ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Tom (Volume) XXXIV — 1964 Zeszyt (Fascicule) 1—2 Kraków 1964

STEFAN ŚLIWIŃSKI

PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W UTWORACH DEWOŃSKICH I TRIASOWYCH OBSZARU SIEWIERSKIEGO

(Tabl. V—X i 3 fig.)

Mineralisation of Devonian and Triassic Rocks in the Area of Siewierz

(Pl. V—X and 3 figs.)

Treść: Skład chemiczny i mineralogiczny kruszców występujących w osadach triasu i dewonu w obszarze siewierskim jest niemal identyczny. Rozmieszczenie kruszców wskazuje, że mineralizacja nastąpiła po liasie, a być może nawet po okresie jurajskim. Hydrogeologiczne warunki wykluczają mineralizację pod wpływem roztworów zstępujących. Skały węglanowe, w których występują kruszce nie wskazują na euksyniczne warunki ich formowania się. Najprawdopodobniej złoża mineralne powstały w wyniku procesów hydrotermalnych związanych z orogenezą alpejską.

WSTĘP

Obszar siewierski od dawna budzi zainteresowanie geologów, głównie z uwagi na kruszce cynkowo-ołowiowe. W latach 30. bieżącego stulecia C. Kuźniar (1932) sprecyzował pogląd na zagadnienie mineralizacji utworów dewońskich i triasowych, ale wskutek zbyt optymistycznej oceny zasobowej wzbudził powszechny krytycyzm i zwątpienie. W rezultacie teza tego badacza pozostała bez echa. Dopiero ostatnio w związku z wynikami nowszych prac poszukiwawczych zwraca się na nią uwagę, zwłaszcza co do mineralizacji utworów dewońskich. Mimo stosunkowo licznych obserwacji trzeba stwierdzić, że zasób danych geologicznych poszukiwawczych jest wciąż szczupły, i jako taki — nie dający podstaw do rozstrzygania o perspektywach złożowych. Te ostatnie należy zresztą oprzeć na możliwie aktualnym podkładzie geologicznym, którego jak dotąd dla obszaru tego brakowało. Istniały wycinkowe prace geologiczne co do niektórych poziomów stratygraficznych (np. o wapieniu muszlowym — K. Bohdanowicz, 1909—1910), nie dające jednak obrazu całokształtu stosunków stratygraficzno-tektonicznych.

W ostatnich latach dzięki systematycznie rozwijającym się poszukiwaniom za rudami cynku i ołowiu, jak również w związku z robotami górniczymi i inżynierskimi dokumentacyjnymi (dla kamieniołomów w Brudzowicach i zapory w Przeczycach), uzyskano dość obszerny materiał, pozwalający przedstawić budowę geologiczną nader interesującego obiektu, jakim

jest tzw. „wysad dewoński" w Brudzowicach. Stwierdzono przy tym mało znany fakt występowania kruszców cynkowo-ołowiowych w utworach dewońskich. To postawiło w nowym świetle problem genezy złóż cynkowo-ołowiowych śląsko-krakowskich w ogólności.

Dane wiertnicze i kartograficzne pozwoliły autorowi po raz pierwszy zrekonstruować obraz stosunków geologicznych panujących w obszarze siewierskim oraz podsumować wiadomości o występowaniu kruszców [1].

Rozważania o mineralizacji kruszcowej prowadzone będą w toku rozprawy na tle warunków geologicznych, ujętych dość obszernie w części pierwszej. Ogólną orientację w warunkach geologicznych umożliwia fig. 1.

Przejawy mineralizacji kruszcowej wykazują związek przestrzenny z wytworami dolomityzacji i wulkanizmu (pokrywanie się obszarów występowania), co sugeruje — jakkolwiek nie bezpośredni, ani bliski czasowo — związek przyczynowy.

PRZEJAWY WULKANIZMU

W obszarze antyklinalnym w Brudzowicach stwierdzono jak dotąd lamprofiry, porfiryty i brekcje wulkaniczne. Lamprofiry stwierdzone po raz pierwszy (w 1917 r.) przez J. Samsonowicza zostały petrograficznie opisane przez S. Małkowskiego (1928). Po raz wtóry nawiercono te utwory w Dziewkach, w odległości 1350 m na E od stanowiska poprzedniego (S. Śliwiński, 1960). W obu przypadkach żyły o miąższości kilkudziesięciu cm przecinają spękane skały dewońskie. Wapienie z osłony wykazują objawy dolomityzacji, natomiast nie wykazują zmian termicznych.

Skałę magmową tworzą prakryształy biotytu i ciasto afanitowe o nieokreślonym bliżej składzie mineralnym. Po hipotetycznych minerałach femicznych powstały pseudomorfozy kalcytu. Z procesów wtórnych zaznacza się, obok kalcytyzacji, dolomityzacja oraz nieznaczna sylifikacja — świadczące o przemianach hydrotermalnych lamprofiru. Analiza chemiczna punktowo pobranej próby lamprofiru dała wyniki ujęte w tabeli 1.

Spektralnie oznaczono ślady chromu, miedzi, niklu i kobaltu, nie stwierdzono natomiast cynku, ołowiu i molibdenu [2].

Z atestu wynika stosunkowo duża zawartość glinu i potasu, mimo że w obrazie mikroskopowym nie obserwuje się ortoklazu ani innych minerałów zawierających potas. Ten fakt można tłumaczyć procesem „kalifikacji" (wg terminologii Z. Rozena, 1909), jednak bardziej przekonującą zdaje się być tu teza A. Bolewskiego (1939), postulująca zróżnicowanie magmy na dwie frakcje: alkaliczno-wapniową i potasową. Ten wniosek, nawiązując do dyferencjacji magmy, znajduje uzasadnienie w fakcie występowania złóż hydro- lub wtórno-hydrotermalnych, będących, jak wiadomo, efektem mineralizacyjnym potomnych procesów magmatycznych.

---

[1] Warunki edycyjne zdecydowały o podziale pracy na dwie części i publikacji materiału w różnych czasopismach. Część pierwsza, traktująca o geologii, ukaże się w wydawnictwie PAN, w dziale: Prace Geologiczne (edycja zaplanowana na rok 1964). Część druga — to niniejsze opracowanie.

[2] Oznaczenia chemiczne i spektralne wykonało Laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie.

Tabela (Table) 1

Skład chemiczny skał wulkanicznych
Chemical composition of Volcanic Rocks

	Zawartość % wag. Weight per cent	
	Lamprofir Lamprophyre	Brekcja wulkaniczna Volcanic Breccia
SiO_2	50,88	50,85
Al_2O_3	20,93	20,44
Fe_2O_3	1,14	2,21
FeO	0,96	1,70
MnO	0,04	0,09
MgO	1,99	0,54
CaO	5,81	8,72
Na_2O	1,64	1,76
K_2O	7,48	0,74
H_2O+	0,08	2,80
H_2O-	0,58	0,38
P_2O_5	0,76	0,30
CO_2	7,32	8,48

Porfiryty stwierdzili w Hucie Starej W. Ryka i H. Sylwestrzak (1960). Utwory te występują tam w formie stromo zapadających żył wśród utworów karbońskich. Miąższość ich waha się w granicach kilku m. W megaskopowym obrazie skała jest płowoszara z odcieniem zielonawym. W cieście afanitowym tkwią kilkumilimetrowe prakryształy skaleni, znacznie mniejsze — biotytu, poza tym kwarce oraz ziarna kalcytu po amfibolach. Stosunkowo liczne są wpryski pirytu. Skała jest przeobrażona autopneumatolitycznie i hydrotermalnie, natomiast brak oznak wietrzenia. Skład chemiczny i mineralogiczny wskazuje na porfir granodiorytowy.

Opodal lamprofirów w Dziewkach stwierdzono ostatnio brekcje tufogeniczne. Okruchy skał wapiennych i porfirowych o wymiarach 1—3 cm oraz drobniejsze ziarna kwarcu, biotytu, kalcytu spaja substancja kaolinowo-krzemionkowo-kalcytowa, po części zabarwiona różowo tlenkami żelaza. Utwór brekcjowy występuje w formie pionowych żył o miąższości od kilku cm do kilku m wśród wapieni żywetu. Kilka z nich stwierdzono wierceniem na głębokości 15—42 m. Brekcja przywiera silnie do otaczającego wapienia, granicząc wzdłuż powierzchni kontaktowych niezgodnych do uławicenia, zwykle pionowo biegnących, pożłobionych w pionowe rysy. W niższej części profilu kontakty są nieregularne, apofizoidalne, rekrystalizacyjnie zatarte (dolomityzacja).

Geneza utworów brekcjowych nie jest dostatecznie jasna, między innymi dlatego, że nie udało się dotąd zaobserwować szerszego kontaktu ze skałami ościennymi. Forma żyłowa utworów brekcjowych, ich tekstura fluidalna i treść mineralna wskazują na bezpośredni związek z wulkanizmem tego obszaru. Z ogólnego obrazu geologicznego wynika, że wulkany czynne były w całym obszarze śląsko-krakowskim w permie (S. Siedlecki, 1951). Zapewne też z tego okresu pochodzą opisywane brekcje tufowe z okruchami porfirów. Lamprofiry oraz porfiryty są prawdopodobnie nieco

starsze, ale zarazem młodsze od utworów, w których intruzyjnie występują, tzn. od dolnego karbonu (Głazówka, Huta Stara) [1].

DOLOMITYZACJA UTWORÓW TRIASOWYCH I DEWOŃSKICH

W obrębie utworów węglanowych dewonu i triasu występują dolomity niejednolite. Z genetycznego punktu widzenia można wśród nich wyróżnić co najmniej trzy rodzaje:

1. Dolomity osadowe sensu stricto (dolomity retu i górnego wapienia muszlowego). Są to utwory węglanowe margliste, szare, afanitowe, zbite, o wysokiej zawartości MgO. Odznaczają się one z reguły laminarnym warstwowaniem. Litologicznie odpowiadają sedymentom początkowym triasowego cyklotemu solnego (w basenie germańskim).

2. Dolomity osadowe diagenetyczne (N. M. Strachow, 1956). Należy tu duża część dolomitów rafowych żywetu, podobnych do tych, które występują w Górach Świętokrzyskich (J. Czermiński, 1955) oraz dolomity diploporowe środkowego wapienia muszlowego. Dolomity te wykazują strukturę krystaliczną drobnoziarnistą, oolitową lub pseudooolitową, detrytyczną lub organogeniczną. W związku z ługowaniem skorup kalcytowych są one jamisto-porowate. Właściwa jest im również wysoka zawartość magnezu oraz jednostajność natężenia w płaszczyźnie uwarstwienia.

3. Dolomity epigenetyczne, powstałe metasomatycznie z wapieni dolnego wapienia muszlowego (tzw. dolomity kruszconośne) lub żywetu (z pobliża lamprofirów). Niezależnie od charakteru roztworów (ascen- czy descenzyjnych) dolomity te cechuje:

a. Nieregularność rozprzestrzenienia — ostańce wapieni w polu występowania dolomitów wzdłuż linii tektonicznych,

b. Zmienność składu chemicznego w płaszczyźnie i przekroju dowolnej warstwy,

c. Niezgodność charakteru paleontologicznego oraz litologicznego, wskazująca na wykluczanie się warunków bio- i litotopowych,

d. Odrębność struktury i tekstury.

Cechy te dostatecznie wyróżniają dolomity epigenetyczne od osadowych sensu lato. Zasadnicze różnice są następujące.

Ad a. Nieregularność rozprzestrzenienia znajduje wyraz w pionowym rozwoju dolomitów, przekątnym do uławicenia, i lateralnym stosunku tych utworów do wapieni w bliskich odległościach. Ostrą niezgodność z uwarstwieniem można obserwować na powierzchni terenu w odsłonięciach dolnego wapienia muszlowego w Boguchwałowicach i Podwarpiu oraz w utworach dewońskich w Brudzowicach (S. Śliwiński, 1960, 1960a, 1961). O niezgodności świadczą ponadto dane z otworów wiertniczych. Na przykład profil S-13 w Dziewkach wykazuje całkowicie dolomitowe wykształcenie utworów dolnego wapienia muszlowego (fig. 2), podczas gdy inny, z bliskiej odległości w Żelisławicach (S-11), przedstawia utwory tych samych poziomów — wapienne.

Skośne rozprzestrzenienie dolomitów w stosunku do uławicenia jest właściwe wyłącznie dolomitom epigenetycznym (I. I. Kniaziew, 1954).

---

[1] Stratygrafia utworów karbonu z Huty Starej nie została jak dotąd ustalona. J. Znosko podaje opinię S. Doktorowicz-Hrebnickiego, że jest to namur (*Prz. geol.*, 8, 1960).

Ad b. Stosunek składników MgO do CaO w obrębie dolomitów epigenetycznych w strefach pogranicza z wapieniami jest wysoce zmienny. Nie ma ostrej granicy pomiędzy stykającymi się utworami dolomitowymi i wapiennymi. Spąg lub strop tego typu dolomitów w ujęciu globalnym nie odpowiada płaszczyźnie. Utwory te przechodzą w siebie stopniowo, przy czym bardzo nieregularnie, plamisto, dyfuzyjnie. Z uwagi na zawartość MgO profil dolomitów epigenetycznych („kruszconośnych") stanowi wyraźny kontrast w stosunku do dolomitów wyżej leżących, diagenetycznych („diploporowych"). Wyjątkowe przypadki stałej zawartości MgO w profilu wymienionych utworów w Dziewkach i Trzebiesławicach (fig. 2) mają uzasadnienie w identyczności genetycznej utworów przejściowych (tzw. „dolomitów siewierskich" — P. Assmann, 1944).

Niektóre profile dolomitów kruszconośnych i diploporowych wykazują ciągłość stałej zawartości MgO ekstremalnej. Brak dostrzegalnej różnicy w obrazie makroskopowym utrudnia wyznaczenie granicy stratygraficznej. Te przypadki skłaniają do poszukiwania zróżnicowania w zawartości innych składników, jak np. żelaza i manganu (P. Assmann, 1948 oraz I. I. Kniaziew, 1954). Przeprowadzone oznaczenia wykazały większą zawartość tlenków obu tych metali w dolomitach kruszconośnych niż w diploporowych (fig. 2). O ile w dolomitach diploporowych przeważa ilościowo żelazo trójwartościowe, to w kruszconośnych — dwuwartościowe, przy większym wahaniu zawartości procentowej całkowitej tego metalu.

Ad c. Dolomity diagenetyczne (diploporowe oraz dolomity retu) charakteryzuje obecność fauny i flory (małże, ślimaki, glony), wskazujących na warunki morza płytkiego. To samo wynika z tekstur sedymentologicznych (oolity, pseudooolity, zlepieńce, riplemarki).

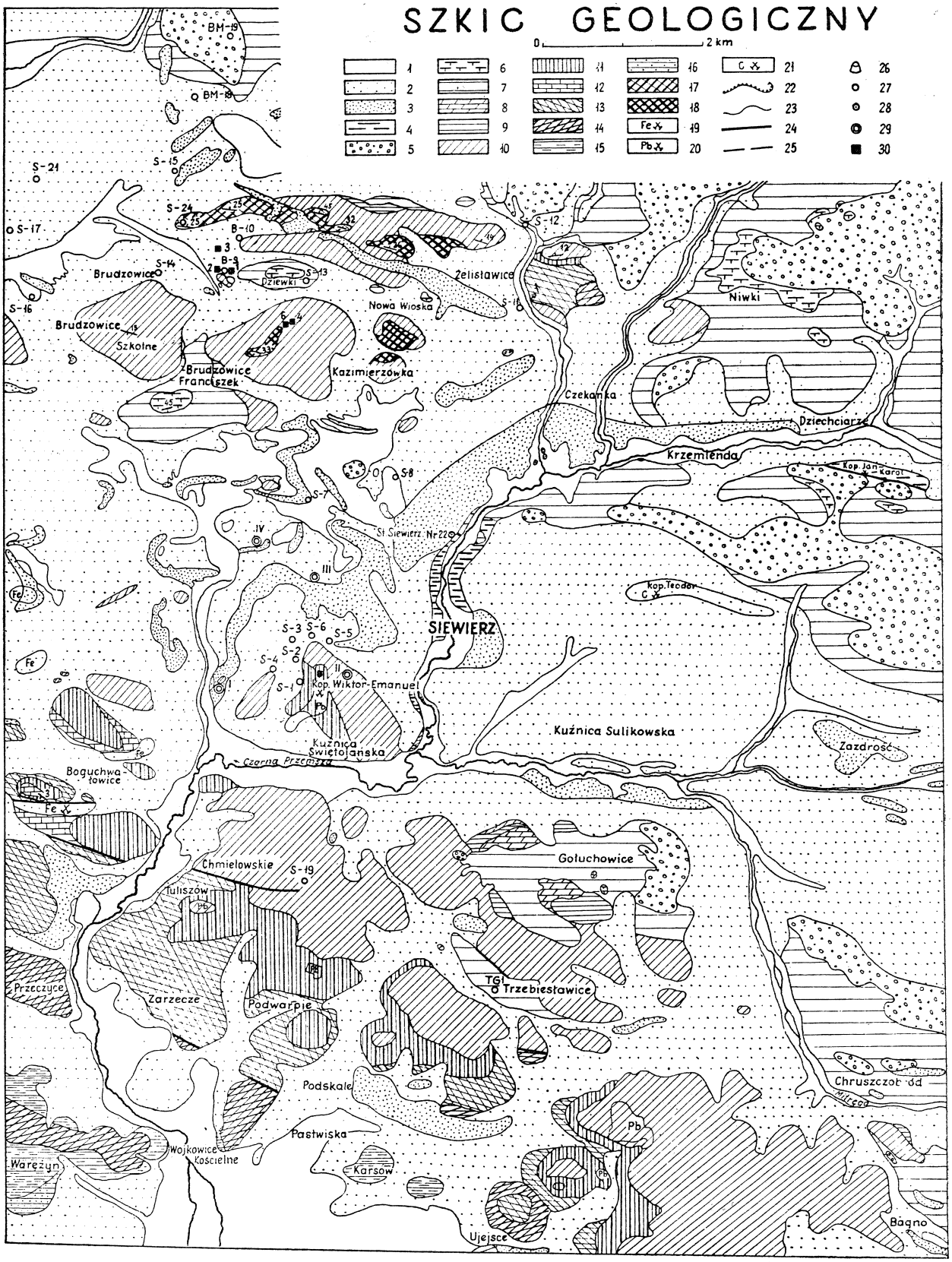
Wręcz odmienną faunę wykazują dolomity kruszconośne. Ślimaki nie występują tu prawie zupełnie, małże są wyłącznie cienkoskorupowe, poza tym występują szkarłupnie, ramienionogi, głowonogi i korale. Identyczna fauna cechuje równowiekowe utwory wapienne (warstwy olkuskie na wschodzie [1], a gorazdeckie, terebratulowe i karchowickie na zachodzie). Charakter środowiska wskazuje na nieco głębsze otwarte morze i zanik zawiesin. Takie warunki zdają się zaprzeczać możliwości wykształcenia się odrębnych facji w odległości kilku czy kilkunastu m, do tego stale w tym samym miejscu trwających przez szereg milionów lat (sic!). Za to znajdują one potwierdzenie w wykształceniu jednolitych czystych wapieni w całym obszarze śląsko-krakowskim (wapień, tzw. „kryształ").

Ad d. Z cech strukturalnych, uziarnienie jest kryterium niemal rozpoznawczym. Ogólnie panuje opinia, że dolomity osadowe, chemo- lub protogenetyczne, odznaczają się bardzo drobnym ziarnem (S. G. Wiszniakow, 1956 oraz Słowar po gieołogii niefty, 1952). Nieco większe ziarno wykazują dolomity diagenetyczne (5 — 15 mikr.), a największe — dolomity epigenetyczne (w przypadku dolomitów kruszconośnych, do 300 mikr., vide fig. 3). Wyjątki z ziarnem mniejszym nie zaprzeczają regule.

Dolomity kruszconośne reprezentują z zasady fazę mineralną krystaliczną. O wielkości pojedynczych kryształów w dolomitach zadecydował skład pierwotnej skały węglanowej i jej struktura. W dolnej części warstw gorazdeckich, gdzie wapienie są drobnoziarniste, zbite, również dolomity

---

[1] Termin, warstwy olkuskie wprowadzono już wcześniej (S. Śliwiński, 1961), jako pojęcie zastępcze na określenie łączne warstw gorazdeckich, terebratulowych i karchowickich.


SZKIC GEOLOGICZNY
0
2 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
Fe
19
Pb
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
BM-19
BM-18
S-21
S-15
S-24
S-17
B-10
S-14
Brudzowice
B-9
Dziewki
S-13
Zelistawice
S-12
Niwki
S-16
Nowa Wioska
Brudzowice
Szkolne
Brudzowice
Franciszek
Kazimierzówka
Czekanka
Dziechciarze
Krzemienda
Kop. Jan-Karol
S-8
S-7
St. Siewierz Nr 22
IV
III
Kop. Teodor
SIEWIERZ
S-3
S-6
S-5
S-2
S-4
II
S-1
Kop. Wiktor-Emanuel
Pb
Kuźnica Sulikowska
Zazdrość
Kuźnica
Świętojańska
Czerna Przemsza
Boguchwałowice
Fe
Chmielowskie
S-19
Goluchowice
Tuliszów
Pb
TG I
Trzebiestawice
Przeczyce
Zarzecze
Podwarpie
Podskale
Chruszczobród
Pastwiska
Pb
Wojkowice
Kościelne
Warężyn
Karsów
Bagno
Ujejsce

jako utwory ekwiwalentne są drobnoziarniste, zbite. Wyższe wapienie gorazdeckie, bardziej czyste, krystaliczne, „cukrowate", zastąpione są przez dolomity gruboziarniste, porowate, niekiedy przekątnie warstwowane — jak wapienie. Dolomity powstałe z wapieni krynoidowych zawierają krynoidy, a jeśli pochodzą z wapieni falistych — są faliste, w ogóle mogą być jak wapienie — dolomity oolitowe, „cukrowate" i przekątnie warstwowane. Nie są one jednak nigdy tak białe jak wapienie ani tak żółte jak dolomity diploporowe. Normalnie są to utwory szare, a brunatnoszare w stanie zwietrzałym.

W obrazie mikroskopowym zaznacza się rekrystalizacja zacierająca strukturę organogeniczną. Warunkuje ona słabą oddzielność skamielin od skały, z czego wynikł niewłaściwy pogląd o braku fauny w dolomitach kruszconośnych. Tymczasem ślady tej ostatniej występują tu w ilości nie mniejszej niż w równowiekowych wapieniach, jakkolwiek faktem jest, że w poziomie warstw olkuskich fauny jest mniej niż w dolomitach diploporowych.

