

## Petrografia cechsztynu Gór Świętokrzyskich (komunikat wstępny)

Na początku cechsztynu środkowa Europa została zalana morzem. Transgresja przyszła z północnego zachodu przez depresję obecnego Morza Północnego, w którego rejonie śródlądowe morze cechsztyńskie łączyło się z morzem otwartym, a jego linia brzegowa przebiegała przez Góry Świętokrzyskie. Morze cechsztyńskie przetrwało aż do środkowego wapienia muszlowego, kiedy to do jego obszaru dotarła z południa przez Górny Śląsk transgresja morza alpejskiego.

Góry Świętokrzyskie, podówczas obszar geosynklinalny, leżały na wschodnim wybrzeżu tego morza tworząc półwysep omywany od zachodu, południa i północy morzem. Osady na obszarze świętokrzyskim mają charakter przybrzeżnych z przewagą materiału okrucowego. Powstały one w dużym stopniu wskutek powtarzających się transgresji i regresji morskich. Po transgresji wytwarzał się system lagun, w których doszło jedynie do osadzenia się gipsu i anhydrytu.

Cztery cyklotemy cechsztynu, które na terenie Niemiec są tak dobrze wykształcone, iż przyjęte zostały za podstawę podziału stratygraficznego, zamiast dotychczasowego wyróżniania cechsztynu dolnego, środkowego i górnego (G. Richter-Bernburg, 1953), na obszarze świętokrzyskim nie są wykształcone całkowicie. W każdym razie paralelizacja cechsztynu świętokrzyskiego ze środkowo-europejskim wydaje się być istotnym zadaniem, możliwym do wykonania z wykorzystaniem zespołu cech litologicznych i paleontologicznych.

Do rozpoczętych badań petrograficznych użyto materiały z dokonanych już na obszarze świętokrzyskim wierceń, znajdujących się obecnie w opracowaniu geologicznym. Z rdzeni wiertniczych wykonano preparaty do badań mikroskopowych. Zmienność profilu osadów cechsztyńskich wymaga dość gęstego pobierania próbek na płytki cienkie. Profile geologiczne sąsiednich wierceń są do siebie dość podobne, w pierwszym zatem przybliżeniu można szereg skał napotkanych w poszczególnych wierceniach paralelizować ze sobą i podać charakterystykę poszczególnych rodzajów skał występujących w cechsztyynie z uwzględnieniem zmienności facjalnej.

Wobec monotonii składu mineralnego i struktury przeważnej części skał osadowych, od dawna szukano sposobów umożliwiających dokładniejsze scharakteryzowanie skały z pomocą pewnych wskaźników.

Jednym z takich sposobów jest oznaczanie minerałów ciężkich. W odniesieniu do skał krajowych już J. Zerndt (1927) zwrócił uwagę, że pokrój kryształów cyrkonu, spotykanych w skałach osadowych, pozwala określić pochodzenie skały. Ostatnio oznaczanie minerałów ciężkich i ich stosunku ilościowego stosował z powodzeniem K. Łydka (1955; 1956) w studiach petrograficznych nad permo-karbonem krakowskim i nad pstrym piaskowcem regionu śląsko-krakowskiego.

Inny sposób polega na indywidualnej charakterystyce mikrofacji, która ma nieraz cechy trwałe i daje się prześledzić na znacznych obszarach. Porównanie dużej liczby skał osadowych w płytkach cienkich wskazuje na istnienie mikrofacji bądź biologicznych, bądź litologicznych. Do ustalenia mikrofacji nie potrzeba oznaczać wskaźników liczbowych; decydujący jest obraz mikroskopowy pozwalający odróżnić w sposób dostateczny daną skałę od szeregu skał makroskopowo podobnych, przy czym obraz mikroskopowy skał osadowych jest zawsze znacznie bardziej charakterystyczny niż okaz, tj. próbka makroskopowa, i łatwiejszy do przechowania i transportu.

