

Jan Bronisław TOMASZEWSKI*

BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC LUBINA I SIEROSZOWIC (DOLNY ŚLĄSK)

SPIS TREŚCI

Streszczenie	85
Wstęp	86
Morfologia rejonu badań	87
Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego	87
Stratygrafia i charakterystyka litologiczna utworów geologicznych okolic Lubina i Sieroszowic	89
Skały podłoża krystalicznego	89
Perm	90
Czerwony spągowiec	90
Cechsztyń	94
Litostratygrafia warstw	94
Charakterystyka litofacjalna i paleogeograficzna	103
Trias	113
Trzeciorzęd	114
Czwartorzęd	116
Tektonika monokliny przedsudeckiej w okolicy Lubina i Sieroszowic	116
Niektóre problemy budowy złoża oraz pochodzenie mineralizacji miedziowej	120
Zakończenie	123
Literatura	127
The geological structure of the Lubin—Sieroszowice Region (Lower Silesia) — Summary	128

Streszczenie

W artykule przedstawiono, na podstawie materiałów z ponad 200 głębokich wierceń, wglębną budowę geologiczną rejonu Lubin—Sieroszowice obejmującego cztery odrębne jednostki geologiczno-strukturalne: blok przedsudecki, krystaliczny fundament monokliny, monoklinę przedsudecką oraz kenozoiczną okrywą monokliny i bloku. Stwierdzono tektoniczny charakter granicy między monokliną i blokiem przedsudeckim — stanowi ją strefa uskokowa środkowej Odry o przebiegu NW—SE. Wyjaśniono przewodnie rysy dysjunktywnej tektoniki monokliny przedsudeckiej oraz jej krystalicznego podłoża.

Ustalono stratygrafię i litologię warstw skalnych badanego obszaru ze szczególnym uwzględnieniem osadów cechsztyńskich, gdzie przeprowadzono i uzasadniono podział na cztery cyklotemy. Podano hipotezę poligenicznego powstania białych piaskowców (tzw. białego spągowca), występujących pomiędzy łupkami miedzionośnymi cechsztyńskimi a czerwonymi piaskowcami piętra czerwonego spągowca.

Przedyskutowano problemy budowy stratyfikowanego

złoża rud miedzi występującego w spągu osadów cechsztyńskich. Zwrócono uwagę na niektóre zagadnienia dotyczące jego genezy, pomijane dotychczas w rozważaniach. Stwierdzono, że jest to złożo osadowe poligeniczne o wydłużonym procesie złożotwórczym.

Przedstawiono w końcu zwięźłą historię rozwoju budowy geologicznej badanego rejonu — od okresu sedymentacji lądowej utworów młodopaleozoicznych (dolnopermskich) poprzez okres transgresji epikontynentalnego morza cechsztyńskiego, okres lądowej sedymentacji dolnego triasu, następnie denudacji, aż do kolejnego okresu sedymentacji w młodszym kenozoiku zakończonym epoką zlodowaceń.

Powstanie złoża rud miedzi było krótkim epizodem w geologicznej historii rozwoju geologicznego obszaru, który czasowo i przestrzennie związany był z transgresją morza cechsztyńskiego oraz sedymentacją łupków miedzionośnych — osadów środowiska silnie redukcyjnego. Późniejszy rozwój geologiczny tego obszaru nie spowodował istotnych zmian w budowie złoża.

* Politechnika Wrocławska, Instytut Górnictwa, ul. K. Świerczewskiego 74, 50—020 Wrocław.

WSTĘP

Wgłębna budowa geologiczna obszaru Lubin—Sierszowice leżącego w brzeżnej części monokliny przedsudeckiej, w sąsiedztwie jej granicy z blokiem przedsudeckim była do czasu rozpoczęcia prac wiertniczych za rudami miedzi poznana w ogólnym tylko zarysie (Zwierzycki 1947, 1951). Spowodowane to było przykryciem całego terenu okrywą osadów kenozoicznych (trzeciorzęd i czwartorzęd), o grubości kilkaset metrów, pozwalającą na prowadzenie badań wyłącznie za pomocą głębokich wierceń oraz metod geofizycznych. Dawne opracowania geologów niemieckich (Berger 1932, 1937; Cloos 1920, 1922; Eisentraut 1939) dotyczyły przede wszystkim okolic Wrocławia położonych również na obszarze monokliny, jednak w dość znacznej odległości od rejonu Lubin—Sierszowice. Nowsze prace polskich badaczy

wyrażały poglądy na budowę geologiczną obszaru przedsudeckiego w szerszym, regionalnym ujęciu (Teisseyre *et al.* 1957; Oberc 1962), względnie dotyczyły wybranych zagadnień stratygraficznych (Kłapiński 1959 a, 1959 b; Milewicz 1961; Krasoń 1962; Tomaszewski 1962 c; Oberc, Tomaszewski 1963 a, b, c), sedymentacyjnych i facjalnych (Podemski 1965; Tomaszewski 1966; Jerzykiewicz *et al.* 1976) oraz tektonicznych (Tomaszewski 1963 b; Salski 1965; Preidl 1967).

Prezentowana praca stanowi kompleksowe omówienie problematyki geologicznej obszaru położonego między Lubinem a Sierszowicami, która nie była dotychczas w takim zakresie opracowana i opublikowana. Przedstawiono w niej wyniki badań geologicznych przeprowadzonych w okolicach Lubina i Siero-

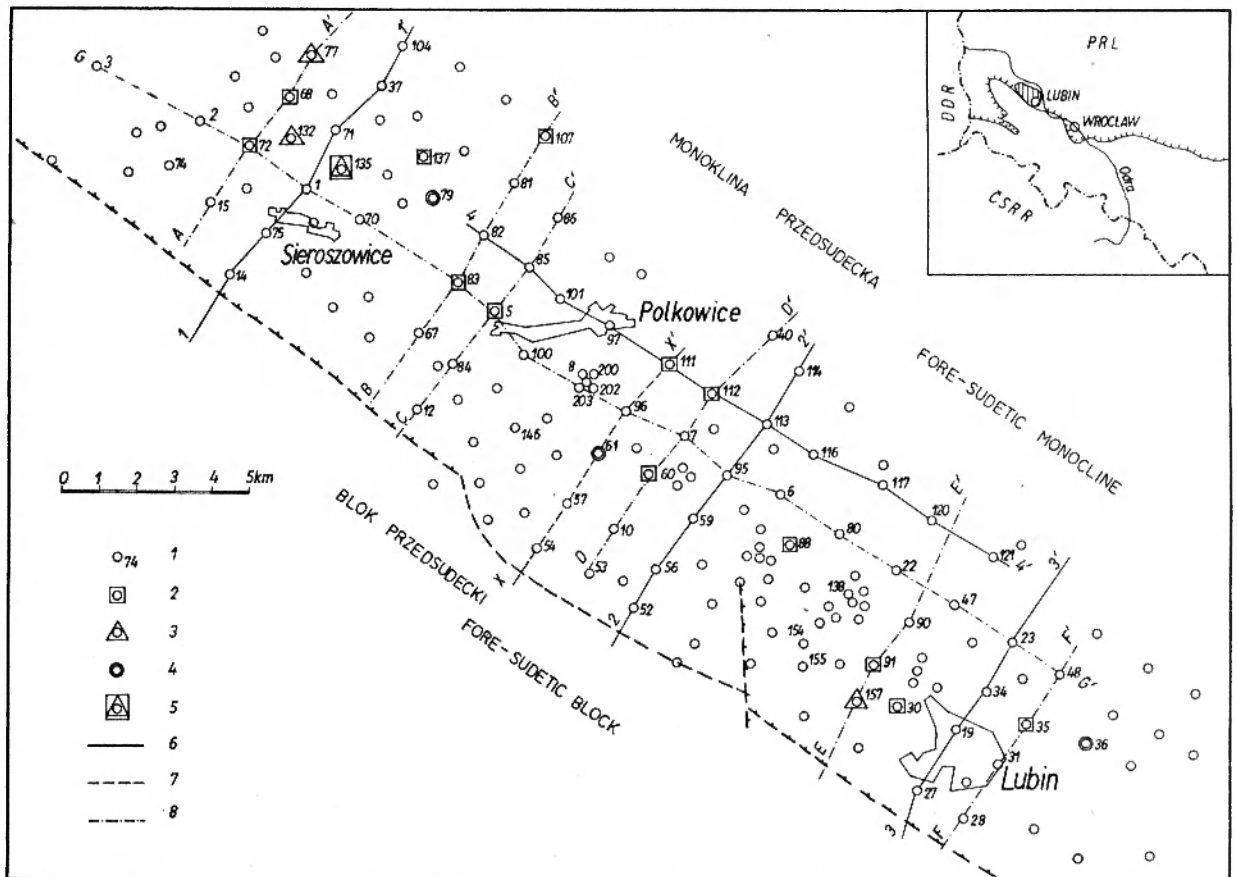


Fig. 1

Szkic sytuacyjny badanego obszaru z lokalizacją miejsc szczegółowych obserwacji, badań i pomiarów

1 — otwory wiertnicze wykorzystane w pracy (z podanym numerem są wymienione w tekście); 2 — otwory wiertnicze, w których wykonano analizy chemiczne skał; 3 — otwory wiertnicze, w których wykonano fotografie skał; 4 — otwory wiertnicze, w których wykonano analizy granulometryczne piaskowców; 5 — otwory wiertnicze, w których wykonano analizy chemiczne oraz fotografie skał; 6 — linie przekrojów geologicznych; 7 — linia przekroju litologicznego; 8 — linie przekrojów litofacjalnych osadów cechsztynu

Sketch map of the investigated area showing the localization of detailed observations, investigations and measurements

1 — bore-holes taken into account in this paper (the numbered ones are cited in the text); 2 — bore-holes in which chemical analyses of rocks were performed; 3 — bore-holes in which photographs of rocks were taken; 4 — bore-holes in which grain size analyses of sandstones were carried out; 5 — bore-holes in which both chemical analyses and photographs of rocks were performed; 6 — geological sections; 7 — lithological section; 8 — lithofacial sections of Zechstein deposits

szowic w latach 1957—1963. Zostały one uzupełnione obserwacjami przeprowadzonymi w latach późniejszych. Bogaty materiał uzyskany z przeszło 200 otworów wiertniczych, w przeważającej części pełnordzeniowych, pozwolił na wyjaśnienie problemów budowy geologicznej tego dość dużego, bo liczącego ponad 300 km², obszaru (fig. 1). Z dużą uwagą potraktowano zagadnienia stratygrafii, stosunków litofacjalnych i paleogeografii cechsztynu oraz tektoniki zbadanej części monokliny. Zwrócono również uwagę na niektóre problemy budowy złoża oraz pochodzenia mineralizacji miedziowej.

Na początku tych badań autor ustalił metodykę

profilowania rdzeni wiertniczych, zaproponował wydzielenia litologiczne oraz podział stratygraficzny stosowany później przez zespół geologów z Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie przy profilowaniu rdzeni z dalszych wierceń. Przy opracowywaniu litologii warstw skalnych omawianych w pracy dużą pomoc stanowiły wykonane przez A. Terlecką i Z. Wiatr opisy petrograficzne płytek cienkich oraz analizy chemiczne skał wykonane przez Laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie.

Wszystkim, którzy okazali mi pomoc przy realizacji badań składam serdeczne podziękowania.

MORFOLOGIA REJONU BADAŃ

Rejon lubińsko-sierszowicki leży w obrębie północno-zachodniej części Niziny Śląskiej. Rozległa ta nizina otoczona jest wyniesieniami: Wyżyną Śląską od południowego wschodu, Przedgórzem Sudeckim od południowego zachodu oraz Wzgórzami Trzebnickimi i Dalkowskimi od północy. Stanowi ona miejscami pofalowane obniżenie rozciągające się wzdłuż biegu Odry w kierunku NW—SE, równoległe do Sudetów. Fakt ten wskazuje na pewną predyspozycję geologiczną związaną z zaleganiem starszego podłoża pod przykryciem ilasto-piaszczystych osadów trzeciorzędu, na których złożone zostały utwory lodowcowe i rzeczne.

Granice opisywanego terenu rozciągającego się między Lubinem a Sierszowicami wyznaczają miejscowości: Radwanice, Potoczek, Żelazny Most, Koźlice, Siedlce, Osiek, Włoszczów, Parchów i Krępa. Cały ten obszar można pod względem morfologicznym podzielić na dwie odrębne części: zachodnią — płaską o równinnym krajobrazie oraz wschodnią — wyżej położoną z morenowym, lekko pofalowanym krajobrazem. Granicę między nimi można poprowadzić przez miejscowości Polkowice i Szklary Górne. Tereny położone na zachód od tej linii stanowią płaską równinę wzniesioną średnio około 130—140 m

npm. Znajdują się tu duże połacie terenów podmokłych, wilgotnych łąk i nieużytków, miejscami nawet niewielkie tereny zabagnione. Na piaszczystych, wyżej położonych obszarach rosną lasy. W przeciwieństwie do zachodniej wschodnia część rejonu posiada bardziej urozmaicony relief. Występuje tu charakterystyczny dla krajobrazu morenowego szereg płaskich wzniesień o wysokościach rzędu 190—220 m npm. przedzielonych płytkimi obniżeniami. Wzniesienia te należą do północnej części wzgórz legnicko-lubińskich biegnących w kierunku południowym i będących odgałęzieniem morenowych Wzgórz Dalkowskich. Najwyższe wzniesienia występują w częściach północnej i środkowej obszaru w okolicy miejscowości Żelazny Most i Koźlice. Sięgają one do wysokości 223,6 m. Również podobne kulminacje obserwujemy w okolicy Szklar Górnych, z tym że wysokości ich nie przekraczają 190 m npm. Różnice wysokości względnych pomiędzy wzniesieniami i obniżeniami sięgają 30—50 m, zwykle jednak nie przekraczają kilkunastu metrów.

W kierunku wschodnim cały teren ulega wyraźnemu obniżeniu, przechodząc stopniowo w szeroką w tym rejonie dolinę Odry.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO

Na północ od uskoku sudeckiego brzeżnego pod okrywą osadów kenozoicznych występują dwie duże jednostki tektoniczne wyższego rzędu oddzielone liniami dyslokacyjnymi. Są to — idąc od południowego zachodu — blok przedsudecki i monoklina przedsudecka. Dla północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego używana jest często nazwa wału

przedsudeckiego. Pojęcie to nawiązuje do nazwy wału podsudeckiego wprowadzonej przez Zwierzyckiego (1951), przez którą rozumie się obszar krystaliczny oddzielający region występowania utworów permskich i mezozoicznych monokliny przedsudeckiej od analogicznego regionu w Górach Kaczawskich. Wynika z tego, że pojęcie wału nie może być identy-

fikowane z pojęciem bloku przedsudeckiego, a jedynie z jego północno-zachodnią częścią.

Blok przedsudecki złożony jest z licznych jednostek geologicznych. Jest on elementem antyklinalnym w odniesieniu do występujących po obu jego stronach znacznie młodszych struktur synklinorialnych w Górach Kaczawskich oraz na obszarze monokliny przedsudeckiej. Stanowi on wydłużony w kierunku NW—SE obszar zbudowany z utworów krystalicznych zróżnicowanych zarówno litologicznie, jak i wiekowo. Występują w nim fragmenty orogénów: prekambryjskiego, kaledońskiego oraz warwscyjskiego intrudowane skałami magmowymi. Obok łupków metamorficznych i gnejsów obserwuje się tu również skały magmowe. Blok przedsudecki jest z dwóch stron obcięty uskokami, od południowego zachodu wspomnianym uprzednio uskokiem sudeckim brzeżnym (graniczy z blokiem Sudetów), a od północnego wschodu, na kontakcie z monokliną — strefą uskokuwą środkowej Odry (Tomaszewski 1963 a, b). Stanowią ją zespół uskokuw przebiegających generalnie w kierunku NW—SE. Zostaną one bliżej opisane w rozdziale omawiającym tektonikę.

Wierceniemi rozpoznano charakter uskokuwy tej granicy na przestrzeni około 30 km. Nazwa „linii Odry” użyta przez Bergera (1932) dla tej strefy dyslokacyjnej jest o tyle niesłuszna, że sugeruje jej przebieg wzdłuż całego biegu tej rzeki, co nie odpowiada rzeczywistości. Tomaszewski (1962 b, c) stwierdziwszy po raz pierwszy wierceniemi jej tektoniczny charakter nazwał ją początkowo uskokiem granicznym przedsudeckim. Oberc (1962) podając kilka możliwości interpretacji jej charakteru tektonicznego, zaproponował dla niej nazwę „dyslokacja środkowej Odry”. Wydaje się, że strefa uskokuwa środkowej Odry jest najbardziej odpowiednią nazwą, oddającą najlepiej jej złożony charakter tektoniczny. Choć w okolicy Lubina i Sieroszowic Odra tworzy łuk wypukły ku północnemu-wschodowi, oddalając się od strefy uskokuwej o około 20 km, to poza tym obszarem strefa uskokuwa zbliża się do jej koryta na odległość kilku zaledwie kilometrów, a niekiedy nawet je przecina. Fakty te w pełni uzasadniają zastosowanie zaproponowanej powyżej regionalnej nazwy.

W kierunku północno-zachodnim blok przedsudecki w okolicy Żar zanurza się pod utwory permskie i triasowe jednostki nazwanej przez Wyżykowskiego (1961) perykliną Żar. Ze względu na bardzo małą ilość odkrywek (występują wyłącznie w jego południowo-wschodniej części) i również niewielką ilość wierceń obecna znajomość budowy bloku, a w szczególności jego litologii, stratygrafii i tektoniki, jest ogólna. Lepiej dzięki licznym wierceniom poznana

jednostką jest monoklina przedsudecka zbudowana z osadów permskich i triasowych. W części położonej na północny wschód od Wrocławia obserwuje się ponadto w jej obrębie osady dolnego karbonu (Kłapciński 1959 a). Serie permskie i triasowe zapadają łagodnie w kierunku północno-wschodnim, stanowiąc równocześnie monoklinalne, płaskie skrzydło synkliny wielkopolskiej. Południowo-zachodnia granica monokliny ma, jak już podano wyżej, charakter tektoniczny, a za północno-wschodnią jej granicę przyjmuje się umowną linię stanowiącą oś synkliny wielkopolskiej.

Obie jednostki — blok i monoklina — są przykryte grubą okrywą utworów młodszych trzecio- i czwartorzędowych, należą więc do tak zwanych „obszarów zakrytych” (Czermiński, Tomaszewski 1961). Miąższość tej okrywy maleje ku południowi.

Uskok sudecki brzeżny i strefa uskokuwa środkowej Odry są głównymi dyslokacjami wpływającymi w dużej mierze na budowę i historię geologiczną całego regionu. W starszym paleozoiku Sudety wraz ze strefą przedsudecką stanowiły prawdopodobnie jeden blok. Świadczy o tym obecność analogicznych, prekambryjskich i kaledońskich, kompleksów skalnych na terenie Gór Kaczawskich, bloku przedsudeckiego oraz podłoża monokliny (fig. 2); (Cloos 1922; Teisseyre 1957). Według Cloosa (*op. cit.*) uskok

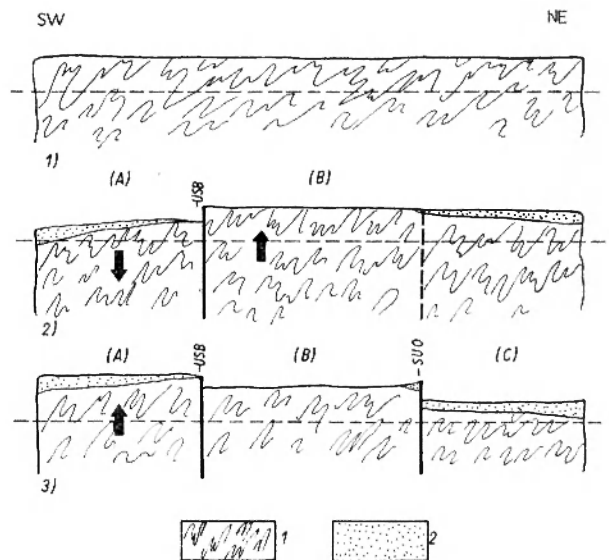


Fig. 2

Schemat rozwoju budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego
1 — skały krystaliczne; 2 — skały osadowe; USB — uskok sudecki brzeżny, SUO — strefa uskokuwa środkowej Odry; (A) — blok Sudetów, (B) — blok przedsudecki, (C) — blok monokliny przedsudeckiej i jej krystalicznego fundamentu

The development of the geological structure of the Foresudetic region

1 — crystalline rocks; 2 — sedimentary rocks; USB — Sudetic marginal fault, SUO — Middle Odra fault zone; (A) — Sudetic block, (B) — Foresudetic block, (C) — Foresudetic monocline and its crystalline basement

sudecki brzeżny zarysował się w karbonie podczas ruchów orogenezy waryscyjskiej. Rozciął on pierwotnie lity kompleks struktur orogenicznych na dwa bloki — sudecki i przedsudecki. W młodszym paleozoiku i mezozoiku duże obszary Sudetów obniżały się, będąc terenami intensywnej sedymentacji, na przykład synklina północno-sudecka i depresja śródsudecka. Brzeżne fragmenty bloku przedsudeckiego stanowiły w różnych okresach górnego paleozoiku i ewentualnie też mezozoiku bądź obszary sedymentacji (górną dewon, dolny karbon, czerwony spągowiec), bądź obszary denudacji. Formacje występujące w przylegających do wału obszarach sedy-

mentacyjnych miały zapewne większe niż obecnie rozprzestrzenienie i w różnych okresach obejmowały różne przyległe części bloku przedsudeckiego. Obszar położony na północny-wschód od wypiętrzonego bloku ulegał również powolnemu obniżaniu, stając się terenem ciągłej sedymentacji utworów permskich i mezozoicznych (fig. 2). W czasie ruchów orogenezy alpejskiej, w trzeciorzędzie Sudety zostały wypiętrzone, obszar przedsudecki uległ rozbiću wzdłuż uskokuwej strefy środkowej Odry na część stabilną pozostającą w dawnym położeniu (obecny blok przedsudecki) i część obniżoną (obecny blok monokliny przedsudeckiej).

STRATYGRAFIA I CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA UTWORÓW GEOLOGICZNYCH OKOLIC LUBINA I SIERSZOWIC

W budowie geologicznej wglębnej obszaru położonego pomiędzy Lubinem a Sierszowicami uczestniczą trzy odrębne kompleksy skalne. Są to idąc od dołu ku górze: najstarszy kompleks skał krystalicznych (proterozoik, starszy paleozoik) tworzących krystaliczny fundament monokliny, kompleks młodszy skał osadowych permu i triasu (a w terenie położonym na północ od badanego obszaru również jury) tworzących monoklinę przedsudecką oraz najmłodszy kenozoiczny (neogen-plejstocen) stanowiący okrywę monokliny i bloku przedsudeckiego. Poszczególne kompleksy zalegają na sobie dyskordantnie i są przedzielone długimi lukami stratygraficznymi. Szczegółową stratygrafię utworów biorących udział w budowie tego obszaru przedstawiono na załączonej tablicy stratygraficzno-litologicznej (tab. 11). Stratygrafia powyższych utworów oparta jest głównie na zmianach w wykształceniu litologiczno-facjalnym oraz na analogiach z sąsiednimi obszarami o ustalonym wcześniej rozpozniomowaniu stratygraficznym. Pewnej dokumentacji faunistycznej przeważnie brakuje. Wyjątek stanowią tu utwory wapienia muszlowego i kajpru (Kłapciński 1959 a) zawierające przewodnią faunę oraz częściowo cechsztynu (głównie serie skał węglanowych) z nielicznymi okazami skamielin. Próby oparcia stratygrafii na mikrofaunie przeprowadzone przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie w osadach trzecio- i czwartorzędu zawiodły. Okazało się, że obecna tam mikrofauna jest uboga w osobniki, ponadto poszczególne okazy są źle zachowane, przeważnie młodociane i nie nadają się do oznaczenia. Pewne nadzieje na pomyślne rozwiązanie tego problemu w obrębie skał cechsztynu rokowały badania mikrofauny przeprowadzone na szlifach skał węglanowych.

Szereg zagadnień stratygraficznych nie został

dotychczas rozwiązany pomimo dysponowania szczegółowymi materiałami geologicznymi z dużej ilości wierceń. Należy tu wymienić takie problemy, jak: granice między plejstocenem i pliocenem, następnie pomiędzy pstrym piaskowcem a cechsztynem oraz cechsztynem a czerwonym spągowcem (problem wieku tzw. białego spągowca). Nie ustalono dotychczas pewnie wieku skał krystalicznych występujących zarówno w fundamencie monokliny, jak też w bloku przedsudeckim. Problemy te zostaną bardziej szczegółowo ujęte przy omawianiu poszczególnych ogniwi stratygraficznych.

Opis stratygrafii i litologii warstw autor rozpocznie od zalegających w spągu najstarszych skał krystalicznych, aby następnie omówić kolejno utwory permu, triasu, trzeciorzędu i czwartorzędu.

SKAŁY PODŁOŻA KRYSZALICZNEGO

Podłoże krystaliczne stanowią różne skały metamorficzne oraz skały magmowe. Są one najstarszymi utworami badanego obszaru. Wiek ich nie został ściśle określony. Prawdopodobnie należą do proterozoiku oraz częściowo starszego paleozoiku wykazując pewne podobieństwo do skał występujących w Górach Kaczawskich oraz w obrębie bloku przedsudeckiego.

Wymienione utwory metamorficzne i magmowe tworzą skomplikowaną strukturę mozaikową będącą wynikiem nałożenia się na siebie kilku przynajmniej faz ruchów górotwórczych połączonych ponadto z działalnością magmatyczną. Dotychczasowa ich znajomość jest bardzo fragmentaryczna i oparta wyłącznie na nielicznych wierceniach. W rejonie Lubin—Sierszowice nawiercono krystaliczny fundament monokliny jedynie trzema otworami, i to

wyłącznie jego stropową część. Czwarty otwór, który nawiercił skały metamorficzne położony był już na obszarze wału przedsudeckiego w okolicy Jędrzychówka. W jednym z tych profili S—155, położonym w pobliżu Lubina (fig. 1) pod utworami czerwonego spągowca, zalegają fyllity przeławiczone piaskowcami szarogłazowymi, niżej metamorficzne łupki biotytowe, a pod nimi gnejsy. W innym profilu S—148 (fig. 1) położonym na południe od Polkowic, poniżej czerwonego spągowca nawiercono łupki metamorficzne biotytowo-kwarcowe, a w profilu S—74 (fig. 1) położonym na zachód od Sieroszowic pod utworami czerwonego spągowca napotkano fyllity oraz skały hornfelsowe, a pod nimi lekko zmienione granodioryty. Charakter petrograficzny tych skał, a także wzajemne położenie przestrzenne oraz wiek są trudne do określenia na podstawie niewielkich próbek z rdzeni wiertniczych. Zagadnienie to będzie wymagać jeszcze dalszych studiów opartych na bogatszym materiale, i to z większej ilości wierceń.

PERM

Reprezentowane tu są oba oddziały permu: dolny — czerwony spągowiec i górny — cechsztyń. Osadzone na obszarze monokliny klastyczne utwory lądowe należą do górnego czerwonego spągowca (Milewicz, Pawłowska 1961), natomiast zalegające nad nimi morskie osady cechsztyń obejmują cały jego pełny profil (Tokarski 1959; Tomaszewski 1962 a, b, c).

CZERWONY SPĄGOWIEC

Osady czerwonego spągowca są szeroko rozprzestrzenione na całym obszarze monokliny przedsudeckiej, począwszy do Opola poprzez Wrocław, Lubin aż po Żary. Grubość tych utworów wzrasta z południowego wschodu ku północnemu zachodowi i w rejonie Lubina—Sieroszowic wynosi już około 260—300 m. Utwory czerwonego spągowca występują również miejscami na terenie bloku przedsudeckiego w formie wąskiego, szybko w kierunku południowo-zachodnim wyklinowującego się pasa przylegającego do strefy uskokuwej środkowej Odry. Stanowią one zachowane resztki utworów permu osadzonych pierwotnie na obrzeżeniu i stokach wypiętrzonego w tym okresie wału przedsudeckiego. Zagadnienie szczegółowej stratygrafii czerwonego spągowca jest trudne do rozwiązania. Brak jest naukowych podstaw do przeprowadzenia podziału stratygraficznego tej monotonnej 300-metrowej grubości serii. Za przynależnością nawierconej części czerwonego spągowca do najmłodszego ogniwa tej formacji przemawia przejście do cechsztyń (biały spągowiec). Nie ustalona

pozostaje nadal pozycja stratygraficzna białych piaskowców zalegających poniżej cechsztyńskich łupków miedzionośnych w stropie czerwonego spągowca. Szereg geologów zalicza je do cechsztyń. Autor opierając się na własnych badaniach w rejonie Lubin—Sieroszowice uważa, że białe piaskowce należą do czerwonego spągowca z wyjątkiem stropowej ich partii (o miąższości do kilku metrów), przerobionej i redeponowanej przez transgredujące morze cechsztyńskie, która należy do cechsztyń.

