rodzimej w rejonie Grzybowa. *Odwadnianie kopalń i geotechnika. Hydrokop.*, z. 6, p. 73—89. Wyd. Geol. Warszawa.
- OSMÓLSKI T. (1972) — Wpływ budowy geologicznej brzeżnych partii niecki działoszyckiej na rozwój procesu metasomatozy gipsów miocenijskich. *Biul. Inst. Geol.*, 260, p. 65—188. Warszawa.
- OSMÓLSKI T. (1973) — Problemy genezy i wieku koncentracji siarki. *Kwart. geol.*, 17, p. 310—325, nr 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1965) — Miocenijskie złoża siarki. *Przew. XXXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 136—139. Warszawa.
- PIĄTKOWSKI T. (1974) — Kras w osadach tortonu okolic Piaseczna koło Tarnobrzega. *Kwart. geol.*, 18, p. 770—789, nr 4. Warszawa.
- POBORSKI J. (1975) — O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie górnym na wyniesieniu Leby. *Prz. geol.*, 23, p. 325—328, nr 7. Warszawa.
- POBORSKI J., SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K. (1963) — O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, p. 339—347, nr 3. Kraków.
- БОБРОВНИК Д. П., ГОЛОВЧЕНКО Ю. К. (1969) — К изучению карста в сероносных известняках и гипсах Предкарпатских месторождений самородной серы. *Геология месторождений самородной серы*. Москва.
- ОТРЕШКО А. И. (1966) — Некоторые особенности карста серных месторождений Предкарпатского бассейна. *Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья*. Изд. Недра. Киев.
- ПЕРЦОВИЧ М. Г. (1969) — К вопросу о возрасте карста в отложениях верхнего тортона Роздольского месторождения. *Геология месторождений самородной серы*. Изд. Недра. Москва.
- СТАНКЕВИЧ Е. Ф. (1968) — Условия серообразования в гидродинамических зонах подземных вод. *Материалы рабочего совещания по прогнозу месторождений самородной серы в осадочных образованиях*. Мин. Геол. СССР. труды Геол. Инст., вып. 22, стр. 43—47. Казань.

Талеуш ОСМУЛЬСКИ

КАРСТ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЫ В ПОЛЬШЕ

Резюме

Работы, проводившиеся автором в последние годы по геологическому строению и генезису месторождений серы в Польше, а также изучение карста в гипсах и в серных месторождениях дали возможность сделать следующие выводы:

1. Карстообразование в гипсах происходило двумя фазами. Первая имела место сразу после осаднения гипсов, т.е. во время образования в глубоких частях бассейна ходеницких пластов, вторая — после осаднения нижней серии пектенных глин с *Neobulimina longa*, т.е. во время оседания в глубоких частях бассейна глин с *Hanzawaia crassiseptata*; вторая фаза карстообразования в гипсах продолжалась до сарматского времени.

2. Процессы карстообразования в гипсах охватывали только площади приподнятых над уровнем антиклинальных структур. Поднятия эти происходили двумя этапами, соответствующими двум фазам карстообразования.

3. Только в тех гипсах, которые подверглись двум фазам карстообразования, могли происходить био- и физикохимические процессы, которые привели к замене гипсов известняками с серой. Карстообразование в гипсах облегчало циркуляцию вод, способствовало образованию в гипсах водного бассейна и открывало пути миграции битуминам.

4. Необходимым фактором процесса замены гипсов известняками с серой, до полного его окончания является непрерывное заполнение водой карстовых пустот, т.е. течение движение вод. Для сохранения образовавшейся серы необходимо полное заводнение залежи, т.е. образование необновляемого бассейна — без движения воды. Что касается месторождения Тарнобжег — оно заполнено водами Вислы, благодаря глубинной эрозии, достигающей барановских пластов.