Interesująco przedstawia się wykształcenie ziarna dolomitowego. Mimo że pokrój romboedryczny węglanów jest typowy dla metali ziem alkalicznych o promieniu jonowym mniejszym od 1,00 Å (wapń 1,06 Å znajduje się na granicy), to w wypadku współwystępowania dolomitu z kalcytem — tylko ziarno pierwszego ma zarysy rombowe, natomiast drugiego jest kse-

←

Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Siewierza. Czwartorzęd: 1 — mułki i piaski drobnoziarniste (holocen), 2 — piaski z okruchami skał podłoża (plejstocen), 3 — piaski wydmowe. Jura; lias: 4 — iłołupki węglonośne (warstwy blanowickie), 5 — piaski, glinki oraz żwiry (warstwy połomskie), Trias; kajper: 6 — wapienie i brekcje wapienne (wapienie woźnickie i brekcje lisowskie), 7 — iły, margle i czerwone piaskowce; wapień muszlowy górny: 8 — wapienie dolomityczne z oolitami, 9 — dolomity margliste przeważnie o teksturze płytkowej. Wapień muszlowy środkowy: 10 — dolomity diploporowe; wapień muszlowy dolny: warstwy olkuskie: 11 — dolomity kruszconośne, 12 — wapienie gorazdeckie: warstwy gogolińskie górne, 13 — wapienie gładkie i faliste, wapienie zlepieńcowe oraz wapienie margliste, warstwy gogolińskie dolne: 14 — wapienie faliste i wapienie z *Pecten discites*; pstry piaskowiec górny (ret), 15 — margle i dolomity margliste z *Myophoria costata*; pstry piaskowiec dolny: 16 — iły i piaski czerwone. Dewon; żywet: 17 — wapienie z koralami i *Stringocephalus burtini*, 18 — dolomity rafowe bitumiczne. Dawne roboty górnicze: 19 — za rudą żelazną, 20 — za rudą cynkowo-ołowiową, 21 — za węglem, 22 — odkrywki, (łomy wapienia i dolomitu), 23 — granice warstw, 24 — uskoki, 25 — uskoki prawdopodobne; 26 — wapienniki; otwory wiertnicze, 27 — mechaniczne, 28 — ręczne, 29 — dawne (Cz. Kuźniara), 30 — szybiki

Fig. 1. Geological map of the environs of Siewierz. Quaternary: 1 — pelitic sediments and fine-grained sands (Holocene), 2 — sands with fragments of rocks derived from the substratum (Pleistocene), 3 — dune sands. Jurassic; Lias: 4 — shales with coal (Blanowice beds), 5 — sands, clays and conglomerates (Połomia beds), Triassic; Keuper: 6 — limestones and limestone breccias (Woźniki Limestones and Lisów Breccia), 7 — clays, marls and red sandstones; Upper Muschelkalk: 8 — dolomitic limestones with oolites; 9 — marly dolomites usually thin-bedded; Middle Muschelkalk: 10 — dolomites with Diplopora; Lower Muschelkalk; Olkusz beds; 11 — ore bearing dolomites, 12 — Górażdże limestones; Upper Gogolin beds; 13 — limestones, Wellenkalke, conglomerating limestones, marly limestones; Lower Gogolin beds: 14 — Wellenkalke and limestones with *Pecten discites;* Upper Buntersandstein (Röth): 15 — marls and marly dolomites with *Myophoria costata;* Lower Buntersandstein: 16 — Clays and red sands. Devonian: Givetian: 17 — limestones with Corals and with *Stringocephalus burtini*; 18 — bituminous reef dolomites. Abandoned mines; 19 — iron ores: 20 — zinc and lead ores; 21 — coal; 22 — quarries of dolomite and limestones; 23 — sedimentary contacts; 24 — faults; 25 — probable faults; 26 — lime kiln; 27, 28, 30 — various boreholes; 29 — boreholes described by Kuźniar

nomorficzne (mogłoby być też rombowe). Krystaliczne ziarno dolomitu współwystępujące z kalcytem, czy też rozwijające się kosztem tego drugiego, wykazuje większą siłę krystalizacji idiomorficznej. Ziarno dolomitów diploporowych przyporządkowane z zasady większym strukturom metakoloidalnym lub oolitowym, stosunkowo rzadko wykazuje pokrój romboedryczny. Tylko te dolomity kruszconośne wykazują romboedryczną strukturę, które powstały metasomatycznie z wapieni ilastych zbitych. Najwidoczniej do wykształcenia idiomorficznego ziarna dolomitowego niezbędna jest wolna przestrzeń, którą w istocie zabezpiecza porowatość wapieni [1]. W szczelinach tektonicznych nie tylko dolomit, ale i kalcyt jest idiomorficzny. Z zestawienia form składu ziarnowego wynika, że dolomity kruszconośne zbudowane są głównie z romboedrów, natomiast diploporowe i retu są ksenomorficzne i oolitowe (fig. 3).

Biorąc pod uwagę cechy dolomitów kruszconośnych nie sposób tłumaczyć genezę tych utworów inaczej, jak epigenetycznie. Trudno jedynie ustalić charakter roztworów dolomityzujących (z dołu czy z góry). Ale to zagadnienie znacznie wykracza poza obszar regionu siewierskiego.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH DEWOŃSKICH

Pierwsze dane o występowaniu galeny w dolomitach dewońskich zawdzięczamy Cz. Kuźniarowi (1932). Jednak spostrzeżenia te nie wpłynęły na koncepcje poszukiwawcze, gdyż sam autor zdawał się nie przywiązywać do tego większej wagi [2].

W 1958 r. odwiercono w obrzeżeniu występujących na powierzchni skał dewońskich kilkanaście otworów poszukiwawczych głównie w utworach triasu, przy czym jeden z nich nawiercił w dolomitach żywetu poważne skupienie kruszców. Rejestruje to profil 17:

utwory czwartorzędu:

25,0 m — mułki piaszczysto-pylaste zielonawo-szare,

utwory triasu:

21,0 m — dolomity żółte, ziarniste, dolnego wapienia muszlowego,

utwory dewonu (żywet):

1,5 m — brekcja tektoniczna dolomitowa, złożona z okruchów dolomitu szarego drobnoziarnistego, zawierającego wpryski pirytu, spojona żółtym dolomitem żyłowym,

0,5 — kalcyt biały, żyłowy gruboziarnisty,

6,0 — dolomit szary, krystaliczny, drobnoziarnisty, zbity, spękany, z żyłami białego kalcytu,

13,1 — wapień dolomityczny, szary, krystaliczny, drobnoziarnisty, zbity, o przełamie płasko-muszlowym; liczne żyłki kalcytowe,

1,0 — dolomit szary, krystaliczny, o przełamie nierównym; w kawernach druzy żółtawego dolomitu,

1,4 — wapienie i dolomity o przejściach plamistych,

---

[1] Porowatości przypisuje dużą rolę w procesie dolomityzacji prof. A. Gaweł (1948).

[2] Cz. Kuźniar pisał: ...„w łomie koło Nowej Wsi wpryśnięcia ołowianki są pospolite i w pewnych partiach dolomitu tak były częste, że przy eksploatacji dolomitów zbierano w ciągu paru zmian ilości PbS, wynoszące po kilka kg".

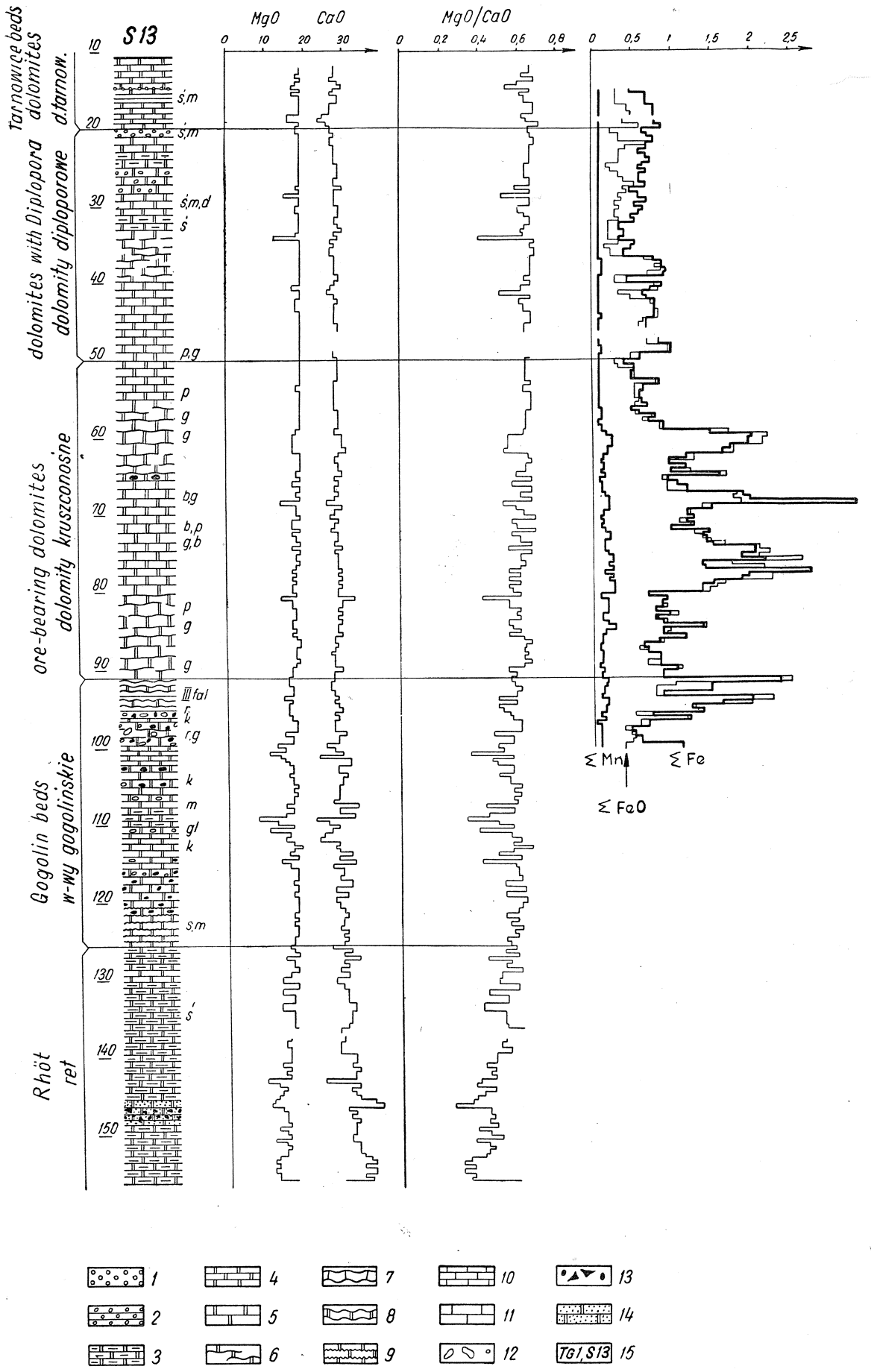


Fig. 2. Zawartość procentowa MgO, CaO, FeO, Fe, Mn w profilach otworów wiertniczych TG_1 i S_{13}: 1 — dolomit oolitowy, 2 — dolomit pseudooolitowy zwykle z liliowcami, 3 — dolomit nieco marglisty, 4 — dolomit cienkoławicowy, 5 — dolomit gruboławicowy, 6 — dolomit ze stylolitami, 7 — wapień falisty, 8 — dolomit „falisty", 9 — dolomit ze stylolitami, 10 — wapień cienkoławicowy, gładki, 11 — wapień gruboławicowy, 12 — otoczaki wapieni i dolomitów triasowych na wtórnym złożu (w utworach triasowych), 13 — otoczaki i okruchy dolomitów dewońskich w utworach triasowych, 14 — piaskowce o spoiwie dolomitowym, 15 — symbolika otworów: d — diplopory, ś — ślimaki, m — małże, r — ramienionogi, k — krynoidy, o — małżoraczki, p — piryt, b — blenda, g — galena, gl — glaukonit

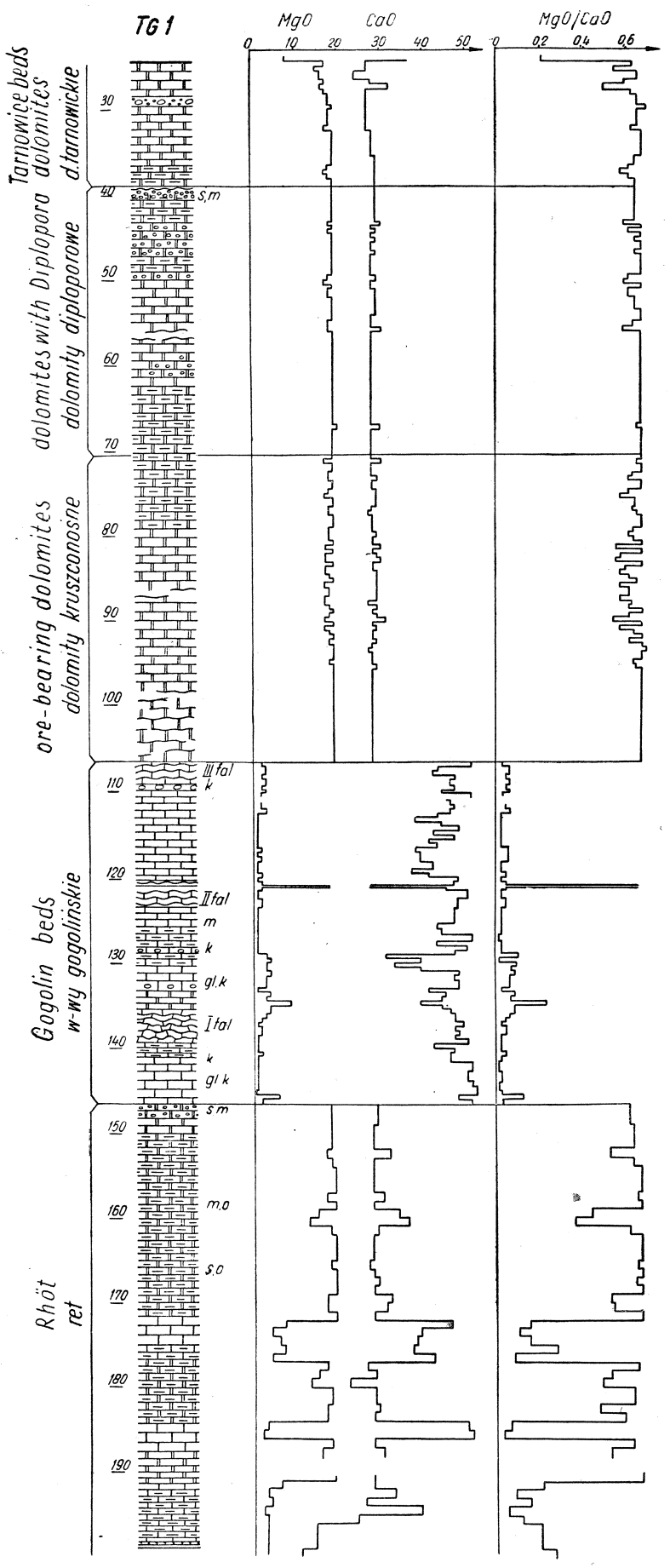


Fig. 2. Distribution of MgO, CaO, FeO, Fe, Mn in the profiles of boreholes TG_1 and S_{13}: 1 — oolitic dolomite, 2 — pseudoolitic dolomite, usually with Crinoids, 3 — marly dolomite, 4 — thin-bedded dolomite, 5 — thick-bedded dolomite, 6 — dolomite with stylolites, 7 — Wellenkalk, 8 — Wellendolomit, 9 — dolomite with stylolites, 10 — thin-bedded limestone, 11 — thick-bedded limestone, 12 — fragments of Triassic limestones and dolomites secondarily deposited in younger Triassic deposits, 13 — fragments of Devonian dolomites in Triassic deposits, 14 — sandstones with dolomitic matrix, 15 — boreholes: d — Diplopora, ś — Gastropoda, m — Lamellibranchiata, k — Crinoidea, o — Ostracoda, p — pyrite, b — blende, g — galena, gl — glauconite

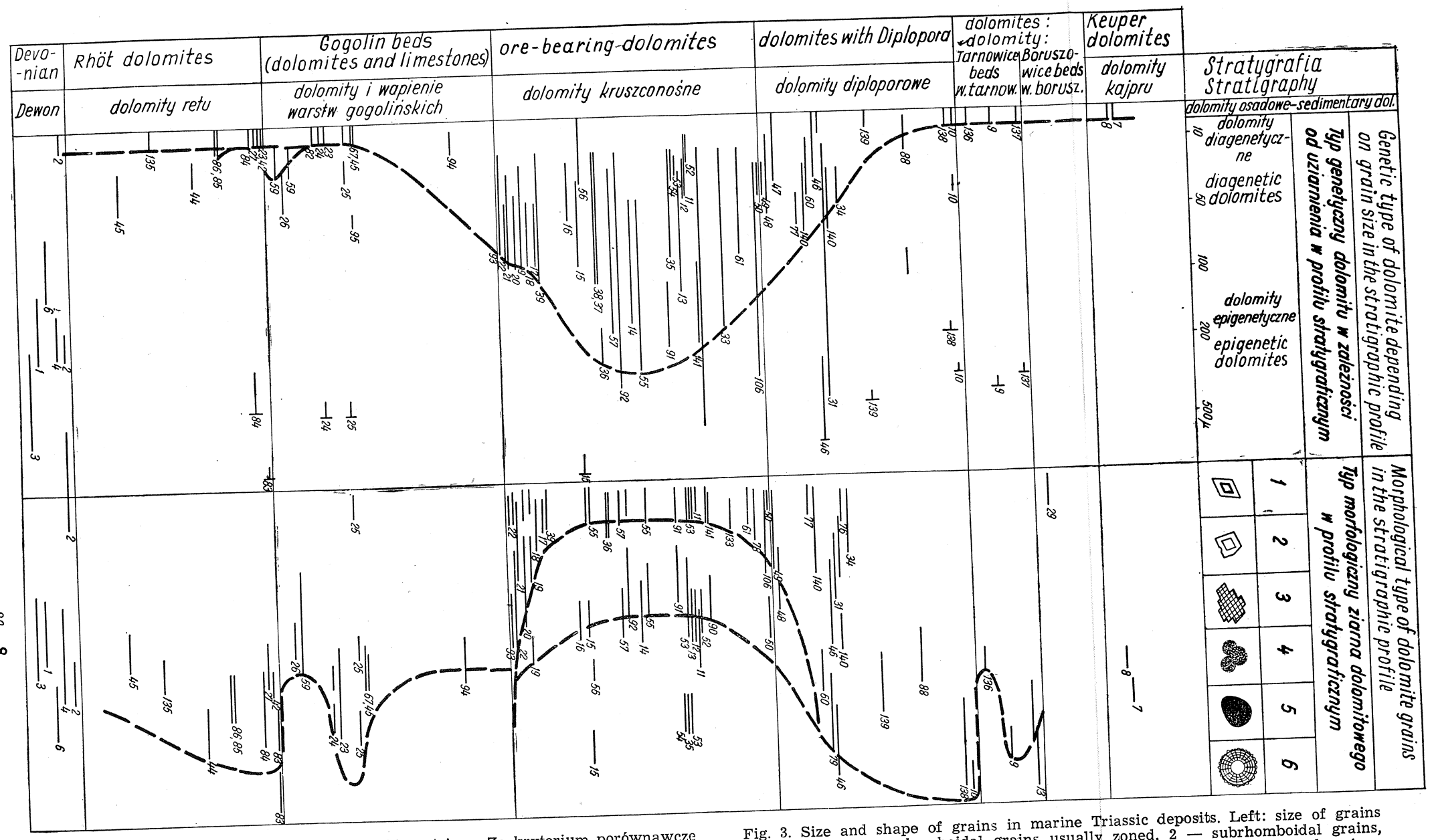


Fig. 3. Uziarnienie skał węglanowych morskiego triasu. Za kryterium porównawcze przyjęto wielkość i kształt ziarna. Po lewej stronie wielkość oznaczona w mikronach, po prawej kształt ziarna przedstawiony schematycznie w sześciu typach: 1 — ziarno o przekroju rombowym, zwykle o budowie zonalnie pasowej, 2 — ziarno zbliżone z przekroju do rombowego, ale bardziej izometryczne, 3 — ziarno ksenomorficzne, wykazujące łupliwość siatkową o oczku rombowym, 4 — agregat kryptoziarnisty kolomorficzny, 5 — pseudooolit, 6 — oolit, 7 — wymiary oolitów i nr. próby, 8 — zasięg wymiarów i kształtu ziarna

Fig. 3. Size and shape of grains in marine Triassic deposits. Left: size of grains (in μ); right: 1 — rhomboidal grains usually zoned, 2 — subrhomboidal grains, 3 — xenomorphous grains fissured in planes intersecting an acute angles, 4 — cryptocrystalline colomorphous aggregates, 5 — pseudooides, 6 — oolites, 7 — size of oolites and No of sample, 8 — range of grain size and shape

1,9 — okruchy dolomitu krystalicznego, żółtego, z żyłkami kalcytu; sporadyczne okruchy wapieni,
1,5 — wapień szary, drobnoziarnisty, zbity,
2,9 — dolomit brunatnoszary, drobnoziarnisty, krystaliczny, spękany, z żyłami białego kalcytu,
6,6 — zasyp drobnoziarnisty, dolomitowy, żółty, z ziarnami kalcytu,
1,1 — — okruchy dolomitu stalowoszarego o strukturze krystalicznej, zbitej; w domieszce klastycznej kalcyt; niektóre okruchy dolomitu zawierają blendę cynkową nerkowatą z ziarnami galeny,
2,5 — — dolomit drobnoziarnisty, szary, zbity, z dużą ilością blendy cynkowej nerkowatej (ok. 40%); wymiary pojedynczych buł 5 — 6 cm,
4,0 — — dolomit szary, drobnoziarnisty, zbity, z nielicznymi kawernami okrystalizowanymi białym dolomitem; liczne wpryski pirytu oraz rozproszone ziarna blendy,
3,4 — dolomit stalowoszary, kryptoziarnisty, zbity, lokalnie z wpryskami pirytu,
0,1 — kalcyt biały, żyłowy, przywarty do wapienia; miąższość około 8 cm,
0,9 — dolomit stalowoszary, drobnoziarnisty, zbity, o przełamie nierównym; w szczelinach dolomit żółty, krystaliczny, drobnoziarnisty, zbity,
5,0 — wapień szary, drobnoziarnisty, zbity, poprzenikany plamisto dolomitem,
1,0 — dolomit szary, krystaliczny, o przełamie nierównym; rzadkie kawerny z druzami żółtego dolomitu,
1,4 — wapień graniczący plamisto z dolomitem,
115,1 — wapienie i dolomity rafowe z *Amphipora ramosa* i *Stringocephalus burtini*; w niższej części dolomity krystaliczne, spękane, spojone grubymi żyłami białego dolomitu; na głębokości 191 — 207 m wapienie margliste ciemnoszare, zmiażdżone tektonicznie, zawierające sporo rozproszonego pirytu. Jeszcze niżej w dolomitach pojawiają się smużki czerwonych i zielonych glinek, odgrywające rolę barwika.