J. Cuvillier (1951) wprowadził pojęcie mikrofacji. Wyróżnia on ją na podstawie empirycznych kryteriów korelacji, na które składają się cechy obrazu mikroskopowego. W praktyce stwierdzanie obrazu mikrofacji jest znacznie szybsze niż np. oznaczanie mikrofauny. Do charakterystyki określonego poziomu wystarczy bowiem już wygląd występujących tu otwornic i nie konieczne jest ich dokładne oznaczenie mikropaleontologiczne.

Ten sposób korelacji stratygraficznej nabrał dużego znaczenia z chwilą, gdy J. Cuvillier wykazał możliwość jej stosowania na obszarze Akwitanii, a inni autorzy stwierdzili, że wzorce akwitańskie mają zastosowanie na odległych nawet obszarach.

Dlatego R. W. Fairbridge (1954) proponuje ustalić typy mikrofacjalne na innych obszarach i zestawić je dla całego świata. Autor ten docenia jednak niebezpieczeństwo kryjące się w cyklicznym powtarzaniu wyglądu facji w obrębie następstwa diastroficznego. Również zdaje sobie sprawę z tego, że ustalenie typów mikrofacjalnych nie daje się zastosować do wszystkich rodzajów skał osadowych, tam natomiast gdzie typy te można zastosować, korelacja jest najszybsza i choćby ze względów praktycznych zasługuje na jak najszersze rozpowszechnienie.

Z tych właśnie powodów w opracowaniu niniejszym zwrócono uwagę na mikrofacje cechsztynu Gór Świętokrzyskich.

Przechodząc do charakterystyki osadów cechsztyńskich na tym obszarze, należy stwierdzić, że występują one niezgodnie na częściowo zerodowanym podłożu. Transgresja morska na część zachodnią tego obszaru rozpoczyna się w początku cyklotemu werrańskiego i postępując ku wschodowi zaznacza się powstaniem facji zlepieńcowej (miąższości zaledwie 1,2 m) w Radoszycach, grubiejącej ku wschodowi i przekraczającej miejscami 200 m.

Zlepieńce są na ogół dobrze sortowane pod względem wielkości otoczków, co wynika ze środowiska morskiego ich sedymentacji. Obok zlepieńców polimiktycznych, zawierających prócz wapieni i dolomitów

otoczaki piaskowców, kwarcu i kwarcytów, występują zlepieńce oligomiktyczne, złożone niemal wyłącznie z otoczków wapieni dewońskich.

Spoiwo zlepieńców zawiera okruchy minerałów i skał, powstałe z rozkruszenia tego samego materiału skalnego. Miejscami w spoiwie przeważa kwarc oraz wytracone chemicznie węglany i wodorotlenki żelaza.

Niezbyt regularny kształt otoczków oraz obecność w spoiwie subregularnych lub ostrokrawędzistych ziarn kwarcu wskazuje, że materiał okruchowy nie był transportowany z daleka, lecz najprawdopodobniej z najbliższego sąsiedztwa obecnego miejsca występowania (tabl. I, fig. 1). Mineralizacja w obrębie zlepieńca pochodzi ze skał macierzystych, niemal wyłącznie z wapieni i dolomitów dewońskich. Spotykamy tu piryt, galenę, blendę, baryt, częściowo wodorotlenki żelaza (reszta wodorotlenków jest w spoiwie strącona chemicznie). Środowisko zlepieńców mało różni się od środowiska wapieni dewońskich: kalcyt wykrystalizowany w próżniach zlepieńca jest zupełnie podobny morfologicznie do kalcytu z wapieni dewońskich obszaru świętokrzyskiego.

Minerały ciężkie, jak cyrkon i turmalin, spotykane są w spoiwie, częściowo występują w okruchach piaskowców. Z ich obtoczenia i zachowania wynika, że są na złożu trzeciorzędym lub dalszego rzędu.

Skały okruchowe o drobniejszym ziarnie niż zlepieńce, są w ich stropie poważnie zredukowane lub nie występują wcale; widocznie pogłębienie się morza następowało dość szybko.

Kilkudziesięciometrowa seria wapienna reprezentowana jest przez ciemnoszare wapienie, partiami dolomityczne, z obfitą fauną i mineralizacją galenowo-pirytową słabnącą ku stropowi. Wapienie mają charakter osadów przybrzeżnych. Zawierają detryt mineralny a nawet roślinny i charakteryzuje je obfitość szczątków zwierzęcych, które nadają skale strukturę organogeniczną.

