

Maciej PODEMSKI

Dedolomityzacja węglanów cechsztyńskich w rejonie Lubina

WSTĘP

Dedolomityzacja, czyli przeobrażanie się dolomitów w wapienie pod wpływem powierzchniowych procesów diagenetycznych, nie jest w Polsce zbyt szeroko znana. Tymczasem dość liczne już badania autorów zagranicznych (W. M. Bausch, 1965; B. D. Evamy, 1963; Y. Folkman, 1969; H. Führtbauer, 1964; F. J. Lucia, 1961; W. G. Machłajew, 1957; L. Mattavelli, 1966; H. Quester, 1964; D. J. Shearman, J. Khouri, S. Taha, 1961; K. Swett, 1965; W. B. Tatarski, 1949; M. J. Wolfe, 1970 i inni) wskazują na to, że proces ten zachodził w różnych okresach geologicznych i obejmował niekiedy bardzo duże obszary. Występował on niewątpliwie także na różnych obszarach Polski. Proces dedolomityzacji omawiany już był z utworów cechsztynu ze strefy przedsudeckiej (M. Podemski, 1964, oraz praca w druku), ostatnio sygnalizuje o nim E. Czajor (w druku) z utworów cechsztyńskich syneklizy perybałtyckiej. Niniejszy artykuł stanowi rozwinięcie pierwszej mojej informacji o dedolomityzacji węglanów cechsztyńskich z rejonu Lubina Legnickiego (M. Podemski, 1964).

OGÓLNE OMÓWIENIE ZJAWISKA DEDOLOMITYZACJI

Zjawisko dedolomityzacji przewidziane zostało teoretycznie już w 1847 r. przez A. von Morlota (fide L. Cayeux, 1935), który dyskutując ewentualną rolę roztworu siarczanu magnezu w procesie dolomityzacji, zgodnie z reakcją Heidinger'a:



zwrócił uwagę, że reakcja ta jest odwracalna. Autor ten użył również po raz pierwszy terminu „dedolomityzacja”.

Później, w 1903 r., tego samego terminu użył J. J. H. Teall do określenia rozbitcia dolomitu pod wpływem wysokich temperatur na kalcyt i minerały magnezu, takie jak peryklaz, brucyt, forsteryt i inne. Obecnie jed-

nak dedolomityzacja znana jest przede wszystkim w znaczeniu pierwszym — jako proces diagenetyczny.

Teoretyczne przypuszczenia A. von Morlota potwierdzone zostały eksperymentalnie najpierw przez O. K. Janatjewą w 1955r., a następnie przez K. de Groota w 1967 r.

O. K. Janatjewa badając rozpuszczalność dolomitu w wodnych roztworach gipsu w obecności dwutlenku węgla i w temperaturze 25° C udowodniła, że w zależności od ilości CO₂ dolomit wykazuje rozmaity charakter rozpuszczalności: przy ciśnieniu cząstkowym P_{CO₂} — około 1 atm rozpuszcza się kongruentnie, natomiast przy ciśnieniu cząstkowym P_{CO₂} — około 0,0012 atm niekongruentnie, z pozostawieniem w fazie stałej węglanu wapnia. Jednocześnie przy ciśnieniu P_{CO₂} — około 1 atm siarczan wapnia praktycznie nie wpływa na rozpuszczalność dolomitu, występując w badanym systemie jako składnik obojętny, przy ciśnieniu P_{CO₂} — 0,0012 atm zwiększa natomiast trzykrotnie rozpuszczalność dolomitu.

Dalsze badania eksperymentalne omawianego zjawiska przeprowadził K. de Groot (1967). Przebadał on wpływ na przebieg dedolomityzacji ciśnienia cząstkowego CO₂, szybkości przepływu roztworu siarczanowego oraz temperatury. K. de Groot stwierdził, że ciśnienie P_{CO₂} = 0,5 atm jest górną granicą, przy której całe zjawisko wydaje się jeszcze zachodzić. Normalny przebieg dedolomityzacji zaobserwował przy ciśnieniu P_{CO₂} = 3 × 10⁻⁴ at. Następnie autor ten udowodnił, że dedolomityzacja rozwija się na szerszą skalę tylko przy zachowaniu swobodnego przepływu roztworu reagującego, co umożliwiła odprowadzenie ciekłych produktów reakcji. Wreszcie zauważył, że w temperaturze przekraczającej 50° C proces dedolomityzacji ustaje.

Konkluzje wszystkich wspomnianych eksperymentów określają dedolomityzację jako proces powierzchniowy lub najwyżej przypowierzchniowy.

Produktem dedolomityzacji diagenetycznej (nazywanej również kalcytyzacją lub rekalcycyacją) są wapienie, zwykle nieco dolomityczne, niekiedy gąbczaste lub kawerniste. Najważniejszą cechą diagnostyczną skał zdedolomityzowanych jest ich budowa mikroskopowa. Do cech charakterystycznych należą:

- relikty wypieranego dolomitu w obrębie kryształów kalcytu;
- skupienia pyłu w kalcyście, pozostałego po całkowitym rozłożeniu kryształów dolomitu; pył ten tworzy niekiedy smugi zarysowujące formy rombów;
- pseudomorfozy kalcytowe o pokroju rombowym po dolomicie; pseudomorfozy te mogą tworzyć podstawową masę skały lub też występować pojedynczo w masie pelitycznego wapienia.

Ostatnio (D. J. Shearman, N. H. Shirmohammadi, 1969) stwierdzono również przydatność badań zawartości strontu w węglanach dla wykrywania skał zdedolomityzowanych. Stront należy do pierwiastków rozproszonych, przy czym zawartość jego w wapieniach jest zwykle znacznie wyższa niż w dolomitach. Zawartość jego obniżają jednak wszelkie procesy diagenetyczne. Dotyczy to również dedolomityzacji, której wapienne produkty charakteryzują się zmniejszoną zawartością tego pierwiastka.