Такое существенное изменение характера водного бассейна можно объяснить следующим образом. В гипсах многократно обнаруживалось наличие больших (многометровых) пустот (скважина Посондза 40s). Пустот такой величины уже не встречается в разрабатываемых месторождениях серы Пясечно и Махув, что является следствием различного сопротивления пород раздавливанию: большого — для гипсов, особенно для слоистых гипсов, малого — для известняков с серой. Широкое распространение брекчиевых руд серы свидетельствует о обвалах кровли, имевших место на одном из этапов далеко зашедшего процесса перехода гипса в известняк с серой. В конечном этапе образования залежи серы происходит её уплотнение, зажим пустот и образование плотной серы. На уплотнение образующейся залежи и зажим пустот решающее влияние несомненно оказало давление мощной (несколько десятков метров) массы перекрывающих сарматских глин. Эти процессы привели к уменьшению проходимости коллектора, с каким являлся окарстованный гипс. Одновременно с полной заменой гипсов известняками с серой, прекращается приток вод с поверхности, а пластовые воды (не обновляющиеся) запечатывают залежь. Карстовые процессы постепенно замирают. Тогда-то и кончается карстовая деятельность, связанная с образованием залежи. В результате уплотнения почти целиком уничтожаются свидетельства деятельности двух фаз образования карста.

Во вскрытых и эксплуатируемых месторождениях Пясечно и Махув часто встречаются следы карстовых процессов. Это небольшие пустоты в сероносных известняках, покрытые налётом серной пыли или кристаллами серы, известковые сталактиты, а также такие же сталактиты, покрытые кристаллами серы, конкрециевидные натёки, мелкие копулообраз-

ные сталагмиты с кристаллами барита и баритовые сталактиты. В этих месторождениях мы имеем дело с самым молодым карстом, развившимся в результате горных работ. Его образование началось с момента включения осушающих помп. Вместе с водой из залежи было выкачано огромное количество минеральных веществ: сульфата кальция, стронция, бария и карбоната кальция, а также сероводорода и таким образом было нарушено равновесие постоянной системы, которую составляла залежь серы с водным раствором вышеперечисленных насыщающих соединений. Удаление из залежи минерального вещества привело к образованию небольших пустот, заполненных мелкими натёками. Для установления времени образования наблюдаемых в настоящее время карстовых явлений, решающим является тот факт, что натёчные формы — сталактиты и сталагмиты карбонатов кальция и сульфатов стронция и бария не могли образоваться в условиях полностью обводнённой залежи.

Tadeusz OSMÓLSKI

KARST AND THE ORIGIN OF SULPHUR DEPOSITS IN POLAND

Summary

Recent studies by the present author on the geological structure and the origin of sulphur deposits in Poland as well as on karst in gypsum and in sulphur-bearing deposits have led to the following conclusions:

1. Karst development in gypsum occurred in two phases. The first phase took place just after the deposition of gypsum, i.e. during the formation of the Chodnice Beds, in the deeper parts of the basin; the second phase took place after the deposition of the lower series of the Pecten clays with *Neobulimina longa*, i.e. during the deposition of clays with *Hanzawaia crassiseptata* in the deeper part of the basin. The second phase continued till the Sarmatian.

2. Karst processes in gypsum were confined only to the emerging areas of anticlinal structures. The emergence of these structures occurred in two phases corresponding to the two phases of karst processes in gypsum.

3. Only those gypsum deposits which were subjected to both phases of karst processes could have been affected by biochemical and physico-chemical processes which led to the transformation of gypsum deposits into limestones sulphur. It was namely the karst processes in gypsum which facilitated the circulation of waters, as well as the formation of an aqueous basin in gypsum deposits, and opened the ways for the migration of bitumens.

4. An indispensable factor in the transformation of gypsum deposits into limestones with sulphur — till the very end of this process — is a continuous flow or movement of water so that karst caverns can be filled with water all the time. On the other hand, when sulphur deposits have already been formed they must be completely covered with water if sulphur is to be preserved; thus the lack of the flow or movement of water — a basin which is not rejuvenated — is necessary here. In the case of the deposit in Tarnobrzeg, water was supplied by the River Vistula as a result of deep erosion, which extended as far as the Baranów Beds.