Obserwacje rdzeni czterech otworów wiertniczych, które przebiły cały czerwony spągowiec wykazują, że cała 300-metrowej grubości seria wykształcona jest bardzo monotonnie. Obecne są tu przede wszystkim piaskowce kwarcowe, miejscami arkozowe, drobno- i średnioziarniste, czerwone lub czerwono-brunatne, rzadziej wiśniowo-fioletowe. Spoiwo piaskowców jest przeważnie ilaste, czasem ilasto-węglanowe, na ogół dość ubogie, typu porowego lub kontaktowego. Sporadycznie ujawniają się w spoiwie domieszki gipsu. Piaskowce czerwone są słabo zwięzłe, rozsypliwie, porowate, mają strukturę psamitową, teksturę bezładną, wielkość ziarn różną — od 0,04 do 0,5 mm. Największa ilość ziarn ma wymiary 0,1—0,2 mm (fig. 3). Miejscami obserwuje się delikatne warstwowanie przekątne (laminacje), pod różnymi kątami (profil S—154) (fig. 1). Skład mineralny przedstawia się następująco: kwarc — do 80%, skalenie — od kilku do 20%, blaszki łuszczyków,

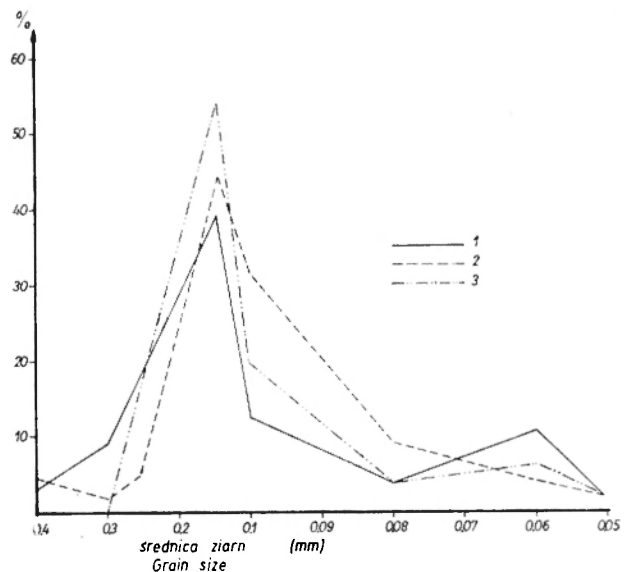


Fig. 3

Wykresy składu granulometrycznego piaskowców czerwonego spągowca

1 — piaskowiec z profilu S—36; 2 — piaskowiec z profilu S—61; 3 — piaskowiec z profilu S—79 (lokalizacja na fig. 1)

Diagram of grain size composition of Rotliegendes sandstones
1 — sandstone, profile S—36; 2 — sandstone, profile S—61; 3 — sandstone, profile S—79 (localization as in fig. 1)

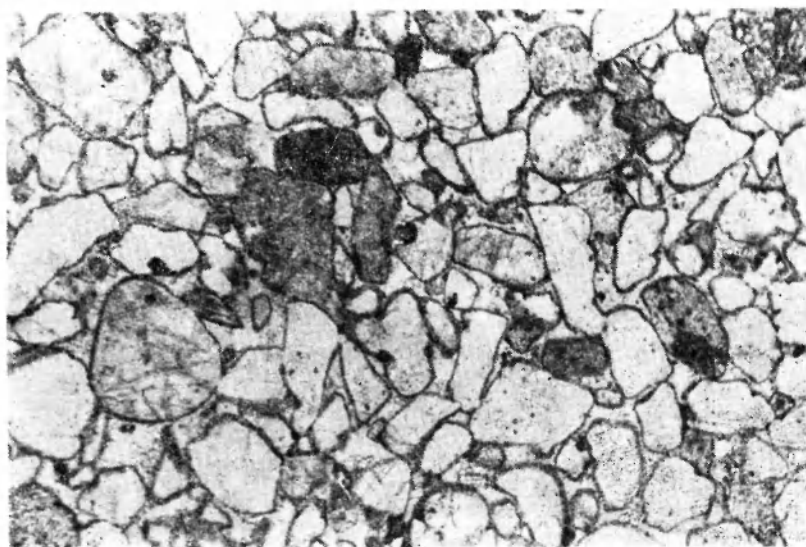


Fig. 4

Mikrofotografia piaskowca czerwonego spągowca przy równoległych nikolach. Widoczne ciemne otoczki tlenków żelaza wokół ziarn piasku profil S-135, powiększenie około 60× (lokalizacja na fig. 1)

Microphotograph of Rotliegendes sandstone. Iron oxides form dark rims around grains of sand. Profile S-135. × 60 (localization as in fig. 1)

okruchy różnych skał przeważnie krzemionkowych — do kilku procent. Ziarna są przeważnie słabo obtoczone. Skalenie ulegają często serycytacji i kaolinizacji. Charakterystyczna, czerwona barwa piaskowców spowodowana jest obecnością cienkich otoczek tlenków żelaza (getytu?) na poszczególnych jego ziarnach (fig. 4).

Miejscami w piaskowcach zaznacza się laminacja w postaci naprzemianległych, cienkich warstewek czerwonych i białych lub jasno-szarych. Podrzędnie w obrębie piaskowców występują nie przekraczające paru metrów grubości przeławiczenia piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców, przeważnie drobnoziarnistych. Obserwuje się w nich zazwyczaj słabo obtoczone otoczki kwarcu oraz w mniejszej ilości litydów, kwarcytów, itp. Spoiwo zlepieńców jest obfite, piaszczyste lub piaszczysto-ilaste. Sporadycznie obserwuje się wśród osadów piaszczystych cienkie wkładki iłolupków, przeważnie czerwono-brunatnych, z licznymi drobnymi blaszkami ływczyków. Iłolupki są dość zwarte bez wyraźnie zaznaczającego się złupkowania.

W stropie czerwonego spągowca występuje na całym obszarze warstwa białych piaskowców (nazywanych białym spągowcem). Grubość strefy białych piaskowców jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do przeszło czterdziestu metrów. Ogólnie można stwierdzić, że największe ich miąższości występują w południowo-wschodniej części obszaru, w okolicach Lubina, a najmniejsze w północno-zachodniej, w okolicach Sierszowic (fig. 5). Pomiedzy białymi i czerwonymi piaskowcami brak jest ostrej

granicy, a przeciwnie — przeważnie obserwuje się stopniowe przejście od barwy jasno-szarej, kremowej poprzez różową, jasnoczerwoną aż do czerwonej.

Tabela 1

Skład chemiczny czerwonych piaskowców (czerwony spągowiec)
Chemical composition of red sandstones (Rotliegendes)

	Piaskowiec z rejonu Lubina profil S-35 Sandstone from the vicinity of Lubin Profile S-35 %	Piaskowiec z rejonu Polkowic profil S-111 Sandstone from the vicinity of Polkowice Profile S-111 %	Piaskowiec z rejonu Sierszowic* profil S-135 Sandstone from the vicinity of Sierszowice* Profile S-135 %
SiO ₂	84,05	84,67	67,44
Al ₂ O ₃	3,87	4,30	3,35
Fe ₂ O ₃	0,33	1,53	1,20
CaO	3,66	1,18	7,76
MgO	0,52	0,26	0,41
Mn	0,02	0,04	0,02
K ₂ O	0,72	3,07	2,67
Na ₂ O	0,04	1,13	0,34
CO ₂	3,43	1,07	0,89
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,06
C org.	0,39	0,16	0,65
SO ₃	0,12	0,42	10,30
Ss	0,03	0,31	0,30
FeS ₂	0,02	0,57	0,58
H ₂ O-	0,03	0,16	0,70
H ₂ O+	0,21	0,35	2,81

* piaskowiec posiada spoiwo gipsowo-ilaste
sandstone with gypseous-argillaceous cement

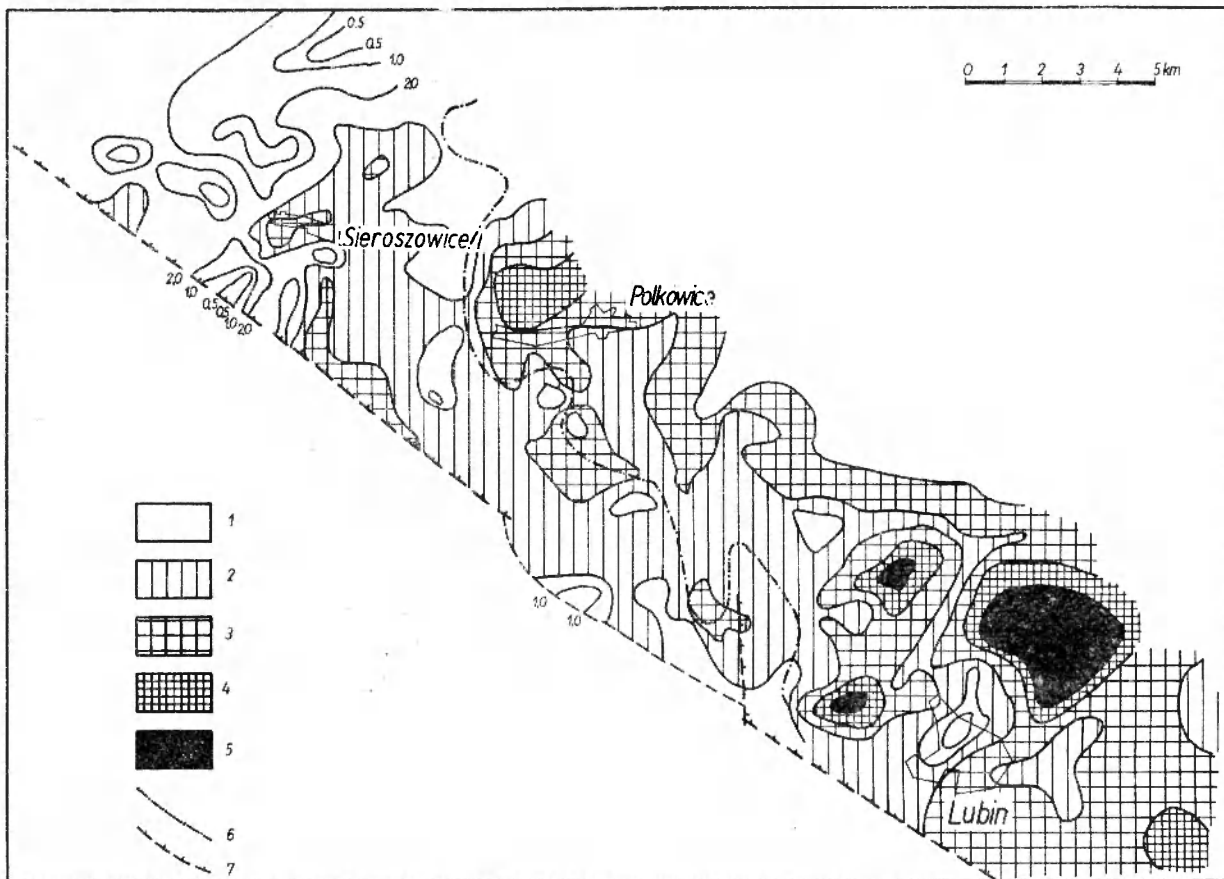


Fig. 5

Mapa miąższości białych piaskowców (łączna miąższość białych piaskowców cechsztynu oraz białego spągowca)
 miąższość białych piaskowców: 1 – do 5 m; 2 – 5 do 10 m; 3 – 10 do 15 m; 4 – 15 do 20 m; 5 – ponad 20 m; 6 – SW granica zasięgu mineralizacji
 miedziowej w białych piaskowcach; 7 – strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of white sandstones (total thickness of both Zechstein and Weissliegendes white sandstones)
 thickness of white sandstones: 1 – below 5 metres; 2 – 5–10 metres; 3 – 10–15 metres; 4 – 15–20 metres; 5 – over 20 metres; 6 – SW limit of copper
 mineralization in white sandstones; 7 – Middle Odra fault zone

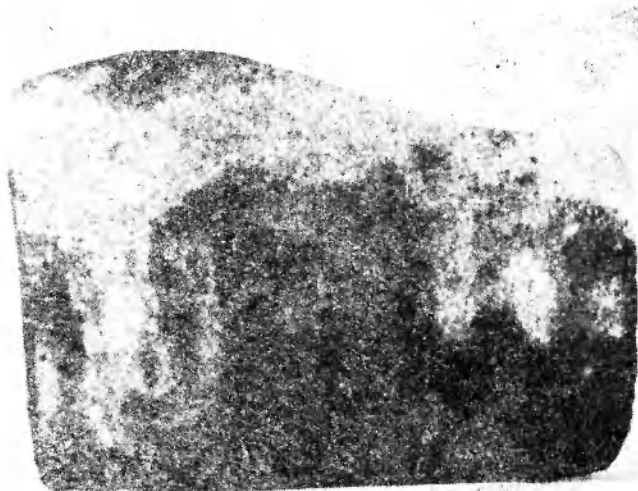


Fig. 6

Nieregularne, żelaziste smugi (getyt, hematyt) na pograniczu białego i czerwonego spągowca, profil S–132, wielkość naturalna (lokalizacja na fig. 1)

Irregular ferruginous streaks (goethite and hematite) on the border of the Weissliegendes and the Rotliegende. Profile S–132, natural size (localization as in fig. 1)

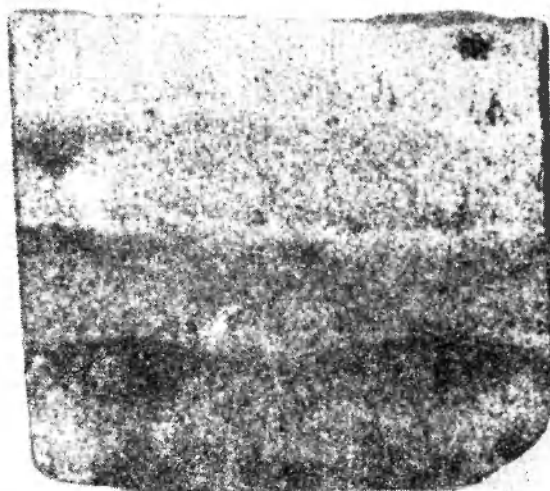


Fig. 7

Soczewkowatego kształtu żelaziste plamy w spągu białego spągowca profil S–77, wielkość naturalna (lokalizacja na fig. 1)

Lenticular ferruginous spots at the sole of the Weissliegendes, Profile S–77, natural size (localization as in fig. 1)

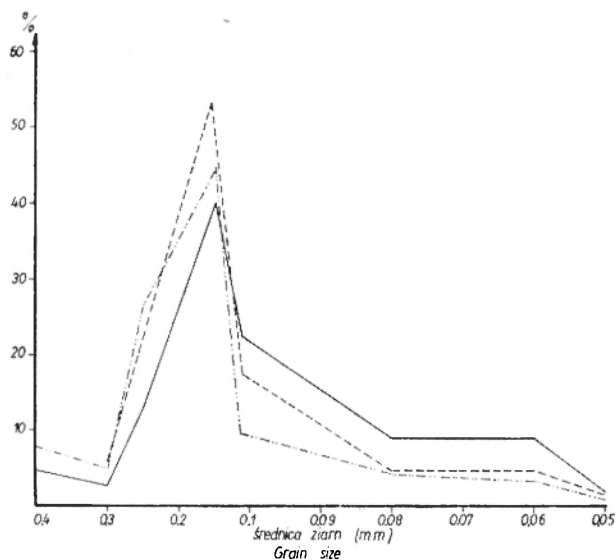


Fig. 8

Wykresy składu granulometrycznego piaskowców białego spągowca (objaśnienia jak na fig. 3)

Diagram of grain size composition of Weissliegendes sandstones. (Legend as in fig. 3)

Ponadto w spągowej części białych piaskowców obecne są miejscami nieregularne smugi i plamy barwy rdzawo-czerwonej (fig. 6, 7).

Piaskowce białe są zazwyczaj drobnoziarniste, rzadko tylko średnioziarniste. Tekstura ich jest bezładna, wielkość ziarn również w granicach od 0,04 do 0,5 mm (największa ilość ma wymiary 0,1–0,2 mm); (fig. 8). Ziarna są słabo obtoczone, przeważnie kwarcowe. Ponadto występują ziarna skaleni w ilości do 20% oraz sporadycznie ziarna łupków krzemionkowych, litytów, itp. Piaskowce te są dość porowate, słabo zwięzłe. Spoiwo ich jest w stropowej części obfite, często z domieszką węglanów. Ku dołowi maleje ilość spoiwa i zmienia się na ilaste. W części zachodniej i środkowej obszaru, w okolicy Sieroszowic i Polkowic piaskowce białego spągowca mają w stropowej części spoiwo gipsowe względnie węglanowo-gipsowe. Przypuszczalnie związane to jest z małą miąższością wyżej leżących dolomitów i wapieni (rzędu 10–15 m), w przeciwieństwie do pozostałego obszaru, gdzie miąższość ta wynosi około 50–70 m, i możliwością przenikania roztworów z CaSO₄ do piaskowca z zalegających nad dolomitami anhydrytów. W części wschodniej i północno-wschodniej obszaru (okolice Lubina i Pieszkowic), w stropowej części białych piaskowców obecne są siarczki miedzi. Podstawiają (zastępują) one w charakterystyczny sposób spoiwo piaskowca.

Prowadzone szczegółowe badania geologiczne, mineralogiczno-petrograficzne i chemiczne nad czerwonymi i białymi piaskowcami czerwonego spągowca

Tabela 2
Skład chemiczny piaskowców białego spągowca
Chemical composition of Weissliegendes sandstones

	Piaskowiec z rejonu Lubina profil S—30 Sandstone from the vicinity of Lubin Profile S—30 %	Piaskowiec* z rejonu Polkowic profil S—111 Sandstone from the vicinity of Polkowice* Profile S—111 %	Piaskowiec* z rejonu Sieroszowic profil S—135 Sandstone from the vicinity of Sieroszowice* Profile S—135 %
SiO ₂	85,84	71,94	66,76
Al ₂ O ₃	4,85	4,04	3,40
Fe ₂ O ₃	0,40	0,50	0,66
CaO	2,08	6,41	8,83
MgO	0,63	0,32	0,40
Mn	0,02	0,02	0,05
K ₂ O	1,60	2,77	2,25
Na ₂ O	0,25	0,74	0,26
CO ₂	1,64	1,81	1,45
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,06
C org.	0,38	0,10	0,20
SO ₃	1,21	6,56	10,80
Ss	0,22	0,14	0,05
FeS ₂	0,30	0,25	0,11
H ₂ O ⁺	0,28	1,45	0,62
H ₂ O ⁺	0,28	1,47	3,55

* ze spoiwem ilastym, gipsowym
with argillaceous, gypseous cement

wykazały ich podobieństwo. Wyjątek stanowiło jedynie zabarwienie oraz częściowo rodzaj i ilość spoiwa. Analogie i różnice przedstawiają się w skrócie następująco:

1. Wykształcenie litologiczne — wysortowanie, stopień obtoczenia i skład mineralny ziarn, charakter spoiwa, itp. — piaskowców czerwonego i białego są takie same lub bardzo zbliżone.

2. Krzywe uziarnienia piaskowców czerwonego i białego są identyczne, a na przykład krzywe uziarnienia piaskowców z pstrego piaskowca są zupełnie inne (fig. 3, 8, 9).

3. W obrębie spągowej części białych piaskowców obecne są miejscami czerwono-rdzawe, nieregularne, często soczewkowate plamy i smugi. Mogą one być relikdami nieodbarwionego (zażelazionego) pierwotnie czerwonego piaskowca (fig. 6, 7).

4. Brak jest ostrej granicy pomiędzy czerwonym i białym piaskowcem. Zazwyczaj występuje stopniowe przejście poprzez ciemno-różowy i jasno-różowy do białego. W przypadku przynależności białych piaskowców do osadów transgredującego morza cech-szyńskiego, jak niektórzy badacze sądzą (Wyżykowski, Krason, Jerzykiewicz), granica ta powinna być ostra, a obydwa piaskowce winny się litologicznie różnić.

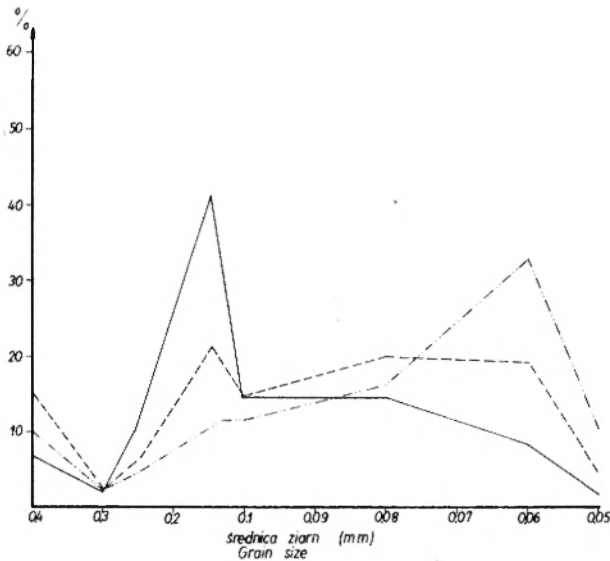


Fig. 9

Wykresy składu granulometrycznego piaskowców pstrego piaskowca (objaśnienia jak na fig. 3)

Diagrams of grain size composition of Buntsandstein sandstones (Legend as in fig. 3)

5. Piaskowiec czerwony różni się od białego głównie obecnością cienkich otoczek czerwonych tlenków żelaza na ziarnach piasku (fig. 4), a co się z tym wiąże większą zawartością żelaza.

Przytoczone powyżej fakty świadczą wyraźnie przeciw cechsztyńskiemu wiekowi białych piaskowców, z wyjątkiem cienkiej (do 2–3 m) stropowej części, która została redeponowana w czasie transgresji morza cechsztyńskiego. Piaskowce białe stanowią stropową partię czerwonego spągowca, odbarwioną pod wpływem oddziaływania morza cechsztyńskiego transgredującego na nie. Możliwe, że są one efektem procesu zbliżonego do bielcowania polegającego na redukcji trójwartościowego, trudno rozpuszczalnego żelaza do dwuwartościowego, łatwiej rozpuszczalnego i następnie odprowadzeniu go ze skały. Procesy geochemiczne, które powodowały te zmiany nie zostały dotychczas wyjaśnione, przypuszczalnie związane były z wodami i środowiskiem redukcyjnym morza cechsztyńskiego, pokrywającego je. Nie można jednak wykluczyć, że piaskowce te miały już barwę białą w momencie transgresji morza cechsztyńskiego.

CECHSZTYN

Litostratygrafia warstw

Osady cechsztynu zalegają na utworach czerwonego spągowca. Są to osady płytkiego, epikontynentalnego morza charakteryzującego się zmiennością facji w zależności od odległości od brzegu. We wschodniej części monokliny (otwór Krajków — Eisentraut 1939) obecna jest facja lądowa. Miąższość morskich

osadów wzrasta w kierunku północnym, ku środkowi basenu. Stratygrafia cechsztynu jest trudna do rozwiązania w oparciu na faunie ze względu na małą ilość skamienielin przewodnich. Dawny podział stratygraficzny cechsztynu na dolny, środkowy i górny jest mało uzasadniony właśnie ze względu na brak datowania faunistycznego. Przedstawiono go poniżej wyłącznie dla celów porównawczych. Według Fuldy (1935) do dolnego cechsztynu w środkowych Niemczech należą zlepieńce graniczne, łupki miedzionośne i wapienie cechsztyńskie, do środkowego — anhydryty, najstarsza sól i dolomit główny (łupki cuchnące), wyżej leżące utwory anhydrytowe, solne i ilaste należą już do górnego cechsztynu. Miąższości cechsztynu dolnego, środkowego i górnego wynoszą dla środkowoniemieckiej niecki głównej odpowiednio: około 5 m, 95 m i 550 m.

Podział cechsztynu oparty na zjawiskach sedymentacyjno-klimatycznych i sedymentacyjno-diastraficznych wprowadził Richter-Bernburg (1951). W obrębie solonośnego cechsztynu basenu niemieckiego wyróżnił on trzy cykle sedymentacyjne: Werra — obejmujący dolny i środkowy cechsztyń, Stassfurt — reprezentujący dolną część cechsztynu górnego i dolnosaksoński odpowiadający górnym warstwom cechsztynu górnego. W późniejszym czasie Richter-Bernburg (1955 a, b) rozbił serię dolnosaksońską na dwa cyklotemy (Leine i Aller) tak, że obecnie podział ten dla cechsztynu solonośnego Niemiec przedstawia się następująco:

- cyklotem 4 Aller (Z 4)
- cyklotem 3 Leine (Z 3)
- cyklotem 2 Stassfurt (Z 2)
- cyklotem 1 Werra (Z 1)

Nazwy dla poszczególnych cykli zostały utworzone od nazw geograficznych (miejscowości czy rzek) z rejonów, gdzie dany cykl jest w pełni rozwinięty.

Poszczególne cyklotemy sedymentacyjne powstały jako wynik kolejnego osadzania poszczególnych członów cyklu — od osadów klastycznych począwszy, a na ewaporatach skończywszy. W pełni rozwinięty cyklotem będący efektem sedymentacji jednego cyklu rozpoczyna się utworami klastycznymi (piaskowce, łupki), na których kolejno osadzają się osady węglanowe (wapienie i dolomity), osady siarczanowe (anhydryty i gipsy) oraz solne (sole kamienne i potasowe), kończące cykl. Na osadach solnych kończących jeden cyklotem sedymentują utwory klastyczne rozpoczynające kolejny, nowy cyklotem.

Zazwyczaj cyklotemy sedymentacyjne, z wyjątkiem centralnych partii basenu, nie mają wszystkich członów sedymentacyjnych. Zmiany warunków fizykochemicznych w brzeżnych częściach basenu sedy-

mentacyjnego mogą prowadzić do powstania luk w normalnym następstwie osadów, na przykład po anhydrytach zamiast soli osadzają się skały ilaste rozpoczynające następny cyklotem. Nowy cyklotem mogą też rozpoczynać skały węglanowe przy braku wykształcenia skał klastycznych.

Niesłuszne wydaje się przyjmowanie dla poszczególnych cyklotemów na obszarze Polski nazw przeniesionych z terenu Niemiec, jako nazw lokalnych i obcych polskiemu słownictwu geologicznemu. Autor uważa, że najpoprawniejsze będzie wprowadzenie podziału na cykle sedimentacyjne nazwane kolejno: cechsztyn 1-szy (P_2^1), cechsztyn 2-gi (P_2^2), cechsztyn 3-ci (P_2^3) i cechsztyn 4-ty (P_2^4). Podział powyższy na cyklotemy 1-szy, 2-gi, 3-ci i 4-ty jest prosty i bez trudności można go stosować na całym obszarze Polski, i zupełnie wystarczający dla paralelizacji czy porównania

poszczególnych cyklotemów z analogicznymi cyklotemami z terenu Niemiec i innych obszarów występowania cechsztynu.

Tokarski (1956) w swym opracowaniu profilów geologicznych otworów Wschowa i Ostrzeszów przeprowadził już w 1956 roku właściwy podział cechsztynu głębszych partii monokliny na cztery cyklotemy. Z tym to podziałem najlepiej można paralelizować cechsztyn rejonu Lubin—Sierszowice. Przeprowadzone przez autora obserwacje i badania wykazały, że podział cechsztynu na tym obszarze przeprowadzony na materiale z przeszło 200 otworów wiertniczych przedstawia się jak w tabeli 3. Opis litologii i wykształcenia poszczególnych warstw rozpoczęto od najstarszych, przechodząc następnie kolejno do coraz młodszych.

Białe piaskowce (P—O) stanowią najniższy poziom

Tabela 3

Porównanie podziału stratygraficznego osadów cechsztynu w okolicach Lubina i Sierszowic oraz w środkowych Niemczech
Correlation between stratigraphic divisions of Zechstein sediments in vicinity of Lubin and Sierszowice as well as Middle Germany area

Cyklotem Cyclothem	Poziom litologiczny Lithologic stage	Symbol	Miąższość Thickness	Odpowiednik w Niemczech Equivalent in Germany	
P_2^4 cechsztyn 4 Zechstein 4	iłowce czerwone górne upper red clay	Ł-4 (g)	10-32 m	Zechsteinletten Z-4r	Aller (Z-4)
	gipsy i anhydryty gypsum a. anhydrite	A-4	0-2,5 m	Grenzanhydrit A-4r	
	iłowce czerwone dolne lower red. clay	Ł-4 (d)	3,5-12 m	Roter Salztou T-4	
P_2^3 cechsztyn 3 Zechstein 3	anhydryt anhydrite	A-3	0-42 m	Hauptanhydrite A-3	Leine (Z-3)
	iłowce szare w stropie często dolomitowe grey clay, in upper part often dolomitic	Ł-3	2-14 m	Grauer Salztou T-3	
P_2^2 cechsztyn 2 Zechstein 2	anhydryt anhydrite	A-2	16-35 m	Basalanhydrit A-2	Stassfurt (Z-2)
	dolomit szary grey dolomite	W-2	0-16 m	Hauptdolomit Ca-2	
P_2^1 cechsztyn 1 Zechstein 1	anhydryt górny upper anhydrite	A-1 (g)	20-70 m	Oberer Werra-Anhydrit A-1 (o)	Werra (Z-1)
	sól kamienna salt (Halite)	Na-1	0-76 m	Werra Steinsalz Na-1	
	iłowiec gipsowy gypsum-clay	A-1 (Ł)	0-6 m		
	anhydryt dolny lower anhydrite	A-1 (d)	30-70 m	Unterer Werra-Anhydrite A-1 (u)	
	wapienie i dolomity limestone and dolomite	W-1	7-140 m	Zechsteinkalk Ca-1	
łupek miedzionośny copper bearing shales	Ł-1	0-1,1 m	Kupferschiefer T-1		
P_2^0	dolomit graniczny border dolomite	W-O	0-0,3 m		
	biały piaskowiec white sandstone	P-O	0 ~ 3 m		

cechsztynu. Obserwuje się je na znacznej części obszaru Lubin—Sieroszowice. Miąższość białych piaskowców cechsztyńskich jest zmienna od kilkudziesięciu centymetrów do 2—3 m. Od leżących niżej piaskowców białego spągowca różnią się obecnością pierwotnych struktur sedymentacyjnych związanych z transportem i sedymentacją materiału detrytycznego w środowisku wodnym. Spoiwo ilasto-węglanowe porowe przechodzi ku stropowi w spoiwo węglanowe podstawowe. Lokalnie występuje również spoiwo gipsowe lub węglanowo-gipsowe. Najwyższa część piaskowca o barwie ciemnoszarej zawiera dużo substancji ilastej w postaci nieregularnych laminek i smug. Miąższość tej warstewki nie przekracza 2—3 cm.

Skład mineralny białych piaskowców jest monotony — kwarc stanowi 75—85% wszystkich ziarn, skalenie stanowią do 15%, inne ziarna do 8%. Wielkość ziarn zawiera się w granicach od 0,01 do 0,5 mm — dominują ziarna wielkości 0,031—0,25 mm. Przeważają ziarna o zaokrąglonych narożach (55—65%), obtoczonych jest 22—30%, kanciastych 13—15%. W części wschodniej obszaru białe piaskowce są zmineralizowane siarczkami miedzi (na zmiennej miąższości).