Po raz pierwszy produkty dedolomityzacji odkryte zostały w Rosji, gdzie stwierdzono szerokie ich rozprzestrzenienie (A. Giobel, 1863, M. Noinski, 1913; W. Krotow, 1925 — *vide* W. B. Tatarski, 1949; W. B. Tatarski, 1949; W. G. Machłajew, 1957). Do chwili obecnej skały zdedolomityzowane poznane zostały w wielu krajach i w rozmaitych formacjach geologicznych.

MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

Materiał podstawowy pochodzi z kilku otworów wiertniczych (S-26, S-45a, S-155, L—VI), które były odwiercone w rejonie Lubina (fig. 1) w latach 1958—1964 przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie. Budowę mikroskopową węglanów cechsztyńskich z tych otworów przebadano w 32 płytkach cienkich, częściowo zabarwionych czerwienią alizarynową S.

Skład chemiczny węglanów z poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) przeanalizowano na podstawie 12 próbek z otworu wiertniczego S-155 (fig. 2, tabela 1). Analizy wykonało Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie na zlecenie Głównego Laboratorium Instytutu Geologicznego. Badania zawartości strontu w tych samych próbkach wykonał M. Stępniewski z Pracowni Rentgenowskiej Zakładu Geochemii IG.

Za pomoc w opracowywaniu tych materiałów chciałbym serdecznie podziękować mgr E. Czajor oraz drowi M. Stępniewskiemu.

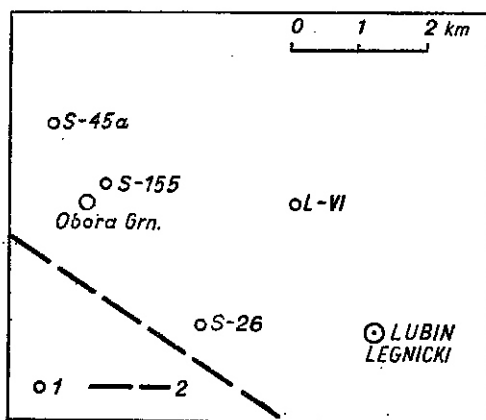


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny

Location sketch

1 — otwory wiertnicze; 2 — południowy zasięg utworów cechsztyńskich

1 — bore holes; 2 — southern extent of the Zechstein formations

BUDOWA LITOLOGICZNA CECHSZTYŃSKICH WAPIENI DOLOMITYCZNYCH Z REJONU LUBINA

Utwory cechsztyńskie w rejonie Lubina zawierają kilka poziomów węglanowych. Głównym z nich jest poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1), należący do cyklotemu Z1 (Werra). Poziomu dolomitu głównego (Ca2) z cyklotemu Z2 (Stassfurt) na tym terenie brak. Zastępują go anhydryty o sporej zawartości substancji węglanowej. Dolomit płytowy (Ca3) z cyklotemu Z3 (Leine) występuje w nieregularnych płatach. Również w nieregularnych płatach o zasięgu ograniczonym do południowo-zachodniej części rejonu występuje najwyższy poziom węglanowy. Jest on związany ze stropowymi, czerwono-brunatnymi utworami mułowcowo-ilastymi (M. Podemski, 1965), korelowanymi zwykle z cyklotemem Z4

(Aller), odpowiadającymi prawdopodobnie wydzielanemu ostatnio na terenie NRD cyklotemowi Z5 (Ohre).

Skład litologiczny poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) jest dość skomplikowany. Generalnie biorąc można w nim wyróżnić dwie zasadnicze części. Część dolna, o miąższości 20—40 m, zbudowana jest z wapie-