Występują tu odłamki muszli, spikule gąbek, kolce *productusa* oraz otwornice w liczbie kilku lub więcej w normalnym preparacie mikroskopowym. Ilość fauny jest zmienna. Najwięcej spotykamy w Ćmińsku i Tumlinie, bardzo mało w Radoszycach. Nie w każdym przypadku wystarcza jej do paralelizowania facji.

Otwornice cechsztyńskie są znane od dawna. Na terenie Niemiec poznano głównie gatunki środkowego i górnego cechsztynu. W tym przypadku mamy do czynienia z osadem starszym, należącym w dawnym podziale stratygraficznym do cechsztynu dolnego. Na uwagę zasługuje występowanie otwornic rodziny *Miliolidae* (tabl. II, fig. 2, 3, 4), które są charakterystyczne dla mezozoiku, a w skałach paleozoicznych zostały stwierdzone niedawno, m. in. w górnopermskich osadach północnego Kaukazu (K. W. Mikłucho-Makłaj, 1954). Ponadto dość często spotyka się otwornice z rodziny *Lagenidae*.

Ku stropowi szczątki fauny znikają; znika też piryt, a przeważają składniki strącone chemicznie. Najpierw wodorotlenki żelaza, potem pojawiają się kalcyt i dolomit w osobnikach romboedrycznych. Osad morza otwartego zostaje zastąpiony przez osady laguny, najpierw węglanowe, prześcielane partiami mułowców wytworzonych z materiałów terygeniczných. Rozpoczyna się krystalizacja siarczanu wapniowego zaliczanego

przez K. Pawłowską (1957) do cechsztynu środkowego, czyli odpowiadającego werrańskiej soli kamiennej.

Siarczan wapnia występuje w postaci skały gipsowej lub anhydrytowej. Tworzy on wkładki wśród mułowców, zmiennej miąższości, czasami przekraczającej 10 m. Skały te uległy w znacznej mierze przekrystalizowaniu, skutkiem czego znikły struktury pierwotne.

Ze znacznego rozpowszechnienia gipsu wnosić można, że pierwotnie osadził się gips, a jego dehydratacja nastąpiła wtórnie. Utwierdza w tym przekonaniu bliźniaczość anhydrytu według (101), nigdy nie występująca w anhydrycie pierwotnym. Jako składniki podrzędne spotykamy węglany, głównie dolomit, w postaci mikroskopowych romboedrów oraz okruchy materiału terygenicznego. Struktura skał gipsowych wykazuje dużą zmienność, od granoblastycznej do porfiroblastycznej (tabl. III, fig. 5).

Nad gipsowo-anhydrytowymi skałami spotykamy skały mułowcowe szare lub wiśniowe odpowiadające regresji morskiej w końcu cyklotemu werrańskiego. Nie udało się dotychczas odgraniczyć na obszarze świętokrzyskim cyklotemu werrańskiego od stasfurckiego, gdyż ta granica nie zaznacza się ostro. Tylko wkładki gipsowe znikają i pojawia się zespół skał dolomitowych<sup>1</sup> ze szczątkami organicznymi oraz z drobnymi wrostkami pirytu, galeny i blendy.

Cyklotemy: lajneński i allerski nie pozostawiły po sobie wyraźnych poziomów gipsowych czy anhydrytowych, lecz są reprezentowane przez mułowce wiśniowe, lokalnie przechodzące w piaskowce z gniazdami lub ziarnami anhydrytu.

Piaskowce spotyka się w całym cechsztynie. Obok kwarcu poważną rolę odgrywa w nich kalcyt, dolomit, miki i chloryty, wodorotlenki żelaza, podrzędną zaś — minerały ilaste. Niektóre piaskowce zbliżają się swym składem do szarogłazów. Oczywiście te piaskowce szarogłazowe traktować należy jako wtórnie osadzone.