W strefie kruszcowej o miąższości 7,5 m można wyróżnić część wyższą z blendą cynkową metakoloidalną i niższą z blendą krystaliczną. Piryt zlokalizowany jest u dołu, w zazębieniu z blendą cynkową krystaliczną. Jeśli przypadkowo styka się on z blendą metakoloidalną, to ta ostatnia pokrywa go (S. Śliwiński, 1958).

Zawartość procentowa cynku jest nader duża, a ołowiu mała, przy czym obraz jest niepełny z uwagi na redukcję rdzenia i dlatego jeszcze nie wiadomo, jaka jest rzeczywista koncentracja kruszcu. Należy wszakże stwierdzić, że już to, co uzyskano, stanowi przykład nie spotykanej dotąd koncentracji siarczku cynku w utworach dewońskich w obszarze śląsko-krakowskim.

Głębiej nie stwierdzono blendy cynkowej ani galeny poza śladami pirytu.

W 1960 r. odwiercono w bliskim sąsiedztwie (150 — 200 m) trzy dalsze otwory, z których dwa wykazały jeno ślady pirytu i blendy (sfaleryt).

Drobne skupienia galeny z kalcytem obserwowano w jednym z otworów na terenie wychodni utworów dewońskich w Dziewkach (W-7, odwier-

cony dla udokumentowania surowca wapiennego). W pozostałych otworach, których odwiercono kilkanaście do głębokości kilkudziesięciu m, natrafiono na lamprofiry, brekcje wulkaniczne, dolomity epigenetyczne, bez śladów okruszcowania.

Z innych utworów paleozoicznych stwierdzono niedaleko w Mrzygłodzie w utworach karbońskich [1] mineralizację kruszcową (F. Ekiert, 1957, T. Wieser, 1957). Według cytowanych autorów występuje tam: piryt, chalkopiryt, sfaleryt, galena, a z minerałów towarzyszących: kwarc, kalcyt, dolomit i ankeryt. Piryt i chalkopiryt tworzą cienkie żyłki wśród łupków, diabazów i porfirów, a blenda cynkowa i galena występują w druzach, w formie mniej lub więcej skupionych ziarn [2].

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH TRIASOWYCH

Kruszce cynkowo-ołowiowe obszaru siewierskiego opisał wyczerpująco Cz. Kuźniar (1932). I gdyby nie błędne dane [3] o ilościowej zawartości metalu, właściwie nie wiele można do tego opisu dodać.

Złoże dawnej kopalni „Wiktor Emanuel" w Siewierzu tworzą kruszce skoncentrowane w dwóch poziomach o niestałej miąższości. Poziomy te nie wykazują zależności stratygraficznej; w niewielkich odległościach zbliżają się wzajemnie lub oddalają, o wkład niezupełnie płonnych dolomitów. Górny poziom znajduje się w szybie nr 1 na głębokości 5 m, zajmując około 1,66 m miąższości. Dolny, oceniany przez Cz. Kuźniara na 1,71 m, występuje niżej od pierwszego o 1,2 m. Podane miąższości jako średnie statystyczne nie wynikają bynajmniej z ograniczenia warstwowego. Cz. Kuźniar podkreśla: „...aczkolwiek złoże siewierskie ma postać zbliżoną do pokładów, to jednak nie jest ono oczywiście pokładem, warstwą syngenetyczną z dolomitami".

Istotnie, galena w formie mniejszych i większych kryształków skupionych w gniazdka i grudki występuje na ściankach szczelin w większych lub mniejszych ilościach to w tym, to w innym horyzoncie, nie zanikając całkowicie i w partii płonnej. Lokalizacja jest wybitnie szczelinowa; w porach po wyługowanej faunie ilość kruszcu jest znikoma. Nie obserwuje się galeny wykształconej warstewkowo. Kruszec ten pojawia się w szczelinach i porach przypadkowo, ekstensywnie, z pozostawieniem wolnej przestrzeni porowej. Względne koncentracje galeny w szczelinach na określonych poziomach, o ile zasługują na miano „pokładu", to jedynie w sensie górniczym, a nie geologicznym. Brakuje tu stratygraficznego pojęcia stropu i spągu. Kruszce rozsiane są w skale dolomitowej wzdłuż sieci szczelin i komunikujących się por na kształt „mgławicy".

---

[1] Według S. Siedleckiego (1962) są to utwory sylurskie.

[2] Osobiście obserwowałem żyłki ciemnego sfalerytu o strukturze krystalicznej, w paragenezie z kalcytem; miąższość żyłki kruszcowej waha się około 1 cm.

[3] Cz. Kuźniar miał do dyspozycji materiały dokumentacyjne, zawierające dane analityczne co do szacowania zasobowego zawyżone co najmniej 10-krotnie. W związku z powyższym widział się on zmuszony stosownie do wysokiej zawartości procentowej Pb przyjąć obecność węglanu ołowiu — cerusytu, czemu znaczny stopień utlenienia galeny wyraźnie nie przeczył. Cerusyt istotnie zastępuje galenę w ilości około 30%, co nie zmienia faktu, że złoże jest niskoprocentowe.

Złoże siewierskie zlokalizowane w utworach triasu jest praktycznie biorąc monomineralne. Prócz galeny i cerusytu (tego ostatniego około 30% w stosunku do galeny), nie obserwuje się pirytu, ani sfalerytu [1], brak także rud utlenionych żelaza i cynku. Zawartość procentowa ołowiu w rudzie jest znikoma (1,5%), choć dawniej szacowano ją na 5 — 7%.

Pozycja geologiczna tego złoża, sprecyzowana przez Cz. Kuźniara na środkowy wapień muszlowy, musi dziś ulec rewizji. Zarówno litologia utworów okruszcowanych, jak i ich miejsce w profilu stratygraficznym, wskazują na poziom warstw karchowickich. Te ostatnie wykształcone są właśnie w obszarze siewierskim i nieco dalej ku wschodowi w postaci dolomitów podobnych do utworów środkowego wapienia muszlowego. W obu przypadkach dolomity są żółte, drobnoziarniste lub afanitowe, zbite, warstwowane, zawierające małże i ślimaki oraz glony z rodzaju *Diplopora*.

Mineralizacja podobnego typu ma miejsce w Tuliszowie, Podwarpiu i wielu innych miejscowościach na szlaku wychodni od Siewierza do Ząbkowic (pasmo starych zrobów).

Znaczne skupienie galeny w dolomitach w okolicy góry Warpie stwierdzono otworem około 25 m powyżej stropu warstw gogolińskich (profil S-19). Zawartość kruszcu nie ma jednak znaczenia przemysłowego.

Przejawy okruszcowania blendą cynkową i galeną stwierdzono wielokrotnie w utworach triasu w obrzeżeniu antykliny dewońskiej w Brudzowicach. W profilu D-7 (wykonanym dla łomu dolomitów) obserwowano w kawernach w dolomitach kruszconośnych kryształy galeny o wymiarach około 2 cm. Po drugiej stronie antykliny w profilu 15 w tym samym poziomie stwierdzano agregaty sfalerytu z kalcytem. W strefie spękań pośrodku obszaru antyklinalnego kilka otworów wykazało galenę (B-9) lub sfaleryt, piryt i galenę (S-13). Kruszce są krystaliczne, drobnodyspersyjne, niskoprocentowe, o dużym zasięgu pionowym (około 9 m). Występują one w porowatych dolomitach kruszconośnych (warstwy olkuskie). Na powierzchni stwierdzono za pomocą szybika dość duże gniazdo galeny gruzłowatej w ziemistej żółtej zwietrzelinie dolomitu (roboty poszukiwawcze z 1952 r.). Wybrano wtedy okolicznościowo kilkadziesiąt kg samej galeny. W tym samym miejscu wydobyto w 1915 r. około 7 ton galeny o zawartości ołowiu 70 — 73,5% i 284 kg srebra na tonę (Cz. Kuźniar, 1932).

Stanowisko stratygraficzne tego punktu jest zagadkowe. Orientację utrudnia daleko posunięte zwietrzenie dolomitu oraz zaburzenie tektoniczne. W styku horyzontalnym znajdują się stromo zapadające utwory kajpru (NE 30°) i dolomity diploporowe (dane z szybików i otw. B-9) [2].

---

[1] Sfaleryt krystaliczny występuje sporadycznie niżej, w obrębie dolomitów kruszconośnych.

[2] Przypuszczenie P. Assmanna (1948), że występowanie galeny w Brudzowicach ma miejsce w warstwach górnego wapienia muszlowego, zdaje się być mylne. Przeczy temu profil B-9, wskazujący na niezbyt głębokie zaleganie warstw gogolińskich. Tym bardziej niezrozumiałe jest twierdzenie tego autora o występowaniu wapieni w górnym wapieniu muszlowym w Brudzowicach. Najbliższe wapienie, które można by ewentualnie mylić z tymi utworami, to wapienie woźnickie w Dziewkach. Ale tam sytuacja jest tak jasna, że trudno P. Assmanna o to podejrzewać. Warstwy tarnowickie ukazujące się gdziekolwiek w obrębie antykliny wykształcone są wyłącznie jako dolomity.

Niewłaściwe scharakteryzowanie wapienia muszlowego przez P. Assmanna w Brudzowicach dało K. Seidlowi (1960, s. 295, 297) mylne podstawy do rozwinięcia teorii o strefowości dolomityzacji i okruszcowania.

Jest prawdopodobne, że galena stwierdzona i eksploatowana niegdyś szybikami w Brudzowicach, występująca w zwietrzałych dolomitach, należy do strefy uskoku. Bliskie sąsiedztwo kajpru nie wyklucza, że mogą to być spękane i przez to bardziej podatne na wietrzenie dolomity tarnowickie.

O częstotliwości znajdowania kruszców w obszarze siewierskim informują ogłoszenia inżyniera okręgowego Okręgu Warszawsko-Piotrkowskiego z lat 1909—1910 (*Prz. górn.-hutn.*, 1910). Zarejestrowano wówczas kilkanaście odkryć błyszczu ołowiu, galmanu i rudy żelaznej w obszarze od Brudzowic i Żelisławic na północy do Wojkowic i Trzebiesławic na południu.

Reasumując, we wszystkich przypadkach, gdy chodzi o utwory triasu, galena, blenda i piryt tworzą wpryski w porowatych dolomitach kruszconośnych. Rzadko lokują się one w określonym horyzoncie, częściej w strefach spękanych, jak w kopalni „Wiktor Emanuel" i w Brudzowicach.

OPIS MINERALOGICZNY KRUSZCÓW I UTWORÓW ŻYŁOWYCH WYSTĘPUJĄCYCH W UTWORACH DEWOŃSKICH

Charakterystyka makroskopowa węglanów (dolomit, kalcyt) oraz siarczków (Zn, Pb, Fe)

Dolomity dewońskie w Brudzowicach, zawierające kruszce cynkowo-ołowiowe, wykazują pewne podobieństwo do triasowych dolomitów kruszconośnych. W ogólności można wyróżnić dwa rodzaje dolomitu:

d_1 — dolomit szary
d_2 — dolomit czarny [1]

Dolomity szare są to skały drobnoziarniste, krystaliczne, zbite, twarde, nieco skrzemionkowane, spękane. Nie są one podobne do dolomitów rafowych, ponieważ nie zawierają fauny i nie wykazują warstwowania. Teksturalnie są to utwory izotropowe, z czego wynika jednakowa odporność mechaniczna na różnokierunkowe ścięcia. Jasna barwa i drobnoziarnista struktura wiąże je z wapieniami. Dolomity tego typu towarzyszą lamprofirom i brekcjom żyłowym wulkanogenicznym w Dziewkach, co dowodzi ich charakteru metasomatycznego. Paragenetyczny związek z tymi dolomitami wykazuje kalcyt (profil S-17). Dolomit szary i kalcyt są to utwory epigenetyczne sprzężone.

Dolomit czarny różni się od dolomitów szarych bardziej gruboziarnistą strukturą, większą zwięzłością, a od dolomitów rafowych — brakiem fauny, warstwowania i zapachu bitumicznego. Jest on natomiast podobnie jak dolomit szary teksturalnie izotropowy, plamisto, nieregularnie rozprzestrzeniony. Występuje on wyłącznie w otoczeniu kruszców, tworząc apofizy niezgodne do uławicenia, o wydłużeniu pionowym.

Stosunek wymienionych dolomitów do kruszcu ilustruje tablica V, fig. 2. W środku i u dołu zdjęcia zarysowuje się zamknięta część dolomitu jasnoszarego (d_1), okolona warstwą pirytu (p) z otoczką blendy cynkowej (b). Miejsce peryferyczne zajmuje dolomit czarny (d_2). Z tego wynika, że do-

[1] Oznaczenia d_1, d_2 — identyczne jak w objaśnieniach do ilustracji (tabl. V, fig. 2).

lomit szary jest wcześniejszy od otaczających go kruszców, czarny zaś jest od nich późniejszy. Strefa styku obu rodzajów dolomitu nie ma regularnego kształtu. Dolomit czarny tworzy wypustki, zakola i wcięcia w obręb dolomitu szarego i kruszcu. Dolomit czarny współwystępuje wyłącznie z blendą cynkową metakoloidalną, wcinając się w jej obręb z objawami resorpcji (tabl. VI, fig. 2, 3; oraz VIII, fig. 6).

Czarna barwa dolomitu jest zagadkowa, jako że nie znajduje uzasadnienia w składzie pierwiastków śladowych (vide tabela 5). Nie wiadomo, w jakim stopniu może na nią wpływać znaczna zawartość manganu, a w jakim siarczki rozsiane dyspersyjnie? Znamienne, że dolomit czarny ma niższą zawartość cynku niż dolomit szary. Ten ostatni zawiera blendę cynkową w formie mikroskopowo widocznych ziarn, nie wpływających barwiąco. Dolomit czarny nie ujawnia się niczym szczególnym w obrazie mikroskopowym (posiada jasne tło) (tabl. VIII, fig. 6), czyli o zaciemnieniu decyduje dopiero odpowiednia grubość warstwy.

K a l c y t podobnie jak dolomit reprezentuje co najmniej dwie generacje. Kalcyt r ó ż o w y występuje niezależnie od kruszców w formie żył w obrębie wapieni dewońskich (w profilu S-17, jak i na wychodni tych utworów w Dziewkach). Żyły tego kalcytu nie wnikają w obręb utworów triasowych. Wiążą się one ze strefami wapieni zdolomityzowanych, co wskazuje na uwarunkowanie procesami hydatogenicznymi.

K a l c y t b i a ł y z odcieniem zielonym występuje na mniejszą skalę, z reguły w towarzystwie kruszców. Skupia się on powszechnie w szczelinach i porach dolomitu wokół blendy cynkowej, bądź galeny. Jego skalenoedry tworzą najczęściej druzy, obserwowane zarówno w utworach triasowych, jak i dewońskich. W szeregu sukcesyjnym jest to minerał ostatni.

K r u s z c e występujące w utworach dewońskich reprezentowane są przez piryt, sfaleryt i galenę. Podrzędny udział ma wurcyt i markasyt. Siarczki posiadają charakter wybitnie metasomatyczny i kolomorficzny. Cecha pierwsza wyraża się w niezgodności co do formy i treści mineralnej, z jednej strony — kruszcowej, z drugiej — dolomitowej. Siarczki rozwinięte są gronowo, nerkowato, piramidalnie, o wydłużeniach prostopadłych do uwarstwienia, natomiast dolomit krystaliczny, zbity (bez śladu kawern), choć nie zdradzający tekstury kierunkowej, wykształcony jest warstwowo. Upad warstw mało się zaznacza, dopiero w niższych poziomach można go szacować na kilkanaście stopni.

W tych warunkach lokalizacja siarczku w skale węglanowej mogła nastąpić wyłącznie przez roztworzenie dolomitu, co właśnie określa epigenetyczny charakter kruszcu.

Natura metakoloidalna wyrażona jest w formach guzkowych, wypustkowych, krzaczastych lub kłosopodobnych — ogólnie biorąc — dendroidalnych (tabl. VI, VII). Dowodzi tego sferyczna laminacja i kryptoziarnista struktura (tabl. VIII, fig. 6).

Utwory siarczkowe ostro graniczą z dolomitem. Również resorpcja przebiega wzdłuż płaszczyzn prostych, ostro odgraniczających (co wynika zapewne częściowo z diaklazy). Zewnętrzne warstewki blendy stykającej się bezpośrednio z dolomitem wykazują rekrystalizację siarczku. Powierzchnia nerek kruszcowych pokryta jest szczotką kryształków sfalerytu.

Promieniste wykształcenie utworów siarczkowych dowodzi również koloidalnego charakteru roztworów i funkcjonalnego działania ortotropizmu jako prawa precypitacji.

Galena tworzy wpryski zorientowane radialnie w blendzie cynkowej. Występuje też ona w odosobnieniu w formie regularnych ziarn z kalcytem.

Galena zajmuje komórki i szczelinki wysychania w blendzie cynkowej (tabl. V, fig. 4), poza tym wypełnia szczelinki o charakterze tektonicznym. Stosunek ilościowy galeny do blendy cynkowej jest znikomy.

Piryt posiada struktury oolitowe, nerkowate, komórkowe, w pewnym stopniu — skorupowe (tabl. V, fig. 2, VIII, fig. 3 oraz IX, fig. 6). Siarczek żelaza współwystępuje zwykle z blendą, rzadziej z galeną. W profilu S-17 koncentruje się on w niższej części interwału kruszcowego, a także na peryferii tego wystąpienia (czego dotyczyła wzmianka przy powoływaniu się na dane z pobliskich otworów). W obrębie lamin piryt nie zdradza promienistej symetrii ani zróżnicowania w barwie. Brak makroskopowo dostrzegalnego markasytu, natomiast w obrębie lamin można zauważyć obecność mielnikowitu.

Zatem piryt i blenda cynkowa wykazują dość mocno charakter kolomorficzny, a galena ujawnia go dopiero po wytrawieniu (tabl. X).

Charakterystyka mikroskopowa siarczków Zn — Pb — Fe

Blenda cynkowa jest sfalerytem z niewielką domieszką wurcytu. Sfaleryt jest afanitowy lub drobnoziarnisty. Większe jego krystaliczne agregaty tworzą zewnętrzne warstewki nerek, substrat krypto- i drobnoziarnisty buduje pasma wewnętrzne. Nie obserwuje się dużych ziarn sfalerytu, nie widać dlatego też zbliźniaczeń. Trawienie ciemnych pasm blendy ujawniło obecność wurcytu (tabl. IX, fig. 1). Udział tego ostatniego w budowie pasm blendy jest znikomy. Blendy jasne oraz pomarańczowoczerwone wurcytu nie zawierają.

Niektóre pasma blendy cynkowej wykazują submikroskopowe inkluzje galeny, skoncentrowane w laminach ciemnoszarych (tabl. IX, fig. 3, 4). Odgrywają one rolę ciemnego pigmentu. Zdaje się to potwierdzać tezę Bernauera (zakwestionowaną przez F. Wernickiego, 1931) o barwiącej roli rozproszonego PbS w blendzie cynkowej [1]. Prawdopodobnie taką samą rolę jak PbS spełnia równie dobrze każda inna cząstka dostatecznie mała, jak np. FeS — FeS_2.

Barwna laminacja ujawnia się doskonale w obrazie mikroskopowym dzięki wewnętrznym refleksom blendy (tabl. VIII, fig. 2 oraz VII, fig. 1—5). Zarazem odkrywają się oryginalne struktury wewnętrzne. Formy te bardzo przypominają mszywioły [2], ale rozmieszczenie elementów organopodobnych w warstwie na peryferii utworu kruszcowego o budowie koncentrycznej nasuwa co do tego wątpliwości (tabl. V, fig. 2).

Stopniowe rozszerzanie się poszczególnych słupków blendy i powolne przejście utworów gałązkowych i kłosopodobnych w warstwę blendy cynkowej metakoloidalnej sugeruje nieorganiczną genezę tych utworów (tabl. VI, fig. 1 — 3 oraz VII, fig. 1 — 5).

---

[1] Według teorii badacza Mie, barwa roztworu koloidalnego zależy od wymiarów cząstki. Koloidalne cząstki większe pochłaniają dłuższe fale świetlne (w zakresie barwy czerwonej), powodując uzupełniającą barwę niebieską. Im cząstki drobniejsze, tym barwa koloidu bardziej czerwona (F. W. Czuchrow, 1955).

[2] Mgr M. Kiepurowa po oglądnięciu zdjęcia (tabl. VII, fig. 1) i — jak twierdzi — skonsultowaniu się z prof. dr R. Kozłowskim oraz doc. drem A. Urbankiem uprzejmie autora poinformowała, że są to istotnie struktury tabulato- lub briozoopodobne, jednak nie dające się bliżej określić.

Zagadnienie genezy struktur metakoloidalnych wymaga specjalnych badań. Wątpliwe, czy w procesie metasomatozy odgrywa jakąkolwiek rolę czynnik grawitacji (geotropizmu?), jeżeli promieniste elementy utworów kruszcowych — jak w tym przypadku — zorientowane są różnokierunkowo. Wektorowa precypitacja siarczku uwarunkowana jest zapewne punktowo skoncentrowaną rozpuszczalnością dolomitu przez roztwór przechodzący z zolu w żel. Są to zjawiska podobne do tych, jakie zachodzą na większą skalę przy krystalizacji (kwiaty mrozu, dendryty). W przypadku koloidów formy ich precypitatów zestalonych zależą od siły ortotropizmu (A. W. Szubnikow i G. G. Lemlein w 1927 r. — fide F. W. Czuchrow, 1955).

Blenda cynkowa wykazuje również elementy szkieletowe (tabl. VI, fig. 4 oraz VIII, fig. 1). Odznaczają się one symetrią trójosiową, uwarunkowaną specyficznym rozmieszczeniem trzech „piór" w płaszczyznach pod kątem 120°, będących z kolei zbiorem osi trójkrotnych II stopnia. Na każdej osi drugiego stopnia osadzone są elementy kruszcowe maczugowate, zakończone trójgraniastą „główką". Symetria trójkątna wielostopniowa, odzwierciedlająca się w strukturach pierzasto-szkieletowych blendy wydaje się wynikać z symetrii podstawowej komórki sfalerytu, tj. tetraedru.

Przyczyna tworzenia się struktur szkieletowych w metakoloidalnym sfalerycie jest bliżej nie znana. Normalnie, struktury te świadczą o niskim stężeniu roztworów, co nie mogło mieć miejsca w opisywanym przypadku. Zachodzi tu przypuszczalnie jedynie uporządkowanie sieci w procesie starzenia się koloidu.

Blenda szkieletowa i dendroidalna zbudowana jest z brunckitu. Ten ostatni stanowi ziemistą postać blendy cynkowej o składzie sfalerytu [1]. Barwa jest jasno- i kremowożółta, tekstura oo- i pizolitowa, zazębiająca się z dendroidalną. Stan konsystencji bywa różny, od substancji proszkowej do zbitej, o zakresie twardości 0 — 2. W związku z tym waha się nieco ciężar właściwy brunckitu, od 2,50 do 2,58 (Herzenberg podaje 2,62, fide F. W. Czuchrow, 1955). Kuliste agregaty blendy brunckitowej (tabl. V, fig. 2, 3 oraz VI, fig. 1), o formach teksturalnych metakoloidalnych świadczą o roztworach metalonośnych koloidalnych (Cz. Harańczyk, 1959).