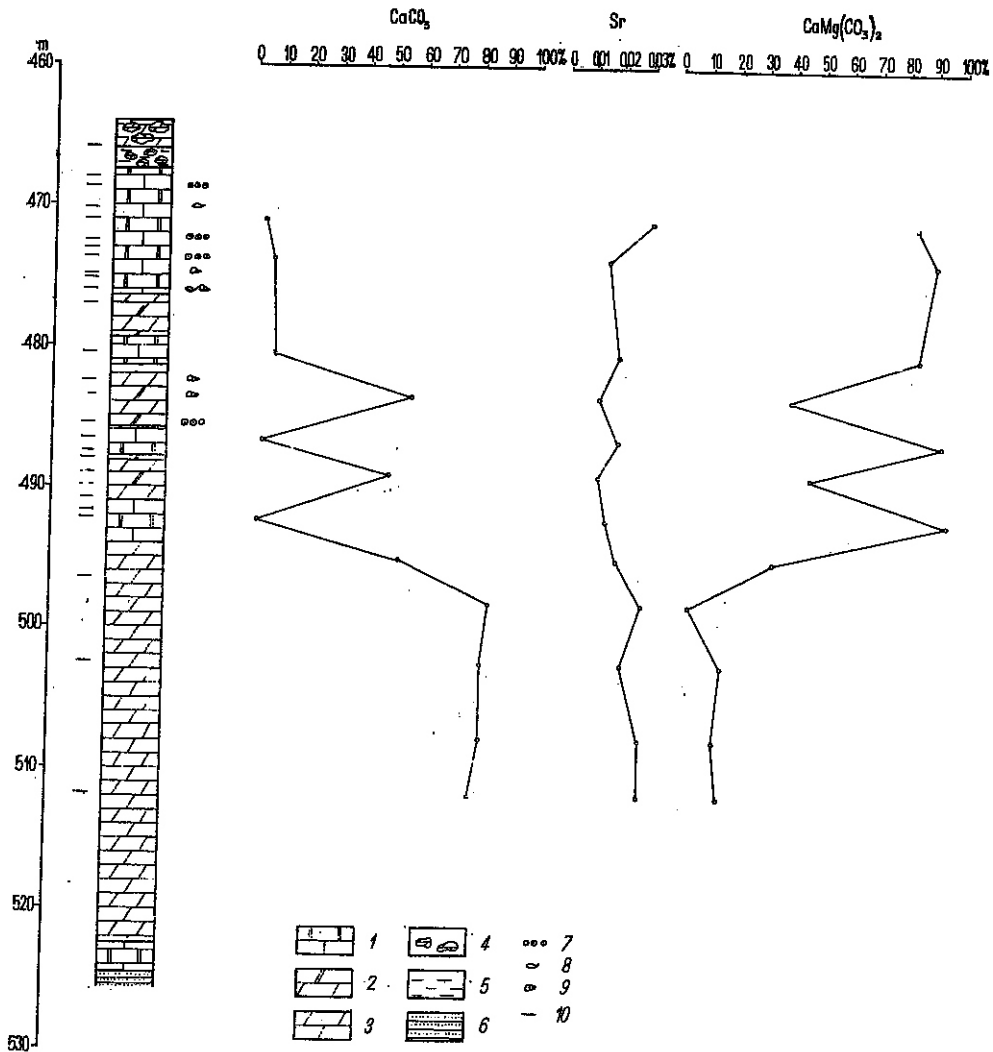


Fig. 2. Profil poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) z otworu wiertniczego S-155
Profile of the Zechstein limestone (Ca1) encountered in bore hole S-155

1 — dolomit; 2 — wapień dolomityczny; 3 — wapień; 4 — okruchy wapienia; 5 — il; 6 — piaskowiec; 7 — onkolity; 8 — makrofauna; 9 — mikrofauna; 10 — płytki cienkie

1 — dolomite; 2 — dolomitic limestone; 3 — limestone; 4 — limestone fragments; 5 — clay; 6 — sandstone; 7 — oncolites; 8 — macrofauna; 9 — microfauna; 10 — thin slides

ni ciemnoszarych, pelitycznych, zawierających szczątki makro- i mikrofauny. Część górna, o miąższości 10—60 m, zbudowana jest z szarobeżowego dolomitu, zawierającego zmienną ilość kryształków i skupień gipsu oraz anhydrytu. Miejscami występuje w nim również makro- i mikrofauna oraz utwory onkolitowe.

W niektórych częściach rejonu, zwłaszcza przylegających do podtrzęsiorzędowych wychodni utworów cechsztyńskich, dolomit zawiera nieregularne soczewki i przewarstwienia szarobeżowych, drobnokrystalicznych wapieni i wapieni dolomitycznych o zmiennej miąższości. Wapienie te są zwykle bardzo porowate (pory o średnicy 0,1—1,0 mm zajmują do 30% objętości skały), miejscami również pylaste. Granice wkładek wapiennych z dolomitem są nieostre. Występują tam na ogół strefy przejściowe o miąższości do 2—3 m, w których dolomityczność stopniowo wzrasta lub maleje.

Serię dolomityczno-wapienną przebadano szczegółowo w profilu otworu wiertniczego S-155 (fig. 2). Posiada ona tam miąższość 26,5 m. Przykrywają ją kilkumetrowe utwory ilasto-mułkowe z okruchami wapieni, podściela z kolei około 30-metrowa seria wapieni na ogół nieco dolomitycznych.

Seria dolomityczno-wapienna zbudowana jest z szeregu naprzemianległych warstw dolomitów lekko wapnistych oraz wapieni dolomitycznych. Miąższość poszczególnych warstw waha się od 2 do 9 m. Skały, zwłaszcza wapienne, są porowate w zmiennym stopniu (tabl. I, fig. 3, 4). Dolomity mają budowę na ogół równokrystaliczną. Kryształy ksenomorficzne lub hipautomorficzne o pokroju rombowym osiągają wielkość 0,02—0,03 mm, miejscami dochodzącą do 0,06 mm. Spotyka się fragmenty muszli małżów i otwornice oraz dość często struktury onkolitowe o 1—2 obwódkach, osiągające wielkość 0,1—0,3 mm. W niektórych partiach skały wewnątrz onkolitów, niekiedy także przestrzenie pomiędzy nimi, wypełnione są kryształami kalcytu o wielkości 0,06—0,08 mm z relikami dolomitu.

Wapienie dolomityczne mają budowę wewnętrzną zupełnie podobną do dolomitów, z tym że większą część masy skały stanowią kryształy kalcytu podstawiające pseudomorficznie od wnętrza kryształy dolomitu (tabl. II, fig. 5, 6). Dolomit pozostał jedynie w postaci pelitycznych relików, tkwiących wewnątrz osobników kalcytowych oraz w formie reliktowych obwódek obramowujących mniej lub bardziej jednolicie kryształy kalcytu.

Skład chemiczny omawianej serii (fig. 2, tabela 1) przedstawia się następująco. Warstwy dolomitu zawierają od 83 do 95% dwuwęglanu wapnia i magnezu oraz od 2 do około 8% nadmiarowego węglanu wapnia. Z pozostałych składników wymienić należy SiO_2 , którego ilość waha się od 0,7 do 1,1% (poza próbką stropową, gdzie przekracza 9%), poza tym Al_2O_3 , którego udział nie przekracza na ogół 1% oraz Fe_2O_3 o zawartości nie przekraczającej również 1%.

W przewarstwieniach wapieni dolomitycznych udział dolomitu spada do około 40% objętości skały, przy zawartości nadmiarowego węglanu wapnia przekraczającego 50% objętości skały. Ilość SiO_2 waha się koło 0,5%, Al_2O_3 nieco poniżej 0,5%, natomiast zawartość Fe_2O_3 przekracza 2%.