Dla skał pelitowych charakterystyczna jest niższa zawartość minerałów ilastych. Pochodzi to stąd, że skały, z których utworzyły się osady cechsztyńskie są to wapienie i piaskowce o niskiej zawartości tych minerałów. Minerały zaś, które mogłyby dać początek minerałom ilastym, jak skalenie i miki, skutkiem energicznej erozji i krótkiego transportu przeważnie nie zdążyły się przeobrazić. Dlatego nie spotykamy ani łupków ilastych, ani nawet typowych margli. Przeważają pelity kwarcowe o zmiennej, czasem wysokiej, zawartości kalcytu, tworzące przejścia ciągle do wapieni z niewielką tylko zawartością kwarcu.

Wodorotlenki i tlenki żelazowe, nadające skałom pelitowym charakterystyczne zabarwienie czerwone, tworzą zarówno skupienia gruzełkowate, jak i bywają rozproszone w masie skalnej.

Charakterystyczna litofacja wykształciła się w stropie osadów cechsztyńskich. Jest to drobnoziarnisty piaskowiec o spoiwie węglanowo-

<sup>1</sup> K. Pawłowska (1957) w opracowaniu wyników wiercenia Radoszyce 3 zalicza wspomniane dolomity do cyklotemu lajneńskiego i uważa je za odpowiednik „Plattendolomit” (str. 74). Autorka jest zdania, że na terenie świętokrzyskim brak całkowicie osadów cyklotemu stasfurckiego. Ten brak byłby wysoce interesujący z punktu widzenia paleogeograficznego, zwłaszcza że na obszarze Kujaw osady stasfurckie w postaci tzw. soli starszych są obficie reprezentowane.

-anhydrytowym, zawierający obok okruchów kwarcowych sferolity chalcedonowe oraz okruchy diabazów. Te ostatnie zostały znalezione nie tylko w miejscowościach bliżej położonych obecnym miejsc występowania diabazu, jak np. w wierceniu Tumlin 1 (33 m), lecz i w dalszych, jak Radozycze 3 (1340,2 m).

Załączone zdjęcie (tabl. III, fig. 6) przedstawia okruch diabazu przypominający swym wyglądem spilitową odmianę z Barda i zawiera pierwotne szkliwo, w którym nastąpiła rekrytalizacja i utworzyły się listewkowate skalenie. Ponieważ w innych skałach cechsztyńskich okruchy diabazu nie zostały stwierdzone, można wnosić, że erozja obszaru świętokrzyskiego, nie objętego transgresją morza cechsztyńskiego, w końcu cechsztynu dotknęła diabaz. Występowanie tych okruchów na znacznej przestrzeni wskazuje, że skały diabazowe na obszarze świętokrzyskim były bardziej rozpowszechnione niż można to wnosić z dzisiejszego ich rozmieszczenia.

Pozostały materiał okruchowy tworzący cechy cechsztyńskie nie wykazuje wcale egzotykw i pochodzi z rozkruszenia i osadzenia na złożu wtórnym starszych skał obszaru świętokrzyskiego, poczynając od karbonu i kończąc na kambrze. Tej przeróbce uległy również skupienia mineralne, które mogłyby wzbudzać zainteresowanie pod względem surowcowym. Nie udało się stwierdzić praktycznie użytecznych ich skupień na złożu wtórnym.

Pewne światło na przebieg procesów mineralizacji w osadach cechsztyńskich rzuca sposób wykształcenia kalcytu. Kalcyt jest obecny w próżniach i szczelinach prawie w każdym wierceniu, szczególnie obficie w otworze Ćmińsk 3. Wykształcony jest w postaci skalenoedrycznej; przeważa  $K$   $\langle 21\bar{3}1 \rangle$ , ponadto występują postacie:  $\delta$   $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ ,  $r$   $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ ,  $m$   $\langle 40\bar{4}1 \rangle$  i  $b$   $\langle 10\bar{1}0 \rangle$  (fig. 7). Mamy więc do czynienia z tym samym zespołem postaci i tym samym pokrojem, jaki spotykamy w wapieniach dewońskich na obszarze świętokrzyskim.