W związku ze zmienną konsystencją blendy waha się jej twardość. Wykonany pomiar (na mikrotwardościomierzu PMT-3) różnych co do zabarwienia pasm blendy dał następujące wyniki podane na tab. 2.

Najwyższą twardość posiada blenda wurcytowa (około 5), średnią — blenda jasna i pomarańczowa (około 4), a najniższą — brunckit (około 2).

Mniejsze zróżnicowanie zaznacza się we właściwości odbicia światła. Wyniki pomiarów dokonanych za pomocą fotokomórki selenowej z filtrem pomarańczowym i bez filtra są podane na tab. 3.

Jak wynika z pomiarów, odmiany blendy jasnej z utworów dewońskich lepiej odbijają światło od blend ciemnych, metakoloidalnych i krystalicznych z utworów triasowych. Przypuszczalnie wiąże się to z różną zawartością dyspersyjnych wtrąceń siarczków żelaza. Większa ich ilość obniża współczynnik odbicia światła. Większa jednorodność i gęstość zasadniczego siarczku, podwyższa go. Stąd blendy czystsze lepiej odbijają światło, z uwagi na możliwość lepszego wygładzenia powierzchni refleksyjnej.

Duże zróżnicowanie wykazuje blenda cynkowa pod względem ciężaru właściwego. Przykładowo: blenda ciemnobrunatna, wurcytowa ma ciężar

[1] Analizę rentgenometryczną brunckitu wykonał dr J. Kubisz.

Tabela (Table) 2

Twardość różnego rodzaju blendy cynkowej
Hardness of zinc blende

Rodzaj i pochodzenie blendy cynkowej Zinc blende	Stopień twardości (w skali Mohsa) Hardness (Mohs' scale)
1. Brunckit z dewonu okolic Brudzowic, S17 Brunckite. Devonian near Brudzowice, S17	0 — 2,25
2. Blenda pomarańczowa, S17 Blende, orange, S17	3,70 — 4,05
3. Blenda ciemnobrunatna niemal czarna, S17 Blende, very dark-brown, S17	4,75 — 5,20
4. Blenda ciemnobrunatna z triasu okolic Bytomia Blende, dark-brown, Triassic near Bytom	4,00 — 5,30
5. Blenda miodowożółta z triasu okolic Brudzowic Blende, dark yellow, Triassic near Brudzowice	4,10 — 4,40
6. Blenda krystaliczna ze złoża Tri State, USA Crystalline blende, Tri State deposits, USA	4,30

wł. objętościowy — 4, jasnopomarańczowa, sfalerytowa — 3,53, a kremowo-żółta, brunckitowa — 2,50—2,58. Wiąże się to oczywiście z gęstością, a z tej wynikają rozpatrzone już cechy, takie jak twardość i własność odbicia światła.

Galena odznacza się dużą stałością cech fizycznych. Za pomocą trawienia można wykryć jej wewnętrzną budowę. Małe pojedyncze wpryski posiadają różne kształty, rzadko geometryczne, częściej żerdkowate (tabl. IX, fig. 3, 5). Ziarna większe mają pokrój oktaedryczny (tabl. X, fig. 1). Do ciekawszych form należą ooidy odgrywające rolę ośrodków precypitacji dla blendy (tabl. VIII, fig. 4, 5). Galena ooidowa wykazuje koncentryczną budowę nawet bez pomocy trawienia. Przypadku tego nie można tłumaczyć paramorfozą siarczku ołowiu po blendzie. Syneretyczne wpryski galeny w blendzie i zapełnienia wolnych szczelin przy braku dowodów wyparcia pozwalają wątpić w możliwość epigenetycznego (względem blendy) wykształcenia ooidu. Wydaje się przy tym, że galena epigenetyczna posiada z reguły jakieś odrębne własne kształty (tabl. VIII, fig. 2). Cechą ogólną procesów metasomatycznych w złożach cynkowo-ołowiowych śląsko-krakowskich jest brak mimetycznej wymiany stosownie do zasady: jon za jon, z zachowaniem struktury palasomu (F. Wernicke, 1931). W istocie, w tej metasomatozie następuje całkowite zburzenie sieci (sfalerytu, czy dolomitu) z odłożeniem w zamian nowego związku mineralnego.

Typowo oolitowy kolomorficzny charakter ziarna galenowego z osłoną wewnętrznie dopasowanego sfalerytu (o czym mówią wewnętrzne refleksy, tabl. VIII, fig. 5), dowodzi jednoczesnego strącania się siarczku ołowiu i cynku.

Tabela (Table) 3

Właściwość odbicia światła niektórych blend (w procentach)
Reflection of light by some types of zinc blende

Rodzaj i pochodzenie blendy cynkowej Zinc blende	bez filtra without filter	z filtrem 6000 Å with filter 6000 Å
1. Blenda jasnopomarańczowa z dewonu w Brudzowicach Blende, light-orange, Devonian, Brudzowice	20,5	18,6
2. Blenda jasnoszara, smugowana z dewonu w Brudzowicach Blende, light-grey, laminated, Devonian, Brudzowice	19,8	17,0
3. Blenda ciemnobrunatna z dewonu w Brudzowicach Blende, dark-brown, Devonian, Brudzowice	18,9	16,2
4. Blenda szara krystaliczna z dewonu w Brudzowicach Blende, grey, crystalline, Devonian, Brudzowice	18,0	16,0
5. Blenda ciemnobrunatna z triasu okolic Bytomia Blende, dark-brown, Triassic, near Bytom	17,5	15,0
6. Blenda żółta krystaliczna z triasu w Brudzowicach Blende, yellow, crystalline, Triassic, Brudzowice	19,7	17,1

Galena drugiej generacji, o większej odporności na trawienie, występuje w ziarnach wielościennych (g_2). Wcina się ona metasomatycznie w obręb ooidu galenowego (g_1).

Cechy metakoloidalne galeny wykryto metodą trawienia także w obrębie ziarn wielobocznych (tabl. X, fig. 3, 5). Tekstura wewnętrzna ziarn jest nieregularnie pasmowo-laminowaną, podporządkowaną na obwodzie stopniowo strukturom geometrycznym. Dowodzi to koloidalnej natury świeżo strąconego PbS i rekrystalizacji żelu (P. Krusch, 1929; F. Wernicke, 1931; F. W. Czuchrow, 1955; C. Harańczyk, 1962).

Inne ziarna trawionej galeny wykazują strukturę krystaliczną (tabl. X, fig. 1, 2, 4). Niektóre okazały się odporne na działanie kwasu solnego i nie wytrawiły się, przypuszczalnie z powodu neutralizującego wpływu węglanu (tabl. X, fig. 6). Zdjęcie nr 2 ukazuje relikty blendy w polu galeny, a zatem ta ostatnia jest młodsza od blendy, natomiast fig. 1 przedstawia oktaedry PbS wcześniejszego od ZnS. Precypitacja obu siarczków zachodziła zapewne z tych samych roztworów rytmicznie: to jeden, to drugi siarczek tworzył własne laminy i agregaty. Dalszy rozdział następował w procesie starzenia się żelu i rekrystalizacji. Niezgodna strukturalnie cząstka PbS została wyłączona do promienistych szczelin (synereza),

dzięki czemu mogły powstać zorientowane wpryski galenitu (tabl. V, fig. 4 oraz IX, fig. 3, 4, 5). Szczególną uwagę zwraca symetria trójkrotna w rozmieszczeniu ciągów syneretycznych (na zdjęciu nr 5). Prawdopodobnie uporządkowanie kryptokrystalicznego sfalerytu jest kierunkowe mimo metakoloidalnych form zewnętrznych [1]. W ten sposób objawia się ustawicznie symetria trójkrotna, właściwa dla tetraedru sfalerytu.

Piryt występuje w dwóch generacjach. Pierwsza o cechach kolomorficznych poprzedza siarczki cynku i ołowiu (tabl. V, fig. 2), druga o charakterze krystalicznych wprysków i mikroskopijnych krystalitów towarzyszy im lub je naśladuje (tabl. IX, fig. 6 oraz VII, fig. 4). Piryt pierwszej generacji posiada teksturę skorupową, ooidową, koncentrycznie laminowaną, wszakże bez oznak symetrii promienistej (tabl. VIII, fig. 3). Strukturalnie jest to siarczek zbity, drobnoziarnisty, nie wykazujący ziarn idiomorficznych. Drobnokrystaliczny piryt jest również drugiej generacji, ale ten nie zdradza tekstur kolomorficznych. Rozcina on amebowato epigenetycznie blendę i dolomit (tabl. VII, fig. 4).

Markasyt występuje w obrębie pirytu pierwszej generacji w formie mikroskopijnych wprysków, tworząc krystality w przekroju wieloboczne, trójkątne lub kliniaste. Ich rozmieszczenie nie ma związku z laminacją.

Mielnikowit jako proszkowa czarna substancja FeS_2, tworzy warstewki laminarne w pirycie (tabl. VIII, fig. 3). Jest to drobnoziarnista odmiana pirytu lub markasytu w agregatach metakoloidalnych (A. G. Bietiechtin, 1950).

Charakterystyka geochemiczna kruszców

Średnią zawartość typowych pierwiastków w rudzie w obrębie bogato zmineralizowanych utworów dewońskich przedstawia atest analizy chemicznej (według oznaczeń Laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie) podany na tab. 4.

W wynikach zwraca uwagę znaczna zawartość Al_2O_3, brak pirytu, arsenu i miedzi oraz minimalna ilość kadmu. Stwierdzona ilość żelaza i manganu, podobnie jak krzemionka, wchodzi zapewne w skład dolomitu. Podkreślenia wymaga niski stopień utlenienia blendy oraz obecność siarczanu (przypuszczalnie anglezyt).

Atest wyników oznaczeń spektralnych (p. tab. 5) wskazuje na brak takich pierwiastków typochemicznych jak: Co, In, Bi, Sn (E. Schroll, 1955). Występują natomiast: Ag, Cd, Cu, Ga, Ge, As, Tl, z tak zw. grupy alkalicznej i kwaśnej (Cz. Harańczyk, 1957). Współwystępowanie obu grup może pochodzić stąd, że próby odpowiadają niejako za grubej warstewce blendy, jeżeli nawet pobrane są z punktu o szerokości kilku mm. Laminy są cieńsze, zatem i wyniki oparte w pewnym znaczeniu na próbie średniej, stanowią wypadkową dla pakietu. Nie wykluczone, że pojedyncze laminy odpowiadają rytmicznym zmianom środowiska, od kwaśnego do alkalicznego.

Stosunkowo spora zawartość miedzi w blendzie pomarańczowej (0,2%) i antymonu w galenie (0,08%) pozostaje w zgodności z wynikami oznaczeń Cz. Kuźniara (1932) dla rud triasowych. Zresztą zawartości pozostałych pierwiastków typochemicznych, takich jak: Fe, Ag, Cd, Ge, Ga, As, Tl są

[1] Rentgenometrycznie stwierdzono, że cząstki koloidalne ZnS już w stanie zolu posiadają budowę krystaliczną (F. W. Czuchrow, 1955).

Tabela (Table) 4

Średnia zawartość typowych pierwiastków w rudzie
Mean contents of typical elements in ore minerals

Składnik chemiczny Components	Procent wagowy Weight per cent	
ZnO	0,60	
Zn*	23,77	
PbO	0,07	
Pb*	2,64	
Cu	0,00	
Fe	0,96	
Al_2O_3	4,47	
SiO_2	1,22	
TiO_2	0,03	
Mn	0,17	
MgO	10,56	
CaO	16,91	
Cd	0,01	
As	0,00	
S	12,04	
SO_3	0,17	
CO_2	25,09	
H_2O^+	0,38	
H_2O^-	0,26	99,38
Zn całkowite (total)	24,25	
Pb całkowite (total)	2,70	
S całkowite (total)	12,11	
FeS_2	0,00	

*) Zn i Pb związane jako ZnS i PbS
Zn and Pb in ZnS and PbS

tego rzędu co w złożach triasowych, dowodząc związku genetycznego powyższych przejawów kruszcowych. Porównawczo przedstawione wyniki zawartości pierwiastków śladowych kilku próbek kruszcu z utworów triasu i dewonu (tab. 5) nie potwierdzają tego dobitnie, ale też temu nie przeczą. Wydaje się, że za mało wykonano oznaczeń (co do ilości prób), by wnioski nie miały charakteru warunkowego. Blenda cynkowa oraz piryt, występujące w utworach triasu i dewonu (w Siewierskiem), nie są co do budowy identyczne i z tego powodu mogą wykazywać nieco różne zawartości komponentów pobocznych. Kruszce występujące w utworach dewońskich są kolomorficzne, w triasowych zaś — krystaliczne, co stanowi dostateczną różnicę, uzasadniającą odrębne warunki występowania pierwiastków śladowych.

Z różnic, jakie warto podkreślić, to nieco wyższa zawartość w kruszcach z utworów dewońskich srebra, miedzi i germanu.

Interesujące wnioski wynikają z składu izotopowego ołowiu w galenie występującej w utworach dewońskich i triasowych [1]. Pomijając skomplikowane zagadnienie wieku bezwzględnego, skład izotopowy dowodzi identyczności kruszców, a co zatem idzie — jednoczesności ich powstania.

[1] Oznaczenia według GEOCHI (tab. 6) (fide T. Gałkiewicz, 1961).

Zawartość pierwiastków śladowych
Trace elements in ore minerals

	Rodzaj i miejsce Localisation						
	Trias (otw. S_{13}) Triassic (borehole S_{13})			Dewon Devonian			
	piryt pyrite	blenda zinc-blende	blenda zinc-blende	wapień limesto-ne	dolomit szary grey dolomite	dolomit czarny black dolomite	piryt kolomor-ficzny colomor-phous pyrite
Zn	7 %	n0,0	n0,0	—	3000	1000	0,4 %
Pb	0,8 %	300	180	80	50	50	300
Fe	X	n0	n,0	0,n—n0	n,0	n,0	n0,0
Co	—	?	—				—
Ni	20	25	13	15	20	25	15
Mn	120			250	900	1300	100
Ag	22	60	110	8	7	6	7
Cd	400	2000	3000	—	30	śl	20
Cu	50	150	300	100	80	140	20
Ga	—	35	12	—	—	—	
Ge	150	27	8	—	—	—	—
In	—	?	—	—	—	—	
Tl	2200	śl	—	—	—	—	250
As	7000	150	150				900
Sb	—						śl
Bi							
Hg	—			—	—	—	
Cr		—	—	—	10	14	
Mo	15	7	?	—	5	—	8
Sr		0,00n	—	0,0n	0,00n—0,0n	0,00n—0,0n	
Ba		śl	0,0n	0,00n—0.0n	śl	śl	
Sn	—						—
V							?

1) Oznaczenia Cz. Harańczyka. Liczby oznaczają gramy na tonę (jeśli nie podano %). Analyses by Cz. Harańczyk. Numbers indicate grams per ton; śl — trace; n = (1 – 9);

Stosunki paragenetyczne i sukcesja

Skład mineralogiczny kruszców cynkowo-ołowiowych występujących w utworach dewońskich w Brudzowicach jest mało zróżnicowany. Ilościowo dominuje sfaleryt, rzadszy jest wurcyt, piryt (śladowo markasyt i mielnikowit) oraz galena. Mimo znacznej zawartości arsenu nie stwierdzono siarkosoli ani chalkopirytu, którego można by oczekiwać z uwagi na zawartość miedzi (0,2%) (Występuje on zapewne w postaci submikroskopowych wrostków).

Tabela (Table) 5

w rudach i skałach otaczających [1]
and in enclosing rocks [1]

pobrania próby of samples						
(otw. S_{17}) (borehole S_{17})						
blenda wurcytowa Wurtzite blende	blenda szarobrunatna grey brown zinc-blende	blenda brunckitowa Brunckite zinc-blende	blenda brunckitowa (proszek) Brunckite blende pulverized	blenda pomarańczowa orange blende	blenda ciemno-szara dark-grey blende	galena II generacji galena 2nd generation
n0,0	n0,0	n0,0	63,86 %	n0,0	n0,0	
1,0 %	2000	2000	2200	1 %	1,5 %	n0,0
1,7 %	4000	1000		3000	4000	100
—	—	—		—	—	
śl	śl	śl	17	śl	śl	śl
25	18	10	1500	10	15	
150	300	80	100	800	400	150
2000	6000	1200	1500	6000	3000	
120	1000	800	600	2000	80	60
8	45	50		9	śl	
500	70	30	120	400	130	
—	—	—		—	—	
1000	250	100	500	500	450	30
5000	400	200	800	1000	700	120
śl	50	50	60	60	50	800
—	śl	?	?	30	śl	?
—	20	30		—	—	
?	—	—	4	—	—	7
—	—	—		—	—	
—	—	—	17	—	—	

Skala półilościowa; śl. — ślad; n — jednostki (1—9); x — składnik główny.
x — mean component.

Minerałami towarzyszącymi są węglany, dolomit i kalcyt. Wyróżnia się przy tym dwa rodzaje dolomitu: d_1 — dolomit drobnoziarnisty i d_2 — dolomit gruboziarnisty. Pierwszy jest jasnoszary, drugi — ciemnoszary lub czarny. Kalcyt występuje, jak dolomit, w dwóch generacjach. Pierwsza wiąże się z dolomityzacją, druga — z okruszcowaniem.

Sukcesja mineralizacyjna zdaje się być następująca:

1. Dolomityzacja wapieni żywetu (dolomit jasnoszary — d_1).
2. Okruszcowanie blendą dolomitów szarych, z roztworów rzeczywistych (blenda cynkowa drobnokrystaliczna, rozproszona w dolomicie).

Tabela (Table) 6

Skład izotopowy ołowiu w galenie
Isotopic composition of Pb in galena

Nr próby No of sample	Nr analizy GEOCHI No of analysis GEOCHI	Miejsce pobrania próby Localization of sample	$Pb\frac{206}{204}$	$Pb\frac{207}{204}$	$Pb\frac{208}{204}$
10	10334	Dolomit kruszconośny, Siewierz			
		Ore bearing dolomit, Siewierz	18,12	15,53	37,52
19	10343	Dolomit dewoński, E14, głęb. 231 m, Mitręga k. Łaz			
		Devonian dolomite depth 231 m., E14, Mitręga near Łazy	18,15	15,53	37,45
17	10341	Dolomit dewoński, S17, głęb. 84 m, Brudzowice			
		Devonian dolomite S17, depth 84 m., Brudzowice	18,18	15,55	37,62

3. Strącenie się pirytu skorupowego z roztworów koloidalnych (główna faza FeS_2).
4. Strącenie się PbS (galena ooidowa i szkieletowa).
5. Strącenie się blendy cynkowej z roztworów koloidalnych, nawarstwionej nadto sukcesyjnie:
   a) blenda dendroidalna i pierzasto-szkieletowa, jasnoszara, przechodząca na peryferii w blendę kolomorficzną warstwowaną,
   b) blenda ciemnopomarańczowa lub czarna z odcieniem brązowym, z laminami wurcytu,
   c) blenda kremowobiała, ziemista, brunckitowa,
   d) blenda ciemnopomarańczowa, niemal czarna (jak b),
   e) blenda miodowoszara, krystaliczna, o charakterze druzowym.
6. Metasomatoza pirytu po blendzie (w skali mikroskopowej).
7. Krystalizacja PbS w szczelinach w związku z synerezą żelu.
8. Rekrystalizacja dolomitu czarnego (d_2) wokół kruszców, często z resorpcją blendy.
9. Wykrystalizowanie kalcytu.

Poszczególne etapy zasadniczo jednolitego procesu mineralizacyjnego zazębiały się, dając przerosty i wpryski galeny w blendzie cynkowej. Precypitacja siarczku cynku była zasadniczo ciągła. Siarczek ołowiu strącał się wahadłowo, w zależności od lokalnego stężenia roztworu.

Przedstawiona sukcesja wykazuje duże podobieństwo do tej, z jaką się ma do czynienia w złożach w utworach triasowych (Cz. Harańczyk, 1962). Szczególnie zaznacza się ono w pozycji pirytu pierwszej generacji, pomiędzy pierwszą i drugą blendą cynkową, oraz w pięciowarstwowym układzie II-ZnS (a, b, c, d, e).

Wnioski co do genezy mineralizacji siarczkowej

Jak dotąd, istnieje kilka koncepcji co do genezy złóż śląsko-krakowskich (do których — jak sądzę — należy zaliczyć również kruszce występujące w utworach dewońskich w Brudzowicach). Problem rysuje się ostro właśnie na tle rozbieżności poglądów. Żeby zdać sobie sprawę ze skali tej rozbieżności i sprecyzować łatwiej własne stanowisko, celowe będzie przedstawić główne kierunki genetyczne i ich zwolenników. Poglądy grupują się wokół trzech rodzajów procesów, wśród których autorzy wyróżnili jeszcze drugostopniowe różnice, uzasadniając w rozmaity sposób genezę złóż cynkowo-ołowiowych. Schemat taki z powołaniem się na autorów (ze względu na oszczędność nie cytując prac) przedstawia się następująco:

I. Procesy **ascenzyjno-hydrotermalne** (metasomatyczno-epigenetyczne)
   1. Roztwory juwenilne:
      a) *złoża ascenzyjne* (Krug v. Nidda, C. Bischof, P. Kossmann, R. Michael, F. Beyschlag, F. Bartonec, P. Krusch, F. Duwensee, F. Wernicke, M. Kwaśniewicz, W. Lindgren, R.M. Garrels, K. Bohdanowicz, W. Bobrowski, A.G. Bietiechtin, T. Gałkiewicz, J.S. Minczewa),
      b) *złoża ascenzyjno-descenzyjne* (Cz. Kuźniar),
      c) *złoża regenerowane* ze starszych złóż hydrotermalnych za pośrednictwem wód juwenilnych (H. Schneiderhöhn),
   2. Roztwory wtórnie podgrzane:
      złoża odrodzone ze starszych złóż osadowych (A.P. Karpiński, O. Oelsner).

II. Procesy **hydrotermalno-osadowe** (syngenetyczne z przekształceniem epigenetycznym)
   złoża ekshalacyjne (A. Benni, Taupitz, E. Schroll, Maucher, Fr. Ekiert, G.C. Amstutz, F. Hegemann).

III. Procesy **wietrzeniowo-osadowe** (syngenetyczne z przekształceniem epigenetycznym):
   a) *złoża osadowe s. stricto* (F. Bernhardi, G. Gürich, M.M. Konstantinow, K. Keil, H. Gruszczyk),
   b) *złoża sekrecyjno-lateralne* (R. Carnall, F. Sandberger, R. Stappenbeck, K. Seidl),
   c) *złoża descenzyjno-infiltracyjne* (Tantscher, M. Websky, R. Runge, R. Althans, A. Sachs, P. Assmann).