Bardzo charakterystycznie w przebadanym profilu zachowuje się stront. W dolnej serii wapiennej ilość jego waha się między 0,02 i 0,03%.

Wyżej, w dolomitach, zawartość jego spada do 0,019—0,015‰, w przewarstwieniach wapieni dolomitycznych wartości te obniżają się natomiast jeszcze bardziej — 0,012‰.

Tabela 1

Wyniki badań chemicznych węglanów cyklotemu Z1 (Werra) z otworu wiertniczego S-155

Nr próbki	Głębokość m	Zawartość procentowa					
		CaMg(CO ₃) ₂	CaCO ₃ nadmiarowe	Sr	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	471,0	83,06	3,57	0,03	9,26	1,13	1,21
2	473,7	90,15	6,71	0,015	0,92	0,44	0,67
3	480,5	84,89	7,85	0,019	1,11	0,74	3,22
4	483,5	39,70	56,04	0,012	0,57	0,18	2,27
5	486,6	93,21	3,74	0,019	0,71	0,37	0,75
6	489,0	46,65	48,48	0,012	0,30	0,32	2,72
7	492,2	95,04	2,33	0,015	0,66	0,38	0,81
8	495,0	33,98	62,60	0,019	1,56	0,82	0,31
9	498,2	4,80	94,03	0,028	0,59	0,47	0,09
10	502,5	16,23	81,80	0,021	0,97	0,71	0,25
11	507,8	13,90	81,87	0,028	2,44	1,15	0,42
12	511,8	16,10	78,73	0,028	2,84	1,35	0,49

Nieco inny typ skały reprezentują wapienie dolomityczne z poziomu występującego wewnątrz stropowej, czerwono-brunatnej serii mułowcowo-ilastej. Poznane zostały one bliżej w profilach otworów wiertniczych S-26 i S-45a. Miąższość ich wynosi tu około 1 m. Są to wapienie jasno- lub ciemnoszare, niekiedy silnie porowate. Zbudowane są z nierównokryształicznej masy ksenomorficznych kryształów kalcytu o wielkości zmiennej w granicach 0,06—0,5 mm, sporadycznie dochodzącej do 2,0 mm (tabl. III, fig. 7, 8). Masa kalcytowa przemieszana jest na ogół dość nieregularnie z nielicznymi, zwykle plamistymi lub smugowymi skupieniami hipauto- i ksenomorficznych kryształów dolomitu o średnicy 0,02—0,04 mm. W większych osobnikach kalcytu występują często reliktywne skupienia kryształów dolomitu. Niektóre kryształy kalcytu zawierają jedynie plamiste skupienia pyłu podolomitowego. Ponadto, zwłaszcza w wapieniu pochodzącym z otworu wiertniczego S-26, w interstycjach występuje dość dużo brunatnych tlenków lub wodorotlenków żelaza w postaci cienkich błonek lub niewielkich skupień (tabl. III, fig. 8).

Podobny typ paragenez minerałów węglanowych zaobserwowano w poziomie anhydrytu dolnego cyklotemu Z1 (Werra) z otworu wiertniczego S-155 (tabl. IV, fig. 9). W skale gipsowej występują tam pasemkowe lub żyłkowe skupienia minerałów ilastych, ziarn kwarcu oraz hipauto- i ksenomorficznych kryształów dolomitu o średnicy 0,01—0,04 mm. W niektórych miejscach obok dolomitu pojawiają się ksenomorficzne kryształy kalcytu o średnicy około 0,2 mm z poikilitowymi wrostkami dolomitu.

Na zakończenie chciałbym podać opis paragenazy mineralnej, powiązanej prawdopodobnie w pewien sposób ze zjawiskami przedstawionymi poprzednio. Otóż w profilu otworu wiertniczego L—VI, w dolnej, wapiennej części poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1), wewnątrz wapienia

pelitycznego napotkano próżnie wypełnione kalcytem o strukturze mozaikowej lub średniokrystalicznym gipsem. Jedna z takich próżni, o średnicy kilku mm, wypełniona była obydwooma tymi minerałami (tabl. IV, fig. 10). Kryształy kalcytu o średnicy około 1 mm, zawierające liczne inkluzje gipsu, tworzyły obwódke; wewnątrz wypełniały kryształy gipsu z poikilitowymi wrostkami anhydrytu.

GENEZA WAPIENI DOLOMITYCZNYCH

Genezą górnej, dolomityczno-wapiennej części poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) z rejonu Lubina Legnickiego zajmowali się już J. Oberc i J. Tomaszewski (1963). Naprzemianległość skał dolomitowych i wapiennych wiązali oni z różnym tempem dolomityzacji szlamu wapiennego, zależnym od tempa osadzania się tego szlamu. Dalsze komplikacje upatrywano w mechanicznym przemieszaniu się całej serii na dnie basenu cechsztyńskiego.

Przedstawiona w poprzednim rozdziale budowa mikroskopowa oraz charakterystycznie zaniziona zawartość strontu wskazują jednoznacznie na dedolomityczną genezę omówionych poprzednio wapieni dolomitycznych.

Za utwór pierwotny całego poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) przyjąć należy osad wapienny, wytrącony w płytkiej partii cechsztyńskiego basenu ewaporacyjnego. Na płytkość facji wskazują duże miąższości całego poziomu oraz liczne formy onkolitowe. Być może, stropowa część poziomu wytrącała się w zbiorniku o wodach bliskich nasycenia siarczanem wapnia. Składnik ten mógł częściowo wytrącać się razem z węglanami lub też nieco później w próżniach występujących w osadzie węglanowym.

Dolomityzacja górnej części wapienia cechsztyńskiego jest procesem późniejszym, jak na to wskazuje wyraźnie rombówce, niekiedy niemal automorficzne wykształcenie kryształów tego minerału. Nie można jednak wykluczyć, że nastąpiło to już w okresie wczesnodiagenetycznym.