Dolomit graniczny (W—O) występuje pomiędzy białymi piaskowcami (P—O) a łupkami miedzionymi (Ł—1) na dość znacznych powierzchniach we wschodniej i częściowo środkowej części rejonu Lubin—Sieroszowice. Miąższość warstwy dolomitu granicznego w zasadzie nie przekracza 0,3 m. W obrębie warstwy dolomitu granicznego wyróżniono odmiany dolomitową i wapienno-dolomitową. Stwierdzono również występowanie odmian litologicznych z wyraźnym smugowaniem substancją ilastą oraz występowanie w dolomicie ziarn kwarcu detrytycznego o wymiarach od 0,01 do 0,3 mm. Dolomit graniczny jest zmineralizowany siarczkami miedzi.

Łupki miedzionośne (Ł—1) występują na znacznej części obszaru Lubin—Sieroszowice. Miejscami jednak na niewielkich powierzchniach nie osadziły się wcale. Brak łupków może być również spowodowany późniejszą działalnością tektoniczną (wytarcie). Miąższość łupków jest bardzo zmienna, przekraczając nawet w pewnych miejscach 1 metr (zwykle jest rzędu 0,3—0,5 m).

Łupki miedzionośne reprezentują pod względem petrograficznym szereg odmian różniących się między sobą cechami strukturalnymi oraz ilościowymi stosunkami poszczególnych składników mineralnych (dolomitu, kalcytu, minerałów ilastych, substancji organicznej, itp.). Wyróżniono w ich obrębie: łupki dolomitowe, składające się z drobnych ziarn dolomitu z domieszką substancji ilastej i substancji węglowej

organicznej, łupki ilasto-dolomitowe, łupki dolomitowo-ilaste oraz łupki ilaste, w których ilość substancji ilastej, pelitu kwarcowego i substancji węglowej (bituminów) jest odpowiednio znacznie większa. Miejscami typowe łupki miedzionośne są zastąpione iłowcami dolomitowymi nie wykazującymi tekstury łupkowej, posiadającymi jednak bardzo zbliżony do łupków ilasto-dolomitowych skład mineralny. Wszystkie wyżej wymienione litologiczne odmiany łupków miedzionośnych są czarne lub szaro-czarne, struktura ich jest pelityczna, a tekstura kierunkowa — łupkowa (z wyjątkiem oczywiście iłowców). Przeważnie obserwuje się w nich dość wyraźną oddzielność łupkową, miejscami w części spągowej nawet liściastą.

Skład mineralny łupków miedzionośnych jest następujący: jako minerały główne występują: dolomit w formie bardzo drobnych ziarn (zazwyczaj ok. 30—80% skały), następnie substancja ilasta obecna w formie rozproszonej wśród ziarn dolomitu lub tworząca cienkie falisto-równoległe smugi przekładane takimi smugami dolomitowymi oraz substancja węglowa (zawartość węgla organicznego sięga nawet do 8—12%), którą częściowo stanowią bituminy. Ponadto w łupkach występują minerały poboczne w ilości nie przekraczającej kilku procent. Są to: pelit kwarcowy składający się z ostrokrawędzistych ziarn wielkości setnych części milimetra, drobne blaszki muskowitu, gipsu oraz minerały kruszcowe (jak np. chalkozyn, bornit, chalkopiryt, galena, sfaleryt i piryty). Lokalnie spotyka się w łupkach cienkie białe żyłki kalcytowe (grubość rzędu milimetra), drobnokrystaliczne. Przebiegają one pod różnymi kątami, przeważnie zgodnie ze złupkowaniem. W obrębie łupków miedzionośnych występują najwyższe koncentracje siarczków miedzi (w formie rozproszonych ziarn, drobnych żyłek i soczewek) oraz metali współwystępujących, jak Ag, Mo, Co, Ni i V oraz innych. Ku stropowi łupki przechodzą zazwyczaj stopniowo, poprzez wapienie i dolomity margliste, w leżące wyżej wapienie i dolomity cechsztyńskie W—1. Miejscami obserwuje się, że kontakt ich z serią wapienno-dolomitową jest wyraźnie ostry.

Przy zastosowaniu przyjętej zasady wydzielenia cyklotemów, których przyjmuje się w tej części basenu cechsztyńskiego cztery, wystąpiła trudność umieszczenia omawianych dolomitów granicznych W—O (którym w niecce północno-sudeckiej odpowiadałby tzw. wapień podstawowy) w schemacie stratygraficznym cechsztynu. Stanowią one niewątpliwie oddzielny, lecz jedynie lokalnie wykształcony człon odrębnego cyklotemu, dla którego proponuje się nazwę P₂⁰. W tym ujęciu klasycznym niższym

członem tego cyklotemu mogłyby ewentualnie być białe piaskowce (P—O) w takim stopniu, w jakim są one produktem działalności morza cechsztyńskiego (Oberc, Tomaszewski 1963).

Tabela 4

Skład chemiczny łupków miedzionośnych (Ł-1)
Chemical composition of Ł-1 copper-bearing shales

	Łupek dolomito- towo-ilasty profil S-5 Dolomitic clay shale Profile S-5	Łupek ilasto- -dolomitowy profil S-91 Clayey dolomitic shale Profile S-91	Łupek dolomito- wy profil S-60 Dolomitic shale Profile S-60
	%	%	%
SiO ₂	39,84	29,57	24,58
Al ₂ O ₃	15,64	7,30	9,20
Fe	0,95	1,20	1,18
MgO	2,60	5,20	8,52
CaO	6,16	10,65	19,32
Na ₂ O	—	0,38	0,69
K ₂ O	—	2,08	2,14
H ₂ O ⁻	0,60	2,12	0,47
H ₂ O ⁺	0,10	0,40	0,32
CO ₂	7,20	14,05	24,01
P ₂ O ₅	0,32	0,10	0,08
C org.	9,68	7,67	1,61
Mn	0,12	0,27	0,18
Ss	2,66	3,64	1,22
SO ₃	1,00	0,90	0,83
Cu	8,50	13,94	3,36

Skład mineralny i chemiczny oraz budowa łupków wskazują, że osadziły się one w warunkach redukcyjnych środowiska beztlenowego (anaerobioza bezwzględna). Świadczy o tym między innymi wysoka zawartość węgla organicznego oraz obecność siarczków metali ciężkich (Cu, Zn, Pb). Łupek węglanowo-

ilasty charakteryzuje się najwyższą zawartością Al₂O₃ i SiO₂ uczestniczących w budowie glinokrzemianów, minerałów ilastych (SiO₂ występuje również jako pelit kwarcowy) oraz węgla organicznego. Łupek dolomitowy wykazuje najwyższe zawartości CaO, MgO i CO₂ związanych w postaci minerałów węglanowych, głównie dolomitu. Łupek ilasto-dolomitowy posiada pośrednie zawartości poszczególnych składników chemicznych (tab. 4).

Wapienie i dolomity (W-1) obecne są na całym obszarze pomiędzy Lubinem a Sierszowicami w formie ciągłej warstwy o miąższości od około 7—10 m w części północno-zachodniej do około 60—100 m w części środkowej i południowo-wschodniej (fig. 10). Charakterystyczne jest, że tak znaczny wzrost miąższości nie jest stopniowy, lecz następuje na stosunkowo niewielkiej odległości, na pograniczu rejonów Sierszowic i Polkowic. Seria wapienno-dolomitowa graniczy w spągu poprzez strefę przejściową z łupkami miedzionośnymi względnie w obszarach, gdzie nie doszło do osadzenia łupków bezpośrednio z białymi piaskowcami. W stropie wapienie i dolomity kontaktują z wyżej leżącymi anhydrytami. Na kontakcie tym występuje niewielkiej grubości (0,5—3 m) strefa przejściowa składająca się z naprzemianległych przewarstwień i wzajemnych przerostów skał węglanowych (dolomit) i siarczanowych (gips lub anhydryt) z licznymi pokładowymi i skośnymi do uławicenia żyłkami gipsu, często włóknistego. Strefa ta jest przeważnie zaburzona w wyniku napięć wywołanych pęcznieniem gipsu powstającego przez hydratację anhydrytu. W obrębie serii wapienno-dolomitowej występują skały węglanowe szeregu wapien-dolomit (wapien, wapien magnezowy, wapien dolomityczny, dolomit wapnisty i dolomit). Często wapienie posiadają domieszki ilaste, miejscami są lekko zapiaszczone (pelit kwarcowy).

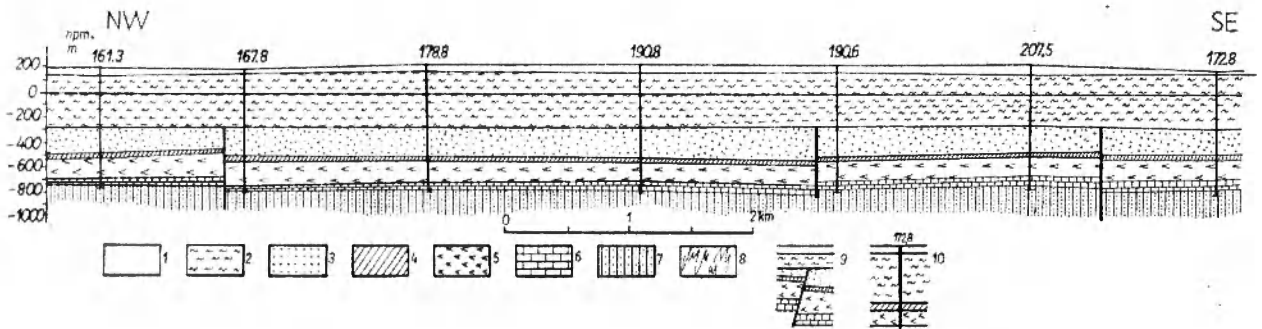


Fig. 10

Przekrój geologiczny (4—4') po rozciągłości warstw (lokalizacja na fig. 1)

1 — czwartorzęd; 2 — trzeciorzęd; 3 — pstry piaskowiec, cechsztyń; 4 — ilowce; 5 — anhydryty; 6 — wapienie i dolomity; 7 — czerwony spągowiec; 8 — skały krystalicznego podłoża; 9 — uskoki; 10 — otwór wiertniczy

Geological section (4—4') (localization as in fig. 1)

1 — Quaternary; 2 — Tertiary; 3 — Buntsandstein, Zechstein; 4 — claystones; 5 — anhydrites; 6 — limestones and dolomites; 7 — Rotliegendes; 8 — basement crystalline rocks; 9 — fault; 10 — bore-hole

Na podkreślenie zasługuje fakt braku prawidłowości w przestrzennym rozmieszczeniu poszczególnych typów litologicznych szeregu wapień-dolomit. Zwykle dolomity przeważają, miejscami jednak większość stanowią wapienie. W pewnych częściach (trudnych do szczegółowego ograniczenia ze względu na brak prawidłowości w ich rozmieszczeniu) dolomity obecne są w stropie serii, w innych w środkowej lub spągowej. Podobnie dzieje się z wapieniami, wapieniami dolomitycznymi czy dolomitami wapienistymi (Konstantynowicz *et al.* 1963).

Skąły węglanowe występują w ławicach o zmiennej grubości — od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Często obserwuje się w nich szwy stylonitowe. Spękania są zjawiskiem powszechnym w ich obrębie. Intensywność spękań oraz kierunki są różne. Czasem szczeliny spękań wypełnione są gipsem lub kalcytem,



Fig. 11

Wapień organogeniczny w spągu serii węglanowej cechsztynu profil S—157 (lokalizacja na fig. 1)

Organogenic limestone at the bottom of the Zechstein carbonate series. Profile S—157 (localization as in fig. 1)

niekiedy również substancją ilastą. Wapienie i dolomity są skałami twardymi i zwięzłymi o strukturze afanitowej lub drobnokrystalicznej, teksturze masywnej. Barwa ich jest przeważnie szara (różne odcienie od jasno- do ciemnoszarej w zależności od domieszek substancji węglowej i ilastej). Dolomity są często żółtawoszare. Miejscami w obrębie serii wapienno-dolomitowej obecne są sporadyczne soczewkowe wkładki wapienia o teksturze porowatej (np. w profilach S—8, S—138). Również miejscami występują soczewy wapieni i dolomitów organogenicznych (fig. 11). Obecne są one w spągowej części serii, w pobliżu granicy monokliny z wałem przedsudeckim (profile S—157, S—174); (fig. 1).

Skąły węglanowe zbudowane są z drobnych kryształów kalcytu i dolomitu o wymiarach rzędu 0,02—0,04 mm. Kryształy dolomitu wykazują często formy romboedryczne. Substancja ilasta i węglanowa obecna jest na ogół w niewielkich ilościach przeważnie w formie rozproszonej lub nieregularnych smużek. Sporadycznie spotyka się drobne ziarna kwarcu o rozmiarach rzędu 0,01—0,02 mm. Miejscami obserwuje się wśród kryształów węglanów drobne pory o podobnych rozmiarach. W obrębie serii węglanowej spotyka się różnej wielkości i kształtu skupienia oraz żyłki gipsu, rzadziej kalcytu. Ilość gipsu wzrasta zwykle w stropie serii w związku z sąsiedztwem anhydrytów. Szczególnie dużo gipsu zawierają dolomity i wapienie w zachodniej części obszaru. Niekiedy w skałach węglanowych obserwuje się niewielkich rozmiarów kawerny (od kilku milimetrów do kilku centymetrów). Są one śladami działalności wód podziemnych. Większych rozmiarów kawerny względnie szczeliny spotyka się na tych głębokościach (poniżej 500 m) bardzo rzadko, na przykład przeszło 4-metrowa kawerna w profilu S—30 czy również parometrowe kawerny w profilach S—200 i S—202 (fig. 1). Związane to jest z ograniczoną możliwością krążenia wód na tak dużej głębokości. Możliwość występowania tego typu zjawisk krasowych istnieje głównie w strefach zaburzonych tektonicznie (w pobliżu podtrzęciorzędowych wychodni, w sąsiedztwie uskoków), tam gdzie ilość spękań i stopień rozluźnienia skały silnie wzrasta.

Podwyższona zawartość SiO_2 i Al_2O_3 występuje w wapieniach marglistych (minerały ilaste oraz pelit kwarcowy), w wapieniach i dolomitach z wtrąceniami i żyłkami gipsu czy anhydrytu jest wysoka zawartość SO_3 (tab. 5).

Wyjaśnienie genezy skal wapienno-dolomitowych jest oddzielnym zagadnieniem wykraczającym metodycznie poza ramy niniejszej pracy. W wyjaśnieniu ich powstania pewną rolę mogą odegrać zebrane obserwacje geologiczne. Najważniejsze z nich to:

Tabela 5

 Skład chemiczny skał węglanowych (W-1)
 Chemical composition of W-1 carbonate rocks

	Wapień zailony	Wapień dolomi- tyczny, zailony	Wapień dolomi- tyczny	Wapień dolomi- tyczny z anhydry- tem	Dolomit wap- nisty z gipsem	Dolomit
	profil S-112	profil S-83	profil S-30	profil S-111	profil S-135	profil S-30
	Clayey limestone	Clayey dolomitic limestone	Dolomitic limestone	Dolomitic limestone with anhydrite	Calcareous dolomite with gypsum	Dolomite
	Profile S-112	Profile S-83	Profile 30	Profile S-111	Profile S-135	Profile S-30
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	20,90	19,60	2,14	1,98	2,10	1,40
Al ₂ O ₃	7,31	6,04	2,26	0,61	0,75	0,68
Fe ₂ O ₃	—	—	0,30	0,42	0,19	0,93
Fe	1,48	1,33	—	—	—	—
FeS ₂	—	—	0,34	0,44	0,75	0,19
CaO	34,05	31,38	43,28	39,41	28,90	28,70
MgO	0,58	4,39	7,20	7,78	17,03	18,78
Na ₂ O	1,01	0,46	0,67	2,53	1,90	3,49
K ₂ O	1,92	0,84	0,31	0,25	0,35	0,24
Mn	0,32	0,28	0,08	0,00	0,15	0,14
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,01	0,05	0,04
C org.	0,56	0,70	0,29	0,23	0,24	0,44
H ₂ O ⁻	0,32	0,16	0,10	0,45	0,24	0,19
H ₂ O ⁺	0,17	0,46	0,28	0,53	2,07	0,20
Ss	1,34	0,77	0,29	0,30	0,40	0,12
SO ₃	0,95	0,76	2,74	14,70	7,61	1,98
CO ₂	26,83	29,43	40,10	30,94	37,10	42,16

1. brak w tych skałach tekstur porowatych wskazujących na epigenetyczną dolomityzację;

2. powszechne występowanie struktur drobno-krystalicznych;

3. częsta naprzemianległość dolomitów i wapieni oraz wszelkich skał pośrednich w pionowym profilu geologicznym serii wapienno-dolomitowej oraz również zmienność i zanikanie niektórych ogniwi tej serii w kierunku poziomym, i to na niewielkich przestrzeniach.

Fakty powyższe przemawiałyby za procesem dolomityzacji szlamu wapiennego na dnie zbiornika wodnego. Dolomityzacja mogła zachodzić w okresach powolnego osadzania wytrąconego z roztworu szlamu wapiennego, w warunkach stacjonarnych. Warunki te były krótkotrwałe, na poszczególnych częściach dna, między innymi dzięki prądowaniu, a więc rozmywaniu, które mogło mieć różne przyczyny i charakter oraz przemieszczaniu w poziomie dolomityzowanego materiału.

W spągowej części serii wapienno-dolomitowej obserwuje się często (głównie w zachodniej części obszaru) okruszczenie siarczkami Cu i Pb w formie rozproszonej oraz drobnych, nieregularnych skupień, soczewek i krótkich żyłek.

W końcowym okresie sedymentacji chemicznych

osadów węglanowych (szereg wapien-dolomity) w basenie epikontynentalnego morza cechsztyńskiego nastąpiła zmiana warunków fizykochemicznych (zwiększenie zasolenia) powodujące rozpoczęcie wytrącania się osadów siarczanowych.

Anhydryty występujące w kolejnych cyklotemach P₁², P₂², P₃² stanowią łącznie najgrubszy kompleks litologiczny w obrębie osadów cechsztynu (od ok. 70 do ok. 200 m grubości). Obecne są one na przeważającej części obszaru z wyjątkiem partii położonych w pobliżu wału, gdzie zostały ścięte przez erozję. Ze względu na to, że wkładki dolomitu czy ilaste oddzielające serie anhydrytów poszczególnych cyklotemów są stosunkowo cienkie i ginące w masie anhydrytowej traktuje się często anhydryty jako jeden kompleks z przelawiczeniami. Tu najpierw omówione zostaną anhydryty ogólnie (jako kompleks), a następnie scharakteryzowane zostaną krótko poszczególne serie w kolejnych cyklotemach. Miąższość anhydrytów jest najmniejsza w sąsiedztwie wału (wyklinowują się one w tym kierunku), największe miąższości anhydrytów obserwuje się w północno-zachodniej części obszaru.

W stropie i spągu anhydryty przechodzą w anhydryto-gipsy i gipsy (te ostatnie czasem włókniste). Powstanie gipsów z anhydrytów wiąże się z krążeniem

wód w sąsiadujących skałach (np. spękanych wapieniach czy dolomitach). Proces hydratacji związany ze zwiększeniem objętości gipsu może powodować powstanie zmieć i sfaldowań w zewnętrznej gipsowej „korze” anhydrytów, której miąższość zamyka się w interwale od kilkudziesięciu centymetrów do 1–2 m.

W obrębie anhydrytów obserwuje się szereg odmian litologicznych wyróżniających się strukturą, teksturą i szeregiem domieszek mineralnych. Przeważają wśród nich anhydryty drobnokrystaliczne, a czasem nawet kryptokrystaliczne o wymiarach ziarn rzędu 0,008–0,09 mm. Posiadają one teksturę masywną, bezkierunkową, są jasno-szare, w cienkich płytkach, przeświecające, dość zwarte. Miejscami występują w nich drobne skupiska kryształów gipsu lub żyłki gipsowe. Obserwuje się również anhydryty grubokrystaliczne zbudowane z kryształów anhydrytu, często o pokroju tabliczkowym. Charakterystyczną skałą są tak zwane anhydryty marmurkowe zbudowane z drobnokrystalicznego anhydrytu poprzecinanego siecią cienkich milimetrowych smug, faliście przebiegających, składających się z ciemnej substancji ilastej. Również interesującym osadem są anhydryty smugowane względnie wstęgowane. Składają się one z drobnokrystalicznego anhydrytu poprzecinanego wąskimi (grubości od kilku centymetrów) smugami względnie warstewkami substancji dolomitowej, rzadziej ilastej.

W części stropowej i spągowej kompleksu anhydrytowego obecne są utwory zbudowane z kryształów anhydrytu i gipsu. Są to tak zwane (w zależności od ilościowego składu obu składników) gipsoanhydryty albo anhydrytogipsy. Są one mniej zwarte, bardziej twarde od anhydrytów i powstają jako początkowy efekt procesu hydratacji. Kryształy anhydrytów są na ogół drobne, a gipsu większe, często o pokroju tabliczkowym. Ponadto miejscami występują anhydryty i gipsy silnie zailone (przeważnie w sąsiedztwie wkładek ilastych oraz w części spągowej) lub z domieszką substancji dolomitowej (również w części spągowej oraz sąsiedztwie wkładek dolomitowych). Barwa tych anhydrytów jest ciemnoszara w przypadku domieszek ilastych, a żółtawoszara w przypadku domieszek dolomitowych. Anhydryty wydzielają często na świeżym przełamie dość silny zapach bituminów, a nawet czasem ropę naftową (pocenie się), na przykład w profilu S–202 (fig. 1). Miąższość ławic anhydrytów jest różna (od kilkudziesięciu centymetrów do kilku nawet metrów).

W obrębie wspomnianego kompleksu anhydrytowego występują wkładki dolomitowe, ilaste i soli kamiennnej. Niektóre z nich są poziomami granicznymi dla poszczególnych cyklotemów, inne występują

w obrębie ławy anhydrytu jednego cyklotemu dzieląc ją tylko na dwie części — dolną i górną. Niżej zostaną krótko scharakteryzowane poszczególne warstwy wchodzące w skład kompleksu anhydrytowego (w kolejności od spągu ku stropowi).

Tabela 6

Skład chemiczny anhydrytów i gipsów
Chemical composition of anhydrite and gypsum

	Anhydryt	Anhydryt zailony	Anhydryt z gipsem, zailony	Gipsoanhydryt
	profil S–68	profil S–88	profil S–72	profil S–60
	Anhydrite	Clayey anhydrite	Clayey anhydrite with gypsum	Gypsum anhydrite
	Profile S–68	Profile S–88	Profile S–72	Profile S–60
	%	%	%	%
CaO	41,15	34,75	35,51	34,26
MgO	0,09	2,24	2,35	0,65
SiO ₂	0,30	7,67	2,43	1,56
R ₂ O ₃	0,31	3,50	1,33	0,82
H ₂ O ⁺	0,23	1,13	6,75	13,60
H ₂ O ⁻	0,03	0,36	0,16	0,19
CaSO ₄ (wyliczona) (Calculated)	96,90	80,17	83,10	81,08

Anhydryt cechsztynu 1 (A–1) występuje w zasadzie na całym opisywanym obszarze, z wyjątkiem terenów, gdzie został zerodowany. Stanowi najgrubszą warstwę anhydrytową osiągając nawet 120 m miąższości. W obrębie anhydrytu A–1 obserwuje się często domieszki substancji dolomitowej, rzadziej ilastej (zwłaszcza w części spągowej). Na znacznych obszarach w obrębie tej warstwy występuje wkładka anhydrytu i gipsu zmieszanego z szarym iłem, silnie zmiętego i zaburzonego (o wyglądzie brekcjowym) tak zwanego iłowca gipsowego A–1 (Ł). Miąższość tej wkładki sięga 5–8 metrów. Wkładka iłowca gipsowego zalega przeważnie w środku scii anhydrytowej A–1. Położenie jej odpowiada najprawdopodobniej położeniu stratygraficznemu soli NaI ujawniającej się w części północno-zachodniej obszaru.

Sól kamienna najstarsza (Na–1) występuje w formie ławicy o zmiennej grubości w granicach od 0,9 m (profil S–101) do 75,5 m (profil S–107); (fig. 1). Na ogół grubość warstwy solnej nie przekracza kilkunastu metrów. Granica zasięgu występowania ławicy solnej jest nieregularna, z wąskimi zatokami wybiegającymi daleko w kierunku wału. Sól jest

przeważnie drobnokrystaliczna o teksturze zbitej. Sporadycznie spotyka się partie grubokrystaliczne o kryształach dochodzących do 1 cm wielkości. Często obecne są w niej niewielkie domieszki rozproszonych minerałów ilastych nadające soli barwę szarą. Miejscami obserwuje się drobne, nieregularne wytrącenia kryształów węglanów i anhydrytu lub przerosty anhydrytowe. Lokalnie utworom solnym towarzyszą w spągu i stropie szare iłowce z przerostami oraz żyłkami anhydrytu i soli. Na pozostałym obszarze w stropie i spągu serii solnej obserwuje się anhydryty, lekko tylko zailone. (Tomaszewski 1962 a).

Tabela 7

Skład chemiczny utworów solnych (Na-1)
Chemical composition of the Na-1 saline formation

	Sól kamienna profil S-107 Rock salt Profile S-107 %	Sól z anhydrytem profil S-107 Salt with anhydrite Profile S-107 %
Na	38,80	32,80
K	0,30	0,20
Cl	59,24	50,03
CaO	0,16	8,07
MgO	0,06	0,23
SO ₃	0,33	11,90
CO ₂	0,11	0,11
H ₂ O ⁻	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,00	0,00

Analizy chemiczne wykazują, że jest to sól kamienna (halit) z niewielką domieszką soli potasowych i anhydrytu, śladami węglanu wapnia i substancji ilastej. Jedynie sól z przerostami anhydrytu wykazuje wyższe zawartości CaO i SO₃ (tab. 7). Spektralnie wykryto w niektórych próbach obecność strontu oraz ślady boru.

Anhydryt (A-1) na obszarze występowania soli najstarszej Na-1 rozdziela się na dwa poziomy, dolny A-1 (d) i górny A-1 (g), przedzielone ławicą solną. Na pozostałym obszarze rolę warstwy rozdzielającej anhydryty stanowi być może wkładka iłowców gipsowych A-1 (Ł).

Dolomity (W-2) rozpoczynają cyklotem P₂². Obserwuje się je prawie na całym obszarze z wyjątkiem wschodniej i południowo-wschodniej jego części, gdzie nie zostały wykształcone (fig. 12). Grubość warstwy dolomitu jest zmienna, sięgając do kilkunastu metrów. Na pewnych obszarach ławica dolomitu rozdziela się na dwie, a nawet trzy oddzielne warstwy przeławiczone wkładkami anhydrytu. Zjawisko roz-

dzielenia ławicy na kilka warstw najwyraźniej uwiadcza się w części zachodniej obszaru, gdzie często spotyka się właśnie trzy wkładki dolomitu.

Dolomit jest drobno- lub kryptokrystaliczny, masywny, szary, często z odcieniem żółtawym. Obserwuje się w nim spękania oraz ślady wypłukania (kawerny o wymiarach do kilku centymetrów). Miejscami obecne są w dolomicie domieszki substancji ilastej, zazwyczaj w formie rozproszonej. Spotyka się również skupienia gipsu lub anhydrytu. Ławica dolomitowa przechodzi miejscami stopniowo w ławicę anhydrytowo-dolomitową lub ławicę anhydrytu wstęgowanego dolomitem czy anhydrytu przepojonego dolomitem. We wschodniej i południowej części dolomit (W-2) wyklinowuje się powodując zanikanie granicy pomiędzy cyklotemami P₂¹ i P₂² (fig. 12).

Anhydryty (A-2) mają dość stałą grubość rzędu 15-25 m (miejscami tylko 35-40 m). Wykształcone są na obszarze całego prawie rejonu, z wyjątkiem terenu, gdzie cechsztyń został zerodowany. Zawierają one mniej domieszek ilastych, a zwłaszcza dolomitowych, niż leżące niżej anhydryty cyklotemu P₂¹.

Iłowce szare w stropie lokalnie dolomitowe (Ł-3) rozpoczynają kolejny cyklotem P₂². Są wykształcone na całym prawie obszarze z wyjątkiem niewielkich obszarów przyległych do wału przed-sudeckiego we wschodniej części rejonu. Miąższość ich jest dość zmienna (w granicach 2-14 m). Największe miąższości iłowców ujawniają się w środkowej i wschodniej części obszaru. Zmiany miąższości mogą być związane z kierunkami prądów transportujących materiał w basenie sedymentacyjnym. W obrębie ławicy iłowców obserwuje się zróżnicowanie wykształcenia litologicznego. Często stropowa część ławicy jest dolomitowa, lokalnie tworzy ją lekko zailony dolomit szary względnie żółto-szary. Warstwa dolomitowa nie stanowi ciągłego poziomu, lecz ujawnia się miejscami (fig. 12) w formie soczew. Stanowi ona odpowiednik tak zwanego dolomitu płytowego z obszaru Niemiec. Ponadto obserwuje się wśród iłowców wkładki mułowcowe z dużą zawartością pelitu kwarcowego. Barwa tych skał jest często zielonkawo-szara.

Miejscami iłowce Ł-3 mają barwę czerwoną lub czerwono-brunatną (fig. 12). Częściej spotyka się iłowce o barwach naprzemian czerwonych i szarych. Tereny, gdzie obserwuje się iłowce czerwone lub czerwono-szare znajdują się w środkowej i wschodniej części rejonu. Czerwona barwa osadów związana jest z obecnością tlenków żelaza (przypuszczalnie getyt oraz hematyt). Świadczy to, że w okresie sedymentacji iłowców szarych panowały lokalnie w basenie warunki utleniające, a nie redukcyjne. Iłowce są dość zwięzłe, wyraźnie zdiagenezowane.