Większość geologów radzieckich i amerykańskich, a także liczni badacze z krajów bałkańskich opracowujący złoża obszaru alpejskiego, są zwolennikami hydrotermalnego pochodzenia złóż cynkowo-ołowiowych. Niektórzy badacze niemieccy i austriaccy przychylają się do teorii hydrotermalno-osadowej (ekshalacyjnej), a w Polsce — F. Ekiert (1957a), w USA — G.C. Amstutz (1959). Niedawno Konstantinow, a obecnie Keil i Gruszczyk rozwinęli pogląd o osadowym pochodzeniu złóż cynkowo-ołowiowych. Ta rozbieżność zapatrywań wynika z nie dość ostro rysujących się cech morfologicznych złóż, i wypływa z niskiego stopnia poznania warunków sedymentologicznych. Mało uwzględnia się reżim geo-

chemiczny lub potencjał utleniająco-redukcyjny środowiska sedymentacyjnego węglanowego, postulując sedymentację siarczków. Wydaje się, że warunki niezbędne do precypitacji siarczków i węglanów wzajemnie się wykluczają. Osady te mogły natomiast kolejno sedymentować w wyniku zmiany środowiska, ale czy w dewonie siewierskim lub triasie zmiany takie zachodziły? Żeby na to odpowiedzieć, należy pokrótce zreasumować dane o litologii skał otaczających i kruszcach w nich występujących oraz o wzajemnych stosunkach.

I. Skały otaczające. Kruszce występują głównie w dolomitach — w wapieniach obserwuje się je zaledwie w śladach. Dolomity, zwane kruszconośnymi mają odrębną od innych strukturę i teksturę, i pozycję geologiczną. Niezależnie od tego, czy występują w utworach triasu, dewonu lub karbonu, posiadają one wspólne cechy, a mianowicie:

a) są to utwory krystaliczne, ziarniste, porowate, o zatartej strukturze organicznej. Fauna i flora w triasowych dolomitach kruszconośnych jest tego typu co w wapieniach olkuskich. Glony, korale kolonijne, cienkoskorupowe małże i drobne ślimaki są wspólne równowiekowym wapieniom i dolomitom. Dalszymi parametrami identyczności wykształcenia tych utworów przed dolomityzacją jest stała miąższość i zgodność cech teksturalnych. Skład chemiczny jest kontrastowo różny, bez stratygraficznej facji przejściowej;

b) zawartość MgO waha się w pionie i w poziomie w sposób chaotyczny, koncentracja jest gniazdowa, plamista, nieliniowa. Zmienność składu chemicznego zaznacza się w pojedynczym okazie, preparacie, w zakresie kilku procent. W pobliżu kruszców dolomity miewają maksymalną zawartość MgO, przy czym wahania są największe. Nieco obok może ona spadać do kilku procent. Równocześnie waha się znacznie jakościowy skład chemiczny na korzyść dolomitów ankerytowych (kilka % Fe i Mn);

c) struktura krystaliczna romboedryczna przy teksturze izotropowej czyni dolomit kruszconośny podatnym na różnokierunkowe spękania, czego wapienie, ani dolomity osadowe nie wykazują. W związku z tym mogły się wykształcić w dolomitach kruszconośnych brekcje tektoniczne (przy uskokach i w rowach) stwarzające warunki drożności roztworom kruszcowym;

d) zasięg dolomitów kruszconośnych nie wykazuje związku ze stratygrafią. Profile odległe zaledwie o dziesiątki i setki m nie są porównywalne. Spotyka się z jednej strony ostańce wapieni wśród dolomitów, z drugiej — smugowo rozwinięte dolomity wśród wapieni. Nieregularność graniczenia większa jest w wapieniach gogolińskich niż w olkuskich, co wynika z różnic w teksturze, porowatości i litologii utworów wyjściowych. Wstęp roztworów dolomityzujących do wapieni gogolińskich warunkuje przede wszystkim tektonika.

Biorąc powyższe pod uwagę, należy uznać dolomity kruszconośne za utwór wtórny, rozwinięty metasomatycznie na wapieniach. Te ostatnie jeśli zachowały się reliktowo (zarówno dewońskie, jak triasowe), nie zawierają siarczków. Akurat te poziomy, w których kruszce przeważająco występują (warstwy gorazdeckie w triasie, a żywetu w dewonie — nie tylko w Siewierskiem, ale w całym obszarze śląsko-krakowskim) wykształciły się pierwotnie w postaci nader czystych wapieni („kryształ"), bynajmniej niemarglistych ani bitumicznych. Zawarta w nich fauna otwartego morza (korale kolonijne, ramienionogi i szkarłupnie) zaprzecza możliwości wykształcenia się facji siarczkowej. Ta ostatnia nie ma również uzasadnienia w środowisku litotopowym.

II. Kruszce. Skład mineralogiczny i geochemiczny kruszców występujących w utworach dewońskich i triasowych jest niemal identyczny. Te same charakteryzują je struktury i tekstury — metakoloidalne. Ten sam posiadają skład izotopowy. Obecność talu i arsenu wyznacza tym utworom miejsce w prowincji kruszcowej środkowoeuropejskiej. Duży zasięg pionowy, od dewonu do jury (T. Gałkiewicz, Cz. Harańczyk, L. Szostek, 1960 b), przy jednolitym składzie chemicznym czyni nieprawdopodobnym założenie o stratygraficznej ciągłości sedymentacyjnej siarczków, na co zwrócił uwagę w podobnym złożu Kanzas, Missouri, Oklahoma Ch. H. Behre (1958). Czasowo, odcinek to istotnie zbyt długi dla utrzymania się w morzu specyficznych facji siarczkowych, natomiast w sensie odpowiadającego mu profilu litologiczno-stratygraficznego możliwy do zmineralizowania hydrotermalnego.

Kruszce występujące w utworach dewońskich (profil 17) odznaczają się brakiem objawów utlenienia, co świadczy o ich nieobecności w permie (w przeciwnym razie powinny by ulec utlenieniu).

Obecność libelek gazowych w blendzie cynkowej dowodzi precypitacji siarczku cynku z roztworów hydrotermalnych (F. Wernicke, 1931). Temperaturę roztworów określił N. P. Jermakow na 60 — 120° (fide T. Gałkiewicz, 1960).

III. Stosunek kruszców do skał otaczających.

Znany powszechnie fakt związku okruszcowania z tektoniką dowodzi epigenezy i niezgodności stratygraficznej. W utworach dewońskich siarczki ukształtowane są w grona, zajmując miejsce rozpuszczonych metasomatycznie wcześniejszych węglanów (trzonu skały ościennej). Kruszce w utworach triasowych nie okazują takiej agresywności. Pokrywają one koncentrycznie okruchy brekcji w sposób sukcesywny. Szczeliny zbyt szerokie nie są w całości zapełnione kruszcem, przy czym żyły wykazują budowę symetryczną (ku środkowi występują coraz to młodsze warstewki kruszcu). W przypadku roztworów niekoloidalnych, ale rzeczywistych, które drążyły niegdyś skały triasowe w Siewierskiem, pory i szczeliny zawierają jedynie rozproszone ziarna kruszcu. Rozproszenie jest tak duże, że zachodzi na cały kompleks dolomitów kruszconośnych. W związku z tym nasuwa się uwaga, że ilość kruszcu w tych utworach nie jest wcale mała, ale brak złożowej koncentracji. Można przypuszczać, że wynika to z mało skomplikowanej tektoniki, z niewykształcenia się rowów, szczelin i brekcji tektonicznych. Wynikły z tego określone warunki hydrogeologiczne, inne niż w terenach złożowych rozprowadzające poziomo, a nie koncentrujące w zespole skalnym, roztwory kruszcowe.

Podkreślenia wymaga fakt braku tekstur warstwowych w kruszcach obszaru siewierskiego; w żadnym przypadku nie stwierdzono lamin, czy warstw, które by były konkordantne z uwarstwieniem dolomitów. W utworach dewońskich zaznacza się w kruszcach laminacja sferyczna, a w triasowych — druzowa i skorupowo-koncentryczna (zwłaszcza w Bytomskiem i Olkuskiem). A zatem warstwowanie w obrębie kruszców nie jest ani poziome ani zgodne z uwarstwieniem otaczających skał, lecz pionowe, lub ukośne, w fugach i szczelinach.

TEZA GENETYCZNA NA TLE ROZWAŻAŃ OGÓLNYCH

Choć epigeneza kruszców cynkowo-ołowiowych jest na ogół uznana przez większość geologów, to interpretacja jej jest różna. Zwolennicy sedymentacji morskiej siarczków cynkowo-ołowiowych zakładają transfor-

mizm złoża, sekrecję ze stanu rozproszenia i powtórne odłożenie siarczków w porach i szczelinach za pośrednictwem roztworów descenzyjnych. Ale pogląd ten w świetle danych teoretycznych nie wytrzymuje krytyki. Powszechnie wiadomo, że sfaleryt i galena tworzą się w warunkach egzogenicznych wyjątkowo rzadko (A. G. Bietiechtin, 1950), a jeżeli powstają to śladowo głównie w środowisku bitumicznym (E. Konstantynowicz, 1960). O ile utlenienie siarczków w zasięgu atmosfery jest oczywiste, bo konsekwentne, polegające na wyrównaniu w układzie ziemskim energii chemicznej [1], to redukcja siarczanów do siarczków bez pomocy substancji bitumicznej wydaje się nieuzasadniona. Tymczasem bituminy w utworach złożowych zazwyczaj nie występują, a w obszarze siewierskim wyraźnie ich brak.

O stabilności galeny i smitsonitu (ten ostatni jako pochodny ZnS) w warunkach egzogenicznych świadczy brak stref cementacyjnych w złożach cynkowo-ołowiowych (T. Gałkiewicz, 1960). A zatem teza o descenzji na większą skalę i przegrupowaniu siarczków Zn-Pb ze stanu rozproszenia w złoża jest bezpodstawna.

Strącanie siarczków z roztworów hydrotermalnych zachodzi przez zobojętnienie kwasowości przez węglany drążonych skał (R. M. Garrels, 1941). Uwzględniwszy fakt aktualnego strącania się minerałów kruszcowych w termach Stimboot-Spings (Newada), Sulfur Bank (Kalifornia), w Boliwii i Nowej Zelandii, z drugiej strony — brak danych o tworzeniu się osadów siarczkowych cynku i ołowiu we współczesnych morzach, teza o hydrotermalnym pochodzeniu opisanych złóż zdaje się być najbardziej prawdopodobna.

Stanowisko geotektoniczne obszaru śląsko-krakowskiego, w tym i siewierskiego jest predysponowane do rozwoju mineralizacji kruszcowej. Ogólnie biorąc jest to cokół paleozoiczny, nieco sfałdowany, ale raczej zrębowy, sztywny, spękany, pokryty cienkim nadkładem utworów triasowych. Liczne linie tektoniczne w obrębie tego cokołu zostały łatwo przeniesione na utwory wapienia muszlowego warunkując ich spękanie. W obrębie górotworu paleozoicznego istniały niejednokrotnie i obecnie istnieją lokalne warunki artezyjskie odgrywające wielką rolę w transporcie roztworów hydrotermalnych (H. Pelissonnier, 1959).

Co do batolitu, jako pierwotnego źródła roztworów, istnieją przesłanki pośrednie. Dość zróżnicowane skały magmowe żyłowe i wylewne (A. Bolewski, 1939, T. Wieser, 1957) dowodzą procesu dyferencjacji w ognisku batolitycznym. O granicie świadczą jego porwaki w porfirach (S. Siedlecki, 1954, A. Gaweł, 1955) i okruchy w lamprofirach (S. Śliwiński, 1960). Głębokość źródła roztworów lub ośrodka energii cieplnej (podnoszącej temperaturę roztworów wtórnych czy też pędzącej roztwory juwenilne) w ilości kilku km nie stanowi przeszkody w wędrówce roztworów, zwłaszcza w obszarze o tektonice uskokowej (S. S. Smirnow, vide A. G. Bietiechtin, 1955). Oczywiście w odniesieniu do obszaru śląsko-krakowskiego, gdzie wulkanizm zaznaczył się w permie, a hydrotermy najwcześniej dopiero w młodszym mezozoiku, wchodzą w rachubę roztwory podgrzane wtórnie.

Według opinii A. P. Winogradowa, skład izotopowy ołowiu w złożach cynkowo-ołowiowych obszaru siewierskiego wskazuje na wiek późno

[1] W warunkach egzogenicznych procesy geochemiczne postępują zgodnie z zasadą rozproszenia energii, czyli wzrostu entropii układu (Elementy chemii fizycznej — B. Kamieński, 1947).

paleozoiczny (orogen hercyński, vide T. Gałkiewicz, 1961). A zatem teza o regeneracji kruszców H. Schneiderhöhna (1955), wypowiadana już przez P. Kruscha (1929), przyjęta w zasadzie przez O. Oelsnera (1960), zdaje się być słuszna. Ewentualne zanurzenie jakiegoś starszego górotworu zmineralizowanego pod nadkładem dużej miąższości utworów karbońskich na głębokość zapewniającą podwyższenie temperatury i ciśnienia mogłoby spowodować uruchomienie siarczków i przejście ich do roztworów ascenzyjnych. Proces taki byłby zgodny ze stanem koloidalnym roztworów o mało zróżnicowanym składzie chemicznym.

Migracja roztworów kruszcowych ku górze poprzez górotwór karboński została zadokumentowana licznymi przyuskokowymi druzami galeny, pirytu i barytu (dane z kilku kopalń węglowych, vide P. Krusch, 1929). Descenzją tego faktu tłumaczyć nie sposób, gdyż głębokości są duże, a stosunki artezyjskie nie pozwalają na cyrkulację wód w głąb. Natomiast nic nie przeczy ascenzji, bo i uskoki liczne, i szczeliny rozwarte, i bliskie sąsiedztwo obszaru wulkanicznego. Przykładów działalności hydrotermalnej należałoby dziś szukać w Parku Yellowstone i Nowej Zelandii, choć niewątpliwie w nieco innej formie (nie gejzery).

Wiek mineralizacji kruszcowej można oceniać na podstawie pojurajskiego wieku uskoków (A. Tokarski, fide W. Bobrowski, 1950) na kredę lub trzeciorzęd. Mineralizacja ta została zainicjowana i dokonała się prawdopodobnie w kruszcogenicznej orogenezie alpejskiej.

Pogląd o ascenzyjno-hydrotermalnej genezie kruszców cynkowo-ołowiowych w obszarze śląsko-krakowskim jest nie nowy sformułowali go w początkach bieżącego stulecia liczni badacze, chociaż trochę hipotetycznie. Obecnie zyskuje on nieco szersze podstawy w nowostwierdzonych faktach. Teza o regeneracji jest nieco młodsza, lecz w istocie nawiązuje również do ogniska magmowego.

W oparciu o wyżej sformułowane wnioski genetyczne można sprecyzować perspektywy poszukiwawcze. Są dwa obiekty perspektywiczne: górotwór triasowy i dewoński. W obu przypadkach winno się brać pod uwagę rowy tektoniczne (zwłaszcza strefy spękań). W Brudzowicach wchodzi w rachubę wąska strefa o przebiegu równoleżnikowym na linii Dziewki — Nowa Wioska. W okolicy Siewierza, zarówno na terenie miasta i dalej ku E przebiega rozległe obniżenie tektoniczne w azymucie NW—SE (o szerokości około 1 km). Rozległość obszaru o walorach perspektywicznych kompensuje w pewnym stopniu niezbyt optymistyczny fakt, że w obszarze siewierskim można liczyć jedynie na rudy niskoprocentowe.

Katedra Złóż Rud Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie
czerwiec 1961

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

Abt E. L. G. (1957), Memoriał w sprawie kopalnictwa rud ołowiu i srebra na Górnym Śląsku. Wyd. Śląsk, Katowice.

Amstutz G. C. (1959), Syngeneze u. Epigeneze in Petrographie u. Lagerstättenkunde. *Tscherm. min. u. petr. Mitteil* (Dritte Folge), 7, Leitmeier, Wien.

Assmann P. (1926), Einiges zur Kenntnis der erzführenden Dolomite im östlichen Oberschlesien u. in den angrenzenden Gebieten. *Z. Dtsch. Geol. Ges. F.* 78, Berlin.

Assmann P. (1948), Zur Frage der Entstehung der oberschl.-polnisch. Blei-Zinkerz-Lagerstätten. *Ibid.*, 98, f. 1946, Berlin.

Behre Ch. H. (1958), Origin of ore deposits of the Mississippi Valley type. *Bull. Geol. Soc.*, 69, America.

Betekhtin A. G., Бетехтин А. Г. (1950), Минералогия. Госуд. Изд. Геол. Лит., Москва.

Bietiechtin A. G. (1954), Przyczynek do dyskusji nad zagadnieniem osadowego pochodzenia niektórych złóż cynku i ołowiu (Contribution to discussion on sedimentary origin of some lead and zinc deposits). *Prz. geol.* II, 12, Warszawa.

Betekhtin A. G., Бетехтин А. Г. (1955), Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Издат. АН СССР, Москва.

Bobrowski Wł. (1950), Próba określenia wieku wtórnej dolomityzacji i mineralizacji skał triasowych w południowo-zachodniej Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

Bohdanowicz K. (1909—1910), Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskim. *Prz. górn.-hutn.*, VI, VII, Dąbrowa Górnicza.

Bohdanowicz K. (1945—1946), Niektóre teoretyczne podstawy geologii złóż kruszcowych. *Prz. górn.*, 1, 2, Katowice.

Bolewski A. (1939), Zagadnienie „kalifikacji" krakowskich skał magmowych (Das Problem der „Kalifikation" der Krakauer Magmagesteine). *Rocz. Pol. Inst. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 15, Kraków.

Carnall R. (1844), Entwurf eines geognostischen Bildes von Oberschlesien. Bergmännisch. Taschenbuch, *Erster Jg.*

Czeczott H. (1931), Szacowanie złóż. Kom. Wyd. Podr. Akad. przy Min. W. R. i O. P., Warszawa.

Czermiński J. (1955), Zagadnienie dolomityzacji skał węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich (Problems of dolomitization of calcareous rocks of the Devon of the Święty Krzyż Mts). *Prz. geol.*, III, 5, Warszawa.

Chukhrov F. V., Чухров Ф. В. (1955), Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, Москва.

Duwensee F. (1943), Klüftung und Vererzung in Oberschlesien. *Z. prakt. Geol.*, 51, Halle.

Ehrenberg H. (1931), Der Aufbau der Schalenblenden der Aachener Blei-Zinkerzlagerstätten u. der Einfluss ihres Eisengehaltes auf die Mineralbildung. *Neues Jb Miner Beil. Bd*, 64, A, Stuttgart.

Ekiert F. (1957), Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia (Geological conditions of the occurrence of magmatic rocks in Mrzygłód near Zawiercie Śląskie (Lower Silesia)). *Kwart. geol.*, 1, Warszawa.

Ekiert F. (1957a), Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych (Origin of silesian zinc and lead deposits). *Prz. geol.*, V, 7, Warszawa.

Ekiert Fr. (1959), Neue Anschauungen über die Bildung von triasischen Blei--Zinklagerstätten in Oberschlesien. *Z. angew. Geol.*, 5, Berlin.

Funder F. (1943), Orzeczenie w sprawie kopalni Wiktor Emanuel (pole Emil i Wasyl) przy Siewierzu. Tekst rękopiśmienny tłumaczony z j. niemieckiego. *Odpis pisma arch. Państw. Inst. Geol., Si* 4728/278, dnia 22. XI. 1943 r., Warszawa.

Gałkiewicz T. (1960), Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych w ujęciu K. Seidla (The origin of Silesian — Cracow zinc and lead deposits as seen by K. Seidl). *Rudy Met. nież.*, V, 5, Katowice.

Gałkiewicz T. (1960a), Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych

w ujęciu F. Ekierta (The origin of Silesian — Cracow zinc and lead deposits as seen by F. Ekiert). *Ibid.*, 7.

Gałkiewicz T., Harańczyk C., Szostek L. (1960b), Pojurajskie okruszcowanie utworów w zasięgu dewon — jura rejonu Olkusz — Klucze (Postjurassic ore mineralizations in the devon — jura interval of the Olkusz — Klucze region). *Ibid.*, 4.

Gałkiewicz T. (1961), Skład izotopowy ołowiu ze śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych (Isotopic composition of lead originating from Silesian — Cracow zinc and lead deposits). *Ibid.* VI, 6.

Garrels R.M. (1941), The Mississippi Valley type lead-zinc deposits and the problem of mineral zonig. *Econ. Geol.*, 36, (7), Urbana, Illinois.

Gaweł A. (1948), Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa (Dolomitisation des calcaires jurassiques des environs de Cracovie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, XVIII, Kraków.

Gaweł A. (1955), Ksenolit głębinowej skały magmowej w porfirze z Siedlca koło Krzeszowic (Xenolit of plutonic rock in the Porphyry of Siedlec near Krzeszowice). *Biul. Inst. Geol.*, 97, Warszawa.

Gruszczyk H. (1955), Problemy genezy polimetalicznych kruszców triasowych w rejonie górnośląskim na tle ostatnich badań. Sesja Nauk. Inst. Geol. pośw. bud. geol. Górno-Śląsk. Zagł. Węgl. (Scientific session of Geol. Inst. dev. to geol. struct. of Upper Silesian Coal Basin). *Prz. geol.*, III, 10, Warszawa.

Gruszczyk H. (1956), O wykształceniu i genezie śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Biul. Inst. Geol.* (specjalny), Warszawa.

Harańczyk Cz. (1957), Pierwiastki śladowe w minerałach kruszcowych ze śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych (Trace elements in ore-minerals from silesian — cracowian zinc — lead deposits). *Biul. Inst. Geol.*, 115, Warszawa.

Harańczyk Cz. (1959), Bruckite from the Silesia — Cracow Zinc and Lead Deposits. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sci. chim. geol. et geogr.*, VII, Warszawa.

Harańczyk Cz. (1962), Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu (Ore minerals of Silesia — Cracow zinc and lead deposits). *Pr. geol. PAN*, 8, Wyd. Geol., Warszawa.

Herzenberg R. (1938), Bruckit (Zinksulphidgel) *Zbl. Miner* A, 12.

Jaskólski St. (1954), Zagadnienie klasyfikacji złóż kruszcowych na podstawie geotektonicznej (Problem of classification of ore deposits on the geotectonical basis). *Prz. geol.*, II, 4, Warszawa.

Kamieński B. (1947), Elementy chemii fizycznej. Skrypt UJ, Kraków.

Keil K. (1956), Die Genesis der Blei-Zinkerzlagerstätten von Oberschlesien (Górny Śląsk) — Polen. *Beih. Geol.*, 15, 1956. *Z. Gesamtgeb. Geol. Miner. s. angew. Geoph.*, Berlin.