Proces dedolomityzacji nastąpił znacznie później, niemal na pewno w okresie erozji przedtrzciorzędowej. Wody powierzchniowe wypłykiwały wówczas materiał siarczanowy zawarty w węglanach (tym należy tłumaczyć prawdopodobnie obecność licznych porów w skale), częściowo także wprost z leżących wyżej warstw siarczanowych, i spływając od wychodni w głąb skał węglanowych rozpuszczały inkongruentnie dolomit, pozostawiając na miejscu częściowo zrekrytalizowaną masę kalcytową. Ten sam proces zachodził w pozostałych cechsztyńskich poziomach dolomitowych; w pewnym stopniu objął on nawet niewielkie przewarstwienia dolomitu znajdujące się w skałach siarczanowych.

Cechą charakterystyczną dla dedolomityzacji jest również zwiększone występowanie wodorotlenków żelaza, stwierdzone w profilach otworów wiertniczych S-26 i S-155. Według B. D. Evamy'ego (1963) świadczy to o pierwotnej obecności dolomitów żelazistych. Nadmiarowe jony żelaza wydzielone zostały z nich podczas dedolomityzacji i wytrącone w postaci koloidalnego wodorotlenku żelaza. Starzenie się tego wodorotlenku doprowadziło do utworzenia limonitu skupionego w interstycjach.

Obecnie trudno jeszcze dokładnie określić odległość od wychodni, na jaką rozwinął się proces dedolomityzacji w rejonie Lubina. Proces ten

stwierdzono jeszcze w profilu otworu wiertniczego L—VI, znajdującego się w odległości około 3 km od wspomnianej strefy. W tym samym jednak otworze napotkano wtórne paragenezy kalcytu z gipsem wskazujące prawdopodobnie na to, że w rejonie tym miało miejsce kongruentne rozpuszczanie dolomitu przez roztwory siarczanowe.

Zakład Żółt Soli i Surowców
Chemicznych Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 6 listopada 1972 r.

PIŚMIENICTWO

- BAUSCH W. M. (1965) — Dedolomitisierung und Recalcitisierung in fränkischen Malmkalke. Neues Jb. Miner., 98, p. 75—82, nr 3. Stuttgart.
- CAYEUX L. (1935) — Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris.
- CZAJOR E. (w druku) — Cechsztyń. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego — Wyniki wierceń Bartoszyce IG 1 i Goidap IG 1. Warszawa.
- EVAMY B. D. (1963) — The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. Sedimentology, 2, p. 164—170, nr 2.
- FOLKMAN Y. (1969) — Diagenetic dedolomitization in the Albian-Cenomanian Yagur Dolomite on Mount Carmel (Northern Israel). J. Sed. Petr., 39, p. 380—385, nr 1.
- FÜCHTBAUER H. (1964) — Fazies, Porosität und Gasinhalt des Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. Z. Deutsch. Geol. Ges., 114, cz. 3, p. 484—531. Hannover.
- GROOT K. (1967) — Experimental dedolomitization. J. Sed. Petr., 37, p. 1216—1220, nr 4.
- LUCIA F. J. (1961) — Dedolomitization in the Tansil (Permian) Formation. Geol. Soc. Am. Bull., 72, p. 1107—1110.
- MATTAPELLI L. (1966) — Osservazioni petrografiche sulla sostituzione della dolomite con la calcite (dedolomitizzazione) in alcune facies carbonate italiane. Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico de Storia Naturale di Milano, 105, cz. III, p. 294—316. Milano.
- OBERC J., TOMASZEWSKI T. (1963) — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztyńu monokliny wrocławskiej. Prz. geol., 11, p. 505—508, nr 12. Warszawa.
- PODEMSKI M. (1964) — Proces dedolomityzacji serii węglanowej Z1 (cyklotem Werra) w rejonie Lublina Legnickiego. Kwart. geol., 8, p. 414—415, nr 2. Warszawa.
- PODEMSKI M. (1965) — Rozwój sedymentacji utworów cechsztyńu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Kwart. geol., 9, p. 115—127, nr 1. Warszawa.
- PODEMSKI M. (w druku) — Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. Pr. Inst. Geol. Warszawa.

- QUESTER H. (1964) — Petrographie des erdgashöufigen Hauptdolomits im Zechstein 2 zwischen Weser und Ems. Z. Deutsch. Geol. Ges., 114, cz. 3, p. 461—483. Hannover.
- SHEARMAN D. J., KHOURI J., TAHA S. (1961) — On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. Proc. Geol. Ass. Engl., 72, p. 1—12. London.
- SHEARMAN D. J., SHIRMOHAMMADI N. H. (1969) — Distribution of Strontium in Dedolomites from the French Jura. Nature, 223, p. 606—608. London.
- SWETT K. (1965) — Dolomitization, silicification and calcitisation patterns in Cambro-Ordovician oolites from Northwest Scotland. J. Sed. Peter., 35, p. 928—933, nr 4.
- TEALL J. J. H. (1903) — On dedolomitization. Geol. Mag., 10, p. 513. London.
- WOLFE M. J. (1970) — Dolomitization and dedolomitization in the Senonian chalk of Northern Ireland. Geol. Mag., 107, p. 39—49, nr 1. Cambridge.
- МАХЛАЕВ В. Г. (1957) — О раздоломитченных породах в данковолелебедянских слоях. Докл. АН СССР, 117, стр. 294—297, № 2. Москва.
- ТАТАРСКИЙ В. Б. (1949) — О распространении раздоломитченных пород. Докл. АН СССР, 66, стр. 849—851, № 6. Москва.
- ЯНАТЕВА О. К. (1955) — Действие на доломит водных растворов гипса в присутствии углекислоты. Докл. АН СССР, 101, стр. 911—912, № 5. Москва.