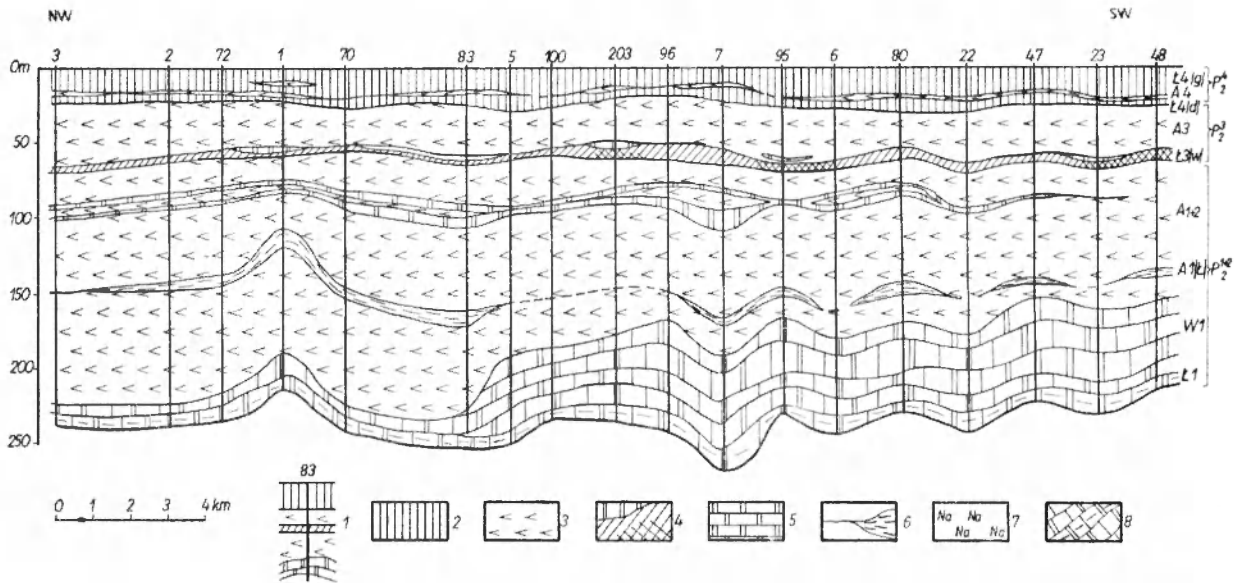


Fig. 12

Przekrój litofacjalny osadów cechsztynu przez okolice Lubina i Sieroszowic ($G-G'$) — po rozciągłości warstw (lokalizacja na fig. 1)
 1 — profil otworu wiertniczego; 2 — iłowce czerwone; 3 — anhydryty; 4 — iłowce szare z soczewkami dolomitu w stropie; 5 — dolomity W-2; 6 — brekcja iłowcowo-gipsowa; 7 — sól kamienna; 8 — wapienie i dolomity W-1 z lupkami miedzionośnymi Ł-4 w spagu

Lithofacial section ($G-G'$) through Zechstein deposits in the Lubin — Sieroszowice region (localization as in fig. 1)

1 — drill log; 2 — red claystones; 3 — anhydrites; 4 — grey claystones with dolomite lenses in the top part; 5 — W-2 dolomites; 6 — claystone-gypsum breccia; 7 — rock salt; 8 — W-1 limestones and dolomites underlain by Ł-4 copper-bearing shales

Anhydryty (A-3) są rozprzestrzenione na całym prawie obszarze (z wyjątkiem terenów z erozyjnie ścietym cechsztynem). Na pewnych częściach obszaru w sąsiedztwie wału ulegają wyklinowaniu. Miąższość ich jest dość stała w granicach 25–40 m, choć lokalnie obserwuje się pewne jej odchylenia, a nawet całkowite wyklinowanie się. Anhydryty te na ogół nie zawierają domieszek dolomitowych, w niewielkiej ilości spotyka się tu tylko domieszki ilaste. Przeważają tekstury masywne, bezkierunkowe, struktury drobnokrystaliczne. Charakterystyczne są drobne, parumilimetrowe promieniste skupienia kryształów anhydrytu w kształcie tak zwanych „rozetek”, spotykane tylko w tej serii.

Iłowce czerwone dolne Ł-4 (d) rozpoczynają ostatni cyklotem P_2^4 . Miąższość ich zmienia się w granicach od 3 do 14 m, zwykle wynosi około 5–8 m. Są to iłowce czerwone i czerwono-brunatne, zwięzłe, wyraźnie zdiagenezowane. Charakteryzują się brakiem uławicenia oraz złupkowania. Często spotyka się w nich różnej wielkości skupienia i żyłki gipsowe oraz zielonkawe plamy. Ilość skupień gipsowych jest bardzo różna. Najwięcej ich występuje w części spągowej na granicy z anhydrytami. Tworzą tam niewielkiej grubości strefę przejściową składającą się z przerostów gipsowych i anhydrytowych z substancją ilastą.

Gipsy i anhydryty (A-4) stanowią ciekłą wkładkę występującą z niewielkimi przerwaniami na

całym obszarze zalegania cyklotemu P_2^4 (fig. 12). Miąższość jej jest niewielka, rzędu 0,5–1,5 m. Występują w niej przeważnie gipsy drobno- i gruboziarniste, czasem też włókniste. Barwa ich jest zazwyczaj biała, miejscami różowa. Obecne są również anhydryty.

Iłowce czerwone górne Ł-4 (g) kończące cyklotem P_2^4 stanowią ostatni poziom cechsztynu. Jest to właściwie przejście do leżącego wyżej pstrego piaskowca. W obrębie tej serii obserwuje się obok czerwonych iłowców również utwory aleurytowe zawierające oprócz substancji ilastej znaczne domieszki pelitu kwarcowego, a także bardzo drobnoziarniste mułowce. Charakterystyczna jest obecność w aleurytach substancji dolomitowej (lokalnie) i dużych ilości tlenków żelaza.

Iłowce górne zawierają znacznie mniej skupień i żyłek gipsowych niż iłowce dolne. Widoczne są w nich również zielone plamy i smugi. Iłowce składają się z substancji ilastej, częściowo sercytowej, przepojonej tlenkami żelaza. Występuje w nich również znaczna często domieszka drobnych ziarn (0,008–0,06 mm) detrytycznego kwarcu. Obserwuje się drobne blaszki łyszczyków. Aleuryty mają znacznie więcej pelitu kwarcowego i o grubszym ziarnie, sięgającym 0,1 mm.

Pozycja stratygraficzna iłowców górnych Ł-4 (g) jest niepewna. Część badaczy, zwłaszcza niemieckich (Jung 1958), zalicza je do dolnego pstrego piaskowca

Tabela 8

Skład chemiczny czerwonych ilowców (Ł-4)
Chemical composition of Ł-4 red claystones

	Howiec z anhydrytem profil S-30 Claystone with anhydrite Profile S-30 %	Howiec profil S-111 Claystone Profile S-111 %	Howiec dolomitowy z gipsem profil S-135 Dolomitic claystone with gypsum Profile S-135 %
SiO ₂	52,70	52,34	41,68
Al ₂ O ₃	16,67	15,46	14,69
Fe ₂ O ₃	4,22	5,02	4,73
FeS ₂	0,35	0,82	0,68
MgO	0,82	1,00	5,47
CaO	9,77	4,45	7,34
Na ₂ O	0,36	3,72	2,80
K ₂ O	4,16	5,40	3,92
H ₂ O ⁻	0,14	2,08	4,42
H ₂ O ⁺	0,23	1,53	0,83
TiO ₂	0,55	0,60	0,18
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,19
C org.	0,19	0,28	0,26
SO ₃	11,01	4,62	7,51
CO ₂	1,80	2,15	5,11
Mn	0,05	0,04	0,02

(niemieckie Bröckelschiefer Su₁), badacze polscy — Kłapiński (1959 a, b), Krasoń (1962) oraz Tomaszewski (1962 c) — zaliczają te osady jeszcze do cechszynu, traktując je jako utwory regredującego w gorącym klimacie morza cechsztyńskiego. Od ilastych osadów cechszynu wyraźnie odgraniczają się piaszczyste osady zalegającego na nim dolnego pstrego piaskowca.

Charakterystyka litofacjalna i paleogeografia

Cechszyn tego obszaru, jak już podano wyżej, rozwinięty jest w postaci czterech niekompletnie wykształconych cyklotemów (zjawisko charakterystyczne dla brzeżnych obszarów basenu). W jego litologicznym profilu przeważają wyraźnie osady pochodzenia chemicznego — anhydryty, wapienie i dolomity oraz lokalnie wykształcone sole nad osadami klastycznymi — łupkami, ilowcami czy mułowcami (osadów o grubszym ziarnie brak w cechszynie tego obszaru). Sporadycznie tylko ujawniają się skały organogeniczne — wapienie względnie dolomity (fig. 11).

Przeprowadzone statystyczne przeliczenia wykazują, że w części wschodniej obszaru (rejon Sierszowic) anhydryty stanowią średnio około 74% całkowitej miąższości cechszynu, wapienie i dolomity około 12%, a ilaste osady klastyczne tylko około 14%. W częściach środkowej (rejon Polkowic) i wschodniej (rejon Lubina) wzajemny stosunek miąższości anhy-

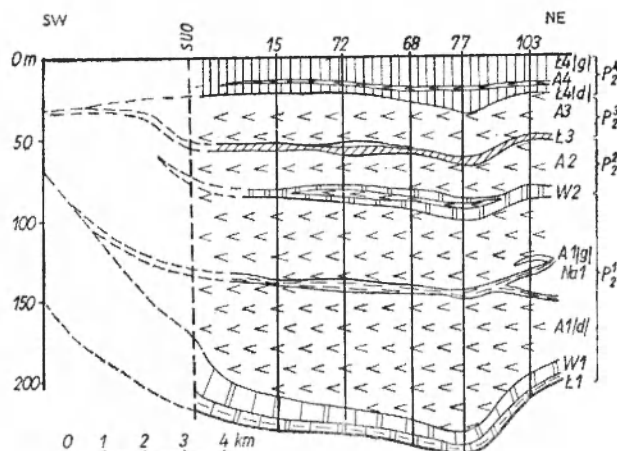


Fig. 13

Przekrój litofacjalny osadów cechszynu (A-A') w okolicy Sierszowic — po upadzie warstw (lokalizacja na fig. 1). Objasnienia jak na figurze 12; SUO — strefa uskokuwa środkowej Odry

Lithofacial cross-section (A-A') through Zechstein deposits in the vicinity of Sierszowice (localization as in fig. 1). Legend as in figure 12; SUO — Middle Odra fault zone.

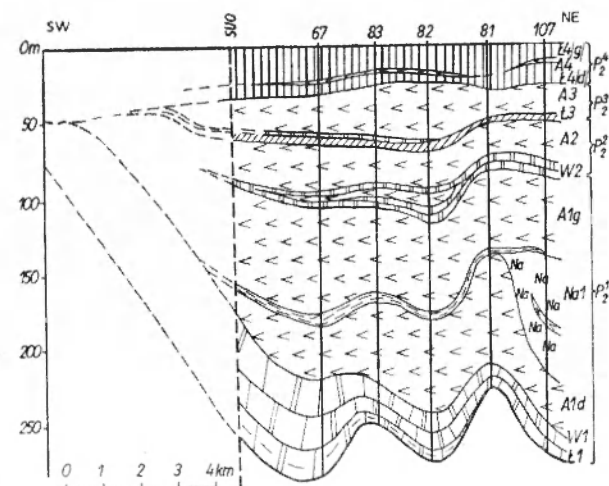


Fig. 14

Przekrój litofacjalny osadów cechszynu (B-B') w okolicy Sierszowic — po upadzie warstw (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na figurze 12)

Lithofacial cross-section (B-B') through Zechstein deposits in the vicinity of Sierszowice (localization as in fig. 1, legend as in fig. 12)

drytów oraz wapieni i dolomitów ulega przesunięciu na korzyść tych ostatnich. Anhydryty stanowią tu około 57—58%, a wapienie i dolomity około 27—29% miąższości serii cechsztyńskiej. Udział osadów klastycznych nie ulega zmianie, wynoszą około 14—16%.

W profilu cechszynu tego obszaru zwraca uwagę fakt niepełnego wykształcenia poszczególnych cyklotemów. Obserwuje się to w cyklotemach 2-gim i 3-cim, gdzie obecne są tylko po dwa ogniwa (dolomity —

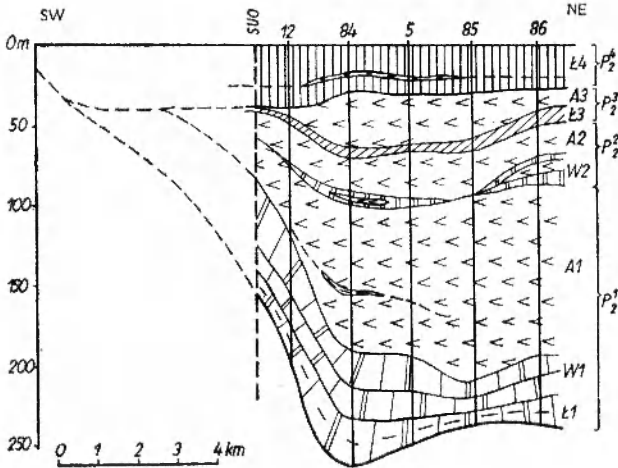


Fig. 15

Przekrój litofacjalny osadów cechsztynu (C-C') w okolicy Polkowic — po upadzie warstw (lokalizacja na fig. 1, objaśnienie jak na figurze 12)

Lithofacial cross-section (C-C') through Zechstein deposits in the vicinity of Polkowice (localization as in fig. 1, legend as in fig. 12)

anhidytry, względnie ilowce — anhydryty). Szczególnie zaś wyraźnie zaznacza się to w cyklotemie 4-tym rozwiniętym w formie szczątkowej, wywołanej spłynieniem, a następnie regresją morza cechsztyńskiego (ilowce czerwone z wkładką gipsowo-anhydrytową). Zjawisko takie jest charakterystyczne dla brzeżnej części basenu sedymentacyjnego.

Jeżeli w utworach cechsztynu oznaczymy symbolami literowymi poszczególne osady: piaskowce — P, ilaste — Ł, węglanowe (wapienie i dolomity) — W, anhydryty — A, sole kamienne — Na i potasowe — K,

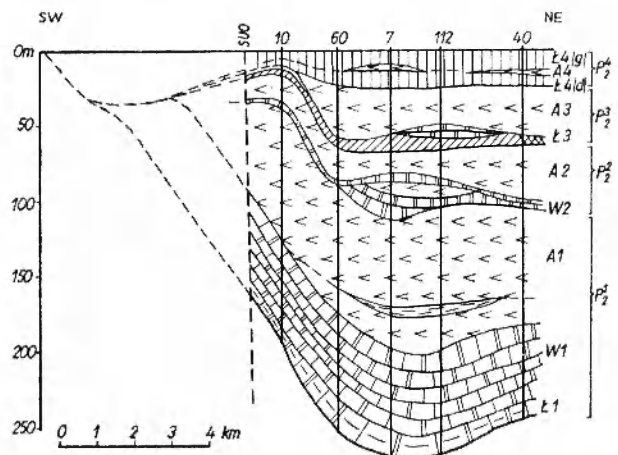


Fig. 16

Przekrój litofacjalny osadów cechsztynu (D-D') w okolicy Polkowic — po upadzie warstw (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na figurze 12)

Lithofacial cross-section (D-D') through Zechstein deposits in the vicinity of Polkowice (localization as in fig. 1, legend as in fig. 12)

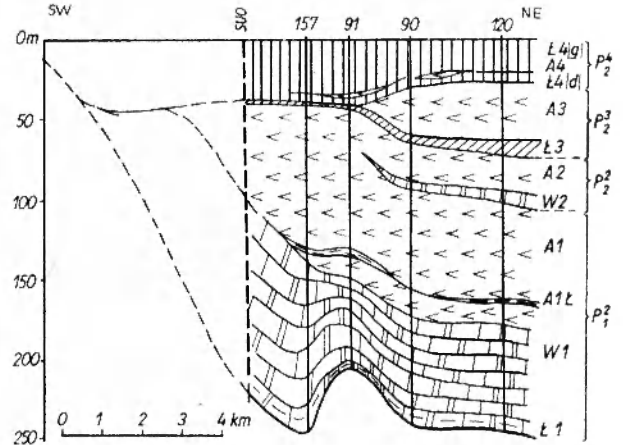


Fig. 17

Przekrój litofacjalny osadów cechsztynu (E-E') w okolicy Lubina — po upadzie warstw (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na figurze 12)

Lithofacial cross-section (E-E') through Zechstein deposits in the vicinity of Lubin (localization as in fig. 1, legend as in fig. 12)

to pełny cykl sedymentacyjny przedstawia się następująco:

P-1 → Ł-1 → W-1 → A-1 → Na-1 → K-1;

P-2 → Ł-2 → W-2 → A-2 → Na-2 → K-2,

itd.

Taki pełny rozwój (dotyczy to szczególnie ewaporatów) występuje jedynie w centralnych częściach basenu sedymentacyjnego. Przesuwając się do centralnej części ku brzegom zbiornika obserwuje się stopniowy zanik pewnych ogniw (poczynając od najłatwiej rozpuszczalnych soli K i Na). Występujące

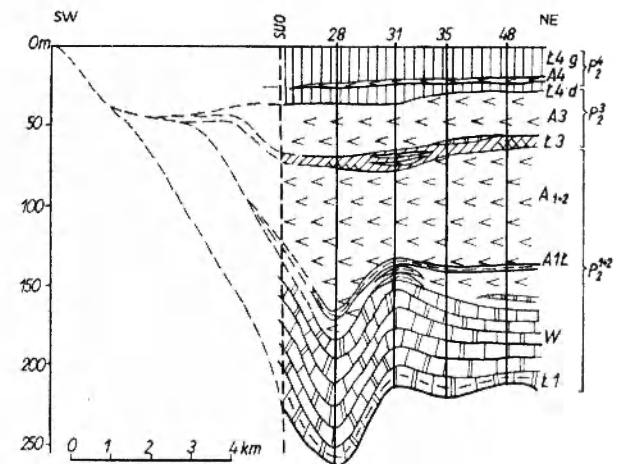


Fig. 18

Przekrój litofacjalny osadów cechsztynu (F-F') w okolicy Lubina — po upadzie warstw (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na figurze 12)

Lithofacial cross-section (F-F') through Zechstein deposits in the vicinity of Lubin (localization as in fig. 1, legend as in fig. 12)

w okolicach Lubina i Sierszowic (strefa brzeżna basenu) niepełne cykle sedimentacyjne można używając symboli literowych przedstawić następująco:

cykl 1-szy (P-0) → (W-0) → Ł-1 → W-1 →
→ A-1 → (Na-1) → A-1g

cykl 2-gi W-2 → A-2

cykl 3-ci Ł-3 → (W-3) → A-3

cykl 4-ty Ł-4d → (A-4) → Ł-4g

Schemat ten wskazuje, że w pewnych etapach rozwoju cechszynu w tym rejonie cykliczność zanika, a pozostaje tylko zjawisko rytmiczności sedimentacji. Granice poszczególnych cykli można jedynie odczytać nawiązując do rejonów głębszych basenu, z pełniejszym rozwojem cyklotemów.

Stosunki litofacjalne w cechszynie okolic Lubina i Sierszowic opracowano na podstawie dostępnych materiałów geologicznych: profilów wierceń, przekrojów litofacjalnych serii cechsztyńskiej (po rozciągłości i po upadzie warstw) oraz map izopachyt poszczególnych warstw litologicznych występujących w przekroju. Charakterystykę litofacjalną przepro-

wadzimy kolejno dla poszczególnych cyklotemów, poczynając od najstarszego (cechszynu 1).

Cyklotem 1-szy jest najpełniej rozwinięty na tym obszarze. Posiada również największą miąższość. W skład jego wchodzi dwie zasadnicze serie: dolna — obejmująca wapień i dolomity W-1 z łupkami miedzionośnymi Ł-1 w spągu i górna — anhydryty A-1 z wkładką łożców gipsowych A-1 (Ł) oraz solą kamienną Na-1 (obecna jest ona wyłącznie w NW części obszaru).

Seria dolna posiada miąższość zmienną od około 8 m do około 140 m, wzrastającą od NW ku SE. W części północno-zachodniej wynosi średnio około 10–30 m, w środkowej i południowo-wschodniej miąższość jest rzędu około 60–80 m (fig. 12–18). Zmiana miąższości następuje dość nagle w wąskim pasie przebiegającym równoleżnikowo na południe od Sierszowic i Polkowic. W części wschodniej następuje zmniejszenie miąższości do 50–60 m (fig. 19). Największe miąższości wapieni i dolomitów spotyka się w bliskim sąsiedztwie wału. W obrębie obszarów

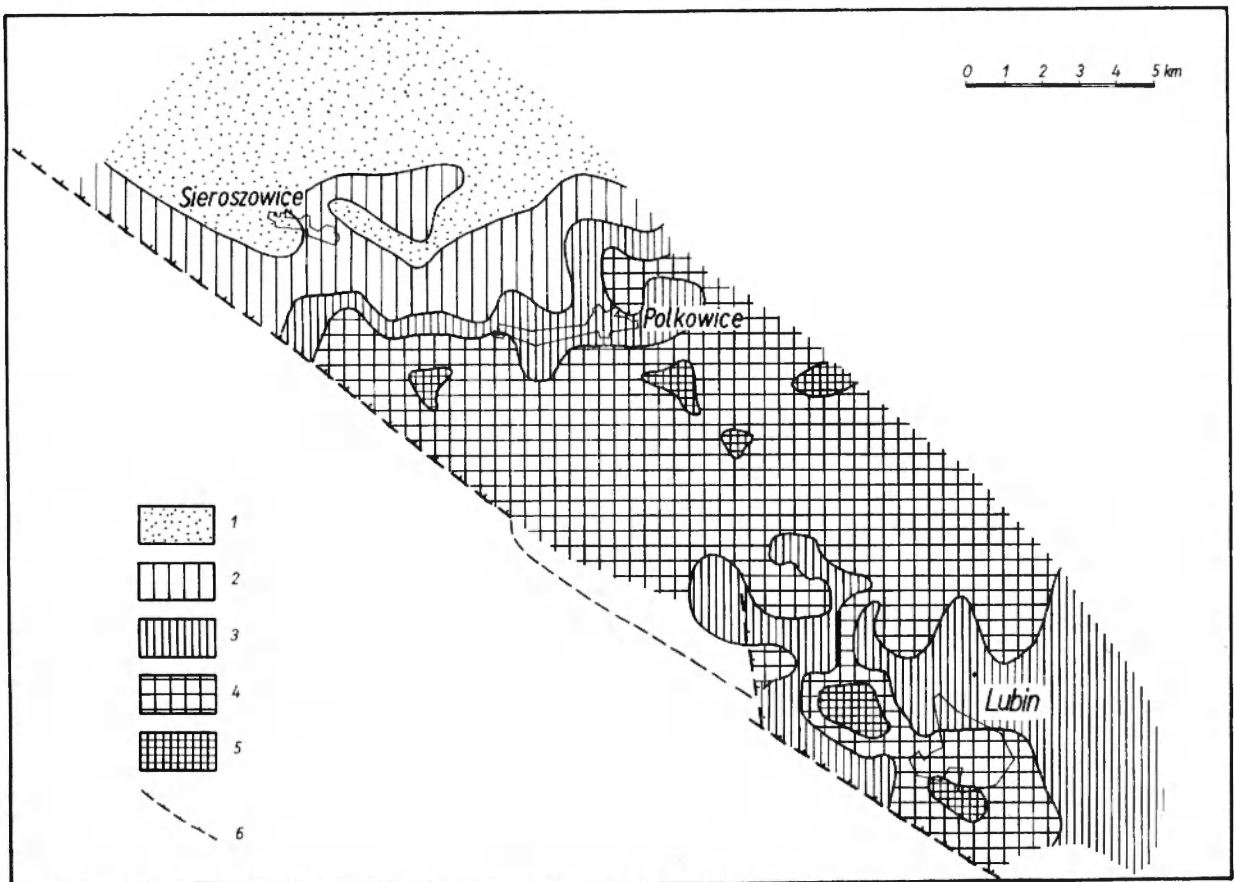


Fig. 19

Mapa izopachyt wapieni i dolomitów W-1 łącznie z łupkami miedzionośnymi Ł-1 i dolomitom granicznym W-0 (cechszyn 1) miąższość: 1 — do 20 m; 2 — 20 do 40 m; 3 — 40 do 60 m; 4 — 60 do 80 m; 5 — ponad 80 m; 6 — strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of W-1 limestones and dolomites, Ł-1 copperbearing shales and W-0 border dolomite (Zechstein-1) thickness: 1 — below 20 metres; 2 — 20 to 40 metres; 3 — 40 to 60 metres; 4 — 60 to 80 metres; 5 — over 80 metres; 6 — Middle Odra fault zone

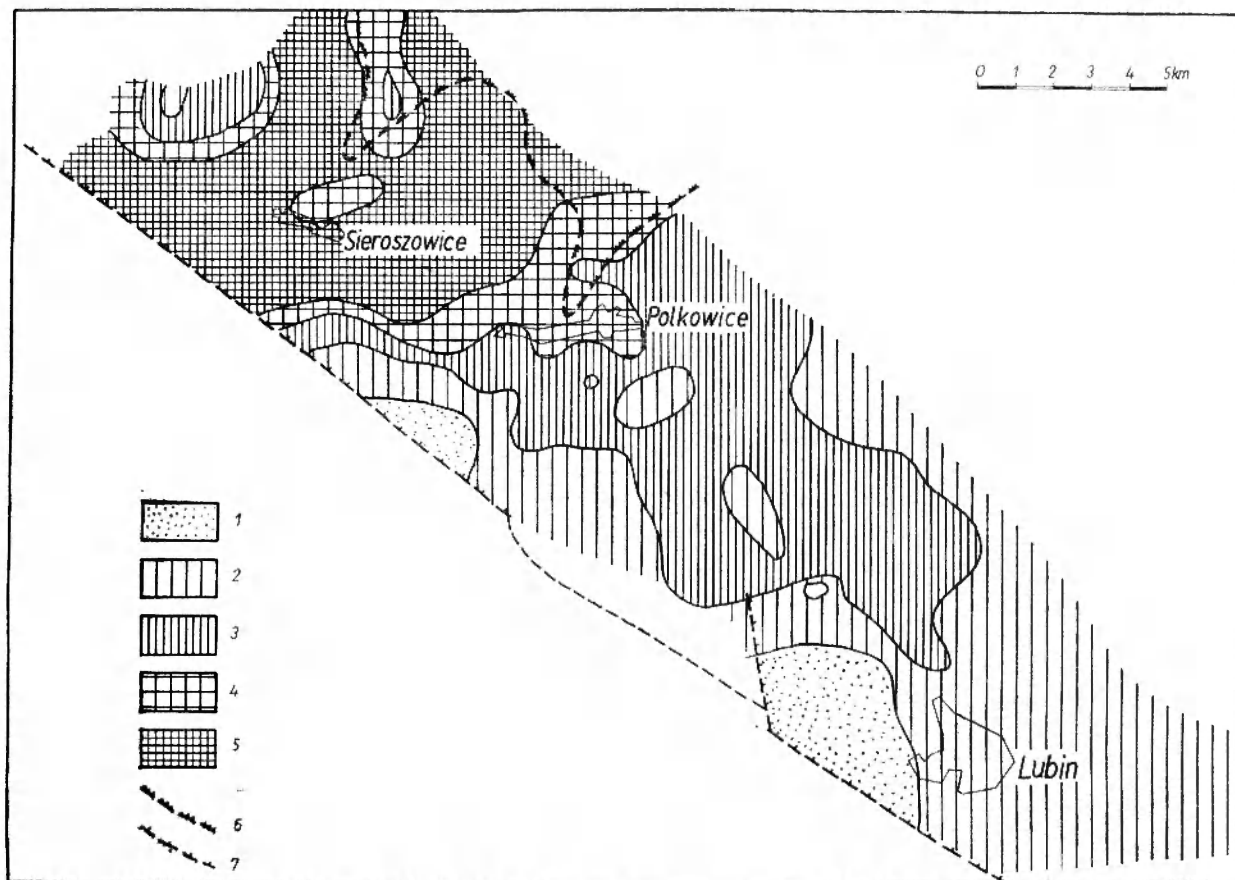


Fig. 20

Mapa izopachyt anhydrytu A-1 łącznie z solą kamienną Na-1 (cechsztyń 1)

miąższość A-1: 1 - do 60 m; 2 - 60 do 80 m; 3 - 80 do 100 m; 4 - 100 do 120 m; 5 - ponad 120 m; 6 - SW zasięg soli kamiennej Na-1; 7 - strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of A-1 anhydrites and Na-1 rock salt (Zechstein-1)

thickness of A-1: 1 - below 60 metres; 2 - 60 to 80 metres; 3 - 80 to 100 metres; 4 - 100 to 120 metres; 5 - over 120 metres; 6 - southwestern limit of the Na-1 rock salt occurrence; 7 - Middle Odra fault zone

o największej ich miąższości występują lokalnie wapienie i dolomity organogeniczne. Zaobserwowano je na zachód od Lubina (profil S-157) oraz na południe od Sierszowic (profil S-174).

W części spągowej serii wapienno-dolomitowej obserwuje się zazwyczaj zailenie. Poniżej dolomitów i wapieni zalegają cienką ławicą łupki miedzionośne. Wykształcone są w postaci nieciągłej warstwy. Tereny gdzie łupki lokalnie nie osadziły się występują przeważnie w północno-zachodniej części obszaru.

Seria górna o zmiennej miąższości rzędu 50-160 m (w przeciwieństwie do wapieni i dolomitów), malejącej w kierunku od NW ku SE zalega na całym obszarze. Podobnie jak w przypadku warstwy W-1 zmiana miąższości zaznacza się w wąskiej strefie biegnącej równoleżnikowo na południe od Sierszowic i Polkowic (fig. 20). W rejonie północno-zachodnim miąższość serii wynosi średnio około 120-140 m, w rejonie środkowym około 80-100 m, a w południowo-wschodnim tylko około 60-80 m. Miąższość

anhydrytów maleje również w pobliżu wału (fig. 13-18). Podkreślić należy, że stosunek miąższości skał węglanowych do siarczanowych na różnych odciśkach występowania tych skał podlega zasadzie kompensacji. Wzrost miąższości skał węglanowych powodował zmniejszenie jej w skałach siarczanowych i odwrotnie. Sól kamienna wytrącała się wyłącznie na obszarze występowania dużych miąższości anhydrytów w rejonie na północ od Sierszowic, w większej odległości od wału (fig. 20). Nierówna linia zasięgu soli kamiennej Na-1 wybiegająca głębokimi zatokami w kierunku wału świadczy o obecności wtórnych basenów (rynien) sedimentacyjnych w obrębie basenu morza cechsztyńskiego, gdzie mogło dojść do „wysolenia” roztworu i wytrącenia NaCl.