Jedynie w czarnych mułowcach obfitujących w szczątki organiczne (493 m) kalcyt wykształcony jest odmiennie — w postaci stromych romboedrów ujemnych rozpoczynających się ścianą  $\varphi$   $\langle 02\bar{2}1 \rangle$ , zbruzdzonych i zaokrąglonych. Podrzędnie występują romboedry dodatnie  $r$   $\langle 10\bar{1}1 \rangle$  i  $m$   $\langle 40\bar{4}1 \rangle$ . Obok tych odmiennie wykształconych kryształów spotykany

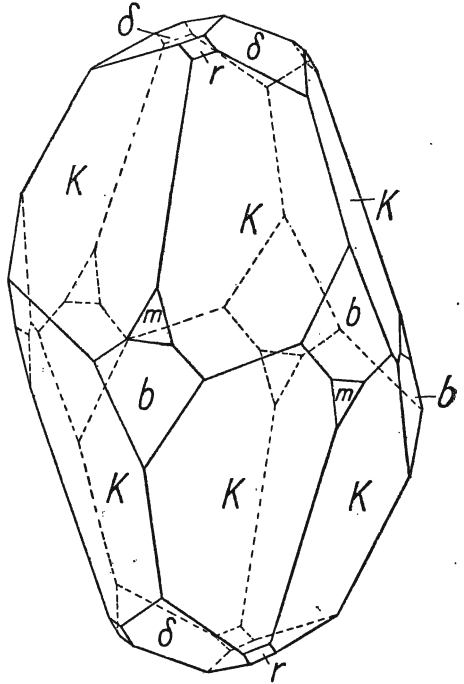


Fig. 7. Kryształ kalcytu z wiercenia Ćmińsk 3, głębokość 595 m.

Calcite crystal, from bore-hole Ćmińsk 3, depth 595 m.

jest w niewielkich ilościach markasyt. Markasyt wykształcony jest w postaci tablicowatej według  $b \langle 010 \rangle$ , ponadto występuje ślup  $m \langle 110 \rangle$ . Wszystkie kryształy są zbliżniaczone według  $e \langle 101 \rangle$ .

Zakład Petrografii i Geochemii I. G.  
Wygłoszono dnia 6 lutego 1957 r.

## PIŚMIENNICTWO

- CUVILLIER J. (1951) — Corrélations stratigraphiques par Microfaciés en Aquitaine Occidentale. Lejda.
- FAIRBRIDGE R. W. (1954) — Stratigraphic correlations by microfacies. Am. Journ. of. Sc. **252**, p. 683—694.
- ŁYDKA K. (1955) — Studia petrograficzne nad permo-karbonem krakowskim. Biul. Inst. Geol. **97**. Warszawa.
- ŁYDKA K. (1956) — O petrografii i sedymentacji pstrego piaskowca regionu śląsko-krakowskiego. Biul. Inst. Geol. **108**, str. 83—104. Warszawa.
- МИХИУХО-МАХЛАЙ Н. В. (1954) — Фораминиферы верхне-пермских отложений северного Кавказа. Тр. В.С.Е.Г.Е.И. Москва.
- PAWŁOWSKA K. (1957) — Cechsztyń. Biul. Inst. Geol. **124**, str. 65—81. Warszawa.
- RICHTER-BERNBURG G. (1953) — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Zs. deutsch. geol. Ges. **105**, S. 843—854.
- ZERNDT J. (1927) — Mikroskopische Zirkone als Leitminerale. Bull. Int. de l'Acad. Pol. Sci. [A], p. 363—377. Cracovie.

Antoni ŁASZKIEWICZ

## PETROGRAPHY OF ZECHSTEIN IN THE ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS

### Summary

Zechstein sediments of an epicontinental sea appear on the area of the Święty Krzyż Mountains in but few outcrops; but their presence has furthermore been established by several bore-holes. In order to procure a full lithological picture of these sediments the author undertook a petrographical investigation of the cores of these bore-holes, paying special attention to heavy minerals and to the micro-facies.