Мацей ПОДЕМСКИ

ДЕДОЛОМИТИЗАЦИЯ ЦЕХШТЕЙНОВЫХ КАРБОНАТОВ В РАЙОНЕ ЛЮБИНА

Резюме

Продукты дедоломитизации, т.е. процесса преобразования доломитов в известняки в поверхностных условиях под влиянием водных растворов сульфида кальция, отмечены в цехштейновых карбонатах в районе Любина (ЮЗ часть Польши). Основная часть этих отложений залегает в верхах горизонта цехштейнового известняка (Ca1), который в этом районе достигает 60—80 м мощности.

Продуктом дедоломитизации являются серо-бежевые доломитовые известняки, в основном сильно пористые (табл. I, фиг. 3, 4). Основная масса этих пород состоит из кристаллов кальцита ложно замещающих изнутри ромбоэдричные кристаллы доломита (табл. II, фиг. 5, 6). Доломит встречается в виде пенитовых остатков в кальците или в виде реликтовых каёмок вокруг кристаллов кальцита. Характерной является содержание в этих породах стронция, меньшее чем в известняках нижней части цехштейнового известняка (Ca1), а также меньшее, чем в доломитах верхней части этого горизонта (фиг. 2).

Продукты дедоломитизации отмечены также и в других цехштейновых карбонатных горизонтах (табл. III, фиг. 7, 8) и даже в небольших карбонатных пропластках, залегающих внутри цехштейновых сульфатных горизонтов (табл. IV, фиг. 9).

Границы распространения процесса дедоломитизации еще точно не определены. Известно только, что этот процесс развивался вдоль подтрегичных выходов цехштейновых пород в период дотрегичной эрозии.

Maciej PODEMSKI

**DEDOLIMITIZATION OF THE ZECHSTEIN CARBONATES IN THE
REGION OF LUBIN**

Summary

Products of dedolomitization, i.e. those of the transformation process of dolomites back into limestones under surface conditions, under the influence of aqueous solutions of calcium sulphate, have been ascertained to occur in the Zechstein carbonates within the Lubin region (SW Poland). The main part of these formations occurs in the upper portion of the Zechstein limestone horizon (Ca1), which ranges here from 60 to 80 metres in thickness.

Dolomitic limestones, mainly strongly porous, grey-beige in colour, are the product of this dedolomitization process (Table I, Figs. 3, 4). The fundamental mass of the rocks is built of calcite crystals, pseudomorphically substituting from inside the rhombohedral dolomite crystals (Table II, Figs. 5, 6). Dolomite occurs as pelitic relicts that stick in the calcite, as well as in the form relict rims round the calcite crystals. The strontium content in these rocks, lower than that in the limestones from the bottom part of the Zechstein limestone (Ca1), as well as than its content in the dolomites from the top part of this horizon, is characteristic here (Fig. 2).

Products of dedolomitization have also been found to occur in other Zechstein carbonate horizons (Table III, Figs. 7, 8), and even in small carbonate intercalations that occur within the Zechstein sulphate horizons (Table IV, Fig. 9).

The extent of the dedolomitization processes in the formations considered has not so far been examined in detail. It is known, however, that these processes have developed along the sub-Tertiary outcrops of the Zechstein formations, in the period of the pre-Tertiary erosion.

TABLICA I

- Fig. 3. Wapień dolomityczny z poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Otwór wiertniczy S-155, 477,7 m; wielkość zbliżona do rzeczywistej
Dolomitic limestone from the Zechstein limestone horizon (Ca1). Bore hole S-155, depth 477,7 m; size approximate to real one
- Fig. 4. Jak wyżej. Otwór wiertniczy S-155, 490,0 m; wielkość zbliżona do rzeczywistej
As above. Bore hole S-155, depth 490,0 m; size approximate to real one