Iłowce gipsowe A-1 (Ł) o miąższości średnio około 5-10 m występują wśród anhydrytów A-1. W części północno-zachodniej obszaru zalegają one w środkowej ich części, na pozostałym obszarze przesuwają się one ku dołowi, zbliżając się do stropu

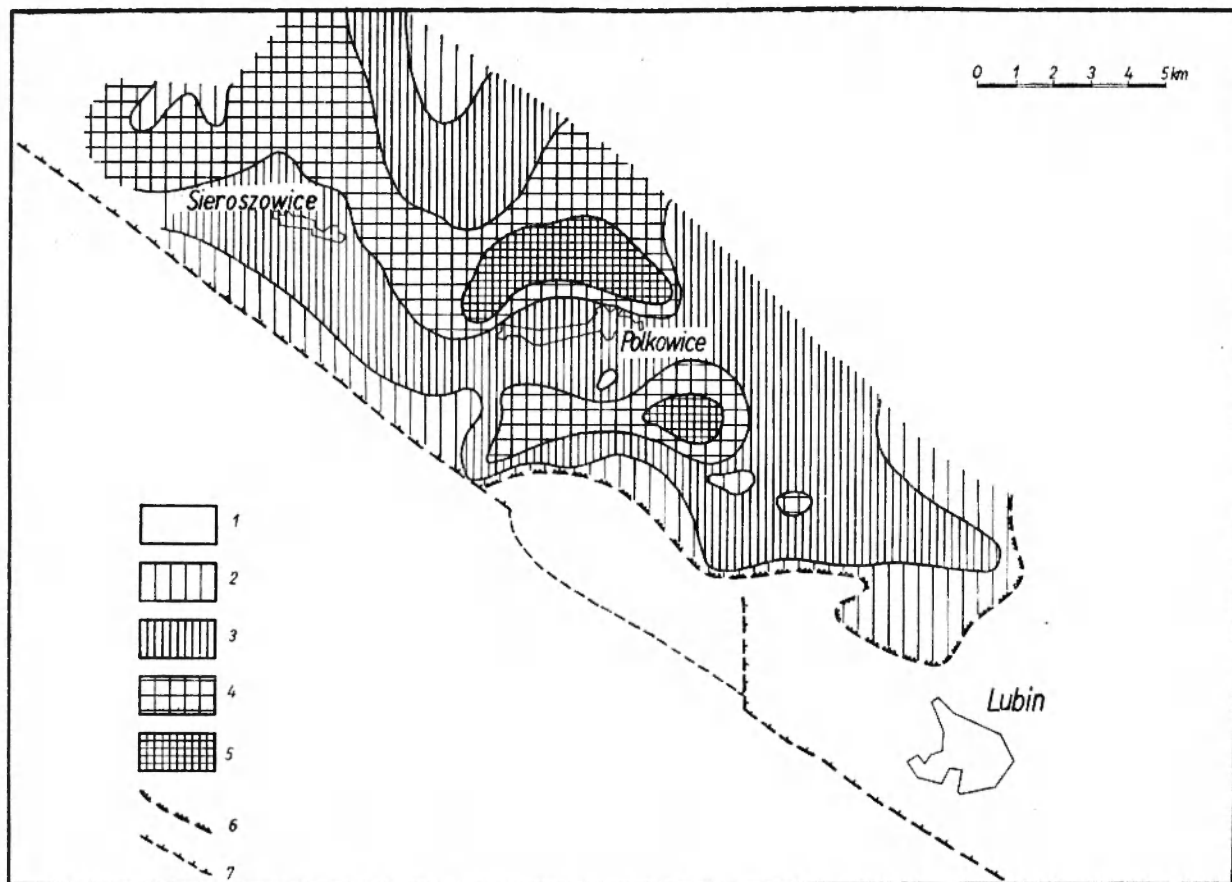


Fig. 21

Mapa izopachyt dolomitu W-2 (cechsztyn 2)

1 — obszary gdzie W-2 nie osadził się; miąższość W-2: 2 — do 5 m; 3 — 5 do 10 m; 4 — 10 do 15 m; 5 — ponad 15 m; 6 — SE granica występowania dolomitu W-2; 7 — strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of W-2 dolomite (Zechstein-2)

1 — areas lacking W-2 deposits; thickness of W-2: 2 — below 5 metres; 3 — 5 to 10 metres; 4 — 10 to 15 metres; 5 — over 15 metres; 6 — SE limit of W-2 dolomite occurrence; 7 — Middle Odra fault zone

wapieni i dolomitów W-1 (fig. 12-18). W częściach środkowej i południowo-wschodniej obszaru, w pobliżu wału iłowce gipsowe przesuwają się również ku spągowi, zalegając w jego sąsiedztwie bezpośrednio nawet nad wapieniami i dolomitami W-1. Możliwe jest, że iłowce gipsowe A-1 (Ł) są facjalnym odpowiednikiem soli kamiennej Na-1, na obszarach płytszych, położonych bliżej brzegu basenu, gdzie nie mogło dojść do jej wytrącenia. Hipoteza ta wydaje się bardziej prawdopodobna od przypuszczenia, że iłowce gipsowe są pozostałością materiału trudniej rozpuszczalnego (rozroszonego uprzednio w serii solnej) pozostałego po rozpuszczeniu i wypłukaniu substancji solnej przez wody krążące w strefie przyległej do wychodni (w okresie po osadzeniu się soli i anhydrytów A-1).

Cyklotem 2-gi (cechsztyn 2) tworzą dwie serie: dolna, węglanowa — dolomit W-2 i górna, siarczanowa — anhydryt A-2. Miąższość cyklotemu 2-giego jest znacznie mniejsza niż cyklotemu 1-szego

(fig. 12-18). Dolomit W-2 występuje na całej zachodniej części obszaru. W części środkowej nie wykształcił się on w strefie przylegającej bezpośrednio do wału. W części południowo-zachodniej granica jego występowania oddala się od wału, by następnie skrócić całkowicie na północ (fig. 21). Na rozciągającym się dalej w kierunku południowo-zachodnim terenie nie występuje dolomit W-2. Miąższość dolomitów W-2 jest zmienna w dość dużych granicach, przekraczając nawet 20 m (fig. 21). Określono ją łącznie z występującymi w dolomitach wkładkami anhydrytu sięgającymi kilku metrów grubości. Największe miąższości W-2 obserwuje się w środkowej części obszaru. W pobliżu granicy występowania (w kierunku południowym i wschodnim) miąższości jego maleją aż do całkowitego wyklinowania się.

Anhydryt A-2 zalega na całym obszarze, miąższość jego zmienia się w granicach od kilkunastu do ponad trzydziestu metrów (fig. 22). W rejonie południowo-zachodnim występują najmniejsze jego miąż-

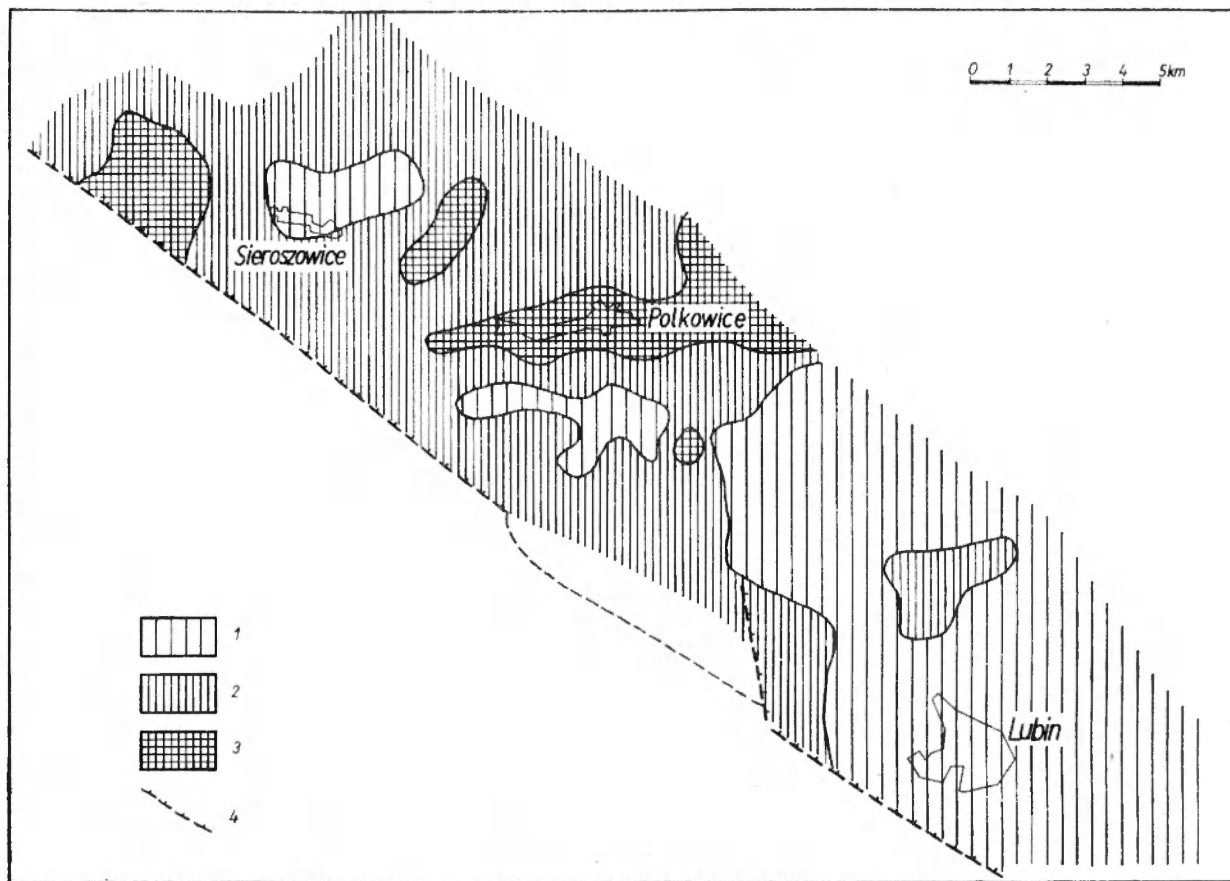


Fig. 22

Mapa izopachyt anhydrytu A-2 (cechsztyn 2)

miąższość A-2: 1 - do 20 m; 2 - 20 do 30 m; 3 - ponad 30 m; 4 - strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of A-2 anhydrite (Zechstein-2)

thickness of A-2: 1 - below 20 metres; 2 - 20 to 30 metres; 3 - over 30 metres; 4 - Middle Odra fault zone

szości. Ujawnia się tu jeszcze dodatkowa trudność spowodowana brakiem dolomitu W-2 rozgraniczającego anhydrytu A-1 i A-2 oraz połączeniem się ich w jedną serię A (1+2); (fig. 12).

Cyklotem 3-ci (cechsztyn 3) tworzą również dwie serie: dolna, ilasta - iłowiec szary Ł-3 i górna, siarczanowa - anhydryt A-3 (fig. 12-18). Iłowiec szary Ł-3 zalega na przeważającej części obszaru. Nie osadził się jedynie na niewielkich odcinkach w sąsiedztwie wału (fig. 23). Miąższość jego nie przekracza 20 m, zazwyczaj wynosi poniżej 10 m. Największe miąższości obserwuje się w rejonie Lubina, w pobliżu wału oraz w środkowej części obszaru pomiędzy Lubinem a Polkowicami. Charakterystyczny jest brak jakiegokolwiek prawidłowości w zmianach miąższościowych. Miejscami w stropowej części iłowca występują soczewkowate wkładki dolomitu szarego o grubości zwykle nie przekraczającej 2-3 m. Dolomit ten Ł-3 (W) jest rozwinięty w postaci odosobnionych płaskich i cienkich soczew. Jest on odpowiednikiem tak zwanego dolomitu płytowego

W-3 zastępującego na pewnych obszarach szare iłowce. Interesująca a zarazem trudna do wyjaśnienia jest w sporadycznych wypadkach obecność czerwonego zabarwienia w obrębie szarych iłowców. Genezę tych czerwonych względnie brunatnych iłowców (bez wątpliwości pierwotnych) można wytłumaczyć osadzeniem materiału w lokalnie podniesionych częściach dna basenu z występującymi warunkami utleniającymi, w przeciwieństwie do redukcyjnych panujących na całym pozostałym obszarze.

Anhydryt A-3 obecny jest również na całym prawie obszarze. Nie osadził się tylko w pewnych partiach przyległych do wału, nie licząc terenów, gdzie został on erozyjnie ścięty (fig. 24). Miąższość A-3 jest dość stała, rzędu około 30 m, z tendencją do wyklinowywania się w kierunku wału (fig. 13-18) tak, że w partiach pozbawionych go iłowce szare Ł-3 kontaktują bezpośrednio z wyżej leżącymi iłowcami czerwonymi Ł-4 cechsztynu 4 (fig. 17). Jako ciekawostkę można podać fakt występowania wyłącznie w anhydrycie A-3 charakterystycznych „rozetek”

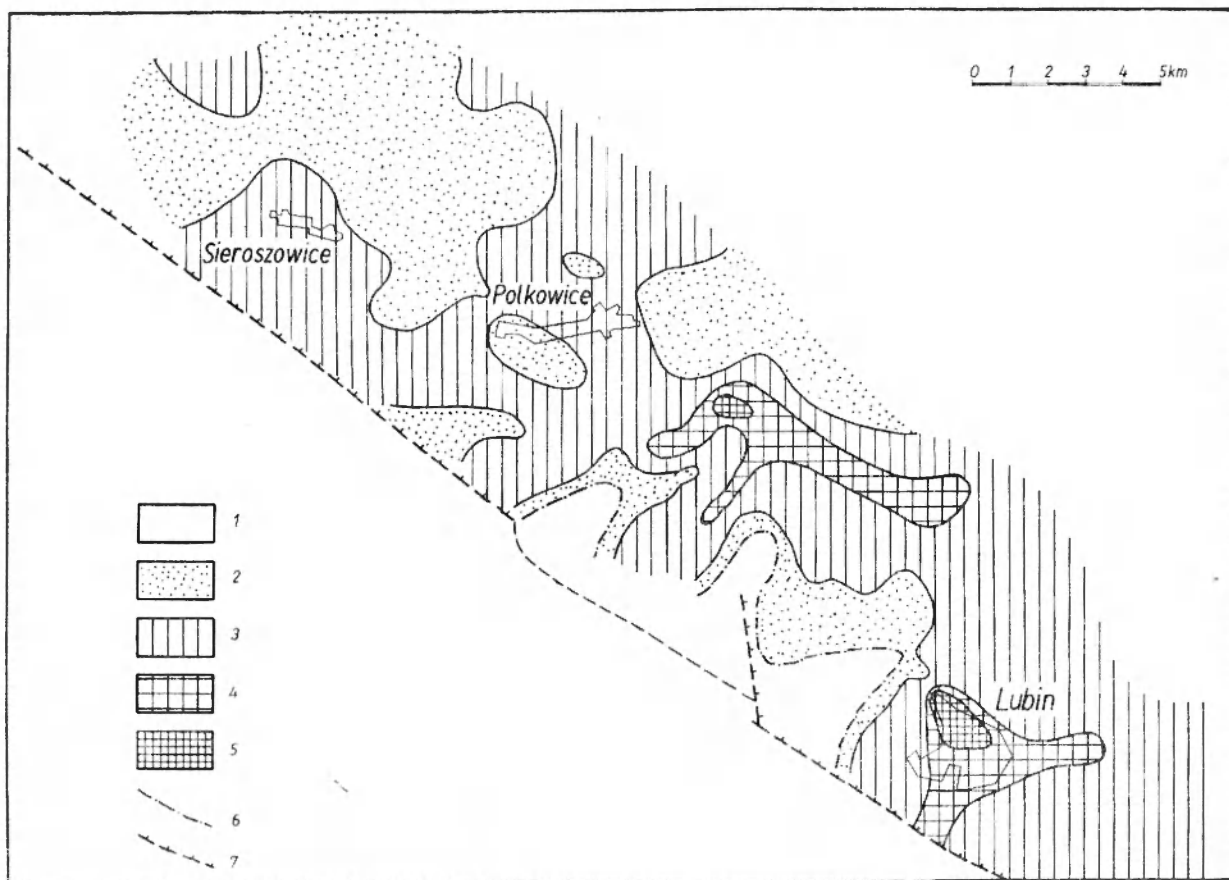


Fig. 23

Mapa izopachyt ilowca szarego Ł-3 z soczewami dolomitu L-3 (W) w stropie (cechsztyn 3)

1 — obszary, gdzie Ł-3 nie osadził się; miąższość Ł-3; 2 — do 5 m; 3 — 5 do 10 m; 4 — 10 do 15 m; 5 — ponad 15 m; 6 — SW granica zasięgu ilowca Ł-3; 7 — strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of Ł-3 grey claystones with lenses of Ł-3 (W) dolomite in the top part (Zechstein--3)

1 — areas lacking Ł-3 deposits; thickness of Ł-3; 2 — below 5 metres; 3 — 5 to 10 metres; 4 — 10 to 15 metres; 5 — over 15 metres; 6 — SW limit of Ł-3 claystones; 7 — Middle Odra fault zone.

zbudowanych z promieniście rozchodzących się igielkowatych kryształów anhydrytu.

Cyklotem 4-ty (cechsztyn 4) rozwinięty jest w postaci czerwonych ilowców i mułowców przeważnie zawierających ciekłą wkładkę gipsową lub anhydrytową (A-4) o miąższości rzędu 1 m. Anhydryt A-4 dzieli całą serię na dwie części: dolną — ilowce dolne Ł-4 (d) i górną — ilowce górne Ł-4 (g); (fig. 12). Łączna miąższość ilowców Ł-4 wynosi około 30 m (fig. 25). Większe miąższości ilowców obserwuje się zazwyczaj w strefie przyległej do wału. Sedymentacja czerwonych ilowców Ł-4 wskazuje na spłylenie się basenu, zapanowanie w nim warunków utleniających i regresję morza. Lokalnie osady ilaste przechodzą w utwory o nieco grubszym ziarnie (o charakterze mułowcowym), ma to przeważnie miejsce w obrębie górnej warstwy. Również miejscami obserwuje się w ilowcach domieszki substancji dolo-mitowej.

Zagadnienie cyklotemu czwartego, z punktu wi-

denia przyjętej w niniejszej pracy metodyki wydziałania cyklotemów, jest trudne i przy obecnym stanie badań nie może być jednoznacznie rozwiązane. Przyczyną tego jest stopniowe przechodzenie sedymentacji morskiej typu cechszyńskiego w sedymentację lądową typu pstrego piaskowca. Zjawiskiem niewątpliwie typu cechszyńskiego jest obecność w tym cyklotemie osadów chemicznych w postaci gipsów czy anhydrytów. Są one podścielone czerwonymi ilowcami będącymi najniższym klastycznym członem cyklotemu. Jednakże nad anhydrytami leżą analogiczne ilowce, które w świetle zasad wydziałania cyklotemów należałoby uznać za początek nowego cyklotemu. Tak jednak nie jest, ponieważ nad nimi występują osady dolnego pstrego piaskowca. W związku z tym górne, czerwone ilowce ze względu na wielkie podobieństwo litologiczne, a więc i litofacjalne do łupków rozpoczynających cyklotem wypada zaliczyć do cechsztynu. Niewątpliwie reprezentują one pewien cykl regresywny związany z rozwojem fazy

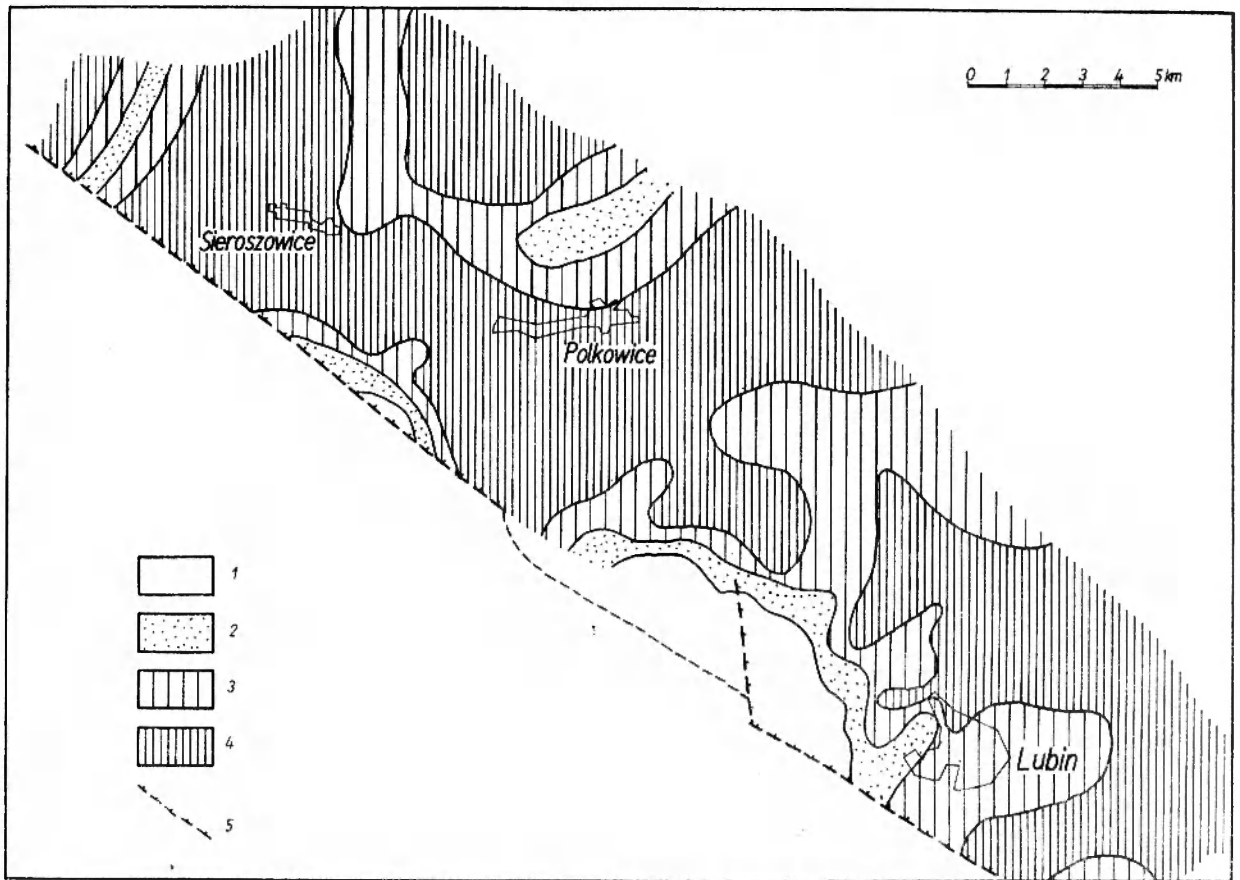


Fig. 24

Mapa izopachyt anhydrytu A-3 (cechsztyń 3)

1 -- brak anhydrytu A-3 (nie osadził się względnie został zerodowany); miąższość A-3: 2 -- do 20 m; 3 -- 20 do 30 m; 4 -- ponad 30 m; 5 -- strefa uskoka środkowej Odry

Isopachous map of A-3 anhydrite (Zechstein-3)

1 -- lack of A-3 anhydrite (eroded or never deposited); thickness of A-3: 2 -- below 20 metres; 3 -- 20 to 30 metres; 4 -- over 30 metres; 5 -- Middle Odra fault zone

palatynackiej (Oberc, Tomaszewski 1963). Na czerwonych łowcach kończy się w tym rejonie sedimentacja cechsztynu.

Zebrane materiały dotyczące litologii i sedimentacji cechsztynu w rejonie Lubin-Sieroszowice pozwoliły na zestawienie schematycznej mapy lito-

facjalnej. Posłużono się przy tym metodą podaną przez Slossa *et al.* (1949), przyjmując wyliczone średnie, statystyczne składy litologiczne profilów opracowanej formacji za wykładniki litofacji, pozwalające z kolei na wykreślenie mapy (fig. 26). Opracowana tą metodą mapa litofacyjna rejonu

Fig. 26

Trójkąt ilustrujący wzajemne stosunki współczynnika klastyczności (K) i współczynnika piasek-ił (P), według Slossa, Krumbeina i Dapplesa (1949)

$$K = \frac{\text{miąższość skał klastycznych w profilu}}{\text{miąższość skał nieklastycznych w profilu}}$$

$$P = \frac{\text{miąższość skał piaszczystych w profilu}}{\text{Miąższość skał ilastych w profilu}}$$

S -- osady piaszczyste, C -- osady ilaste, N -- osady nieklastyczne

Triangle illustrating the mutual relations of the clasticity (K) and sand-clay (P) coefficients, according to Sloss, Krumbein and Dapples (1949)

$$K = \frac{\text{thickness of elastic rocks in the profile}}{\text{thickness of non-clastic rocks in the profile}}$$

$$P = \frac{\text{thickness of sandy rocks in the profile}}{\text{thickness of clayey rocks in the profile}}$$

where: S -- sandy deposits, C -- clayey deposits, N -- non-clastic deposits

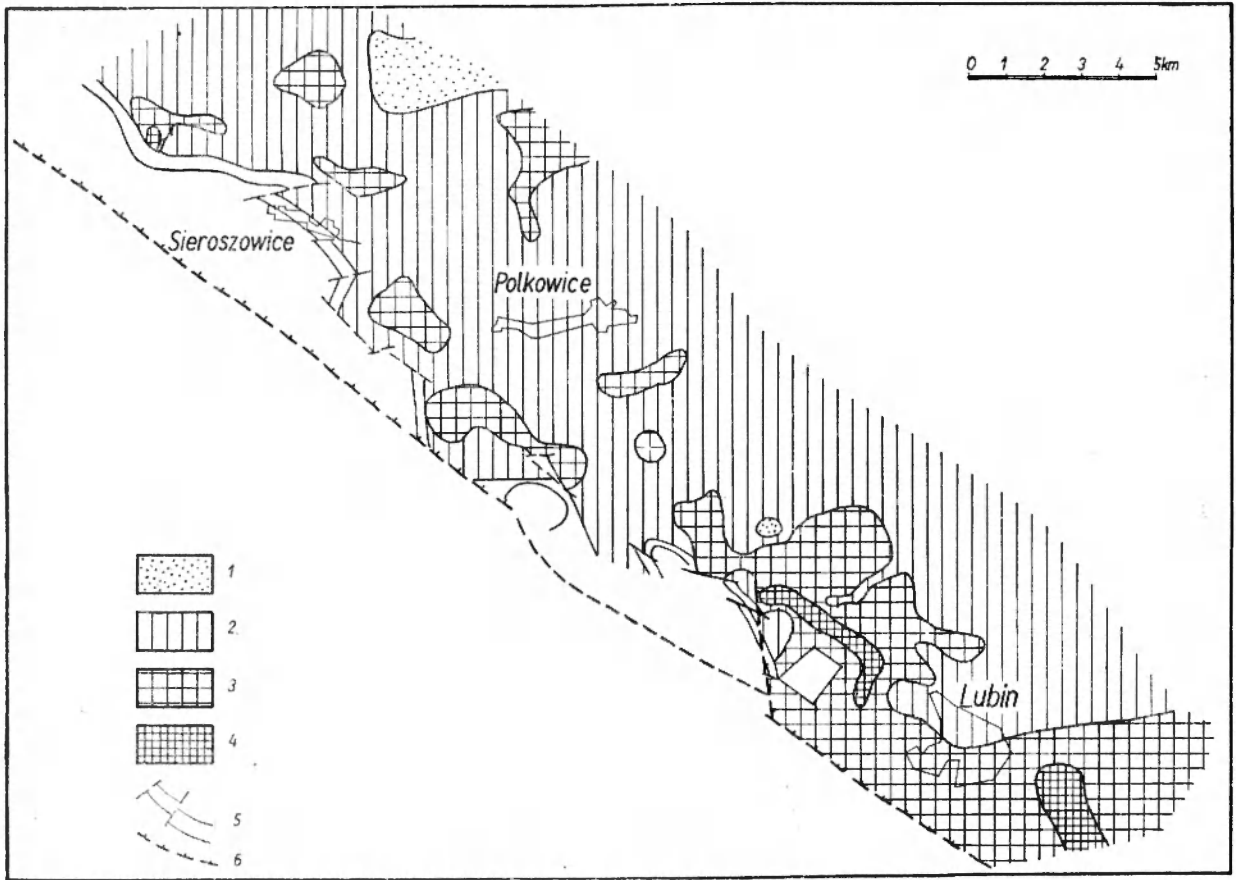


Fig. 25

Mapa izopachyt czerwonego ilowca Ł-4 (cechsztyn 4)

miąższość Ł-4: 1 - do 20 m; 2 - 20 do 30 m; 3 - 30 do 40 m; 4 - ponad 40 m; 5 - wychodne podtrzęciorzędowe Ł-4; 6 - strefa uskokuwa środkowej Odry

Isopachous map of Ł-4 red claystones (Zechstein-4)

thickness of Ł-4: 1 - below 20 metres; 2 - 20 to 30 metres; 3 - 30 to 40 metres; 4 - over 40 metres; 5 - sub-Tertiary outcrops of Ł-4; 6 - Middle Odra fault zone