Such basic changes in the character of the water basin as those described above can be explained in the following way. Caverns which measure a few metres in diameter have been encountered frequently in gypsum deposits (borehole Posądzka 40s). No caverns of that size can be found in the already exploited sulphur deposits in Piaseczno and Machów. This fact can be explained as due to differences in the resistance of rocks to compression. The resistance is large in gypsum, particularly in laminated gypsum; it is small in limestones with sulphur. The mass occurrence of brecciated sulphur ores shows that the top of the deposits collapsed and that this happened at the time when the transformation of gypsum deposits into limestones with sulphur was quite advanced. In the final stage of the formation of sulphur deposits they were becoming compact; the caverns were compressed and dense sulphur was formed. The compactness of the sulphur deposit and the compression of caverns was undoubtedly caused first of all by the pressure of the overlying mass of Sarmatian clays, which measured a few dozen metres in thickness. As a result of this, the collector, i.e. gypsum affected by karst processes, showed reduced permeability. When the transformation of gypsum deposits into limestones with sulphur had been completed, the flow of waters from the surface was stopped; the deposit waters (not rejuvenated) preserved the deposit. Karst processes ceased gradually, and the role of karst as a deposit-forming factor ended. Since the deposit became compact the evidence of the activity of two phases in the development of karst processes was almost completely destroyed.

Yet some unobliterated traces of different karst processes are frequently encountered in the exposed and exploited deposits in Piaseczno and Machów. These are small caverns in sulphur-bearing limestones, lined with dusty sulphur or sulphur crystals, limestone stalactites, limestone stalactites covered with sulphur crystals, concretion sinters, dome-like, fine, stalagmites with barite crystals or barite stalactites. The youngest karst forms described here are the result of mining activity, which began when pumps for the purpose of draining the deposit were switched on. Huge amounts of mineral substances were pumped together with water: calcium sulphates, strontium sulphates, barium sulphates, calcium carbonates, and hydrogen sulphide. Thus the balance between the sulphur deposit and the solution of the above-mentioned saturating compounds was upset. The removal of mineral substances from the deposit led to the formation of small caverns, filled with fine sinters. The time when the presently observed karst phenomena originated is definitely determined by the fact that sinter forms — stalactites and stalagmites of calcium carbonates, strontium sulphates and barium sulphates — could not have been formed when the deposit was completely covered with water.

TABLICA I

Fig. 1. Widok ogólny odsłonięcia w kopalni Piaseczno (1968 r.). Na dalszym planie widoczne jest zwałowisko. Między zwałowiskiem a przewodem rurowym zaznacza się skomplikowana morfologia stropu złoża. Czarnymi kropkami oznaczono grzbiety „elewacji” stropu złoża, których przebieg ma kierunek NW — SE, zgodny z nachyleniem warstw w złożu (uprzędnie gipsów)

General view of exposure in the mine at Piaseczno (1968). Heap visible in the background. Complex morphology of the top of the deposit can be seen between the heap and the pipe. Black dots mark the ridges of the “elevation” of the top of deposit; their course is NW — SE, corresponding to the inclination of beds in the deposit (formerly gypsum beds)

Fig. 2. Zlep muszlowy tworzący otoczak — zwięzły, twardy, barwy jasnoszarej, złożony z cienkich skorupki delikatnie żeberkowanej pektenów (*Chlamys* sp.). Otoczak znaleziony w spągu rozmytych warstw pektenowych leżących bezpośrednio na złożu siarki. Niewielkie szczeliny występujące w otoczaku wypełnione są drobnokrystalicznym kalcytem. Na powierzchni okazu widoczne są mikronaloty siarki kryptokrystalicznej — ślady migracji H_2S ze złoża. Wielkość okazu do 30 cm średnicy