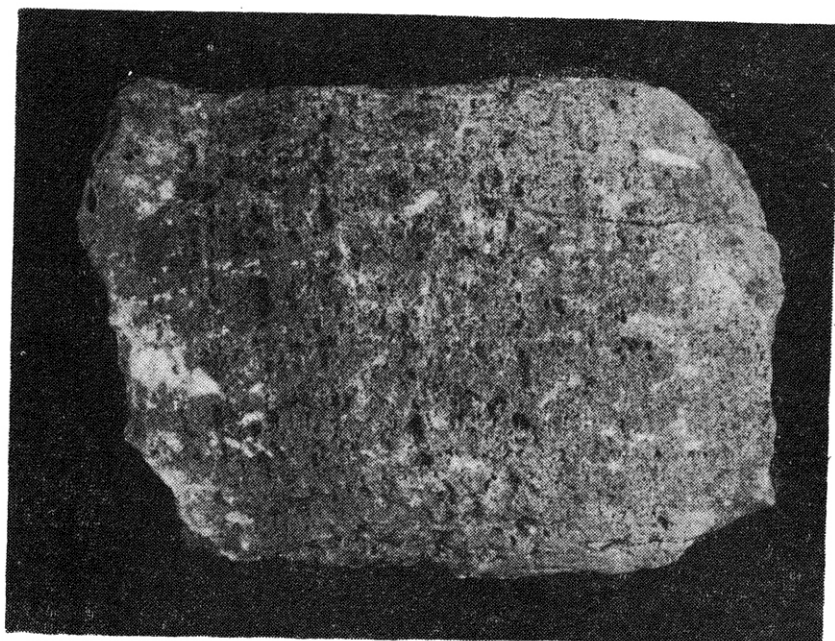


Fig. 3

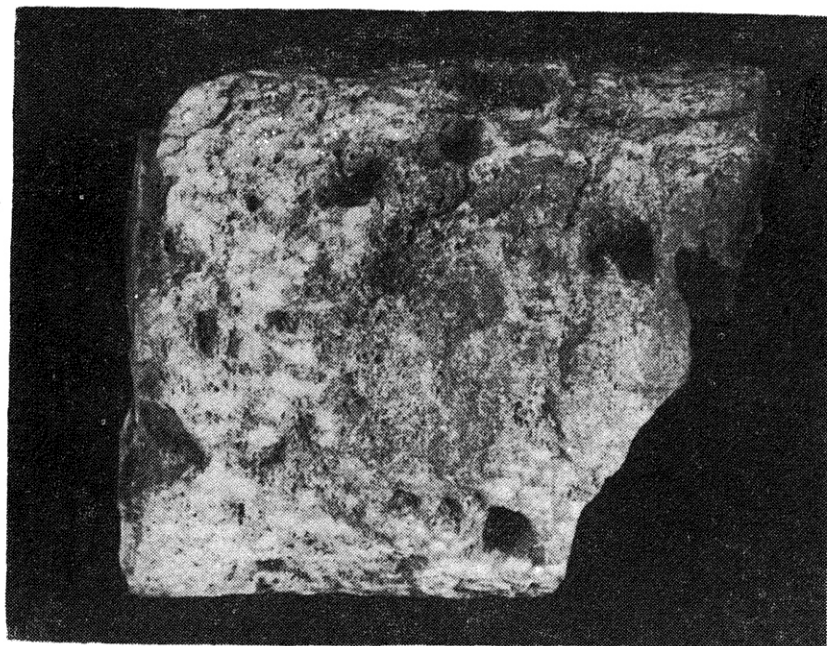


Fig. 4

TABLICA II

Fig. 5. Pseudomorfozy kalcytu po dolomicie; dolomit w formie reliktyw w kalcydzie i reliktowych obwódek — poziom wapienia cechsztyńskiego. Otwór wiertniczy S-155, 477,0 m; pow. 80 X; bez analizatora

Pseudomorphoses of calcite after dolomite. The dolomite in the form of relicts in calcite and of relict rims. Horizon of Zechstein limestone. Bore hole S-155, depth 477,0 m, enl. X 80, without analyser

Fig. 6. Jak wyżej — poziom wapienia cechsztyńskiego. Otwór wiertniczy S-155, 482,5 m; pow. 70 X, bez analizatora

As above. Horizon of Zechstein limestone. Bore hole S-155, depth 482,5 m, enl. X 70, without analyser