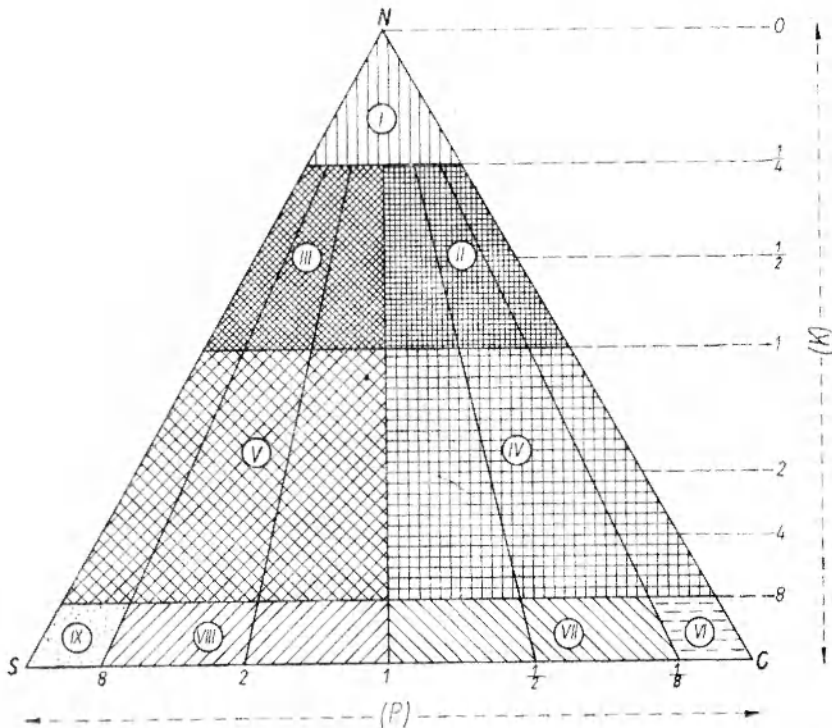


Fig. 26

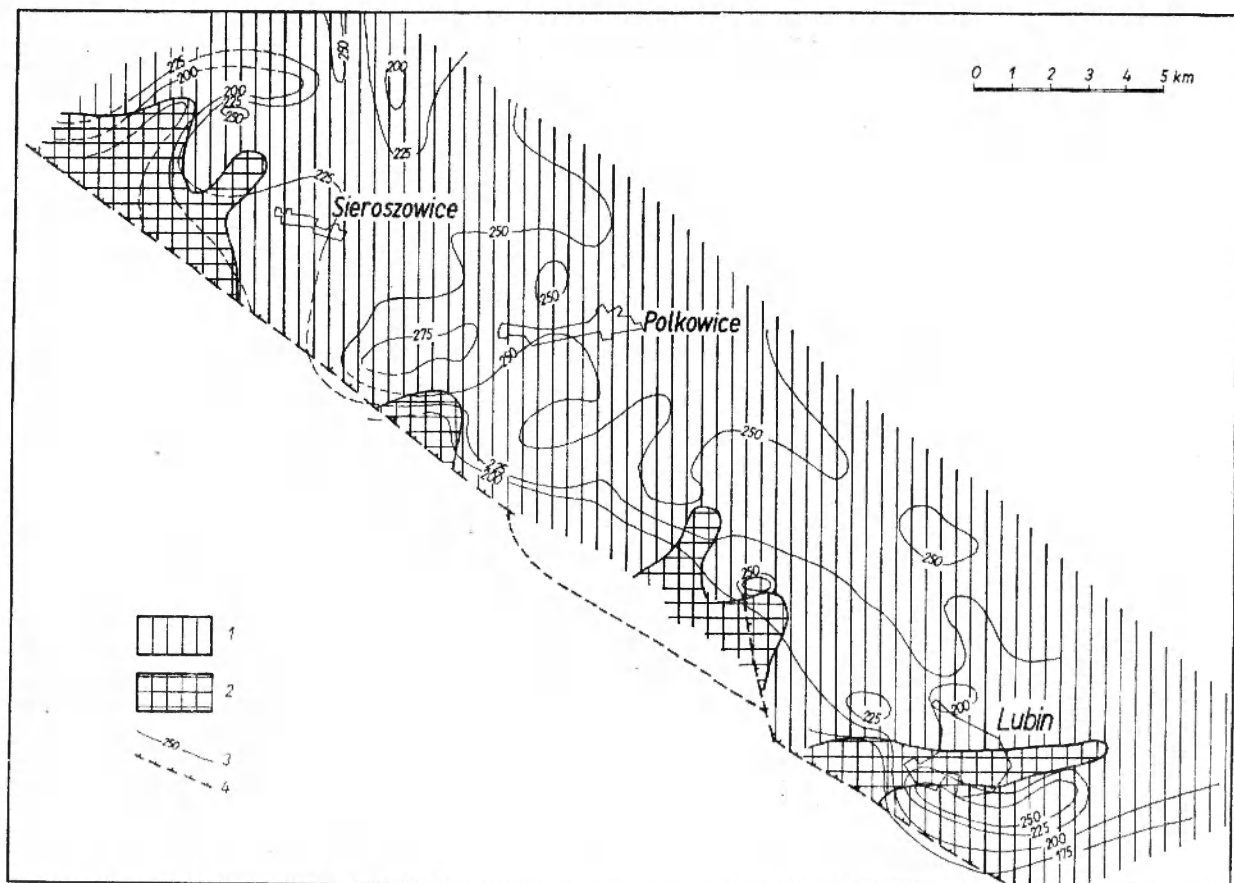


Fig. 27

Mapa litofacji osadów cechsztynu w okolicy Lubina i Sieroszowice

1 — litofacja chemiczna; 2 — litofacja chemiczno-ilasta; 3 — izopachyty osadów cechsztynu; 4 — strefa uskokuwa środkowej Odry

Map of Zechstein lithofacies in the region of Lubin and Sieroszowice

1 — chemical lithofacies; 2 — chemical-clay lithofacies; 3 — isopachytes of Zechstein deposits; 4 — Middle Odra fault zone

Lubin—Sieroszowice (fig. 27) pokazuje, że seria cechsztyńska o grubości rzędu 200—250 m wykształcona jest na przeważającej części obszaru w litofacji chemicznej. Wapienie, anhydryty i sole wynoszą średnio powyżej 80% miąższości. Wyjątek stanowią tylko niewielkie fragmenty obszaru występujące w pobliżu wału, a rozwinięte w litofacji chemiczno-ilastej.

Na podstawie znajomości stosunków litofacyjnych cechsztynu można przeprowadzić próbę rozwiązania zagadnienia jego paleogeografii. Obszar ten znajduje się w zasięgu facji nerytycznej w niewielkiej odległości od ówczesnego brzegu morskiego (rzędu być może kilku kilometrów). Rozległy szelf, na którym sedymentowały osady cechsztynu nie był stabilny (wykazywał tendencję do obniżania). Na pewnych jego obszarach przez długi czas panowały warunki basenu epikontynentalnego, charakteryzujące się obecnością grubych serii ewaporatów.

Odrębny problem dla paleogeografii opisywanego obszaru stanowi brak osadów cechsztyńskich na bloku przedsudeckim. Konieczne jest wyjaśnienie czy brak ten jest pierwotny, czy też wtórny. Wystę-

powanie facji morskich tej formacji wzdłuż obecnych granic bloku wskazuje na fakt, że brzeżne jego partie były w cechsztynie obszarem sedymentacji morskiej. Jednakże udowodnienie czy zalew ten obejmował cały obszar bloku, a jeśli nie, to jaka jego część była pokryta morzem cechsztyńskim, przy dzisiejszym stanie badań nie jest możliwe. Mimo braku wystarczających dowodów autor pragnie przedstawić hipotezę, że centralna partia bloku przedsudeckiego była w okresie cechsztynu obszarem lądowym, a zalew morski przykrywał wyłącznie brzeżne jego części od północnego wschodu, północnego zachodu i południowego zachodu.

Na poparcie tych przypuszczeń autor przytacza następujące fakty:

a) obecność czerwonych wkładek ilasto-piaskowcowych w obrębie anhydrytów brzeżnych części rejonu Lubina (profil S—19), (fig. 1);

b) wyklinowywanie się niektórych ławic anhydrytów w kierunku południowym (ku brzegowi basenu), na przykład A—3 całkowicie, a innych ławic częściowo (ścienienie w pobliżu bloku), (fig. 13—18);

c) wyraźne zwiększenie się miąższości wapieni i dolomitów W-1 w pobliżu wału (fig. 13-18) — na obszarze Niemiec (np. niecka turyngska) znane są przypadki zwiększania miąższości wapieni w kierunku brzegu basenu, przy czym w partiach o maksymalnej grubości tworzą się rafy wymagające jak wiadomo płytkiego zbiornika;

d) obecność wapieni organogenicznych (fig. 11), utworów zwykle przybrzeżnych, w sąsiedztwie bloku przedsudeckiego — profil S-157 (rejon Lubin) i S-174 (rejon Sierszowice), (fig. 1). Prowadzone nadal badania pozwolą na pewno pogląd ten bardziej ugruntować.

TRIAS

W rejonie Lubin-Sierszowice zachowane jest wyłącznie dolne ogniwo triasu — pstry piaskowiec. Kłapciński (1959 a) zalicza te osady do dolnego pstrego piaskowca. Wyższe ogniwa triasu — środkowy i górny pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper zalegają

dalej po upadzie w kierunku północno-wschodnim. Utwory triasu na monoklinie wrocławskiej opracowane zostały przez Kłapcińskiego (1959a). W pracy podano więc tylko krótką litologiczną charakterystykę dolnego pstrego piaskowca, opartą na obfitych materiałach z wierceń.

Pstry piaskowiec dolny występuje na znacznej części obszaru, z wyjątkiem terenów położonych w sąsiedztwie bloku przedsudeckiego, gdzie na powierzchnię (podtrzęciorzędową) wychodzą osady cechsztynu (fig. 28). W pstrym piaskowcu obecne są w przeważającej mierze drobne i średnioziarniste piaskowce arkozowe, dość zwarte, przeważnie czerwone lub różowe. Obserwuje się również piaskowce jasnoszare, zielonkawe, a nawet kremowobiałe. W piaskowcach tych dość często występują wielozestawy lamin skośnych, opisywane uprzednio jako warstwowanie krzyżowe. Również charakterystyczne jest występowanie w piaskowcach naprzemianległych warstewek białych i czerwonych, a także zielonkawych

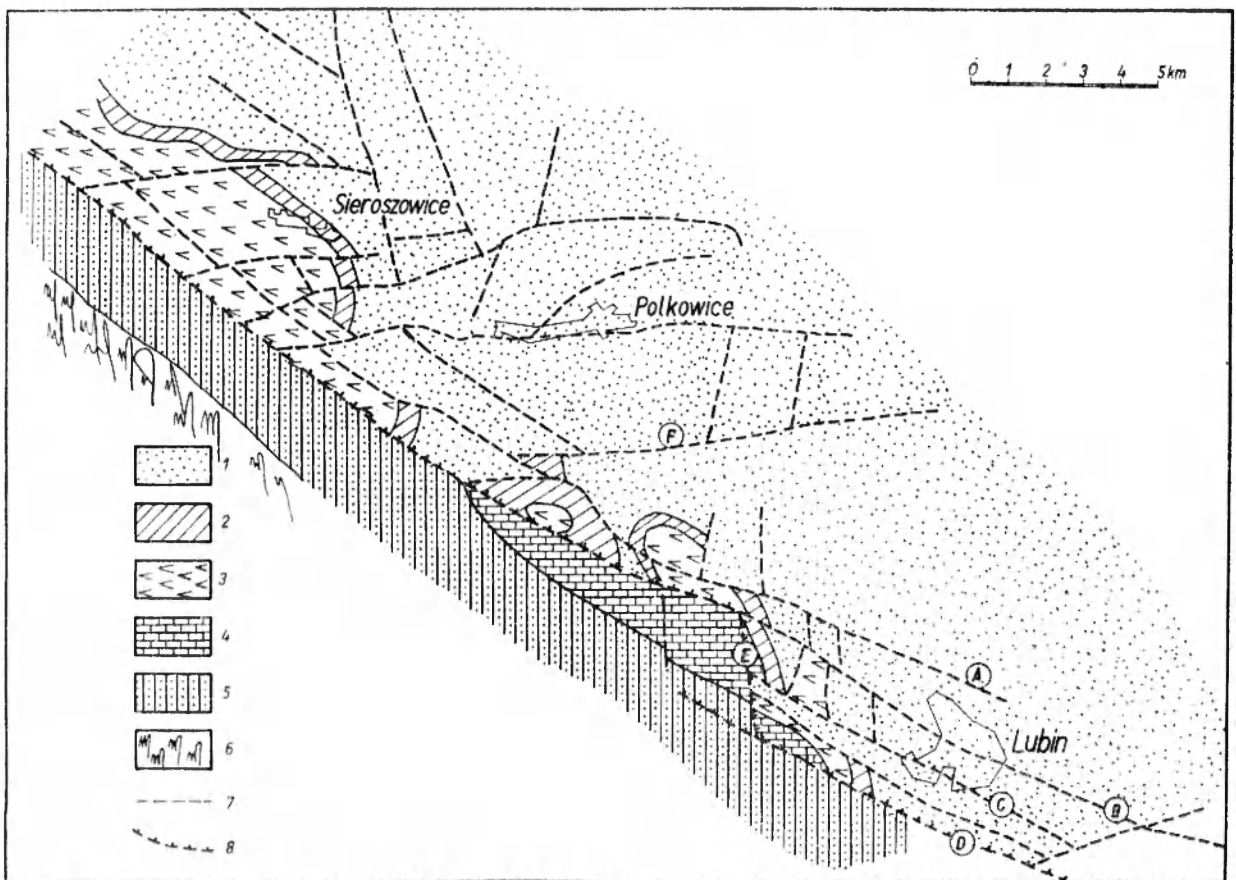


Fig. 28

Odkryta mapa geologiczna okolic Lubina i Sierszowice

1 — pstry piaskowiec, cechsztyń; 2 — ilowce czerwone L-4; 3 — anhydryty; 4 — wapień i dolomity W-1; 5 — czerwony spągowiec; 6 — skały krystaliczne bloku przedsudeckiego; 7 — ważniejsze uskoki; 8 — strefa uskokowa środkowej Odry

Uncovered geological map of the Lubin-Sierszowice region

1 — Buntsandstein, Zechstein; 2 — L-4 red claystones; 3 — anhydrites; 4 — W-1 limestones and dolomites; 5 — Rotliegendes; 6 — crystalline rocks of the Foresudetic block; 7 — major faults; 8 — Middle Odra fault zone

smug i plam. Sporadycznie w piaskowcu obserwuje się pojedyncze otoczaki kwarcu o średnicy kilku milimetrów oraz owalne, płaskie tocznice czerwono-brunatnych ilolupków. Struktura piaskowca jest psamitowa, tekstura na ogół bezładna, choć trafiają się piaskowce z zaznaczającym się uławiczeniem. Około 50–75% skały stanowią ostrokrawędziste ziarna kwarcu średnicy od 0,01 do 0,3 mm (fig. 10). Skalenie stanowią od kilku do 30% skały. Są one często nadwietrzałe i skaolinizowane. Ponadto w piaskowcu występują blaszki muskowitu i biotyту ułożone często na powierzchni warstw, minerały ciężkie (cyrkon), okruchy skał węglanowych, lupków krzemionkowych, itp. Spoiwo piaskowców jest różne, przeważnie ilaste i ilasto-żelaziste, czasem ilasto-węglanowe lub częściowo ilasto-gipsowe.

Tabela 9

Skład chemiczny piaskowców pstrego piaskowca
Chemical composition of Buntsandstein sandstones

	Biały piaskowiec z czerwonymi smugami profil S—30 White sandstone with red streaks Profile S—30 %	Czerwony piaskowiec ze spoiwem ilastodolomitowym profil S—111 Red sandstone with argillodolomitic cement Profile S—111 %	Szary piaskowiec profil S—135 Grey sandstone Profile S—135 %
SiO ₂	76,10	43,43	73,12
Al ₂ O ₃	10,20	10,87	8,47
Fe ₂ O ₃	1,00	2,01	0,70
FeS ₂	0,31	0,12	0,25
MgO	0,61	6,10	1,69
CaO	2,31	12,40	2,08
Na ₂ O	1,71	3,20	4,25
K ₂ O	4,11	3,90	4,18
Mn	0,03	0,10	0,02
TiO ₂	0,21	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,10
C org.	0,18	0,50	0,00
H ₂ O ⁻	0,10	0,60	0,32
H ₂ O ⁺	0,31	0,41	0,36
SO ₃	0,30	1,70	0,70

W obrębie piaskowców występują wkładki ilolupków czerwonych, rzadziej zielonkawych. W części wschodniej obserwuje się je rzadko, przy czym miąższość ich jest niewielka. W kierunku północno-zachodnim ilość ich wzrasta, powiększa się też ich grubość tak, że w okolicach Sieroszowic dolny pstry piaskowiec zbudowany jest z naprzemianległych warstw piaskowców i lupków o grubościach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Na powierzchniach warstw bardzo często obserwuje się

nagromadzenia blaszek łyszczyków. Sporadycznie w obrębie pstrego piaskowca występują gniazdko i żyłki gipsowe. Miąższość dolnego pstrego piaskowca jest znaczna, sięgająca 300 metrów. Na obszarze pomiędzy Lubinem a Sieroszowicami miąższość ta jest przeważnie mniejsza, w związku z erozyjnym ścięciem stropowych części pstrego piaskowca dochodzącym na tym terenie do podtrzeciorzędowej powierzchni.

TRZECIORZĘD

Na osadach permu i triasu tworzących monoklinę przedsudecką oraz skałach krystalicznych bloku przedsudeckiego spoczywa niezgodnie gruba seria osadów trzeciorzędowych. Według obecnych wiadomości, nie popartych jednak wystarczającymi dowodami stratygraficznymi, występują tu utwory oligocenu, miocenu i pliocenu. Ogólna miąższość utworów trzeciorzędowych jest bardzo znaczna — sięga od 180 do 480 m (średnio około 300 m). Oligocen składa się z utworów piaszczysto-mułkowych z przeławiczeniami ilów. W stropie występuje pokład węgla brunatnego względnie ilów węglistych.

W miocenie występują ily, mułowce, piaskowce oraz żwiry. Ily są przeważnie zielonkawoszare, niebieskoszare, czasem zapiaszczone. Licznie reprezentowane utwory mułowcowe są szare, zielonkawe, często brunatne. Obserwuje się w nich miejscami laminację naprzemianległych warstewek materiału pylastego (barwy jasnej) i ilastego (barwy ciemniejszej). Są to tak zwane laminy roczne. Warstewki pylaste zawierają dużo blaszek łyszczyków.

Piaski trzeciorzędowe są na ogół kwarcowe, często zailone, różnoziarniste (z przewagą jednak ziarna drobnego). Ziarna piasku są przeważnie słabo obtoczone, barwa ich jest białoszara, czasem żółtawa. Żwiry występujące w obrębie miocenu są kwarcowe z małą domieszką ziarn kwarcytów i litytów. Są one przeważnie drobnoziarniste, o wymiarach ziarn do 0,5 cm, słabo obtoczone, przeważnie z domieszką piasku i substancji ilastej.

Osady ilaste, mułowcowe, piaszczyste i żwirowe występują w postaci warstw zmiennej miąższości, często wyklinowujących się, a także rozległych płaskich soczew. Poszczególne warstwy wzajemnie ząbnią się i zastępują. Ta niespokojna sedimentacja jest bardzo charakterystyczna dla śródlądowych osadów miocenijskich (fig. 29).

Wśród wyżej opisanych osadów zalegają w środkowej i dolnej części serii pokłady węgla brunatnych. Węgle występują w dwu poziomach przedzielonych kilkudziesięciometrową serią płoną (fig. 29). Miąższość pokładów węgla jest różna — od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów. Ilość pokładów

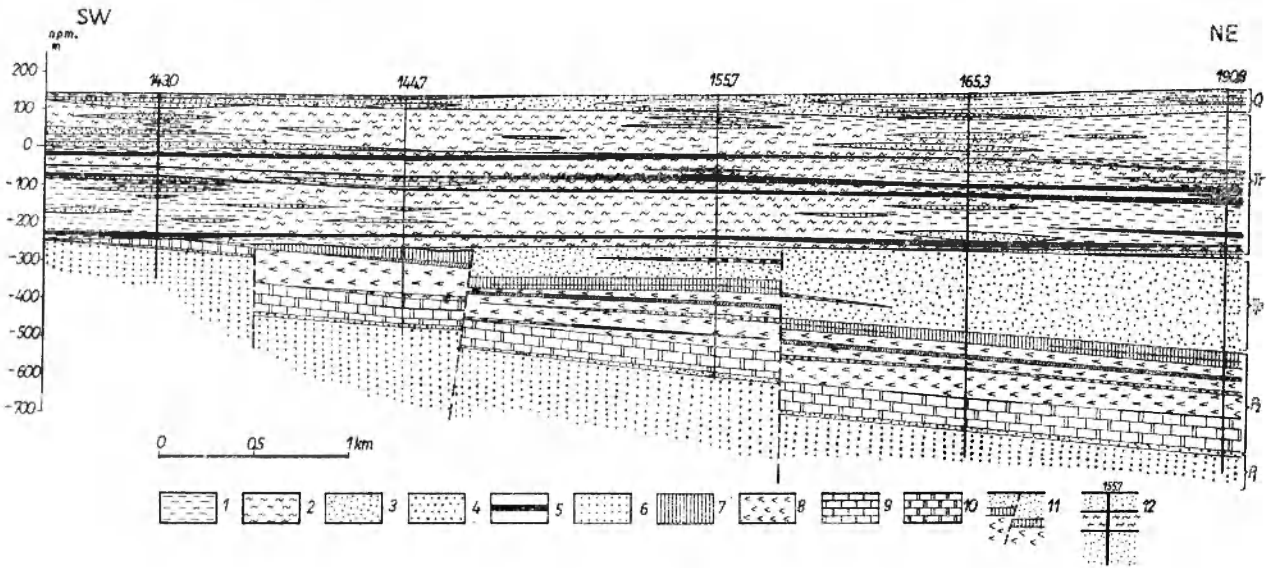


Fig. 29

Przekrój litologiczny przez okolice Polkowic (X-X') — po upadzie (lokalizacja na fig. 1)

1 — gliny; 2 — ily; 3 — piaski; 4 — żwiry; 5 — węgle brunatne; 6 — piaskowce; 7 — ilowce; 8 — anhydryty; 9 — wapienie; 10 — dolomity; 11 — uskoki; 12 — profile geologiczne otworów wiertniczych; Q — czwartorzęd, Tr — trzeciorzęd, Tp — pstry piaskowiec, P₂ — cechsztyń, P₁ — czerwony spągowiec

Lithological cross-section (X-X') in the vicinity of Polkowice (localization as in fig. 1)

1 — loams; 2 — clays; 3 — sands; 4 — gravels; 5 — brown coal; 6 — sandstones; 7 — claystones; 8 — anhydrites; 9 — limestones; 10 — dolomites; 11 — faults; 12 — geological sections through bore-holes; Q — Quaternary, Tr — Tertiary, Tp — Buntsandstein, P₂ — Zechstein, P₁ — Rotliegendes

węgla i ich położenie stratygraficzne jest dość różne, pokłady te nie zawsze są łatwe do paralelizacji. Ogólnie można stwierdzić, że węgle występują głównie w środkowej części utworów miocenu. Spotyka się tu wiele ich odmian (lignity, węgle ziemiste, itp.) oraz utworów węglistych niepalnych (iłów i mułowców węglowych). Występują one pomiędzy ławicami iłów, mułków oraz piasków.

Bardzo charakterystycznym utworem trzeciorzędowym są tak zwane żwirowce. Są to żwirki kwarcowe lub skaleniowe tkwiące w obfitym spoiwie ilastym. Średnica ziarn wynosi około kilku milimetrów. Są one na ogół dość słabo obtoczone.

Osady miocenu charakteryzują się niespokojnym typem sedymentacji, utrudniającym przeprowadzenie paralelizacji poszczególnych warstw. Można tu jednak zaobserwować pewne prawidłowości. W profilu miocenu przeważają osady ilaste i mułkowe nad piaszczystymi i żwirowymi. Stanowią one średnio przeszło 70% miąższości całej serii.

Ogólny profil litologiczny miocenu (w środkowej części rejonu) przedstawia się następująco (fig. 29). W spągu obecna jest seria utworów ilastych względnie mułkowych barwy przeważnie zielonkawoszarej lub niebieskawej o miąższości od kilkunastu do przeszło pięćdziesięciu metrów. Lokalnie w jej obrębie obserwuje się płaskie soczewy piasków, a nawet drobnodziarnistych żwirów. Na utworach tych leży dolna seria węgla brunatnych, wykształcona w formie jednego lub dwóch, rzadziej trzech pokładów węglowych

wych przeławiconych osadami ilasto-mułkowymi, często brunatnej barwy. Miąższość tej serii wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. Wyżej spoczywa

Tabela 10

Skład chemiczny niektórych osadów trzeciorzędowych
Chemical composition of some Tertiary sediments

	Żwirowiec kwarcowo-skaleniowy, zailony profil S-111 Clayey quartz-feldspathic gritstone Profile S-111 %	Ił zielony zapiaszczony profil S-111 Green sandy clay Profile S-111 %	Mułowiec popielato-brunatny profil S-111 Greyish-brown siltstone Profile S-111 %
SiO ₂	59,32	57,72	77,38
Al ₂ O ₃	15,40	20,30	13,65
Fe ₂ O ₃	9,82	5,98	0,51
FeS ₂	0,60	0,52	0,18
MgO	0,60	0,78	0,24
CaO	0,70	1,12	1,06
Na ₂ O	1,73	0,59	0,24
K ₂ O	3,18	3,40	1,75
H ₂ O-	1,69	3,67	0,35
H ₂ O+	4,61	1,79	2,25
CO ₂	1,02	1,74	0,60
TiO ₂	1,20	1,05	0,15
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,11
C org.	0,60	0,50	0,44
S calc.	0,42	0,42	0,55

seria utworów ilastych i mułkowych barwy szarozielonkawej lub niebieskawej o znacznej grubości (rzędu 80—150 m) z przeławieniami piasków, rzadziej żwirów. Nad nią występuje górna seria węgla brunatnych składająca się z kilku pokładów węgla o miąższości sięgającej kilku nawet metrów, przeławionych utworami ilastymi, piaszczystymi, a miejscami również żwirowymi. Grubość całej serii wynosi 60—100 m. Stropową część utworów mioceńskich o grubości sięgającej 100 m tworzą również osady ilaste i mułkowe barwy przeważnie szarozielonkawej i niebieskawej z soczewkowatymi przeławieniami piasków i żwirów. Wyżej utwory miocenu przechodzą stopniowo w pstrę ily uważane za pliocen.

Pliocen wykształcony jest na całym obszarze w postaci tak zwanych iłów poznańskich. Są to osady śródlądowe składające się w przeważającej części z iłów, czasem lekko zapiaszczonych lub z wkładkami mułków. Charakterystyczna jest pstra barwa tych skał — zielonkawa, popielatoniebieskawa, żółto-brunatna, szara z licznymi smugami i plamami czerwonymi, wiśniowymi, rdzawo-żółtymi lub jasnoszarymi. Sporadycznie w obrębie iłów obecne są wkładki jasnych piasków kwarcowych. Granica pomiędzy pliocenem a mioceniem jest trudna do przeprowadzenia, w związku z czym trudno określić jego grubość. Na ogół jest ona niewielka i nie przekracza 20—30 metrów.

CZWARTORZĘD

W obrębie utworów czwartorzędowych wyróżnia się osady starsze — plejstocieńskie i młodsze — holocieńskie. Rozciągające się na północ od badanego rejonu wzgórza Dalkowskie i Trzebnickie są prawdopodobnie wyciśniętymi morenami. Wyznaczają one południowy zasięg zlodowacenia Warty. Południowe ich zbocza pokrywają deluwia, piaski sandrowe, a także utwory lessowe. Dalej na południe rozciąga

się obszar równiny peryglacialnej obejmującej znaczną część rejonu Lubin—Sieroszowice. Osady plejstocieńskie zalegają pokrywą o zmiennej miąższości na całym obszarze. Przeważają wśród nich osady lodowcowe, gliniaste (gliny zwałowe moreny dennej i moren czołowych) oraz fluwioglacialne, piaszczyste (sandry). Gliny morenowe są przeważnie brunatne lub szarobrunatne, zapiaszczone z otoczkami i bloczkami różnych skał. Występują one w formie rozległych pokryw lub ząbających się soczew. Osady fluwioglacialne tworzą zazwyczaj płaskie stożki napływowe zbudowane z materiału piaszczystego i częściowo żwirowego. Osady plejstocieńskie charakteryzuje duża zmienność sedymentacji. Poszczególne warstwy ząbają się w sposób nieregularny, wyklonują się i wzajemnie zastępują. Miąższość plejstocenu jest zmienna w granicach od 8 do 105 m (średnio ok. 50 m). Miąższość plejstocenu wzrasta w kierunku północnym (występują tam bowiem wzgórza morenowe).

Osady holocenu występują w płaskich szerokich dolinach i obniżeniach licznych cieków wodnych. Osady te mają charakter piaszczysto-ilasty albo mułkowy. Miejscami spotyka się torfowiska lub obszary zabagnione (w obniżeniach morfologicznych). Miąższość holocenu jest nieduża, rzędu kilku metrów. Utwory czwartorzędowe poznane zostały w słabszym stopniu niż inne formacje. Wynikało to głównie ze specyfiki prac geologicznych prowadzonych na tym obszarze, głównie za pomocą wierceń obrotowych, mechanicznych z zastosowaniem płuczki ilastej. Otrzymywane próbki wiertnicze tych luźnych względnie słabo spoiwystych skał nie pozwalały na dokładne poznanie problemów geologicznych czwartorzędu. Dla przeprowadzenia takich badań konieczne będzie w przyszłości wykonanie dodatkowych wierceń ręcznych.