Coquina which forms a pebble — compact, hard, light-grey in colour, composed of thin shells of delicately ribbed Pecten (*Chlamys* sp.). The pebble was found at the bottom of washed-out Pecten beds directly overlying the sulphur deposit. Small fissures in the pebble are filled with fine-crystalline calcite. On the surface of the specimen, microscopic tarnish of kryptocrystalline sulphur can be observed; these are traces of the migration of H_2S from the deposit. Specimen measures up to 30 cm in diameter

TABLICA II

Fig. 3. Widok ogólny północnej części wschodniej ściany kopalni Machów. Złoże skawernowane, charakterystyczne duże kawerny krasowe, widoczne na pierwszym planie

General view of the northern part of the eastern wall in the mine at Machów. Deposit with caverns; characteristic large, karst caverns can be seen in the foreground

Fig. 4. Kawerna z drobnymi stalaktytami kalcytowymi w części stropowej i siarką kryptokrystaliczną tworzącą stalaktyty „kalafiorowate” w spągowej części kawerny.

Kopalnia Machów — południowa część wschodniej ściany wyrobiska
Cavern with fine calcite stalactites in the top part; cryptocrystalline sulphur forming “cauliflower-shaped” stalactite in the bottom part of the cavern. Machów mine — southern part of the eastern wall of the mine working

TABLICA III

Fig. 5, 6. Stalaktyty zbudowane z kryształków barytu¹; długość stalaktytu około 5 cm. Budowa stalaktytu z dobrze wykształconymi kryształami siarczanu baru, wyrastającymi prostopadle do osi podłużnej, sugeruje, że formy te powstały, gdy rosnący gładki stalaktyt osiągnął powierzchnię roztworu siarczanu baru. Okazy zebrano ze środkowej partii wschodniej ściany kopalni Machów

Stalactites composed of barite crystals¹; length of stalactites up to 5 cm. Characteristic structure of barite stalactite; with well-developed crystals of barium sulphate protruding perpendicularly to the long axis of the stalactite; this indicates that these forms originated at the time when the smooth stalactite reached the surface of the solution of barium sulphate. Specimens collected in the central part of the eastern mine wall

Fig. 7. Stalaktyty kalcytowe z kryształami siarki u nasady, rozwinięte na rudzie siarkowej. Wielkość stalaktytów do 3 cm. Kopalnia Machów

Calcite stalactites with sulphur crystals at the base, developed on sulphur ore. Size of stalactites up to 3 cm. Machów mine

TABLICA IV

Fig. 8. Monokryształ siarki o średnicy 5 cm, barwy cytrynowo-żółtej. Kopalnia Machów

Monocrystal of sulphur, measuring 5 cm in diameter; lemon-yellow colour. Machów mine

Fig. 9. Kryształy celestynu o charakterystycznej postaci słupowej, rozwinięte na podłożu zbudowanym z siarki woskowej i krystalicznej; wielkość kryształów do 2 cm. Kopalnia Machów

Celestine crystals of characteristic rod-like form, developed on basement composed of crystalline and waxy sulphur; size of crystals up to 2 cm. Machów mine

¹ Obecność barytu ustalono na podstawie obserwacji makroskopowych i wstępnych badań mikroskopowych.

The occurrence of barite was determined on the basis of macroscopic observations and primary microscopic analyses.