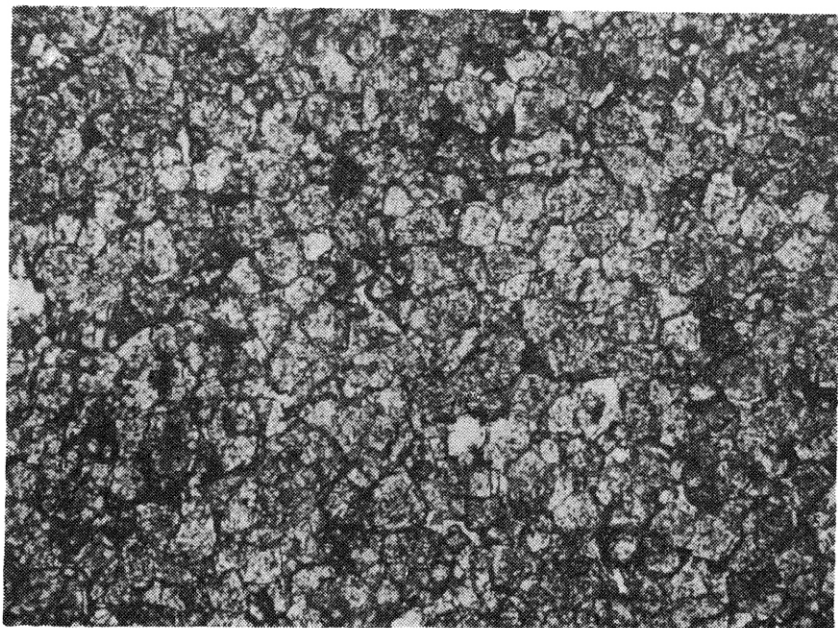


Fig. 5

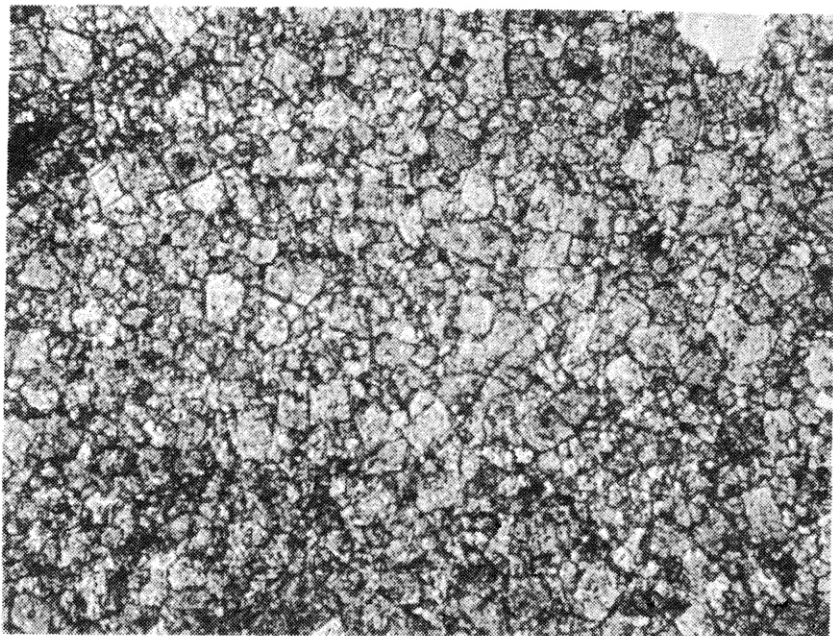


Fig. 6

TABLICA III

- Fig. 7. Ksenomorficzne kryształy kalcytu z relikdami dolomitu i skupieniami pyłu podolomitowego. Wapień dolomityczny z poziomu czerwobrunatnych mułowców ilastych. Otwór wiertniczy S-24, 470,0 m; pow. 50 X, bez analizatora
Xenomorphic crystals of calcite with dolomite relicts and accumulations of post-dolomite silt. Dolomitic limestone from the horizon of red-brown clayey siltstones. Bore hole S-26, depth 470,0 m, enl. X 50, without analyser
- Fig. 8. Ksenomorficzne kryształy kalcytu z relikdami dolomitu. W interstycjach występują nieregularne skupienia limonitu. Wapień dolomityczny z poziomu czerwobrunatnych mułowców ilastych. Otwór wiertniczy S-26; pow. 65 X, bez analizatora
Xenomorphic crystals of calcite with dolomite relicts. In the interstices are found irregular limonite concentrations. Dolomitic limestone from the horizon of red-brown clayey siltstones. Bore hole S-26, enl. X 65, without analyser

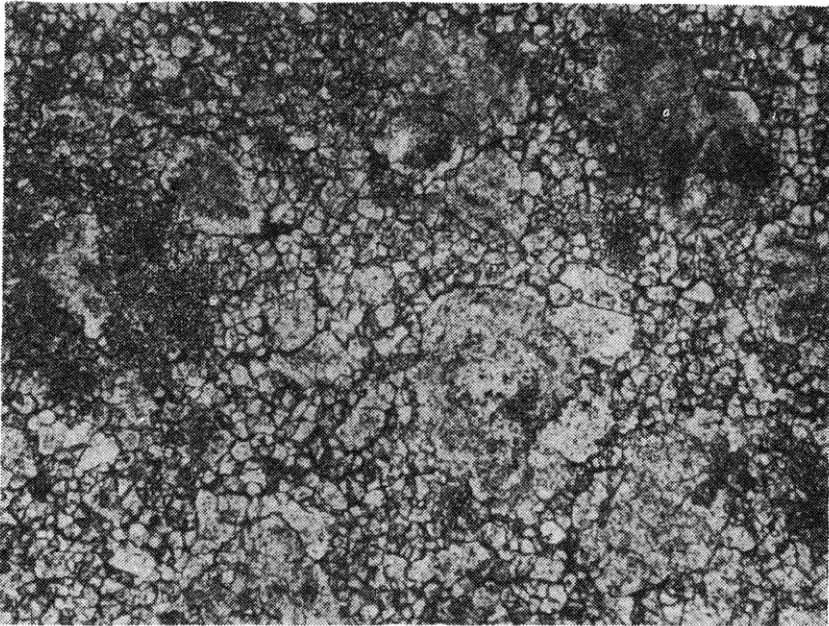


Fig. 7

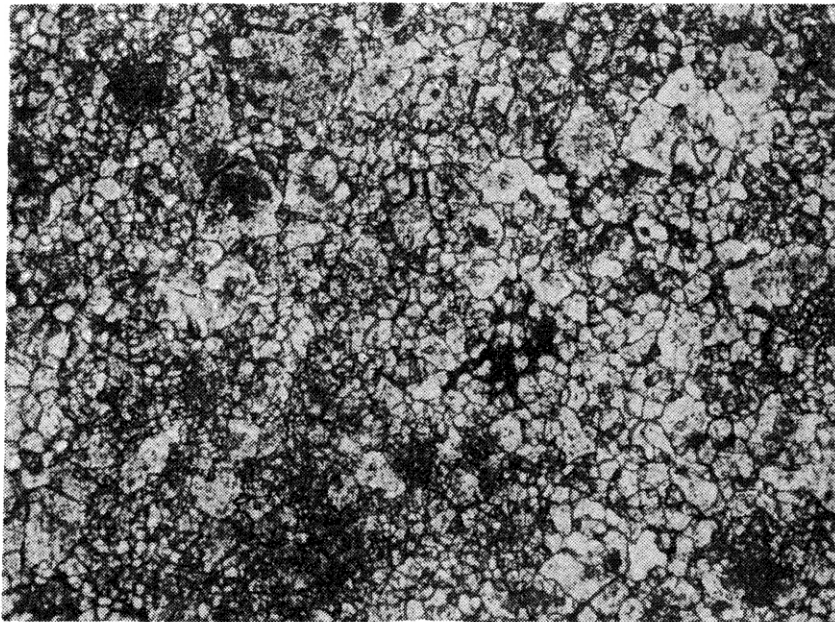


Fig. 8

TABLICA IV

Fig. 9. Kryształy kalcytu z relikdami dolomitu w gipsie. Anhydryt dolny Werra. Otwór wiertniczy S-155, 459,9 m; pow. 80 ×, bez analizatora

Calcite crystals with dolomite relicts in gypsum; Lower Anhydrite, Werra. Bore hole S-155, depth 459,9 m, enl. × 80, without analyser

Fig. 10. Wypełnienie próżni w wapieniu pelitycznym: obwódka — duże, ksenomorficzne kryształy kalcytu z inkluzjami gipsu, wewnątrz — gipsy z relikdami anhydrytu. W prawym górnym rogu — żyłka kalcytowa połączona z gniazdem. Poziom wapienia cechsztyńskiego. Otwór wiertniczy L-VI, 601,5 m; pow. 45 ×, bez analizatora

Infilling of voids in pelitic limestone: rim — large, xenomorphic calcite crystals with gypsum inclusions; the inside — gypsum with anhydrite relicts. In the right upper corner — a calcite veinlet connected with nest. Horizon of Zechstein limestone. Bore hole L-VI, depth 601,5 m, enl. × 45, without analyser