In all investigated bore-holes Zechstein begins with a basal conglomerate. On the western margin, at Radoszyce, the thickness of the Zechstein conglomerate is merely 1.20 m. Towards east it increases, locally exceeding 200 m. On the whole, these conglomerates are well graded and consist of dolomite, limestones, quartz

and quartzites pebbles. They are consolidated by a cement consisting of crushed rock material; at times there prevails in this cement quartz, chemically precipitated carbonates and iron hydroxides (Plate I, Fig. 1).

The fairly irregular shape of the pebbles and the presence of subangular and angular quartz grains in the cementing mass seem to indicate that the clastic material has not undergone any transportation from afar, that indeed it rather is derived from the near vicinity of its present occurrence. Mineralization within the conglomerate must be ascribed to the mother rock, consisting almost exclusively of limestones and Devonian dolomites. Here appear pyrite, galena, sphalerite, baryte and hydroxides of iron.

The material of the conglomerates differ but little from that of the Devonian limestones. The calcite which has crystallized out in the voids of the conglomerate, is morphologically very similar to the calcite derived from the Devonian limestones of the Święty Krzyż region.

For instance, from bore-hole Ćmińsk 3 there have been collected calcite crystals shown on Fig. 7; they are developed in the shape of scalenohedrons  $K \langle 21\bar{3}1 \rangle$ , with other forms as  $\delta \langle 01\bar{1}2 \rangle$ ,  $r \langle 10\bar{1}1 \rangle$ ,  $m \langle 40\bar{4}1 \rangle$ ,  $b \langle 10\bar{1}0 \rangle$ .

Above of the conglomerates, there appears a series of limestones and dolomites, with numerous remnants of organisms and, partly, with signs of an organogenic structure. Particularly characteristic are foraminifers of the families *Miliolidae* (Plate III, Fig. 2, 3, 4) and *Lagenidae*.

Higher up there appear beds containing chemical deposits: calcium carbonates and sulphates alternating with mudstones. These rocks are built of terrigenous clastic material. Calcium sulphate has been precipitated as gypsum which underwent a slow process of dehydration. Neither in the anhydrite, nor in the gypsum rocks have there been discovered any primary textures. Anhydrite shows twinning according (101) which is a proof of its secondary recrystallization. The gypsum rock's structure varies between granoblastic and porphyroblastic (Plate III, Fig. 5).

At the top of the anhydrite-gypsum rocks appear again mudstones, and above them a series of dolomitic rocks with organic remnants and traces of mineralization. There is no clear upper boundary of cyclothem Werra; the existence of deposits of cyclothem Stassfurt on the entire Święty Krzyż region has been disputed and the discussed dolomite should be rather being assigned to the Leine cycle.

The Leine and Aller cyclothem have not left any distinct sulphate horizons; instead, they are represented by red-coloured mudstones which locally pass into sandstones with nests or single grains of anhydrite.

At the top of the Zechstein sediments a peculiar lithofacies has been developed; it consists of a fine-grained sandstone with a carbonate-anhydrite cement. Together with quartz fragments, this sandstone contains chalcedony spherulites and diabase fragments, even at far removed from present day outcrops of diabase localities, such as Tumlin and Radoszyce.

Fig. 6 (Plate III) illustrates the fragment of a spilitic variety of diabase, similar to the rock from Bardo. Since, further down, nowhere fragments of diabase have been found, it must be assumed that in the Święty Krzyż region erosion affected the diabase only towards the end of the Zechstein; and that diabase rocks were formerly exposed on a larger area than might be supposed on the basis of their present occurrence.

TABLICA I

Fig. 1. Zlepieniec polimiktyczny z wiercenia Tumlin 1; głębokość 214,25 m. Widoczne są subangularne otoczaki wapieni i piaskowców scementowane spoiwem bogatym w materiał okrucowy. Polerowana powierzchnia. Pow. 4×

Polymictic conglomerate from bore-hole Tumlin 1; depth 214.25 m. Visible are subangular pebbles of limestones and sandstones, bound together by a cement rich in clastic material. Surface polished. × 4.





Fig. 1

TABLICA II

Charakterystyczne otwornice dolnego cechsztynu z rodziny *Miliolidae*; wszystkie z wiercenia Tumlin 2.