Knyazev I.I., Князев И. И. (1954), Гидротермально изменённые карбонатные породы. Изменённые околорудные породы и их поисковое значение. Тр. Всесс. Научн.-Исслед. Геол. Инст. (ВСЕГЕИ). Госгеолтехиздат. Москва.

Konstantynowicz E. (1960), Uwagi na temat złóż rud miedzi niecki zewnętrznosudeckiej. *Rudy Met. Nież.*, 5, Katowice.

Kormealitzin V.S., Кормилицын В. С. (1958), О возрастных соотношениях лампрофиров с орудинением на месторождении Кадая (Восточное Забайкале). Зап. Всес. Минер. о-ва. 87, № 4, Ленинград—Москва.

Krajewski R. (1957), Uwagi na temat genezy górnośląskich złóż cynkowo-ołowiowych (Remarks about the origin of the Lower Silesian zinc and lead deposits). *Prz. geol.*, V, 7, Warszawa.

Krusch P. (1929), Ueber koloidale Vorgänge bei der Entstehung der Oberschlesischen Zink-Bleierzlagerstätten. *Z. Oberschles. Berg- u. Hüttenm. Ver.*, 68, Katowice.

Kuźniar Cz. (1932), Złoża rud ołowiu w okolicy Siewierza (Bleierzlagerstätten der Umgegend von Siewierz). *Spraw. Państw. Inst. Geol., Bull. Serv. géol. Pol.*, VII, Warszawa.

Małkowski St., Karasiński M. (1928), Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i okolic Polskiego Zagłębia Węglowego (La composition chimique et le caractère pétrographique des lamprophyres du massif de Święty Krzyż et des environs du Bassin Houiller Polonais). *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., C. r. Seanc. Serv. géol. Pol.*, 19—20, Warszawa.

Mintscheva-Stefanova J. (1959), Zur Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätten Sedmočislenici im Westbalkan. Freiberg. *Forsch. C*, 79, Berlin.

Oelsner O. (1960), Möglichkeiten zur Mobilisation von Blei-Zinkerzen aus bestehenden Lagerstätten u. Kriterien zu ihren genetischen Einstufung. *Neues Jb Miner, Abh.*, 94, Stuttgart.

Ohle E.L. (1959), Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley type. *Econ. Geol.*, 54, Urbana, Illinois.

Pelissonnier M.H. (1959), Un controle géologique très général des grands gisements stratiformes de plomb, zinc et cuivre: la structure „paléoinsulaire". *C. r. Seanc. Acad. Sc.*, 248, Paryż.

Ramdohr P. (1960), Die Erzmineralien u. ihre Verwachsungen. Akad. Verl. Berlin.

Rozen Z. (1909), Dawne lawy Wielkiego Księstwa Krakowskiego (Die alten Laven im Gebiete von Krakau). *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. A.U. (Bull. Intern. Acad. Sc. Pol.), Ser.* III, 9, Kraków.

Ryka W., Sylwestrzak H. (1960), O porfirycie z Starej Huty koło Siewierza (On porphyrite from Huta Stara near Siewierz); (Upper Silesian Coal Basin). *Kwart. geol.*, 4, Warszawa.

Samsonowicz J. (1928), Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolic Siewierza (Les lamprophyres des environs d'Iwaniska dans le massif de S-te Croix et dans les environs de Siewierz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 19—20, Warszawa.

Schneiderhöhn H. (1955), Złoża Rud. Warszawa, 1962 (tłumaczenie z j. niem. Tytuł oryginału: „Erzlagerstätten". Gust. Fischer Verl., Jena, 1955).

Schroll E. (1955), Ueber das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der Ostalpinen Metallprowinz. *Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt.*, 5, Wien.

Seidl K. (1957), Das Problem der sog. „Gorazdzer Kalke" in erzführenden Dolomit Oberschlesiens u. seine Lösung. *Neues Jb Miner. Mh.*, Stuttgart.

Seidl K. (1960), Zur Genesis der oberschlesischen Blei-Zinkerzlagerstätten. *Neues Jb Miner. Abh.*, 95, Stuttgart.

Siedlecki St. (1951), Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego (Le Stéfanien et le Permien dans la partie orientale du Bassin Houiller Polonais). *Acta geol. pol.*, II, Warszawa.

Siedlecki St. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Paleozoic formations of the Cracow region). *Biul. Inst. Geol.*, 73, Warszawa.

Siedlecki St. (1962), On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser sc. geol. geogr.* X, No 1, Warszawa.

Smirnow S.S. (1955), Strefa utlenienia złóż siarczkowych. Warszawa, 1956, (tłumacz. z j. ros.; Izd. ANSSSR).

Stappenbeck R. (1928), Ausbildung u. Ursprung der oberschlesischen Bleizinkerzlagerstätten. *Arch. Lagerst. — Forsch.*, 41, Berlin.

Strakhov N.M., Страхов Н. М. (1956), Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. Геол. Инст., АН СССР, выпуск 4, Москва.

Śliwiński S. (1958), Nowo stwierdzone występowanie kruszców cynku i ołowiu w dewonie obszaru siewierskiego (New discovered occurrence of zinc and lead

ores in the Devonian of the Siewierz) (Cracow — region). *Prz. geol.*, VI, 6, Warszawa.

Śliwiński S. (1959), Neue Fundorte von Blei-Zinkerz in Dewon der Umgebung von Siewierz *Z. angew. Geol.*, 5, Berlin.

Śliwiński S. (1960), Skały wulkaniczne i dolomityzacja wapieni dewońskich w Dziewkach (k. Siewierza) (The volcanic rocks and dolomitization of Devonian limestone at Dziewki by Siewierz). *Rudy Met. Nież.*, V, 11, Katowice.

Śliwiński S. (1960a), Lamprofiry i brekcje wulkaniczne wśród wapieni dewońskich w Dziewkach koło Siewierza (Lamprophyres and volcanic breccias within the Devonian Limestones in Dziewki near Siewierz). *Prz. geol.*, VIII, 12, Warszawa.

Śliwiński S. (1961), Warstwy olkuskie (Les couches de région d'Olkusz). *Rudy Met. nież.*, VI, 12, Katowice.

Wernicke F. (1931), Die primären Erzmineralien der Deutsch-Bleischarley-Grube bei Beuthen (O S). *Arch. Lagerst. — Forsch.*, 53, Berlin.

Wieser T. (1957), Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia (Petrographic characteristic of albitophyres, porphyries and diabases from Mrzygłód near Zawiercie). *Kwart. geol.*, 1, Warszawa.

Żabiński W. (1959), Zincian dolomite from the Waryński Mine, Upper Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. sc. chim., geogr.* geol., VII, Warszawa.

SUMMARY

Abstract. Chemical and mineralogical composition of ore minerals in Devonian and Triassic sedimentary rocks near Siewierz are almost stable. Distribution of ores implies a mineralization of a post-Liassic and probably post-Jurassic age. Hydrogeological conditions exclude a descension of mineralizing solutions. Carbonate rocks with ore minerals are not bituminous and do not reveal any characters implying sedimentation in euxinic conditions. It is therefore assumed that the ore mineralization is due to hydrotermal processes probably connected with Alpine tectonic movements.

INTRODUCTION

Occurrence of ores in the area of Siewierz was described for the first time by Kuźniar (1932). Investigations have been interrupted until recently when the present author made a geological map of the area in the 1 : 25 000 scale on which the further survey was based. A borehole revealed considerable quantities of zinc blende in Devonian rocks.

VOLCANIC ROCKS

Carbonate rocks of Givetian age at Dziewki near Brudzowice contain veins of lamprophyre volcanic breccias. Boreholes revealed veins of porphyry in some rocks of Namurian age in the same area (Ryka & Sylwestrzak, 1960).

Lamprophyres form steeply inclined veins less than 100 cm. thick. The rock is brown or grey, fine-grained, not compact. Alteration by hydro-

termal solutions is expressed by calcitization and kaolinization. Microcrystalline matrix composed probably of feldspars contains biotite phenocrysts. Abundance of pseudomorphous calcite suggests an original presence of some basic minerals. Chemical analysis reveals important quantities of K_2O and Al_2O_3 (Table I). Spectral analysis reveals traces of Cr, Cu, Ni and Co;Zn, Pb and Mo appear to be absent. The general chemical composition and the texture are those of a felsitic minette. The occurrence of igneous rocks with differenciated chemical composition (lamprophyres, porphyries, porphyrities, trachytes, diabases and melaphyres) in the Dębnik—Siewierz zone indicate a magmatic differenciation (according to A. Bolewski, 1939) which is witnessed also by ore mineralization.

Tuffogenic breccias occurring in the immediate vicinity of lamprophyres form dikes becoming downward less distinct due to the presence of apophyses. The rock is rose-grey, coarse-grained (diameter 1—2 mm.), strongly diagenized. Matrix is composed of autogenic calcite and kaolinite and contains fragments and automorphous crystals of quartz and biotite and fragments of reddish porphyries, iron oxides and limestones becoming red along the contacts with the matrix. Fragments of limestones and of porphyries reach 3—4 cm. Limestones enclosing breccias are silicified near the contacts; downward this process was replaced by dolomitization. The volcanic activity responsible for these breccias is probably coeval with that in the Cracow region (cf. Siedlecki, 1954) i. e. Lower Permian.

DOLOMITIZATION OF TRIASSIC AND DEVONIAN ROCKS

Sedimentary, diagenetic and epigenetic dolomites may be distinguished in the area dealt with the present paper.

Sedimentary dolomites represent the Röth (?) and the Upper Muschelkalk. These are marly, aphanitic, pelitic, compact, fine-bedded or laminated rocks.

Diagenetic dolomites are oolitic or pseudoolitic, organogenic, porous. An important admixture of magnesium oxide and the stability of quantitative composition (MgO varies between 18 and 20) are characteristic for these rocks.

Epigenetic (descension or ascension) dolomites are distributed irregularly both in the horizontal and in the vertical sense, their chemical composition is variable (MgO varies between 0 and 21,7) and they differ from other types of dolomites both in structure and in texture. Transitions, horizontal or vertical, into limestones are vaguely defined. The admixture of FeO is generally higher than in the diagenetic dolomites (Fig. 2).

Fossils yielded by diagenetic and epigenetic dolomites indicate that the former have been deposited in a more shallow basin than that of the limestones from which the latter were derived.

Another difference between the types of dolomites distinguished above consists in texture and structure. The syngenetic dolomites are usually laminated and fine-grained. The diagenetic dolomites are not laminated and the dimentions of ooides and pseudooides are greater (10—30 μ). The dimensions of the idiomorphic grain of the epigenetic dolomites are still greater reaching a few hundred μ and the grains are concentrically zoned (Fig. 3). There is no preferred orientation of grains. Sedimentary characters such as lamination or oolitic structure are partly obliterated by recrystalization.

MINERALIZATION OF DEVONIAN ROCKS

In the borehole of Brudzowice intense mineralization of Givetian rocks was observed. In fine-grained, compact, not bedded dolomites (depth 82 — 84 — 90 m.) were found irregular elipsoidal aggregats of Zn and Pb sulphides (ca 25% Zn and ca 1,5% Pb) consisting of grains reaching a few centimeters (Plates V and VI). The longer axes of aggregates are vertical. This implies a metasomatic origin.

A black dolomite (d_2) occurs in fissures in aggregates and resorbs the ore minerals (Plate V, fig. 2; Plate VI, figs. 2, 3). It was therefore formed after the grey dolomite (d_1) which contains the aggregates and small grains of ores (Plate V, fig. 4). Still later is the coarse crystalline light-grey greenish calcite filling the fissures between the aggregates. Zinc blende predominates over galena. An analysis of average industrial sample taken from small sections of the core indicates the presence of 25 per cent of Zn and only 1,5 per cent of Pb in the ore.

Zinc blende is macroscopically aphanitic. Irregular aggregates consist of generally concentrical more or less irregular laminae differing in tone of brown (Plates V, VI). Microscopically outer parts of aggregates are fine--crystalline, and inner parts are cryptocrystalline (Plate VII, fig. 1). Relicts of zinc blende aggregates reveal centripetal recrystallization (Plate VIII, fig. 6).

Rentgenometric observations showed the zinc blende to be sphalerite. Its hardeness varies in different laminae between 0 and 5,2 (Table 2). The minimum hardness occurs in light-yellow laminae where the mineral becomes bruncKite (cf. H a r a ń c z y k, 1959), and the maximum hardness — in the darkest laminae. Lighter laminae reflect light better than the dark ones (Table 3): this is connected with mineralogical composition the dark laminae containing submicroscopic or fanerometric inclusions of Pb and Fe sulphides (Plate IX, figs. 3, 4).

Galena forms usually either small regular grains in the nuclei of aggregates or irregularly elongate structures (Plate IX, figs. 2, 5). Etching reveals sometimes metacolloidal structure (Plate X, figs. 3, 5). Sporadically may be observed galena ocides forming nuclei of concentrically laminated zinc-blende aggregates (Plate VIII, figs. 4, 5).

Some laminae of zinc blende contain numerous inclusions of galena of viarous dimensions. This implies simultaneous formation of zinc blende and of galena (Plate IX, figs 3, 4).

The second generation of galena fills fissures formed during syneresis of sphalerite. These inclusions are radial in relation to the aggregates and their dimensions are very variable.

The third generation of galena occurs in tectonical fissures both in ore aggregates and in the surrounding dolomite (Plate V, fig. 4).

Pyrite is connected rather with zinc blende than with galena. Its structure is distinctly metacolloidal and its texture is oolitic, spherical or irregular (Plate VIII, fig. 3, Plate IX, fig. 6). It is most common in the outer parts of the mineralized zone. Two generations of pyrite may be distinguished, one preceeding the metacolloidal zincblende and succeding the grey dolomite with sphalerite of the first generation (Plate V, fig. 2), and the second, very rare, succeding both the metacolloidal zinc blende and the dolomite (Plate VII, fig. 4).

Some peculiar dendritic and flabelliform structures have been observed

(Plates VI, VII). The former are due to orthotropic processes and the latter — to the character of symetry of sphalerite crystals.

The horizontal extension of mineralized zone is small: ca 150 m. N, NE and SW boreholes did not reveal but traces of pyrite. It is possible that the mineralized zone dips steeply along some faults.

MINERALIZATION OF TRIASSIC ROCKS

Almost all boreholes revealed dispersed grains of galena in Triassic dolomites. On the other hand, occurrence of sphalerite is sporadic. In dolomites occurring near the surface oxydation of lead sulphides resulted in cerusite (up. to 30%) and of zinc sulphides — in zinc carbonates. The presence of these minerals has no industrial value (usually less than 1,5% of Pb, and 0,5% of Zn).

The presence of ores is not limited to some stratigraphical horizons but rather connected with porosity of rocks. Ore minerals occur in veins perpendicular to stratification planes or in pores mainly horizontal where Gastropod shells were dissolved. This implies clearly an epigenetic origin of ore minerals.

Weak ore mineralization occurred also in various places in the Muschelkalk dolomites between Siewierz and Ząbkowice.

More important quantities of ore minerals occur in Triassic dolomites in Brudzowice where they had been worked for some time. Galena occurs there as irregular veins near the surface in strongly altered dolomites of the Middle Muschelkalk contacting along a fault plane with steeply inclined (45° NE) Keuper rocks. In another locality Dziewki, the more intensely mineralized zone occurs also in Muschelkalk dolomites near a fault. This suggests a connection between tectonics and mineralization. The age of tectonic movements cannot be exactly determined; it is probably post-Liassic. The mineralized zone in Devonian rocks described above occurs near probable continuation of the fault in Brudzowice.

GEOCHEMICAL CHARACTER OF ORE MINERALS

Chemical composition of mean ore sample taken from borehole S17 in Brudzowice is presented in Table 4. Should be emphasized the considerable amounts of Zn and of Al and the lack of As, Cu and FeS_2 together with the weak oxydation of sulphides. Trace elements are presented in Table V. A comparison was made of the composition of ore minerals occurring in Devonian and Triassic rocks and it appeared that relative frequencies of elements forming sulphides do not differ. This implies most probably a common origin of the ore minerals. The presence of Ag, Cd, Cu indicates alkaline, and that of Ge, As, Tl acid conditions. Simultaneous occurrence of these elements is probably apparent, particular laminae of aggregates probably differing in chemical composition. Very small thickness of particular laminae did not permit to analyse them separately. Lack of Co, In, Bi and Sn indicates low temperatures (cf. Schroll, 1955); on the other hand presence of Cu implies hydrotermal origin nearer the source of solutions than that of the ore minerals contained in Triassic rocks which are devoid of Cu (Table 5).

Simultaneous formation of ore minerals contained in Devonian and Triassic rocks is suggested also by identity of isotopes of lead (Table 6).

PARAGENESIS AND SUCCESSION OF ORE MINERALS

It appears from the above that in the epigenetical dolomites the first generation of ore minerals consisted of Zn, Pb and Fe sulphides precipitated metasomatically. Rhythmical precipitation of sulphides resulted in two subgenerations of zinc blende and of pyrite. At the close of the process occurred regeneration of dolomite and crystallization of calcite. The mineralization was started by non-colloidal acid solutions, then followed colloidal alkaline solutions and the process was closed by alkaline non-colloidal solutions. Succession of precipitation was the following: fine-grained sphalerite, pyrite forming concentrically zoned aggregates, metacolloidal zinc blende, pyrite, marcasite, melnikovite, galena, dolomite and calcite.

ORIGIN OF MINERALIZATION

The dolomites and the ores which are contained in them are conspicuously posterior to the Givetian and to the Triassic carbonate rocks. The origin of ore minerals is distinctly metasomatic.

Chemical composition of Zn and Pb sulphides occurring in the Devonian and Triassic rocks is identical. Their occurrence appears to be connected with faults whose age is post-Liassic, most probably — as it may be seen in the environs of Olkusz — post-Jurassic. Weak recrystallization indicates young mineralization. Besides, post-Paleozoic age of ore minerals contained in Devonian rocks is indicated by lack of oxydation which should have occurred in the Permian time when the erosion reached the Devonian rocks. Vertical elongation of mineralized zone in the faulted area should be referred to the vertical circulation of mineralizing solution along the fault planes. Succession of minerals formed implies that mineralizing processes persisted for a long time. Shape of aggregates of ore minerals and abundance of sphalerite and of galena (cf. B e t e k h t i n, 1950) would be difficult to explain if they were due to sedimentary processes.

It seems therefore that the origin of ore minerals dealt with here is due to hydrotermal processes, occurring along faults formed during some Alpine movements, and connected with a rejuvenated granite batholith whose presence may be inferred from xenoliths of granite found in porphyry and lamprophyre intrusions by G a w e ł (1955).

translated by
S. Gąsiorowski

Department of Ore Deposits
Academy of Mining and Metallurgy in Cracow

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate V

(Zdjęcia makroskopowe przekrojów polerowanych)

Fig. 1. Blenda cynkowa żółtawoszara koncentrycznie prążkowana (b), z promieniście zorientowanymi wpryskami galeny. Pow. 1,6 ×. Brudzowice S17, głęb. 83,6 m.

Fig. 1. Grey yellowish zinc blende concentrically zoned (b) with radial inclusions of galena. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 m. Reflected light. 1,6 ×

Fig. 2. Dolomit jasnoszary (d_1), otoczony koncentrycznie pirytem (p) a następnie blendą (b) i dolomitem drugiej generacji (d_2). Siarczki wykazują budowę koncentryczną, przy czym blenda jest kolomorficzna i promienista. Pow. 2,5 ×. Brudzowice, S17, głęb. 87 m

Fig. 2. Light grey dolomite (d_1) surrounded by pyrite (p), zinc blende (b), and dolomite of the second generation (d_2). Concentrical and radial texture of sulphides. Blende is colomorphous. Brudzowice, borehole S17, depth 87 m. Reflected light. 2,5 ×

Fig. 3. Blenda cynkowa pomarańczowobrunatna koncentrycznie prążkowana, wykształcona metasomatycznie w dolomicie: b — blenda, d_2 — dolomit. Pow. 1,7 ×. Brudzowice S17, głęb. 83,6 m.

Fig. 3. Zinc blende, brown orange, concentrically zoned, formed metasomatically in dolomite: b — blende, d_2 — dolomite. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 m. Reflected light. 2,5 ×

Fig. 4. Blenda cynkowa żółtawa koncentrycznie prążkowana (b), wypierająca dolomit (d_2); u góry ziarno galeny (g) o przekroju rombowym, otoczone blendą laminowaną, powtarzającą jego kształt; obok szczelina częściowo rozwarta zapełnioną galeną i dolomitem. Pow. 1,5 ×. Brudzowice, S17, głęb 84 m.

Fig. 4. Zinc blende, yellow, concentrically zoned (b) replacing dolomite (d_2), above: galena (g) surrounded by laminated blende, and a fissure partly filled with galena and dolomite. Brudzowice, borehole S17, depth 84 m. Reflected light. 1,5 ×

Tablica — Plate VI

Fig. 1. Blenda cynkowa dendroidalna ciemnopomarańczowa, przechodząca w blendę nerkowatą, żółtą. Struktury chryzantemowe i metakoloidalne. Pow. 4,5 ×. Brudzowice S17, głęb. 87 m

Fig. 1. Zinc blende, dark orange, dendroidal (d), passing into blende, yellow, ellipsoidal. Radial and metacolloidal textures. Brudzowice, borehole S17, depth 87 m. 4,5 ×

Fig. 2. Blenda cynkowa nerkowata prążkowana (b) z wpryskami galeny w jądrach nerek (u dołu zdjęcia); nieco wyżej nerka zresorbowanej blendy jako relikt w polu dolomitu (d). Pow. 2,8 ×. Brudzowice S17, głęb. 84,8 m

Fig. 2. Zinc blende, ellipsoidal, zoned (b), with inclusions of galena near the core (below); above ellipsoidal aggregate of blende resorbed by dolomite (d). Brudzowice, borehole S17, depth 84,8, 2,8 ×

Fig. 3. Blenda cynkowa nerkowata (b) koncentrycznie prążkowana, z ziarnami galeny (g) w jądrach nerek (u dołu na prawo). Dolomit (d) resorbując blendę rozwinął się wzdłuż szczelin. Pow. 2,8 ×, Brudzowice, S17, głęb. 84,5 m

Fig. 3. Ellipsoidal aggregates of zinc blende concentrically zoned (b) with grains

of galena (g) in cores (below to the right). Dolomite (d) resorbing blende along fissures. Brudzowice, borehole S17, depth 84,5 m., 2,8 ×

Fig. 4. Blenda cynkowa, pierzasto-szkieletowa (b), rozwinięta metasomatycznie w dolomicie (d); liczne elementy strukturalne blendy o symetrii trójkrotnej pierwszego i drugiego stopnia. Pow. 5 ×, Brudzowice S17, głęb. 86,5 m

Fig. 4. Zinc blende, flabelliform and dendritic (b) formed metasomatically in dolomite (d), several structural elements of blende with triple symmetry of the first and second degree. Brudzowice, borehole S17, depth 86,5 m., 5 ×

Tablica — Plate VII

(Brudzowice, S17, głęb. 86,5 m — All samples from borehole Brudzowice S17, depth 86,5 m.)