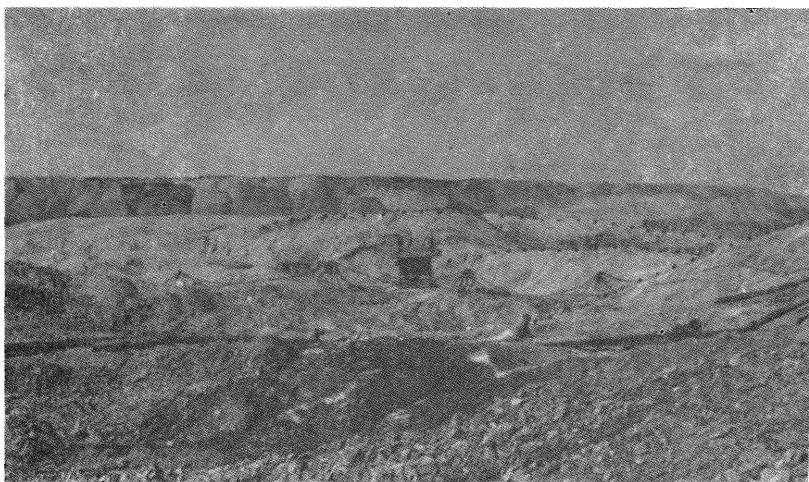


Fig. 1

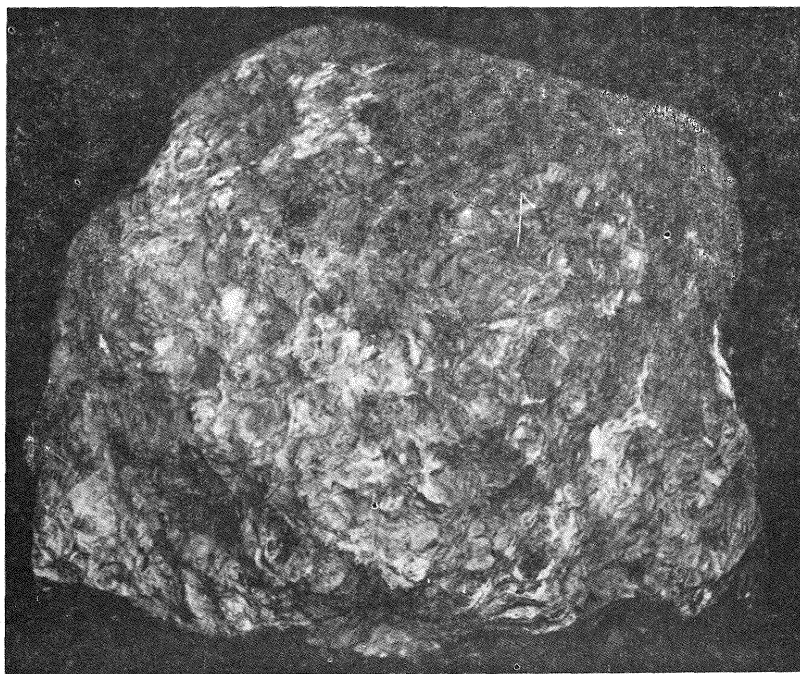


Fig. 2

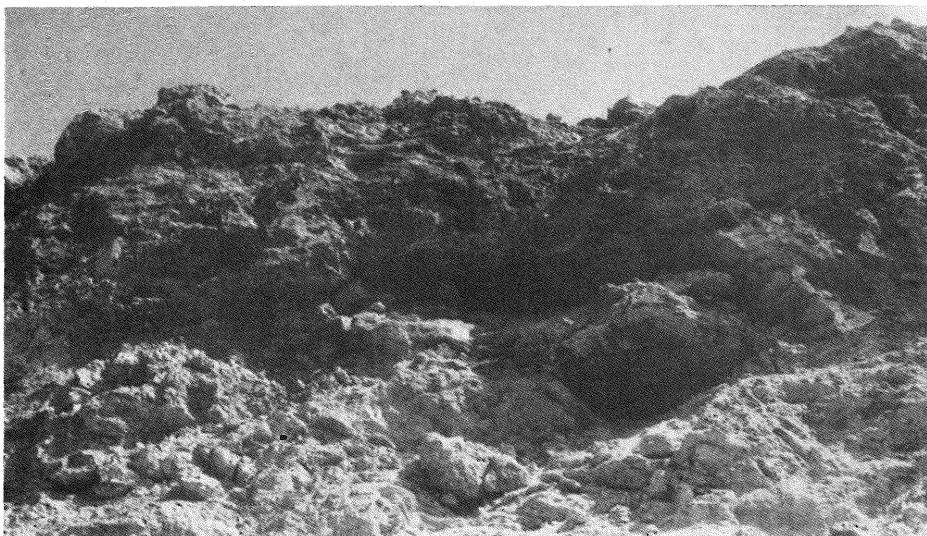


Fig. 3