Fig. 2. głębokość 138,8 m.	Pow. 85 ×
Fig. 3. głębokość 135,4 m.	Pow. 100 ×
Fig. 4. głębokość 128,4 — 129,3 m.	Pow. 290 ×

Characteristic foraminifers of the Lower Zechstein, of the *Miliolidae* family, all from bore-hole Tumlin 2

Fig. 2. from depth 138.8 m.	× 85
Fig. 3. from depth 135.4 m.	× 100
Fig. 4. from depth 128.4 — 129.3 m.	× 290

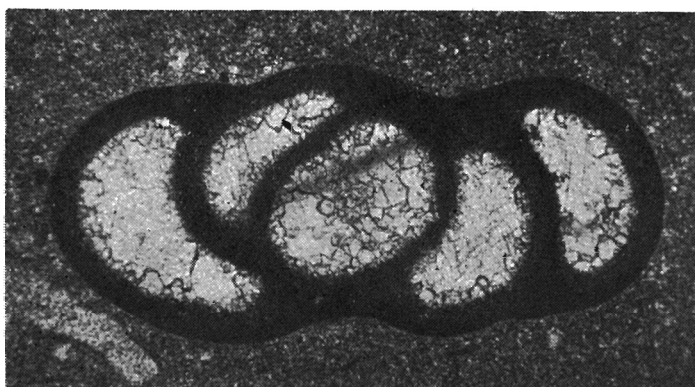


Fig. 2

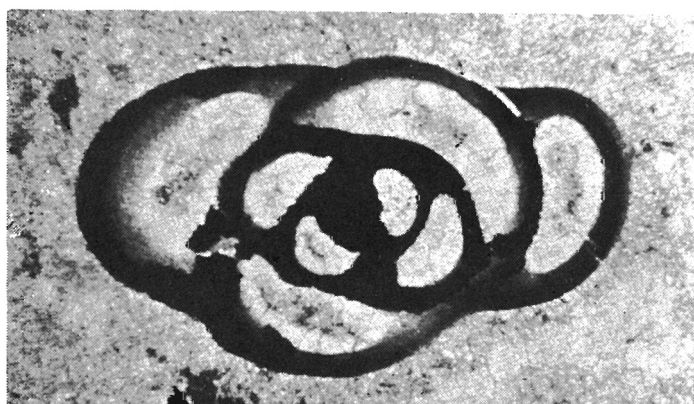


Fig. 3

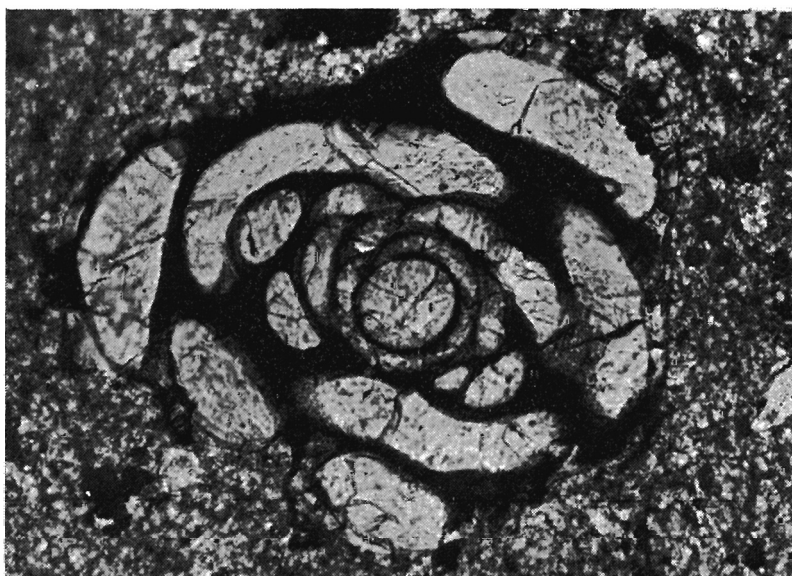


Fig. 4

### TABLICA III

Fig. 5. Porfiroblastyczna struktura gipsytu z wiercenia Tumlin 2; głębokość 86,4 m; nikole skrzyżowane. Pow. 30 ×