Fig. 1. Blenda cynkowa dendroidalna w obrazie mikroskopowym (światło przechodzące bez analizatora); pr — próżnie, g — galena, b — blenda. Pow. 27 ×

Fig. 1. Dendroidal zinc blende; pr — voids, g — galena, b — blende. Without nicols. 27 ×

Fig. 2. Blenda cynkowa dendroidalna (kłosopodobna) (b), wypierająca dolomit (d), obraz mikr. w świetle odbitym z analizatorem. Pow. 23 ×

Fig. 2. Dendroidal and flabelliform zinc blende (b) replacing dolomite (d). Reflected light, nicols crossed. 27 ×

Fig. 3. Blenda dendroidalna żółta (b) w charakterze ośrodka dla kolomorficznej blendy ciemnobrunatnej i jasnożółtej (b); obraz mikr. w świetle odbitym z analizatorem. Pow. 30 ×

Fig. 3. Yellow dendroidal zinc blende (b) forming nucleus of an aggregate of dark brown or light yellow (b) colomorphous blende. Besides dolomites (d). Reflected light, nicols crossed. 30 ×

Fig. 4. Piryt (p) okalający blendę cynkową dendroidalną (b), wypierający zatokowo dolomit (d) — zapewne późniejszy od blendy i dolomitu; zdjęcie mikr. przy analizatorze częściowo skrzyżowanym. Pow. 30 ×

Fig. 4. Pyrite (p) surrounding dendroidal zinc blende (b) and replacing dolomite contact undulating (d). Nicols not fully crossed, 30 ×

Fig. 5. Blenda cynkowa dendroidalna różowa (b); pokryta laminowaną blendą nerkowatą ciemnobrunatną; kontakt z dolomitem (d) zazębiający się, o charakterze metasomatycznym. Zdjęcie mikr. w świetle odbitym z analizatorem. Pow. 30 ×

Fig. 5. Rose dendroidal blende (b) covered by laminated dark brown ellipsoidal blende; contact with dolomite (d) irregular, suggesting metasomatic origin. Reflected light, nicols crossed, 30 ×

Tablica — Plate VIII

Fig. 1. Blenda cynkowa pierzasto-szkieletowa, ziemista, żółta, przechodząca na zewnątrz w blendę afanitową zbitą bezstrukturalną (b), a dalej w blendę krystaliczną, miodowożółtą (bk). Kontakt z dolomitem nieostry. Zdjęcie makr., pow. 8 ×. Brudzowice S17, głęb. 83,6 m

Fig. 1. Flabelliform and dendroidal yellow zinc blende transisting outwards into aphanitic compact blende (b) and into a crystalline dark yellow blende (bk). Contact with dolomite vague. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 m., 8 ×

Fig. 2. Blenda cynkowa (b) koncentrycznie prążkowana żółtoszara, zawierająca izometryczne ziarna galeny (g), epigenetyczne w stosunku do blendy. Zdjęcie mikroskopowe w świetle odbitym z analizatorem częściowo skrzyżowanym, pow. 50 ×. Brudzowice, S17, głęb. 83,6 — 84,3 m

Fig. 2. Concentrically zoned grey yellow zinc blende (b) with isometric epigenetical grains of galena (g). Reflected light, nicols not fully crossed. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 — 84,3 m., 50 ×

Fig. 3. Piryt (p) o budowie metakoloidalnej (pola jasne) wykształcony metasomatycznie w dolomicie (d) (pola ciemne); ciemne prążki w pirycie odpowiadają melnikowitowi, obraz mikr. w świetle odbitym. Pow. 30 ×. Brudzowice S17, głęb. 88 m

Fig. 3. Metacolloidal pyrite (p, light) metasomatically replacing dolomite (d, dark); dark bands in pyrite represent melnikovite. Brudzowice, S17, depth 88 m. Reflected light, 30 ×

Fig. 4. Galena pierwszej i drugiej generacji (g_1, g_2) w polu blendy (b). Galena ooidowa (g_1) starsza od blendy, a galena g_2 od tej ostatniej młodsza. Obraz mikr. w świetle odbitym. Brudzowice S17, głęb. 83,6 — 84,3 m. Pow. 60 ×

Fig. 4. Galena of first and second generation (g_1, g_2) contained in zinc blende (b). Ooidal galena (g_1) is anterior to blende, and galena g_2 is posterior to blende. Brudzowice S17, depth 83,6 m. Reflected light. 60 ×

Fig. 5. Blenda cynkowa pomarańczowa o budowie koncentrycznej (b), o laminacji zgodnej z ooidowym kształtem galeny (g_1); obok galena drugiej generacji (g_2); zdjęcie mikr. w świetle odbitym z analizatorem częściowo skrzyżowanym. Pow. 105 ×. Lokalizacja jak wyżej

Fig. 5. Zinc blende orange, concentrically zoned (b); course of lamine adjusted to ooids of galena (g_1); nearby galena of second generation (g_2). Same depth as fig. 4. Reflected light, nicols not fully crossed. 105 ×

Fig. 6. Blenda cynkowa afanitowa, koncentrycznie prążkowana (b), zresorbowana w części przez dolomit (d); w styku z dolomitem blenda wykazuje nieco grubsze ziarno (rekrystalizacja). Obraz mikr. w świetle przech. bez analizatora. Pow. 22 ×. Brudzowice, S17, głęb. 83,6 m

Fig. 6. Aphanitic concentrically zoned zinc blende (b) partly resorbed by dolomite (d); near the contact blende somewhat coarser grained due to recrystallization. Without nicols. Brudzowice, S17, depth 83,6 m. 22 ×

Tablica — Plate IX

Fig. 1. Wurcyt; charakterystyczne struktury „kwiatów mrozu" (Eisblumenstruktur — P. Ramdohr, 1960). Gałązki usytuowane promieniście, prostopadle do lamin; zdjęcie mikr. trawionej powierzchni w świetle odbitym bez analizatora. Pow. 95 ×. Brudzowice, S17, głęb. 84,5 m

Fig. 1. Wurtzite with characteristic „Eisblumenstruktur" of Ramdohr (1960), elongate elements perpendicular to laminae. Surface etched. Reflected light, without nicols. Brudzowice, borehole S17, depth 84,5 m. 95 ×

Fig. 2. Blenda cynkowa o budowie koncentrycznej (b), wykazująca naprzemianległość lamin sfalerytu i wurcytu; w środku nerki galena (g) jako ośrodek precypitacji; zdjęcie mikr. trawionej powierzchni w świetle odbitym bez analizatora. Pow. 33 ×. Brudzowice S17, głęb. 84,5 m

Fig. 2. Zinc blende concentrically zoned (b); alternating laminae of sphalerite and wurtzite; core consists of ellipsoidal galena (g) beeing nucleus of precipitation. Surface etched, reflected light, without nicols. Brudzowice, borehole S17, depth 84,5 m. 33 ×

Fig. 3. Galena (g) w formie wprysków w blendzie (b), skupionych w płaszczyźnie laminacji, lub zorientowanych do niej prostopadle. Smugi laminacyjne uwarunkowane są obecnością emulsyjnej zawiesiny PbS. Obraz mikr. w świetle odbitym z imersją. Pow. 250 ×. Brudzowice, S17, głęb. 83,6 m

Fig. 3. Galena (g) forming in zinc blende (b) inclusions more numerous in lamination planes but arranged perpendicularly to lamination. Concentrations in lamination planes are due to presence of colloidal PbS. Immersion, reflected light. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 m. 250 ×

Fig. 4. Blenda nerkowata, koncentrycznie prążkowana (b), z mniejszymi i większymi wpryskami galeny (g) (pola czarne); emulsyjne drobiny PbS barwią blendę na ciemno; zdjęcie mikr. w świetle odbitym z analizatorem. Pow. 50 ×. Brudzowice, S17, głęb. 83,6 — 84,3 m

Fig. 4. Ellipsoidal concentrically zoned zinc blende (b) with inclusions of galena (g) of various size (dark); dark colour of blende due to colloidal PbS. Reflected light, nicols crossed. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 — 84,3. 50 ×

Fig. 5. Blenda cynkowa (b) z promieniście zorientowanymi wpryskami i żyłką galeny (g); charakterystyczna symetria trójkątna. Obraz mikr. w świetle odbitym z analizatorem częściowo skrzyżowanym. Pow. 110 ×. Brudzowice, S17, głęb. 83,6 m

Fig. 5. Zinc blende (b) with radially concentrated inclusions and with a vein of galena (b); characteristic threefold symmetry. Reflected light, nicols not fully crossed. Brudzowice, borehole S17, depth 83,6 m. 110 ×

Fig. 6. Piryt o budowie koncentrycznej (p), zresorbowany z jednej strony przez blendę (b) — z drugiej przez galenę (g); zdjęcie mikroskopowe w świetle odbitym z imersją. Pow. 310 ×. Lokalizacja jak wyżej

Fig. 6. Concentrically zoned pyrite (p) resorbed partly by zinc blende (b) and partly by galena (g). Immersion, reflected light. Localization as above. 310 ×

Tablica — Plate X

(preparaty trawione kwasem solnym; Brudzowice, S17, głęb. 84 m — all thin sections treated with HCl; samples from borehole Brudzowice S17, depth 84 m)

Fig. 1. Ziarna idiomorficzne galeny (g) w blendzie (b); przekrój ukośny do 4-krotnej osi symetrii oktaedru; blenda naśladuje kształt ziarn galeny. Obraz mikr. w świetle odbitym bez analizatora. Pow. 100 ×

Fig. 1. Idiomorphic galena (g) in zinc blende (b); section oblique in relation to the axis of fourfold symmetry of octaedron; course of laminae of blende adjusted to the shape of galena grains. Reflected light without nicols. 100 ×

Fig. 2. Galena (g) wypierająca nieregularnie zatokowo blendę (b) z pozostawieniem wysepek. W kontakcie z blendą galena szczególnie oporna na trawienie Obraz mikr. w świetle odbitym z imersją. Pow. 355 ×

Fig. 2. Galena (g) irregularly replacing zinc blende (b). Near the contact with blende galena does not dissolve in HCl. Immersed, reflected light. 355 ×

Fig. 3. Galena (g) o budowie koncentrycznej, kolomorficznej;obok blenda (b). Obraz mikr. w świetle odbitym. Pow. 108 ×

Fig. 3. Concentrically zoned colomorphous galena (g); zinc blende (b). Reflected light. 108 ×

Fig. 4. Galena (g) krystaliczna epigenetyczna, niejednakowo podatna na trawienie palczasto zazębiająca się z blendą (b); u dołu na prawo dolomit (d). Obraz mikr. w świetle odbitym. Pow. 58 ×

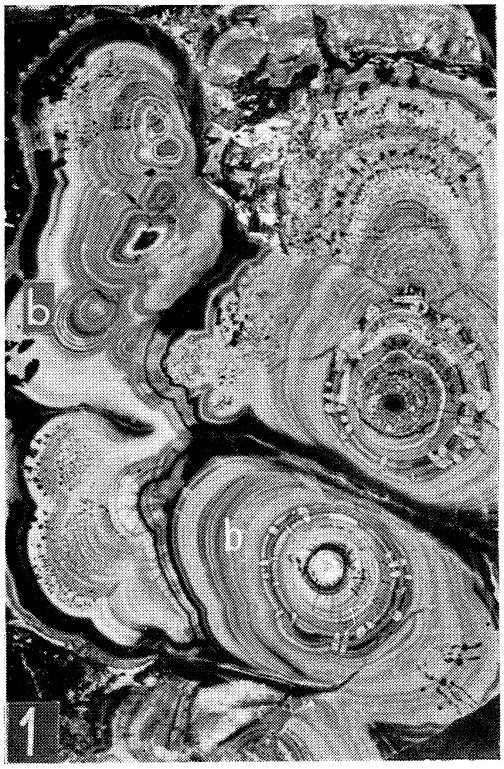
Fig. 4. Crystalline epigenetic galena (g) reacting differentially with HCl, contact with zinc blende (b) digilated, below right-dolomite (d). Reflected light. 58 ×

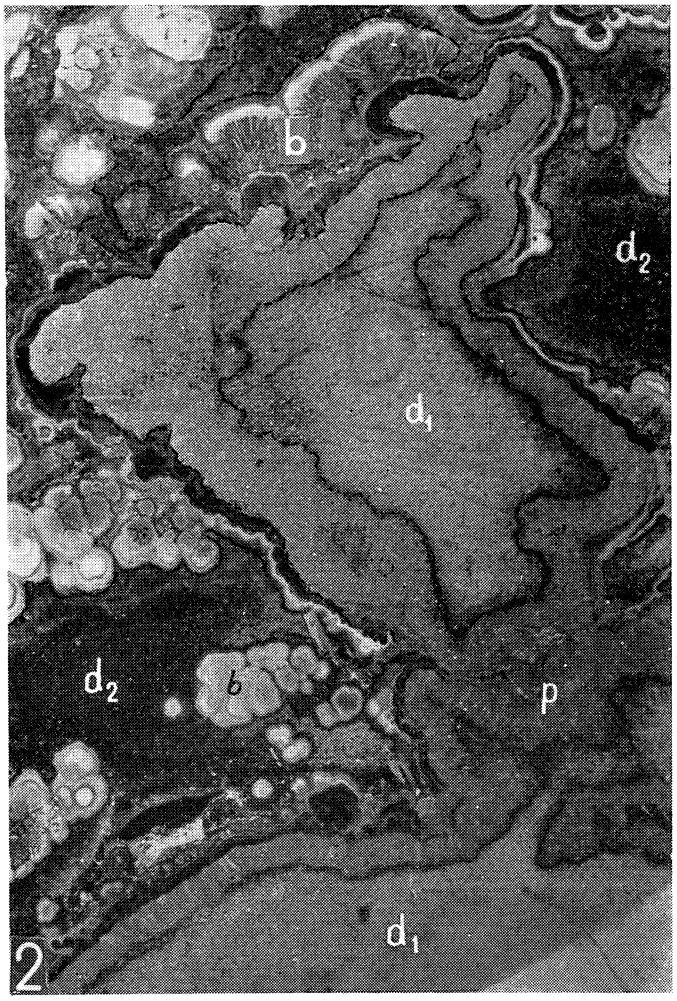
Fig. 5. Galena trawiona (g), wewnątrz ziarna kolomorficzna, na peryferii zaś — krystaliczna, mniej odporna na trawienie. b — blenda cynkowa. Obraz mikr. w świetle odbitym bez analizatora. Pow. 90 ×

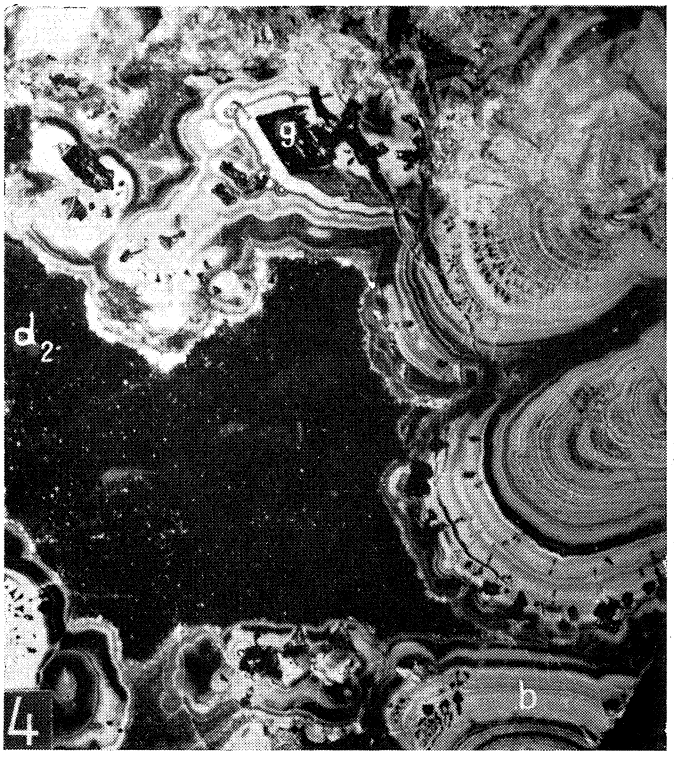
Fig. 5. Galena (g) inner part colomorphous, outer part crystalline and less resistant to HCl, and zinc blende (b). Reflected light, without nicols 90 ×

Fig. 6. Galena (g) odporna na trawienie w biernym kontakcie z dolomitem (d), agresywnym zaś z blendą (b). Granice blendy z galeną są nieregularne, zatokowe (blenda wcześniejsza od galeny). Obraz mikr. w świetle odbitym z analizatorem częściowo skrzyżowanym. Pow. 56 ×

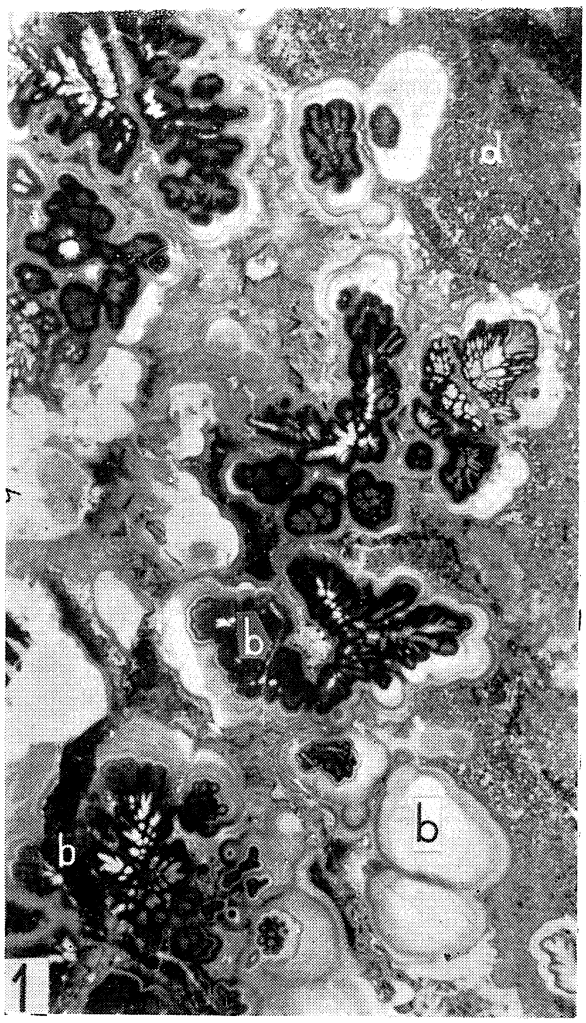
Fig. 6. Galena (g), resistant to HCl succeeding zinc blende (b). Contact of blende and galena irregular. Reflected light, nicols not fully crossed. 56 ×