TEKTONIKA MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ W OKOLICY LUBINA I SIEROSZOWIC

Problem tektoniki monokliny przedsudeckiej był do końca lat pięćdziesiątych zupełnie nierozpoznany. Spowodowane to było niemożnością uzyskania obserwacji geologicznych z głębiej położonych utworów, bez konieczności prowadzenia głębokich wierceń. Pewne ogólne hipotezy dotyczące budowy tektonicznej wschodniej części monokliny opierały się na bardzo skąnym materiale obserwacyjnym z niewielu wierceń (głównie w okolicy Wrocławia). Ogólny pogląd na budowę tektoniczną tego obszaru podali Tietze (1915) i Berger (1932 i 1937). Istotne znaczenie ma praca Bergera (1932), w której dowodził istnienia

w okolicy Wrocławia i na południowy wschód od niego dwóch uskoków: jednego o kierunku N—S i drugiego NW—SE. Uskok NW—SE wyprowadza Berger z analizy upadu stropu krystaliniku na bloku i obszarze monokliny. Uskok ten, tak zwana „linia Odry”, byłby według tego autora granicą pomiędzy blokiem a monokliną. Zwierzycki (1951), rozpatrując budowę geologiczną obszaru położonego na północny zachód od Wrocławia, doszedł do wniosku, że uskoki Bergera o kierunku NW—SE, oddzielający wał od monokliny nie istnieje. Wykonane w ciągu ostatnich lat wiercenia na obszarze monokliny, szczególnie

liczne w okolicach Lubina i Sierszowic, pozwoliły autorowi na stworzenie ogólnego poglądu na tektonikę tego rejonu (Tomaszewski 1963 a, b).

Rejon Lubin—Sierszowice położony jest w przeważającej części na obszarze monokliny przedsudeckiej. Tylko niewielka południowo-wschodnia jego część położona jest na terenie bloku przedsudeckiego. Cały rejon należy do tak zwanych „obszarów zakrytych” (Czermiński, Tomaszewski 1961), w których zaburzone tektonicznie utwory starszego podłoża przykryte są dyskordantnie, płasko zazwyczaj zalegającymi osadami młodszymi, przy czym grubość tej pokrywy sięga co najmniej stu metrów. Fakt ten nastręcza szereg trudności przy poznawaniu wglębnej budowy geologicznej, a szczególnie tektoniki badanego obszaru. Wynikają one z następujących przyczyn: a) zamaskowania budowy tektonicznej monokliny (grubości 300–500 m) pokrywą osadów trzecio- i czwartorzędowych; b) zupełnego braku naturalnych odkrywek utworów starszych permu i triasu; c) fragmentaryczności materiałów uzyskanych wyłącznie z wierceń oraz ze skąpych i trudnych do interpretacji danych geofizycznych.

Dodatkową trudność stwarza ujawniający się na obszarze pomiędzy Lubinem a Sierszowicami skomplikowany styl budowy tektonicznej typu dysjunktywnego. Te obiektywne przyczyny sprawiają, że przedstawiony obraz tektoniczny jest przybliżony. Jego uściślenie mogą dać wyłącznie podziemne prace górnicze.

W wyniku przeprowadzonych badań ustalono, że w rejonie tym istnieją cztery jednostki strukturalne. Jednostkami zbudowanymi z najstarszych utworów występujących na tym terenie są: blok przedsudecki i krystaliczne podłoże monokliny przedsudeckiej. Tworzą je skały metamorficzne i magmowe wieku proterozoicznego oraz częściowo staropaleozoicznego. Trzecią jednostką zbudowaną ze skał młodszych permu i triasu jest monoklina przedsudecka, czwartą składającą się z najmłodszych osadów trzecio- i czwartorzędowych stanowi okrywa kenozoiczna. Wszystkie te jednostki oddzielone są wyraźnymi granicami tektonicznymi lub lukami stratygraficznymi z dyskordancją kątową i erozyjną. Blok przedsudecki oddzielony jest od jednostki krystalicznego podłoża monokliny oraz od jednostki monokliny przedsudeckiej strefą uskokową środkowej Odry. Monoklina odgraniczona jest od krystalicznego podłoża luką stratygraficzną obejmującą starszy paleozoik i karbon, z dyskordancją kątową i erozyjną. Jednostka okrywy kenozoicznej oddzielona jest od bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej długotrwałą luką sedymentacyjną, obejmującą przynajmniej jurę,

krede i paleogen oraz również dyskordancję kątową i erozyjną. Rozmieszczenie tych czterech jednostek w przekroju pionowym, poprzecznym do ich rozciągłości, pokazuje załączony schemat (fig. 30).

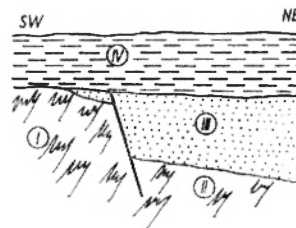


Fig. 30

Schemat jednostek geologiczno-strukturalnych obszaru przedsudeckiego (przekrój po upadzie w kierunku SW—NE)

I — blok przedsudecki; II — krystaliczny fundament monokliny przedsudeckiej; III — monoklina przedsudecka; IV — kenozoiczna okrywa bloku i monokliny

Diagram of the structural units of the Foresudetic region (cross-section in the SW—NE direction)

I — the Foresudetic block; II — the crystalline basement of the Foresudetic monocline; III — the Foresudetic monocline; IV — the Cenozoic cover of the Foresudetic block and monocline.

O tektonice bloku przedsudeckiego i krystalicznego podłoża monokliny przedsudeckiej wiadomo dotychczas niewiele ze względu na brak możliwości bezpośrednich obserwacji utworów skalnych tych jednostek. Należy przypuszczać, że jest ona intensywna i dość skomplikowana. Składa się z kilku nałożonych na siebie różnowiekowych systemów.

Najmłodsza jednostka — okrywa kenozoiczna pozbawiona jest w zasadzie odkształceń tektonicznych. Wyjątek stanowią lokalnie ujawniające się zjawiska glacitektoniczne.

Dość wyraźnie natomiast zaznaczają się zjawiska tektoniczne w obrębie monokliny przedsudeckiej. Budowa tektoniczna brzeżnej części monokliny została już ogólnie rozwiązana na podstawie materiałów z przeszło 200 głębokich wierceń (Tomaszewski 1963a, b). Na obszarze między Lubinem a Sierszowicami przedstawia się ona następująco. Osady permu i triasu tworzące monoklinę mają rozciągłość NW—SE, względnie NWW—SEE (równoległą do granic bloku) i zapadają płasko pod kątem od 2 do 5° ku NNE. Pomiędzy Polkowicami a Lubińskim Lasem zarysowuje się płytkie, szerokie zagłębienie warstw skalnych o osi zanurzającej się płasko, zgodnie z upadem w kierunku NE. Na tę pierwotnie prostą budowę nałożyła się późniejsza tektonika szeregiem uskoków. Wskutek tego początkowo płasko zapadające serie skalne monokliny rozcięte zostały na szereg różnej wielkości bloków. Poszczególne uskoki przedstawione na figurze 28 zostały albo bezpośrednio napotkane wierceniami, albo wyinterpretowane na podstawie

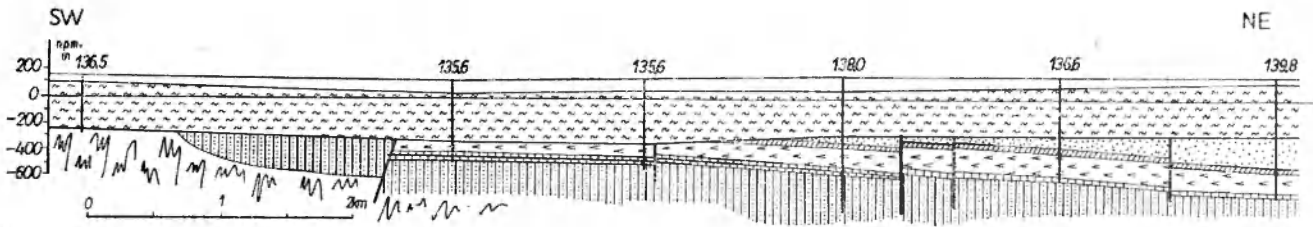


Fig. 31

Przekrój geologiczny (I—I') w okolicy Sierszowice — po upadzie (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na figurze 10)

Geological cross-section (I—I') in the vicinity of Sierszowice (localization as in fig. 1, legend as in fig. 10)

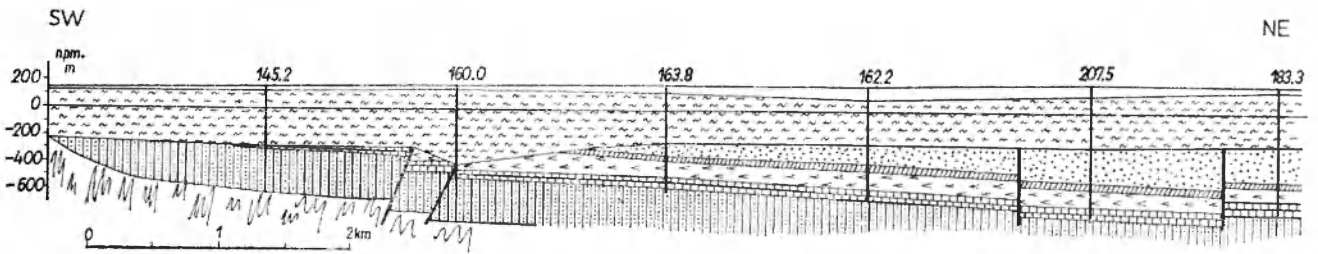


Fig. 32

Przekrój geologiczny (2—2') w okolicy Polkowice — po upadzie (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na fig. 10)

Geological cross-section (2—2') in the vicinity of Polkowice (localization as in fig. 1, legend as in fig. 10)

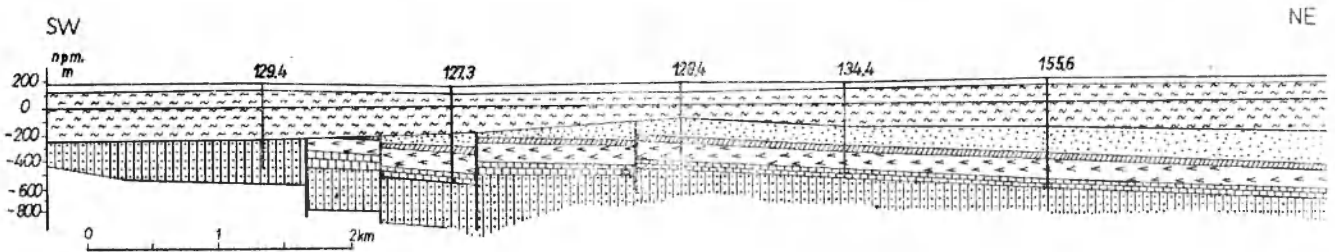


Fig. 33

Przekrój geologiczny (3—3') w okolicy Lubina — po upadzie (lokalizacja na fig. 1, objaśnienia jak na fig. 10)

Geological cross-section (3—3') in the vicinity of Lubin (localization as in fig. 1, legend as in fig. 10)

(stwierdzonych w otworach wiertniczych) reperów głębokości zalegania przewodniego poziomu stratygraficznego — spągu cechsztynu. Oczywiście w ten sposób możliwe było uchwycenie jedynie dyslokacji większych o amplitudach rzędu kilkudziesięciu, wyjątkowo kilkunastu metrów. Szereg uskoków mniejszych pominięto. Również dokładna lokalizacja przebiegu uskoków była często trudna. Główną przeszkodę stanowiła dość rzadka siatka wierceń (o rozstępach otworów od 1,5 do 1 km).

Do najważniejszych dyslokacji opisywanego obszaru należy wspomniany już system uskoków środkowej Odry, oddzielający monoklinę przedsudecką od bloku przedsudeckiego (Tomaszewski 1963 a). Obejmuje on szereg uskoków w przybliżeniu równoległych, o ogólnym kierunku NW—SE stwierdzonych zarówno wierceniami, jak również badaniami geofizycznymi. Uskoki tego systemu przebiegające północno-wschodnią stroną tej strefy dyslokacyjnej przecinają warstwy

skalne monokliny, przechodząc zapewne w głąb do jej krystalicznego podłoża (fig. 31—33). Natomiast niektóre uskoki po stronie południowo-zachodniej przechodzą w kierunku N—W serie skalne bloku przedsudeckiego. W związku z tym granicę pomiędzy blokiem a monokliną wyznacza na odcinku od Osieka do Obory uskok Olszy. Od Obory w kierunku N—W do Krępy i dalej uskok główny Lubina. Pomiedzy Oborą a Włoszczowem cechsztyln monokliny reprezentowany przez wapienie i dolomity W—1 wychodzi niewielkim płatem na obszar wału przedsudeckiego, gdzie podścielony jest utworami czerwonego spągowca (fig. 28). Szczególnie wyraźnie na obecność uskoków w tej strefie wskazują następujące stwierdzenia i obserwacje (Tomaszewski 1963a, b): a) duże różnice (rzędu 120—180 m) w głębokości zalegania spągu cechsztynu w otworach wiertniczych położonych na obu skrzydłach uskoku głównego Lubina, czy uskoku Olszy;

- b) zupełnie płaskie upady łupków miedzionośnych (1 do 2°) w rdzeniach wiertniczych otworów położonych na obydwu skrzydłach tych uskoków;
- c) występowanie brekcji tektonicznych w rdzeniach wiertniczych otworów położonych w sąsiedztwie uskoków;
- d) nieciągłości i przerwania warstw zaznaczające się w tych miejscach na przekrojach sejsmicznych i elektrooporowych.

System uskoków środkowej Odry zostanie omówiony na przykładzie dyslokacji wysuniętych najbardziej ku południowemu-zachodowi.

Uskok Olszy jest znaczną dyslokacją o kierunku NWW—SEE i długości rzędu kilkunastu kilometrów. Stanowi we wschodniej części badanego obszaru granicę między blokiem a monokliną. Jego skrzydło południowe jest wiszące, a północne leżące. Amplituda tego uskoku jest trudna do ustalenia ze względu na brak cechsztynu w jego wiszącym skrzydle, nie mniejsza jednak od 160 m. Uskok ten przechodzi w kierunku N—W, w serie skalne wału, gdzie dalszy jego przebieg ze względu na brak wierceń nie jest znany (fig. 28). Zachowanie się wspomnianego powyżej płata wapieni i dolomitów oraz zalegających w ich spągu łupków miedzionośnych pomiędzy Włoszczowem a Oborą jest niewątpliwie związane z obecnością tego uskoku (fig. 28). W pewnym stopniu spowodowała to również obecność w środkowej części obszaru płaskiego, szerokiego zagłębienia odpowiadającego poprzecznej depresji tektonicznej przebiegającej od Szklar Górnych w kierunku wsi Pieszków. W osi tej depresji leży wspomniany płat (fig. 28).

Uskok główny Lubina jest dużą dyslokacją stwierdzoną na długości przeszło 30 km. Należy do uskoków typu nożycowego. W części zachodniej i środkowej poznanego odcinka (od wsi Krępa do wsi Szklary Górne) jego skrzydło południowe jest wiszące, a północne zrzucone. Na odcinku wschodnim (na wschód od Szklar Górnych) skrzydło południowe jest zrzucone, a północne wiszące. Zrzut tego uskoku jest zmienny, największy w części środkowej (okolice Szklar Górnych), gdzie osiąga od 140—160 m, malejąc następnie w kierunku N—W, jak i S—E, miejscami nawet do 20—40 m. Wygasanie zrzutu, charakterystyczne dla uskoków nożycowych, przypada w sąsiedztwie Szklar Górnych (fig. 28). Stąd ku południowemu wschodowi zrzut jego znowu wzrasta do około 70 m (w okolicy otw. S—20), przy czym skrzydło wiszące jest tu już północno-wschodnie. Dzięki temu między południowo-wschodnią częścią uskoku głównego Lubina a uskokiem Olszy zarysowuje się rów tektoniczny o złożonej budowie, tak zwany rów Lubina (fig. 33) obcięty od zachodu uskokiem Obory. Złożoność budowy rowu powodują dwa podłużne uskoki:

południowy i środkowy Lubina, między którymi rów ten jest najgłębiej pograżony. Należy tu dodać, że uskok Obory dochodzący od południa do uskoku głównego Lubina mógł wpłynąć na nożycowy charakter tego ostatniego. Na uwagę zasługuje inwersyjny charakter uskoku głównego Lubina, stwierdzony w zachodniej jego części, gdzie skrzydło południowe wiszące jest stromo nasunięte na północne, zrzucone skrzydło.

Uskok Szklar Górnych jest również znaczną dyslokacją zaznaczającą się już całkowicie w obrębie monokliny. Przebiega mniej więcej równoległe do uskoku głównego Lubina, w zmiennej (0,5—2 km) odległości od niego. Posiada kierunek NWW—SEE. Amplituda zrzutu tego uskoku jest zmienna w granicach 20—70 m. W swej wschodniej części uskok ten przechodzi w fleksurę o płaskim skłonie i całkowicie zanika (fig. 28). Ewentualny dalszy jego przebieg nie został rozpoznany. Uskok ten, podobnie jak główny Lubina ma przynajmniej na pewnych odcinkach charakter inwersyjny (zostało to stwierdzone bezpośrednio wierceniem S—56) z nasuniętym wiszącym skrzydłem południowym na zrzucone północne skrzydło. Do tego systemu dyslokacji (NW—SE) należą inne, przebiegające w większej jednak odległości od bloku przedsudeckiego, niewielkie uskoki. Amplitudy ich są małe, rzędu 10—30 m.

Na południowy zachód od uskoku głównego Lubina (w części zachodniej i środkowej rejonu) i uskoku Olszy (w części wschodniej rejonu) skały krystaliczne bloku przedsudeckiego występują bezpośrednio pod utworami trzeciorzędu albo są przykryte (w pasie przyległym do podanych wyżej uskoków) częściowo zerodowanymi osadami czerwonego spągowca, wyklinowującymi się w kierunku bloku. Wynika stąd problem granicy pomiędzy czerwonym spągowcem a krystalinikiem. Zagadnienie to nie zostało dotychczas w sposób pewny rozwiązane ze względu na brak wierceń na tym terenie. Istnieją tu trzy możliwości: przekraczające zaleganie czerwonego spągowca na skłonie krystaliniku, obcięcie czerwonego spągowca uskokiem od południowego zachodu oraz obie powyższe możliwości na różnych odcinkach.

Do jednoznacznego stwierdzenia, który z tych przypadków ma tu miejsce brak podstaw.

Opisane uskoki należą do systemu kierunkowego „NW—SE”. Kierunek ten określony jest w literaturze jako sudecki. Ponadto na obszarze pomiędzy Lubinem a Sierszowicami obserwuje się jeszcze dwa inne systemy głównych kierunków. Są to kierunki: „W—E” (równoleżnikowy) i „N—S” (południkowy); (Tomaszewski 1963a, 1963b). Występują one głównie na obszarze położonym w pewnej odległości od bloku przedsudeckiego.

System „W—E” reprezentowany jest przez szereg uskoków. Należy do nich występująca w części środkowej obszaru duża dyslokacja — uskok Biedrzychowej (fig. 28) — ze skrzydłem południowym wiszącym, a północnym zrzuconym. Amplituda zrzutu jest zmienna. Największa (rzędu 100 m) jest w sąsiedztwie uskoku Szklar Górnych, od którego odchodzi uskok Biedrzychowej. Następnie w kierunku wschodnim, w miarę oddalania się od wału amplituda ta stopniowo maleje. Dalszy przebieg systemu na wschód od Żelaznego Mostu nie był zbadany. Ponadto do tego systemu należą inne uskoki ujawniające się głównie w środkowej i północno-zachodniej części badanego obszaru (fig. 28).

Do trzeciego podrzędnie zaznaczającego się systemu „N—S” należy szereg krótszych uskoków. Ważną dyslokacją należącą do tego systemu jest uskok Obory (fig. 28). Przebiega pomiędzy uskokiemi Olszy i głównym Lubina zamykając, jak już podano poprzednio, rów Lubina od zachodu. Uskok ten ma skrzydło zachodnie wiszące i wschodnie zrzucone, amplituda zrzutu jest znaczna, rzędu 150—180 m. Do tego systemu należą uskoki rozcinające rów Lubina na mniejsze bloki.

Oprócz opisanych powyżej uskoków ważniejszych na zbadanym obszarze występuje cały szereg mniejszych uskoków, niemożliwych do prześledzenia za pomocą wierceń, o niewielkich długościach i zrzutach, sięgających maksymalnie kilku metrów. Ich lokalizację można stwierdzić w trakcie prowadzenia podziemnych wyrobisk górniczych. Powstałe w wyniku ruchów tektonicznych na obszarze monokliny uskoki ograniczają szereg elementów blokowych, w zmiennym stopniu przesuwanym radialnie. Dotychczasowe badania nie ujawniły obecności większych odkształceń ciągłych typu fałdowego, nie licząc płaskich, wielkopromiennych spacji o niewielkiej amplitudzie oraz lokalnie zaznaczających się małych form fleksuralnych czy fałdowych.

Pozostaje jeszcze omówienie problemu wieku uskoków. Niewątpliwie są one starsze od neogenu, w obręb którego dyslokacje nie przechodzą, a młodsze od triasu, którego osady przecinają. Wzajemne względne stosunki wiekowe pomiędzy systemami uskoków, które wynikają z dotychczasowej znajomości budowy geologicznej rejonu wskazywałyby następującą kolejność tworzenia się uskoków: starsze,

system NWW—SEE względnie NW—SE i młodsze, system W—E i N—S.

W tym miejscu konieczna jest uwaga, że obraz intersekcji podtrzęciorzędowej, który przedstawia mapa geologiczna odkryta (fig. 28) nie jest wystarczająco sprawdzony i zapewne nie całkiem ścisły. Należy zatem podchodzić z pewną rezerwą do przedstawionych tam miejsc przecięcia się uskoków, to znaczy do najbardziej dla interpretacji wieku istotnych punktów należących do różnych systemów kierunkowych. Jest bardzo prawdopodobne, że uskoki tych trzech systemów są równowiekowe. System NW—SE (sudecki) można by uznać za uskoki podłużne w stosunku do wielkich struktur warwyscyjsko-laramijskich Sudetów (Oberc 1960), a także do struktur występujących w obrębie systemu permsko-mezozoicznego na niżu polskim. Za uznaniem tych uskoków jako podłużnych, kompresyjnych (prostopadłych do kierunku nacisków górotwórczych) przemawia również stwierdzona wierceniami inwersja niektórych z nich. W tym ujęciu pozostałe dwa systemy, W—E (równoleżnikowy) i N—S (południkowy), można by uznać za uskoki diagonalne będące jedynie pochodną kompresji (Tomaszewski 1963a).

Kolejnym interesującym i trudnym do rozwiązania problemem jest wiek nacisków górotwórczych. Historię rozwoju opisywanych terenów można najłatwiej nawiązać do jednostek warwyscyjsko-laramijskich Sudetów, a w szczególności do synklinorium północno-sudeckiego, z którym omawiane serie łączą się przestrzennie poprzez okolice Żagania i Żar. Na podstawie tych analogii wiek uskoków w okolicy Lubina i Sieroszowic można wiązać z ruchami laramijskimi zachodzącymi na pograniczu kredy i trzeciorzędu. Istnieje również szereg danych, mówiących że ruchy te odgrywały znaczną rolę w formowaniu się tektoniki niżu polskiego. Nie jest jednak wykluczone, że pewne linie dyslokacyjne posiadają starsze założenia tektoniczne, np. kimeryjskie lub warwyscyjskie odmłodzone tylko i pogłębione w czasie ruchów alpejskich.

Powyższe rozważania na temat tektoniki przedstawiają stan rozpoznania obszaru oparty głównie na wierceniach z powierzchni. Dalsze prowadzone wciąż w opisywanym terenie prace geologiczno-wiertnicze oraz geologiczno-górniczne powinny przedstawiony tu obraz tektoniczny uściślić i zmodyfikować.

NIEKTÓRE PROBLEMY BUDOWY ZŁOŻA ORAZ POCHODZENIE MINERALIZACJI MIEDZIOWEJ

Złoże rud miedzi monokliny przedsudeckiej występuje w spągu osadów cechsztynu. Należy ono do złóż stratyfikowanych — mineralizacja miedzią związana

jest przestrzennie, a częściowo również i genetycznie, z warstwami litologicznymi łupków miedzionośnych, dolomitów oraz białych piaskowców. Ta ogólnie

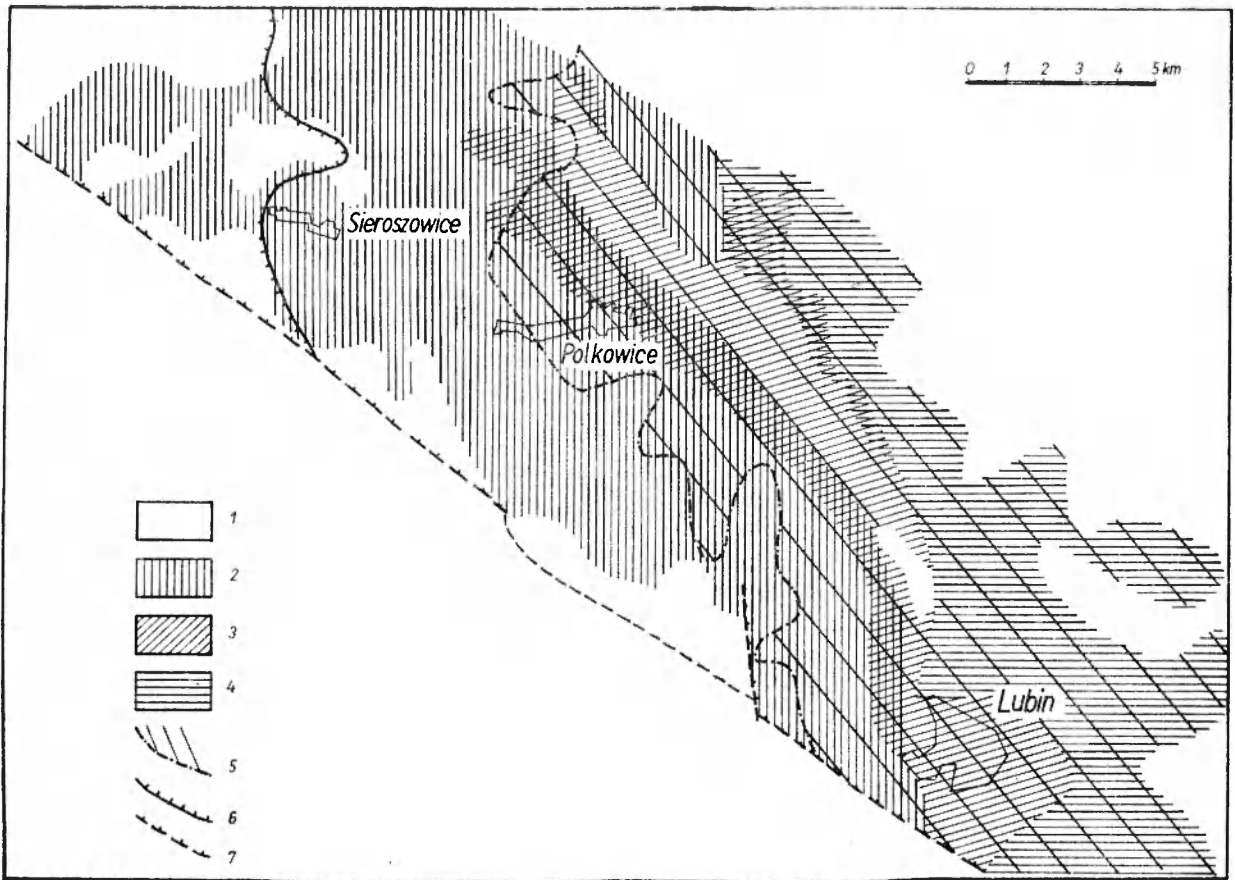


Fig. 34

Mapa stref mineralizacji w złożu rud miedzi rejonu Lubina i Sierszowice

1 – brak okruszczenia bilansowego; obszar złoża z mineralizacją: 2 – chalcokozynu; 3 – bornitu; 4 – chalkopiryty; 5 – zasięg (zachodni) występowania mineralizacji miedziowej w białych piaskowcach; 6 – wschodnia granica zasięgu facji utleniającej w osadach łupków i węglanów dolnego cechsztynu (czerwone plamy); 7 – strefa uskokuwa środkowej Odry

Map of mineralization zones in the Lubin–Sierszowice copper ore deposit

1 – lack of economically significant mineralization; 2 – chalcocite; 3 – bornite; 4 – chalcopyrite mineralization; 5 – western limit of copper mineralization in white sandstones; 6 – eastern limit of oxidizing facies in Lower Zechstein shales and carbonates (red spots occurrence); 7 – Middle Odra fault zone.

biorąc pokładowa forma złoża odznacza się jednak dużą zmiennością:

- miąższości warstw zmineralizowanych (od 1 do 16 m),
- koncentracji miedzi w warstwach zmineralizowanych zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym,
- wykształcenia litologicznego (mineralizacja występuje w łupkach miedzionośnych, dolomitach oraz białych piaskowcach).

Seria złożowa leżąca zgodnie z rozciągłością i upadem warstw skalnych monokliny jest pocięta szeregiem uskokuw o rozmiarach bardzo zróżnicowanych. Uskoki te są młodsze od mineralizacji (postmineralizacyjne).

Najważniejszymi minerałami kruszczowymi w złożu są: chalcokozyn Cu_2S , bornit Cu_5FeS_4 , chalkopiryt CuFeS_2 (miedziowe) oraz galenit PbS , sfaleryt ZnS i piryty FeS_2 (niemiedziowe). W podrzędnych ilościach występują także kowelin CuS , tetradryt $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$,

tenantyt $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$, enargit Cu_3AsS_4 , arsenopiryt, kobaltyn, nikielin, srebro rodzime, stromeyerit, saffloryt, skuterudyt, hematyt, magnetyt. Charakterystyczną cechą jest pionowa i pozioma strefowość występowania głównych minerałów kruszczowych zwłaszcza miedzi (chalcokozyn, bornit, chalkopiryt) oraz ołowiu (galenit) na obszarze złoża (fig. 34).

Minerały kruszczowe występują w kilku charakterystycznych postaciach:

- rozproszonego drobnego pyłu o średnicach kilku do kilkudziesięciu mikrometrów; pył ten czasem jest uporządkowany w smugi zgodne z foliacją łupków miedzionośnych;
- wydłużonych soczewek i lamin o grubości do kilku milimetrów przebiegających zgodnie z foliacją łupków miedzionośnych;
- cienkich żyłek o grubości do kilku milimetrów przecinających w różnych kierunkach skały zmineralizowane (zarówno łupki, jak piaskowce i dolomity);
- większych skupień (agregatów mineralnych) o śred-

nicach do kilku milimetrów i różnych kształtach (często nieregularnych owalnych, kulistych lub soczewkowych), obserwuje się je w piaskowcach i dolomitach.