Porphyroblastic structure of gypsite from bore-hole Tumlin 2; depth 86.4 m.; crossed nicols. × 30

Fig. 6. Piaskowiec kalcytowo-anhydrytowy z wiercenia Radoszyce 3; głębokość 1340,2 m. W środku okruch odmiany spilitowej diabazu, dookoła angularne ziarna kwarcu, romboedry węglanów, głównie kalcytu, oraz tabliczki anhydrytu (z obwódkami interferencyjnymi). Nikole skrzyżowane. Pow. 200 ×

Calcite-anhydrite sandstone from bore-hole Radoszyce 3; depth 1340.2 m. In its middle appears a fragment of spilitic variety of diabase, surrounded by angular quartz grains, rhombohedrons of carbonates, chiefly calcite, and anhydrite plates (with interference-colours borders). Crossed nicols; × 200

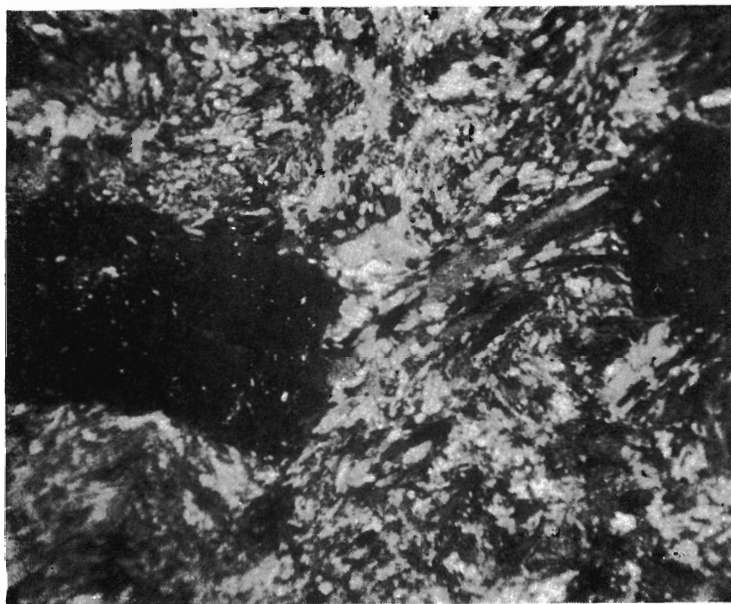


Fig. 5

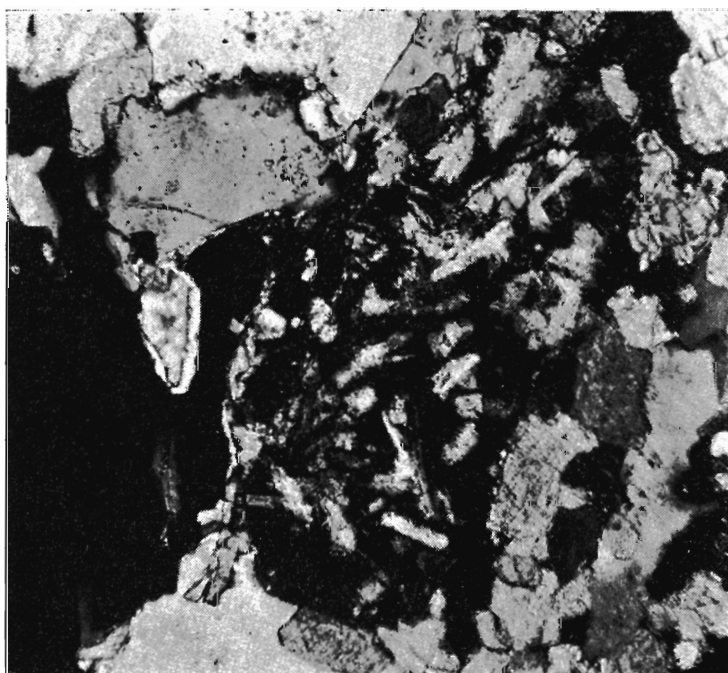


Fig. 6