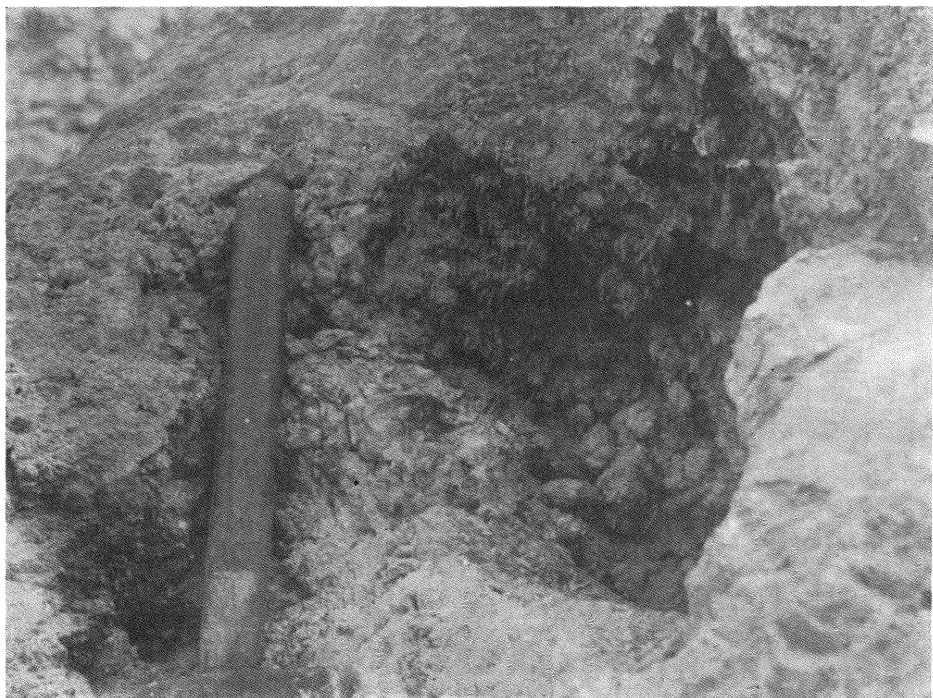


Fig. 4

Tadeusz OSMÓLSKI — Kras a geneza złóż siarki w Polsce

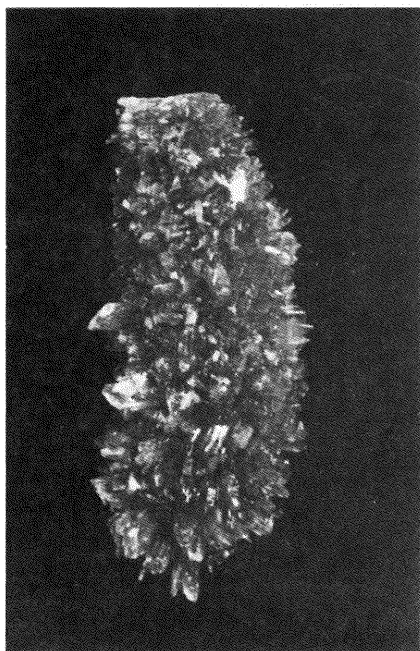


Fig. 5