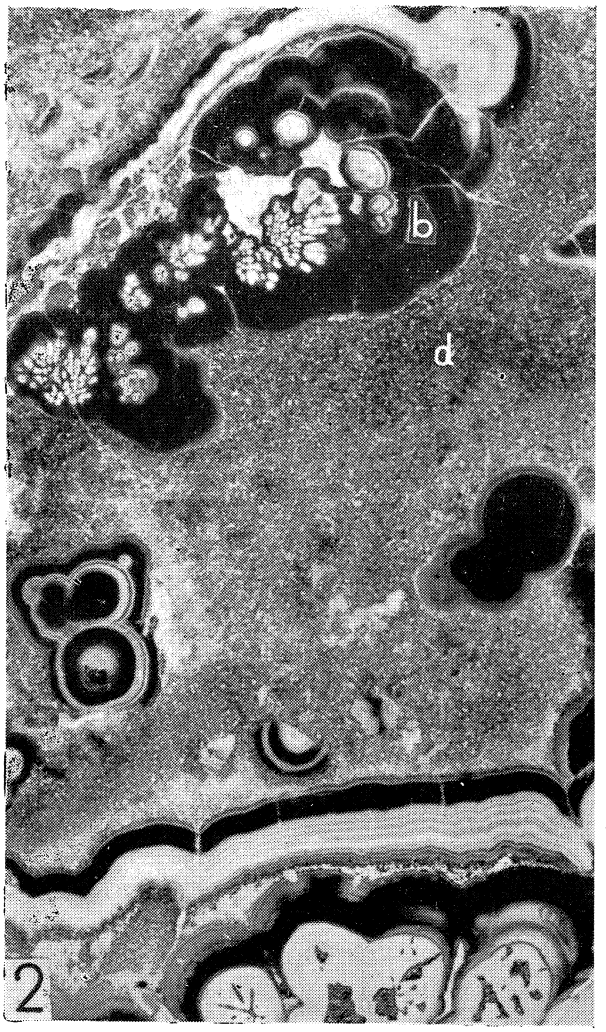




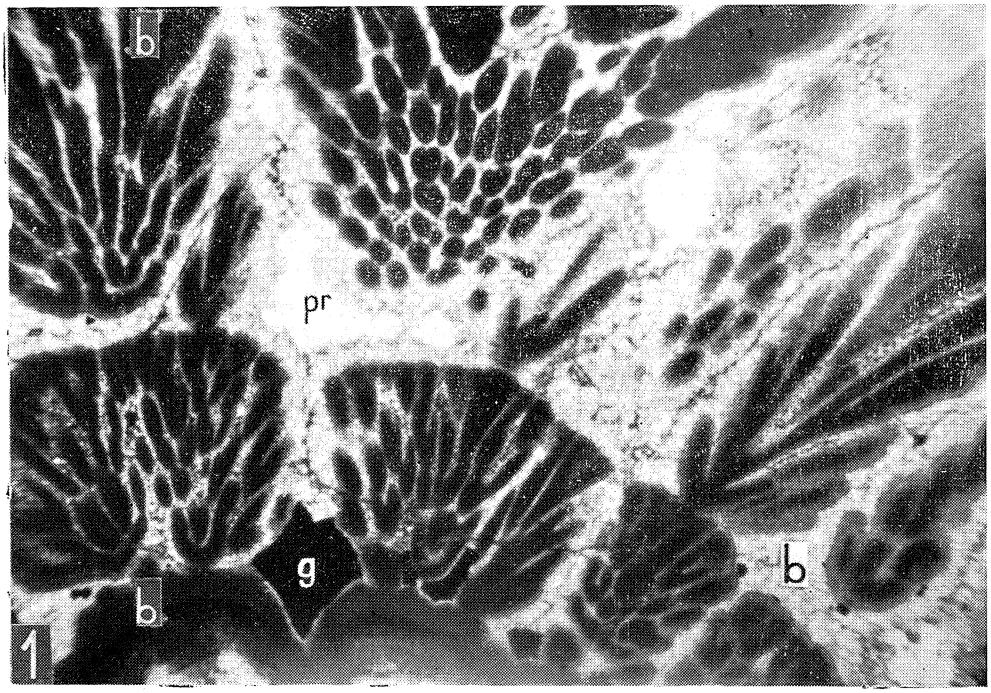


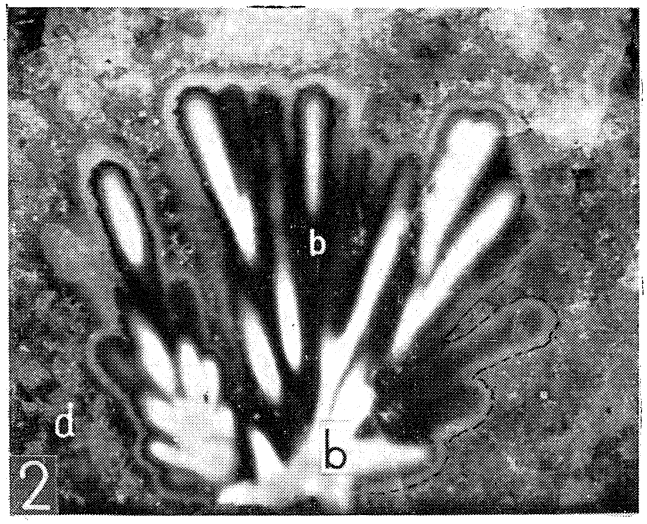
S. Śliwiński

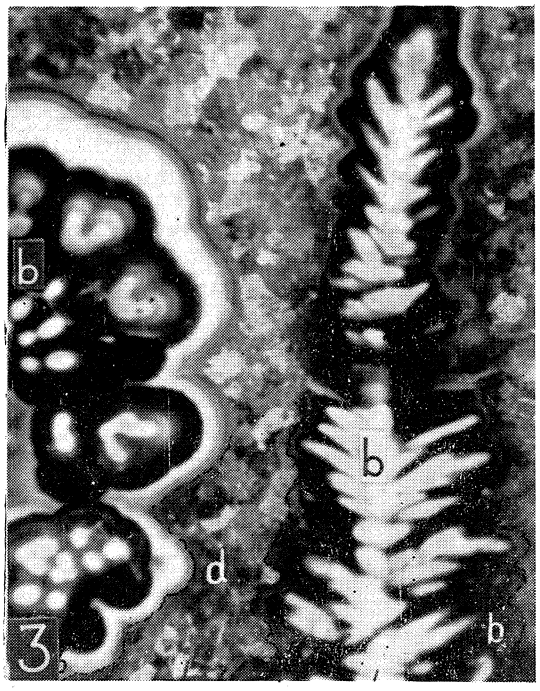


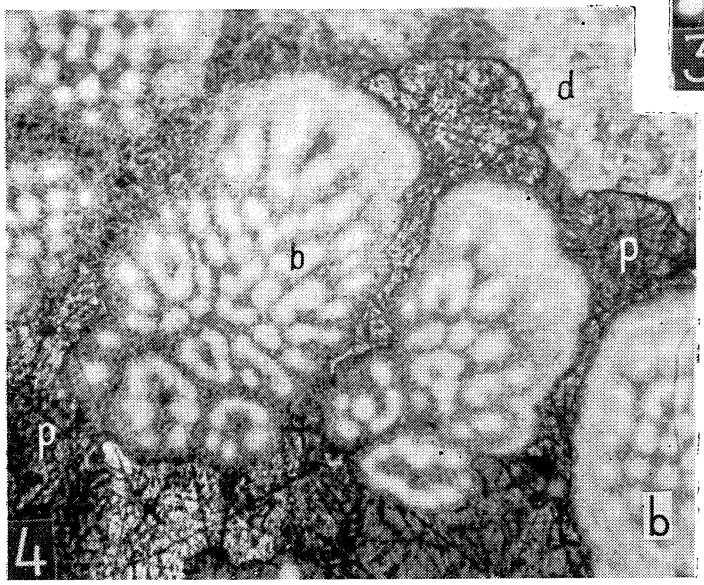


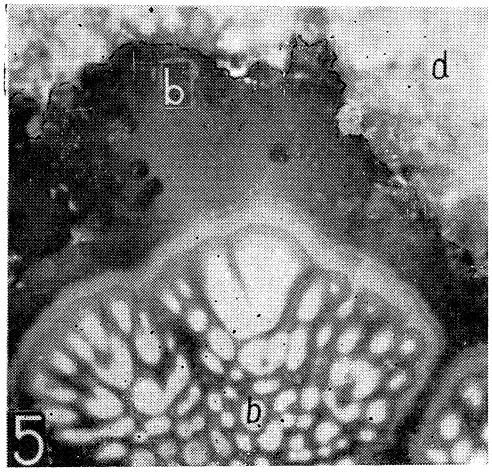
S. Śliwiński



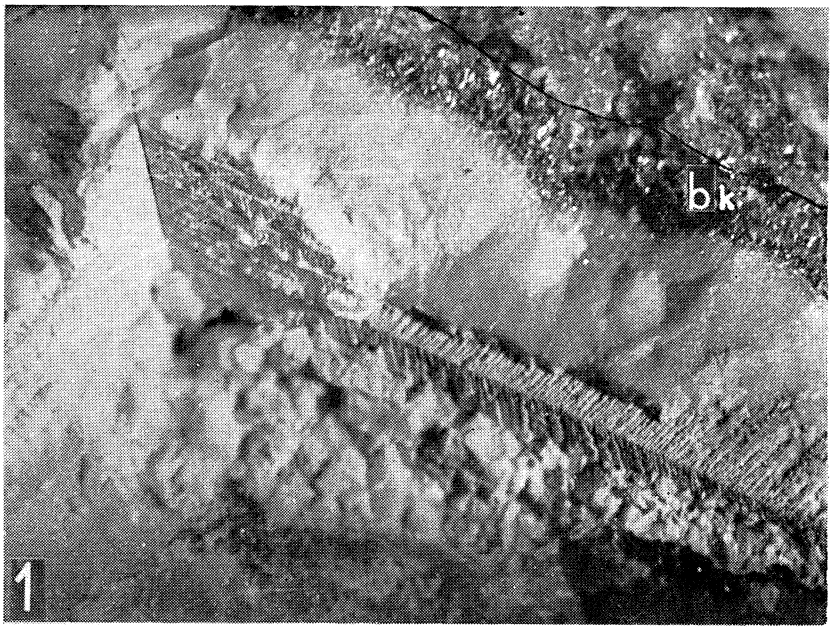


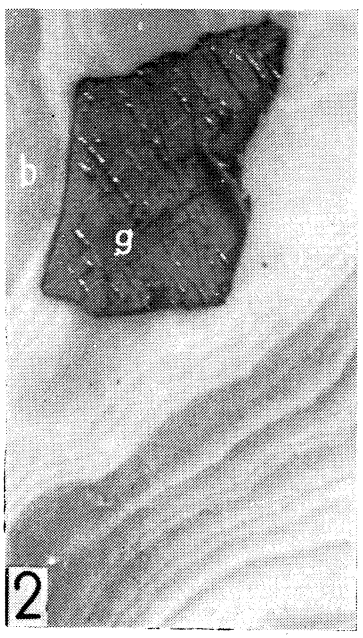


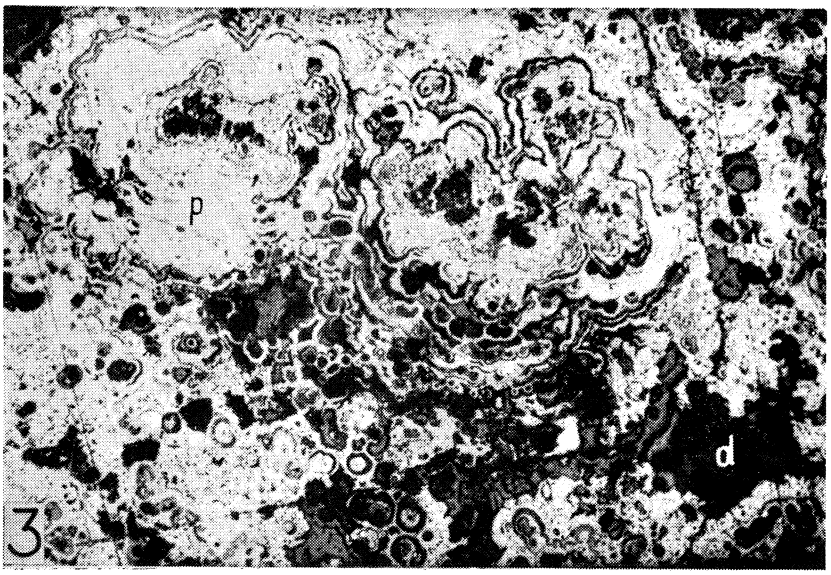


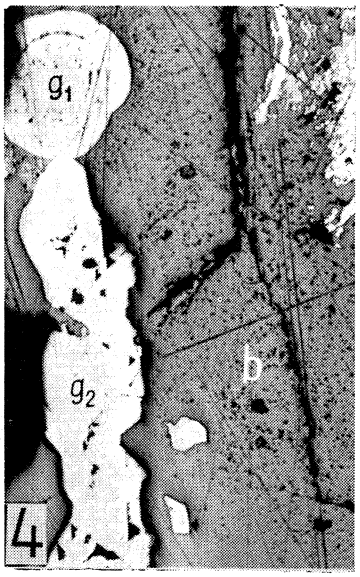


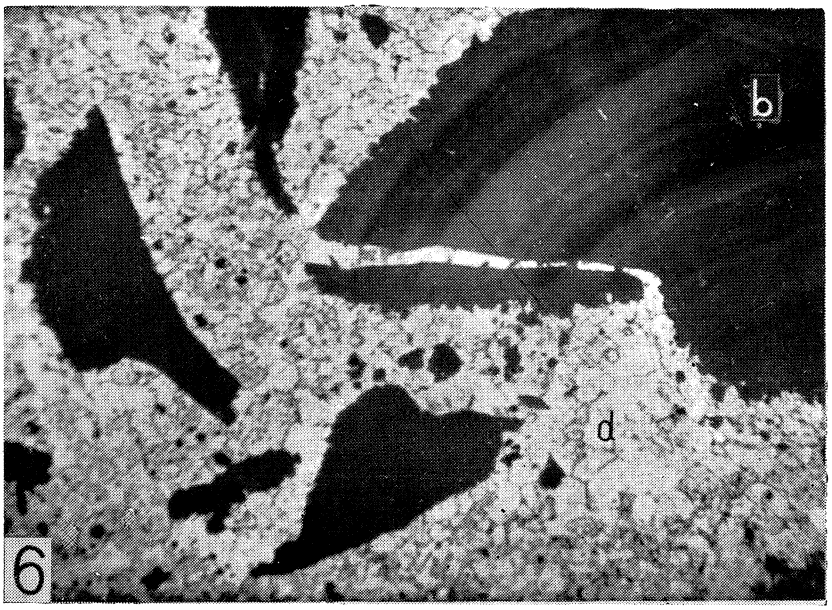
S. Śliwiński

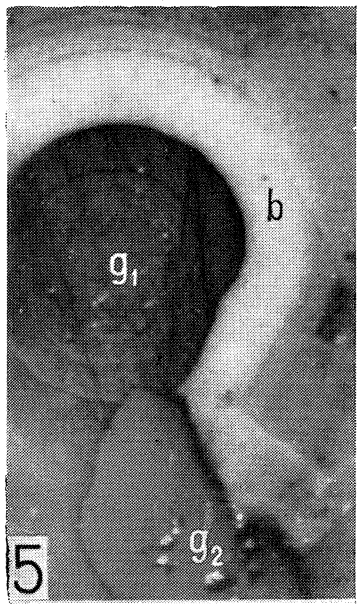








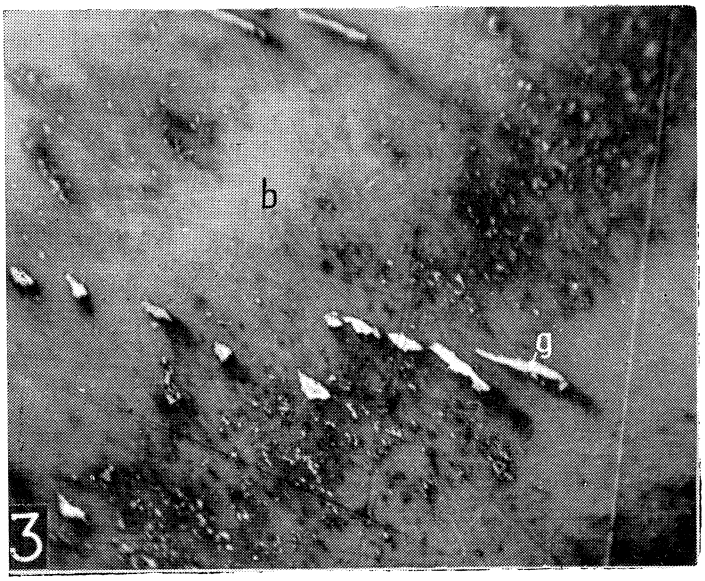




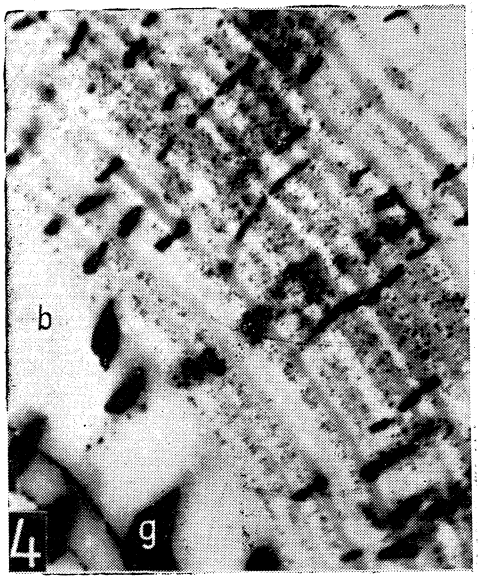
S. Śliwiński

1

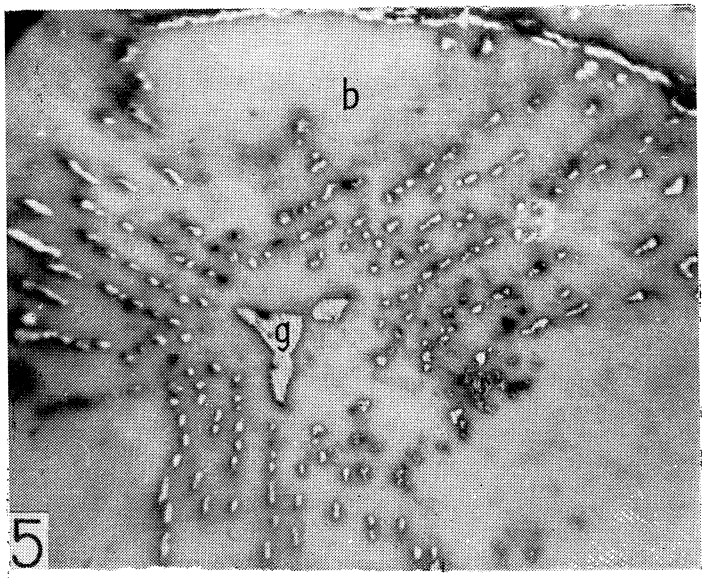
2



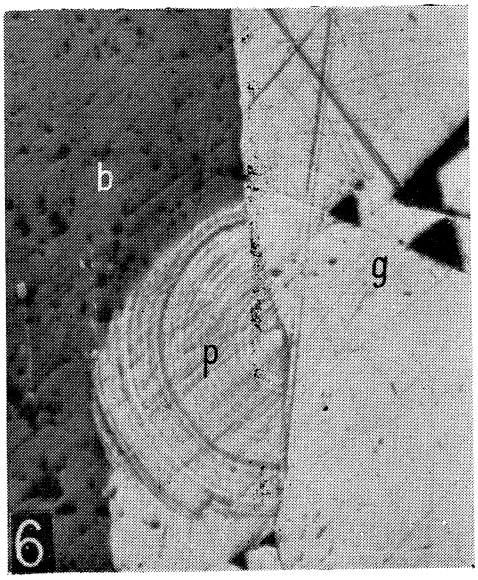
3



4

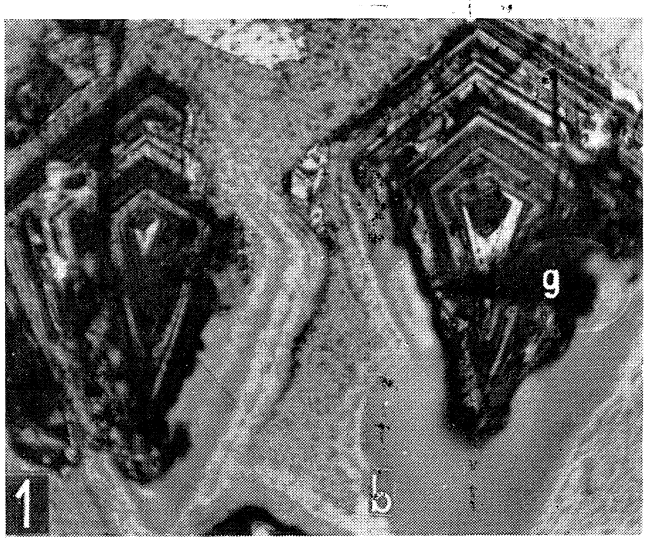


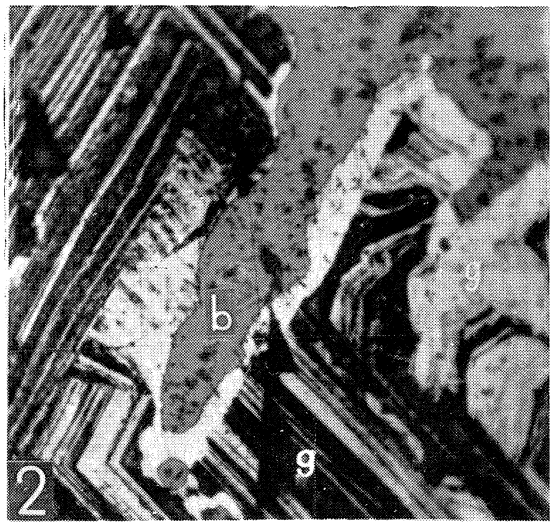
5

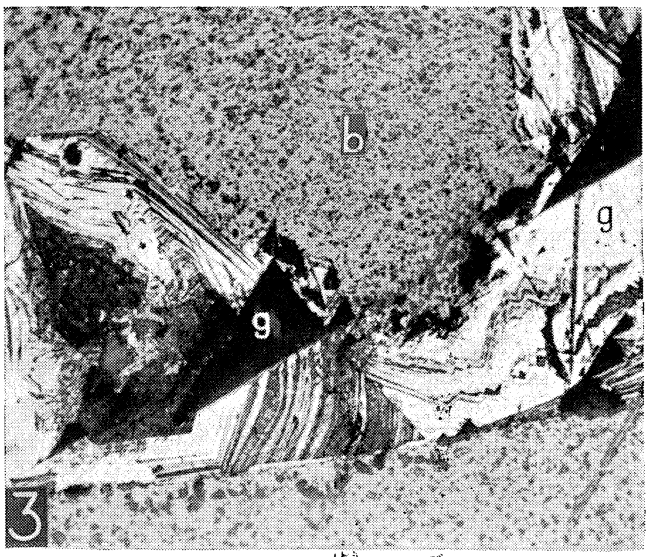


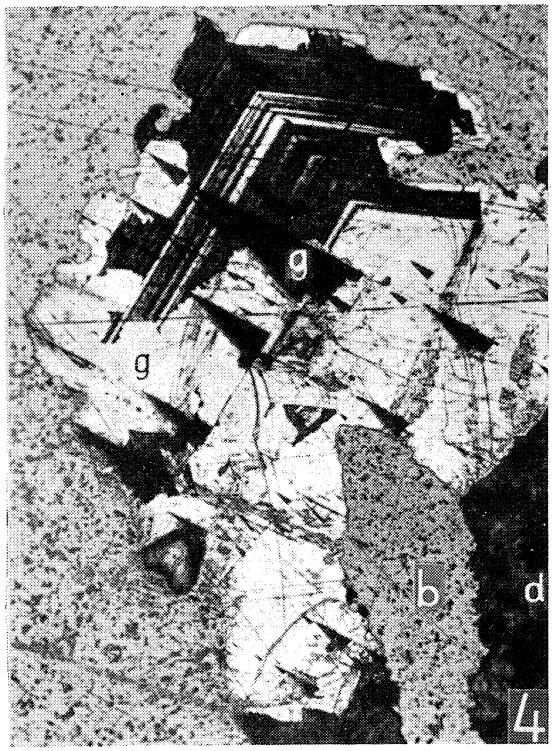
6

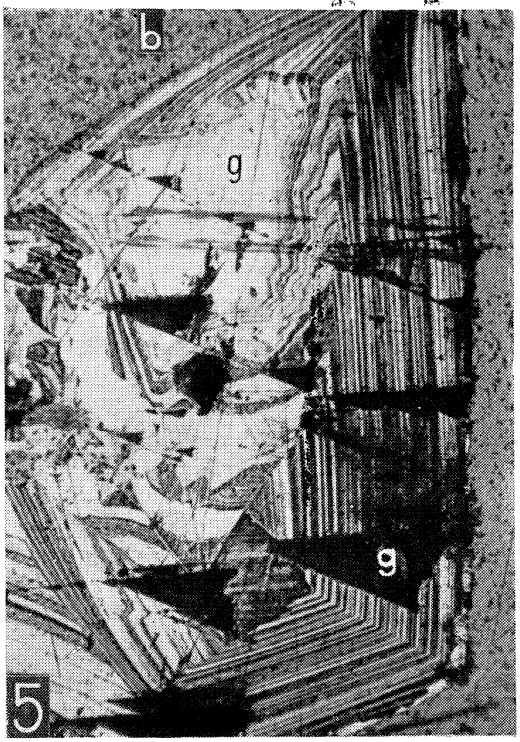
S. Śliwiński

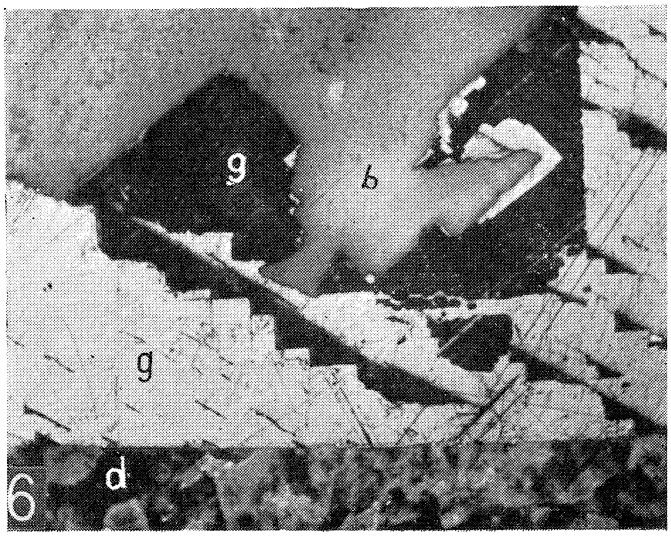












S. Śliwiński