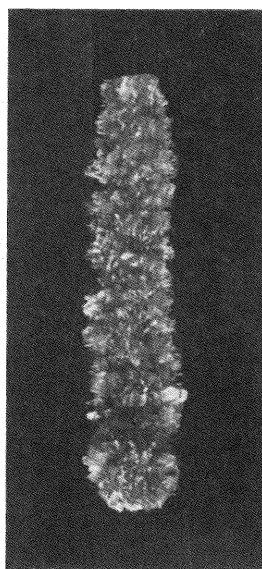


Fig. 6

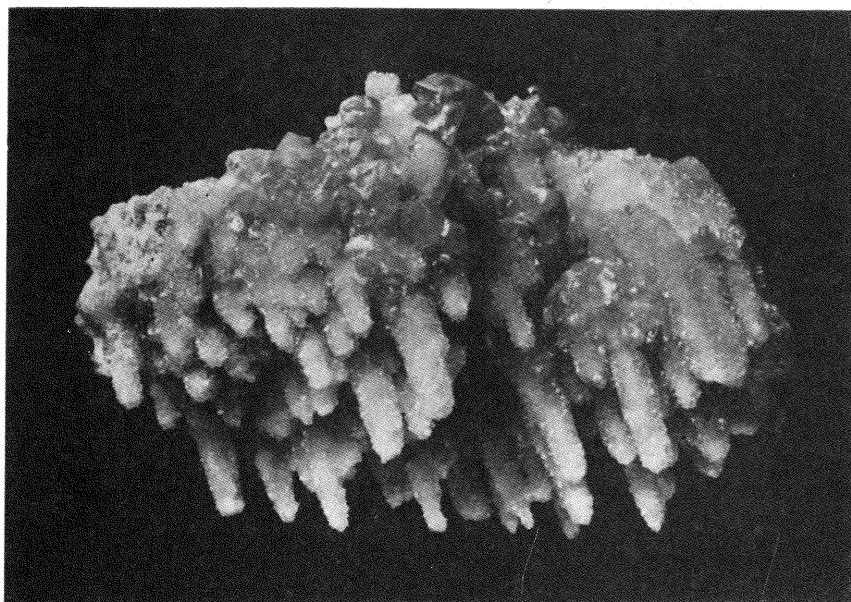


Fig. 7



Fig. 8

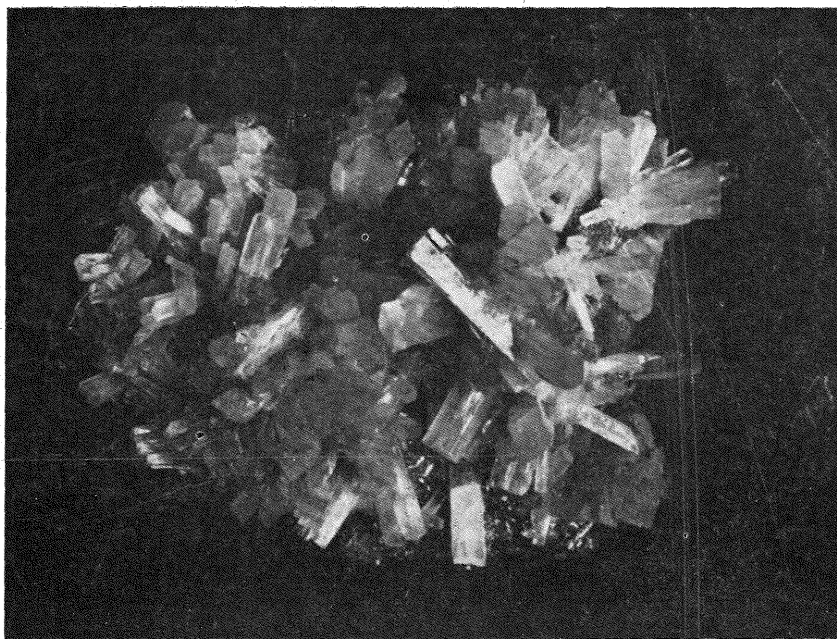


Fig. 9