Mineralizacja w postaciach rozproszonej i zgodnych z foliacją lamin jest uważana za synsedymacyjną, mineralizacja w postaci skupień oraz żyłek jest zapewne pochodzenia diagenetycznego lub katagenetycznego związanego z przemieszczaniem substancji kruszcowej w obrębie skały pod wpływem późniejszych procesów fizykochemicznych, trudnych (w obecnym stadium badań) do rozszyfrowania.

Przedstawione fakty dotyczące budowy złoża skomplikowane dodatkowo bardzo istotnym czynnikiem, jakim jest bezsprzecznie wielkość złoża, stanowią istotną przeszkodę do wyjaśnienia źródła pochodzenia tak olbrzymich ilości miedzi i innych metali skoncentrowanych na niewielkiej stosunkowo powierzchni (rzędu 400 km²) w obrębie warstw skalnych o małej miąższości (średnio około 2–3 m) i w stosunkowo krótkim czasie (kilku do kilkunastu tysięcy lat — okres sedymentacji łupków miedzionośnych); (Eisenhut, Kautzsch 1954). To samo dotyczy również wyjaśnienia szczegółów procesów, z którymi związane jest powstanie złoża (złóżko jest typowo poligeniczne).

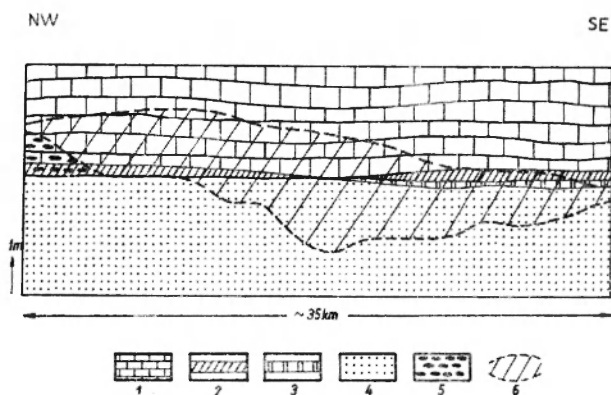


Fig. 35

Schemat pionowego zasięgu mineralizacji (przekrój po rozciągłości złoża)

1 — wapień i dolomity (W-1); 2 — łupki miedzionośne (Ł-1); 3 — dolomit graniczny (W-0) w spągu łupków; 4 — białe piaskowce; 5 — czerwone plamy (warunki utleniające); 6 — strefa okruszczona minerałami miedzi

Diagram of the vertical extent of mineralization (longitudinal section through the deposit)

1 — W-1 limestones and dolomites; 2 — Ł-1 copper-bearing shales; 3 — W-0 border dolomite underlying the Ł-1 shales; 4 — white sandstones; 5 — red spots occurrence (oxidizing conditions); 6 — copper mineralized zone

Należy również zwrócić uwagę na szereg faktów i zagadnień, których nie można pominąć przy rozwiązywaniu i wyjaśnianiu problemów dotyczących źródła pochodzenia metali w złożu oraz mechanizmu powstawania złoża.

1. Stwierdzono związek mineralizacji z osadami niegłębokiego morza (nie przekraczającego 200–300 m głębokości), odznaczającego się redukcyjnymi warunkami w okresie sedymentacji łupków miedzionośnych. W okresie sedymentacji białych piaskowców oraz wapieni i dolomitów basen był prawdopodobnie płytszy, warunki środowiska też były inne. Mineralizacja miedziana gromadziła się raczej przy brzegach basenu, występuje też na niewielkich obszarach, gdzie brak jest łupków miedzionośnych jako litofacji.

2. Ze złożem (od strony brzegu basenu względnie pływca) graniczą czerwono-plamiste osady utworzone w warunkach środowiska utleniającego (fig. 34). Osady te są pozbawione mineralizacji. Występowanie w brzeżnych partiach złoża mineralizacji miedzianej powyżej warstw z czerwonymi plamami (fig. 35) można tłumaczyć pogłębieniem się morza w okresie sedymentacji związków miedzi i zmianą warunków z utleniających na redukcyjne.

3. Nie stwierdzono związku mineralizacji z wulkanitami i magmatyzmem, ani z tektoniką uskokową. Istnieją pewne przesłanki dopuszczające możliwość powiązania mineralizacji z głębokimi tektonicznymi rozłamami (np. strefa tektoniczna środkowej Odry) oraz ze starymi elementami tektonicznymi (występowanie obszarów zmineralizowanych w sąsiedztwie starych cokołów waryscyjskich); (Tomaszewski 1962a). Główna faza ruchów tektonicznych miała miejsce po utworzeniu złoża. Dyslokacje uskokowe tną i przesuwały uformowane już złożo, spękania skalne serii złożowej powstałe w wyniku naprężeń tektonicznych zostały wypełnione dia-, kata- czy nawet epigenetycznie substancją kruszcową pochodzącą ze złoża.

4. Charakterystycznymi cechami złoża są:

— Rozległe, horyzontalne rozprzestrzenienie przy stosunkowo małej miąższości — długość złoża (po rozciągłości), szerokość złoża (po upadzie) i grubość złoża (miąższość) mają się do siebie w stosunku jak 10000 : 5000 : 1.

— Obecność powierzchni erozyjnej w bezpośrednim sąsiedztwie złoża (kontakt utworów czerwonego spągowca i cechsztynu) w spągu lub też poniżej spągu złoża.

— Strefowość rozmieszczenia siarczków (fig. 34) — chalkozynu, bornitu i chalkopirytu — zależna od przebiegu granicy środowiska utleniającego i redukcyjnego, kształt linii brzegowej oraz od stopnia ich rozpuszczalności.

— Nieregularność przebiegu występowania stref okruszczonych w odniesieniu do określonych warstw (poziomów litostratygraficznych) — stopniowe obniżanie się złoża w kierunku od NW ku SE od węglanów do piaskowców (fig. 35). Jest to wynik

albo odmienności praw rządzących sedymentacją mechaniczną, chemiczną i biologiczną, albo późniejszych przemieszczeń — diagenetycznych czy katagenetycznych (infiltracja) — mineralizacji. O sedymentacji piaskowców i łupków decydują czynniki mechaniczne, a margli i wapieni mechaniczne, chemiczne i częściowo biologiczne. Wytrącanie się siarczków jest podporządkowane wyłącznie procesom fizykochemicznym (biochemicznym).

— Mineralizacja w białych piaskowcach występuje tylko we wschodniej części złoża. Granica zasięgu mineralizacji w piaskowcach przebiega skośnie względem obecnej granicy bloku i monokliny, mniej więcej zgodnie z kierunkiem przebiegu stref mineralizacji różnymi siarczkami i obejmuje obszary, gdzie sumaryczna miąższość białych piaskowców cechsztyńskich i białego spągowca jest największa (fig. 5).

5. Forma i budowa złoża są charakterystyczne dla obszarów platformowych. Złoże wykazuje wiele cech strukturalnych i teksturalnych charakterystycznych dla egzogenicznych warunków powstawania. Paragenetyki związków metali odpowiadają stabilności związków chemicznych miedzi, ołowiu, cynku i żelaza, i są zależne od zmian środowiska (pH i Eh). Charakterystycznymi dla warunków powstawania złoża były niskie temperatury (rzędu do 370°K) i ciśnienia oraz działalność procesów biologicznych.

Zaobserwowane fakty i przesłanki geologiczne wskazują na to, że podstawowy etap mineralizacji był prawdopodobnie synsedymentacyjny — wytrącenie się siarczków z wody morskiej (precypitaty, reduzaty ewentualnie koagulatory) równocześnie z se-

dymencją materiału ilasto-węglanowego, po którym następowały długotrwałe procesy dia- i katagenetyki połączone zapewne z rozpuszczaniem i powtórnym koncentrowaniem substancji kruszcowej (sekrecje lateralne), dające w efekcie ostateczną formę złoża odznaczającego się, jak widać z tego, wydłużonym kilkufazowym procesem złożotwórczym. Źródłem metali w złożu mogły być naturalne koncentracje metali w wodzie morskiej wzbogacone przez metalo-nośne roztwory hydrotermalne, które mogły wlać się do basenu morskiego przez otwarte dyslokacje tektoniczne (Miller 1966, Bischoff 1969).

Hydrotermalna działalność mineralizacyjna musiałaby być zsynchronizowana z okresem sedymentacji łupków miedzionośnych. W tym ujęciu musiałby istnieć związek genetyczny złoża, choć bardzo odległy, z późnowaryscyjską działalnością magmową.

W świetle faktów geologicznych wiele spekulacji na temat powstania złoża na drodze — transportu metali za pomocą wód spływających z lądu do basenu morskiego, procesu sabkha, descenzyjnej hipotezy związanej z ewaporatami czy łupków miedzionośnych jako kopalnej maty algowej (Jerzykiewicz *et al.* 1976) — nie jest poparte rzetelnymi obliczeniami ilościowymi, szczególnie w zakresie transportu określonych wielkości mas metali, a przez to trudne do zaakceptowania. Wydaje się, że główną przyczyną takiego stanu rzeczy jest nadal brak dostatecznej ilości faktów, które umożliwiłyby opracowanie wiarygodnej hipotezy powstania złoża, jak również wyjaśnienia źródła pochodzenia metali.

ZAKOŃCZENIE

W pracy została przedstawiona szeroka problematyka dotycząca budowy geologicznej okolic Lubina i Sierszowic. Omówiono szczegółowo zagadnienia stratygrafii, tektoniki tego rejonu, jak również charakterystykę litofacjalną osadów cechsztyńskich. Poruszono też istotne problemy związane z wyjaśnieniem budowy złoża oraz warunków jego powstania. Zebrane i przeanalizowane materiały geologiczne pozwalają na podanie historii rozwoju geologicznego interesującego nas obszaru — począwszy od czerwonego spągowca do holocenu włącznie. Brak danych sprzed okresu permskiego nie pozwolił na odtworzenie rozwoju geologicznego w dawniejszych epokach.

Po orogenezie waryscyjskiej na obszarze przed-sudeckim w okolicach Lubina i Sierszowic nastąpił okres śródlądowej sedymentacji czerwonych piaszczystych osadów (z wylewami skał magmowych) należących do czerwonego spągowca. Osady te na

opisywanym terenie zostały złożone bezpośrednio na krystalicznych skałach wieku staropaleozoicznego i proterozoicznego. Ich drobnoziarnisty charakter — przeważają piaskowce średnio- i drobnoziarniste, wkładki zlepieńcowate są rzadkie i stanowią zaledwie kilka procent ogólnej miąższości skał czerwonego spągowca — świadczy o dość odległym transporcie materiału i raczej niewielkich deniwelacjach terenu. Na przełomie permu dolnego i górnego zaznaczyły się ruchy obniżające, umożliwiając wkroczenie od północnego zachodu morza cechsztyńskiego. Miało ono charakter płytkiego zbiornika epikontynentalnego. Morze cechsztyńskie wkroczyło na płaski teren pokryty piaszczystymi osadami czerwonego spągowca przerabiając ich cienką stropową część i redeponując w formie białych cechsztyńskich piaskowców. Nieobecność zlepieńca transgresywnego na badanym obszarze tłumaczy się brakiem odpowiedniego ma-

Tabela II

Przeglądowa tabela stratygraficzno-litologiczna okolic Lubina i Sieroszowic
 General lithostratigraphical table of the Lubin-Sieroszowice region

Grupa Group	System System	Oddział Series	Piętro Stage	Warszawa Stratum	Miaższość (m) Thickness in metres	Krótką charakterystyka litologiczna Lithological characteristics	okrywa monokliny p przed- sudeckiej cover of the Foresudetic monocline
Kenozoiczna Cenozoic	czwartorzęd Quaternary	holocen plej- stocen Holocene Pleistocene	pliocen miocen Pliocene Miocene		8,0—130,0	gliny, ility, piaski, żwirny, w okolicach cieków wodnych mułki i torfny Loams, clays, sands, gravels, silts and peat in the vicinity of streams	
						ity, ility, mułki i mułowce, piaski różnoziarniste, żwirny, ility węglowe, pokłady węgla brunatnych clays, claystones, silts, siltstones, variegated sandstones, gravels, carbonaceous clays, brown coal seams	
Mezozoiczna Mesozoic	trias Triassic	paleogen Paleogene	środkowy i dolny Middle and Lower		0,0—430,0	luka stratygraficzna, dyskordancja stratigraphical hiatus, discordance	w sąsiedztwie bloku przedsudeckiego pp jest ścieżka erozyjna the Buntisandstein is eroded in the neighbourhood of the Foresudetic block
						piaskowce kwarcowe, drobno- i średnio-ziarniste czerwone, jasnosza- re ze sporadycznymi wkładkami ility i żwiru fine and medium grained red and grey quartz sandstones with sporadic intercalations of red claystones	
			cechsztyń 4 (P ₂ ⁴) Zechstein	Ł 4 (g) Upper A 4	10,0—32,0 0,0—2,5	itywce czerwono-brunatne (górne) upper reddish-brown claystones	seria ilitywowa claystone complex
						gipsy oraz anhydryty, jasnoszare Light grey gypsum and anhydrite	
						itywce czerwono-brunatne (dolne) Lower reddish-brown claystones	
						anhydryty jasnoszare Light grey anhydrites	
						itywce szare, lokalnie czerwone, miejscami w stropie z wkład- kami dolomitu Ł 3 (W) grey, locally reddish claystones, sometimes with dolomitic intercalations in the upper part Ł 3 (W)	
			cechsztyń 3 (P ₂ ³) Zechstein	A 3 Ł 3	0,0—42,0 2,0—14,0		seria anhydrytowa anhydrite complex
						anhydryty jasnoszare Light grey anhydrites	
			cechsztyń 2 (P ₂ ²) Zechstein	A 2 W 2	16,0—35,0 0,0—16,0	anhydryty jasnoszare Light grey anhydrites	
						dolomity szare, często z przelawieniami anhydrytów grey dolomites with frequent intercalations of anhydrites	

w SE części obszaru
(rejon Lubina),
gdzie dolomity W2
nie osadziły się, cy-
kloemy P₂¹ i P₂¹ łą-
czą się w jeden pod-
wójny cykloem P₂¹
+2

paleozoiczna
Paleozoic

Permian

cechsztyń
Zechstein

in the SE part of the area (in the vicinity of Lubin) the W2 dolomites were not deposited thus cyclothem P₂ and P₁ form a double cyclothem P₁₊₂

Formations of the Foresudetic monocline

cechsztyń I (P ₁)	A 1 (g) Upper	20,0 – 70,0	anhydryty jasnoszare (górne) upper light grey anhydrites
	Na 1	0,0 – 76,0	sól kamienna, występuje w NW części obszaru i łożyszczyk gipsowy (o strukturze brekcjowej) rock salt (occurs in the NW part of the region) grey gypsaceous claystone (displaying a brecciated texture)
	A 1 (Ł)	0,0 – 8,0	anhydryty jasnoszare (dolne) Lower light grey anhydrites
Zechstein	A 1 (d) Lower W 1	38,0 – 70,0 7,0 – 140,0	wapienie i dolomity wraz ze skalami pośrednimi, drobnoziarniste, szare, w sąsiedztwie bloku przedsudeckiego soczewy wapieni organogenicznych (miąższość warstwy wzrasta od NW ku SE) fine-grained grey limestones and dolomites, intermediate rocks and lenses of organogenic limestones occur in the neighbourhood of the Foresudetic block. The thickness of the W1 beds increases towards the SE
	Ł 1	0,0 – 1,1	łupki dolomityczne, ilasto-dolomityczne, ilaste z domieszką substancji węglowej, czarne lub czarnoszare (tzw. łupki miedziowe) black or dark grey dolomitic, clayey-dolomitic or clay shales with a carbonaceous admixture (the so-called copperbearing shales)
(P ₂)	W 0 P 1	0,0 – 0,3 0,0 – 3,0	dolomit ciemnoszary, żyłony, występuje w SE części obszaru dark grey clayey dolomite (occurs in the SE part of the area) biały piaskowiec ze strukturami sedymentacyjnymi i redepozycyjnymi white sandstones displaying sedimentary and redepositional textures
(P ₁)	biały spągowiec Weissliengendes	0,0 – 60,0	piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, jasnoszare fine-grained light grey quartzitic sandstones
Rotliengendes	czerny spągowiec Rotliengendes	220,0 – 350,0	piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, czerwone, ze sporadycznymi wkładkami łożyszczyków i zlepiających, w spągu skały wylewne fine-grained red quartzitic sandstones with sporadic intercalations of shales and conglomerates. Effusive rocks in the bottom part

limestone-dolomite complex

kryształiczny fundament
monoklinowy
cylindryczny
Foresudetic monocline

starożytny paleozoiczny-proterozoiczny
Proterozoic-Early Paleozoic

nieznana
unknown
luka stratygraficzna, dyskordancja
stratigraphic hiatus, discordance
skały metamorficzne i magmowe starego fundamentu
metamorphic and igneous rocks of the old basement

teriału w podłożu, z którego mógłby on być utworzony. Zlepieńce cechsztyńskie (transgresywne) powstały w obszarach, gdzie relief terenu był urozmaicony, a w podłożu występowały mocne skały mogące dostarczyć materiału do utworzenia zlepieńców (np. zlepieniec graniczny w synklinie grodzieckiej).

Stosunkowo płytki, epikontynentalny basen morza cechsztyńskiego odznaczał się wyraźnym różnicowaniem warunków środowiskowych. Dno zbiornika miało liczne deniwelacje, woda morska cechowała się zmiennością właściwości fizycznych, a przede wszystkim składu chemicznego. Właściwości te ulegały istotnym zmianom również w czasie rozwoju zbiornika. Konsekwencją tego jest duża zmienność facjalna oraz litologiczna osadów powstałych w morzu cechsztyńskim.

Badany obszar był położony w brzeżnej części basenu, w zasięgu występowania litofacji chemicznej i chemiczno-ilastej (fig. 27). Strefa ta odznaczała się dość niespokojnymi warunkami sedymentacji, czego efektem są redukcje pewnych poziomów litologicznych spowodowane ich wyklinowaniem się lub erozyjnym usunięciem. Dno basenu ulegało wyraźnym okresowym ruchom pionowym o różnym nasileniu i kierunku (w dół lub w górę). Pewną rolę w tym mogła odgrywać obecność mobilnych stref dyslokacyjnych w dnie basenu, w jego podłożu. Łupek miedzionośny będący osadem ilasto-węglanowym z dużą zawartością substancji węglowej organicznej osadzał się w obniżonych częściach dna morza cechsztyńskiego o silnie redukcyjnych warunkach. Miało to również miejsce na opisywanym obszarze. W efekcie zmian warunków w zbiorniku na łupku miedzionośnym osadziły się osady węglanowe — wapienie i dolomity zawierające faunę. Ich miąższość w strefie przybrzeżnej, płytkowodnej (do jakich zalicza się obszar Lubina i Sieroszowic) jest znaczna, przekraczająca nawet miejscami 100 m. Charakterystyczne są wystąpienia wapieni organogenicznych w ich obrębie (fig. 11).

W miarę zwiększania się w wyniku ewaporacji zasolenia wód morskich nastąpiła sedymentacja wytrąconych z roztworu siarczanów (anhydryty) i chlorków (sól kamienna) cechsztynu 1. Miąższość ich w badanym obszarze przekracza 100 m, sięgając nawet 160 m. Obniżenie dna zbiornika (względnie podniesienie poziomu wód w morzu cechsztyńskim) spowodowało dopływ mniej zasolonych wód głębokomorskich i kolejne wytrącenie siarczanów — anhydrytu górnego cechsztynu 1.

Następna zmiana warunków fizykochemicznych wywołana dalszym dopływem mało zasolonych wód oceanicznych spowodowała powstanie warunków sprzyjających dla sedymentacji węglanów W—2 (w cyklocie drugim). W głębszych, oddalonych od brzegu

partiach morza cechsztyńskiego zamiast węglanów osadziły się łupki cuchnące (osadzone w środowisku redukcyjnym). Kolejny wzrost zasolenia wód morskich (ewaporacja) spowodował wytrącenie anhydrytów A—2. W badanym rejonie nie doszło do wytrącenia soli kamiennych ani potasowych.

Na przełomie cyklotemu 2 i 3 nastąpiła kolejna zmiana warunków sedymentacji spowodowana przerwaniem sedymentacji chemicznej przez osady klastyczne szarych iłowców stanowiące spąg cechsztynu 3. Lokalnie w płytszych miejscach zamiast iłowców osadziły się dolomity. Charakterystyczne jest występowanie czerwonego zabarwienia w szarych iłowcach — sedymentacja w miejscach, gdzie panowały warunki utleniające. Na iłowcach szarych leżą anhydryty A—3 cechsztynu 3, świadczące o kolejnym silnym wysoleniu zbiornika związanym z ewaporacją. Należy zwrócić uwagę na fakt silnego spłycenia basenu, o czym świadczy wyklinowywanie się serii anhydrytów A—3 w kierunku brzegu basenu, a nawet wystąpienie przerwy w sedymentacji i erozyjnego ścięcia anhydrytów, co ma miejsce na badanym obszarze w okolicach na zachód od Lubina.

Czerwone ilaste osady klastyczne (Ł—4) cyklotemu czwartego są utworem regredującego morza cechsztyńskiego. Występująca w ich obrębie cienka warstwa gipsów (A—4) świadczy o epizodycznej, krótkotrwałej ingresji wód morskich na obszary położone w okolicach Lubina i Sieroszowic. Osady te są przejściem od sedymentacji morskiej szelfowej (nerytycznej) ilasto-węglanowo-siarczanowej cechsztynu do śródlądowej piaszczysto-ilastej dolnego pstrego piaskowca.

W okresie od pstrego piaskowca do oligocenu przeważały na badanym obszarze procesy denudacyjne nad sedymentacyjnymi. U jego schyłku nastąpiły ruchy górotwórcze orogenezy alpejskiej, zaburzające budowę geologiczną obszaru. Powstał wtedy system uskoków tnący i przesuwający serie permu i mezozoiku monokliny oraz krystaliczne skały bloku przedsudeckiego i podłoża monokliny.

Następnie na częściowo wyrównanym przez erozję terenie osadziły się lądowe utwory oligocenu, neogenu i plejstocenu. Obecna rzeźba powierzchni spowodowana jest działalnością lądolodu skandynawskiego oraz późniejszą erozją i akumulacją.

Powstanie złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej było bardzo krótkim epizodem w geologicznej historii rozwoju opisywanego obszaru. Epizod ten był czasowo i przestrzennie związany z transgresją morza cechsztyńskiego i sedymentacją łupków miedzionośnych — osadów redukcyjnego środowiska. Późniejszy geologiczny rozwój tego obszaru nie spowodował istotnych zmian w jego budowie.

LITERATURA

- BERGER F., 1932: Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Z. Schles. Ges. f. v. Kult.* 105.
- 1937: Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. *N. Jb. Miner.*, Bd. b. 77.
- BISCHOFF J. L., 1969: [in:] Degens E. T., Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Springer-Verlag, New York.
- CLOOS H., 1920: Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. *Abh. Preuss. Geol. L.-A.*, Bd. 81.
- 1922: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- CZERMIŃSKI J., TOMASZEWSKI J. B., 1961: Niektóre zagadnienia terminologiczne dotyczące obszarów zakrytych i złóż nie wychodzących na powierzchnię. *Prz. geol.*, nr 6.
- DAPPLES E. C., KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., 1948: Tectonic Control of Lithologie Association. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 32.
- EISENHUT K. M., KAUTZSCH E., 1954: Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Leipzig.
- EISENTRAUT O., 1939: Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. *Arch. Lagerst.*, NF., II. 71.
- FULDA F., 1935: Zechstein. Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Bornträger, Berlin.
- KŁAPCZYŃSKI J., 1959a: Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego. *Rocznik P.T.Geol.*, 28.
- 1959b: Granica między cechsztynek a pstrym piaskowcem na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Kwart. geol.*, t. 3.
- KONSTANTYNOWICZ E., TOMASZEWSKI J. B., ZIMNY W., 1963: Złoże rud miedzi strefy przedsudeckiej. Katowice.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A. K., 1976: Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica.*, vol. XI, nr 1.
- KRASOŃ J., 1962: Cykle sedimentacyjne w cechsztynie dolnośląskim. *Przegl. geol.*, nr 6.
- KRUMBEIN W. C., 1948: Litho-facies Maps and Regional Sedimentary Stratigraphic Analysis. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 32.
- MILEWICZ J., PAWŁOWSKA K., 1961: Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 7. Perm. Warszawa.
- MILLER A. R., 1966: *Geochim. et Cosmochim.*, Acta, 30, 3.
- OBERC J., 1960: Podział geologiczny Sudetów. *Prace J. G. T.*, 30, cz. II. Warszawa.
- 1962: Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. *Przegl. geol.*, nr 12.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J. B., 1963: Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Przegl. geol.*, nr 12.
- PODEMSKI M., 1965: Rozwój sedimentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki. *Kwart. geol.*, t. 9, nr 1.
- PREIDL M., 1967: Budowa tektoniczna obszaru Lubina i Sierszowic. *Przegl. geol.*, nr 6.
- RICHTER-BERNBURG C., 1951: Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins, I Waldeck, II Nordsudeten. *Geol. Jb.*, Bd. 65.
- 1955a: Über saline Sedimentation. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 105.
- 1955b: Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Ibid.*
- SALSKI W., 1965: Problemy małej tektoniki w rejonie Lubina. *Rudy i metale*, nr 10.
- SCUPIN H., 1931: Die nordsudetische Dyas. *Forsch. Geol.*, etc., 9/27.
- SLOSS L., KRUMBEIN W. C., DAPPLES E. C., 1949: Integrated Facies Analysis. *Geol. Soc. Am. Mem.* 39.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna Geologia Polski, t. III, z. 1, P.T.Geol., Kraków.
- TIETZE O., 1915: Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Bd. 36. I.
- TOKARSKI A., 1956: Opis rdzeni z otworów Ostrzeszowa i Wschowa. *Arch. ZGHMN*, Katowice.
- 1959: Chojnicki profil cechsztynu. *Rocz. P.T.Geol.*, t. 29, z. 2.
- TOMASZEWSKI J. B., 1962a: Utwory solne cechsztynu monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin—Sierszowice. *Przegl. geol.*, nr 12.
- 1962 b: Zagadnienie metodyki prac poszukiwawczych za złóżami rud miedzi w cechsztynie. *Rudy i metale*, nr 6.
- 1962 c: Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin—Sierszowice. *Ibid.*, nr 12.
- 1963 a: Budowa geologiczna obszaru między Lubinem a Sierszowicami. (nie publ. praca doktorska, Arch. Uniwers. Wrocławskiego).
- 1963 b: Tektonika brzeżnej części monokliny przedsudeckiej. *Rudy i metale*, nr 8.
- 1963 c: Prace geologiczne na cechsztyńskich złóżach rud miedzi w rejonie dolnośląskim. SITG Katowice.
- 1966: Charakterystyka litofacjalna utworów cechsztyńskich brzeżnej części monokliny wrocławskiej. [w:] XX-lecie ziem zachodnich. Wrocław.
- TOMASZEWSKI J. B., KIENIG E., 1972: Zagadnienie dolomitu lubińskiego w osadach cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Cuprum*, nr 2.
- WELLS J. W., 1947: Provisional Paleocological Analysis of the Devonian Rocks of the Columbus Region. *Ohio Journ. Sci.* 47.
- WYRZYKOWSKI J., 1961: Północno-zachodni zasięg kryształnika bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwania cechsztyńskich rud miedzi. *Prz. geol.*, nr 4.
- ZWIERZYCKI J., 1947: Zagadnienie soli potasowych w Polsce. *Przegl. gór.* nr 12.
- 1951: Sole potasowe na północ od Wrocławia. Księga pamiątkowa ku czci prof. K. Bohdanowicza. *Prace PIGT*, nr 5.

THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE LUBIN—SIEROSZOWICE REGION (LOWER SILESIA)

ABSTRACT: The geological structure of the Lubin—Sieroszowice region has been described on the basis of data derived from over 200 deep bore-holes. The Lubin—Sieroszowice region embraces four separate structural units namely, the Foresudetic block (1), the crystalline basement of the Foresudetic monocline (2), the Foresudetic monocline (3), and the Cenozoic cover of the Foresudetic monocline and block (4). The boundary between the Foresudetic block and the monocline has been ascertained to be tectonic in nature and runs along the Middle Odra fault zone in the NW—SE direction. The pattern and leading features of the tectonics of the Foresudetic monocline and its crystalline basement have also been explained.

The stratigraphy and lithology of the rock strata in the investigated area have been established. Special attention has been paid to the Zechstein where its division into four cyclothems has been carried out and argued. A hypothesis of the polygenetic formation of the white sandstones (the so-called Weissliegendes) occurring in between the Zechstein copper-bearing shales and red sandstones of the Rotliegendes has been given.

The problem of the structure of the stratified copper ore deposit occurring

in the bottom part of the Zechstein has been discussed. Attention has been given to some, neglected until now, problems concerning its origin. It has been established that it is a sedimentary polygenetic deposit which underwent a lengthy deposit-forming process.

A brief history of the development of the geological structure in the investigated area has been given, beginning with the continental sedimentation of the late Paleozoic (Lower Permian), through the transgression of the epicontinental Zechstein sea, followed by the continental sedimentation of the Lower Triassic and later long time denudation until the next sedimentary period of the late Cenozoic which terminated in the Glacial Age.

The forming of the copper deposit was a very short episode in the geological history of the development of the investigated area. It was spatially and chronologically associated with the transgression of the Zechstein sea and the sedimentation of the copper-bearing shales as redzates. Later geological development of this area did not cause any significant changes in the structure of the deposit.

Summary

INTRODUCTION

The Lubin—Sieroszowice region is situated in the marginal part of the Foresudetic monocline in the neighbourhood of the border with the Foresudetic block. Due to the complete covering of the entire area by a couple of hundred metres thick blanket of Tertiary and Quaternary sediments the inner geological structure of this area was, until the time of exploratory drillings for copper, known only in general (Zwierzycki 1951). Papers by German geologists (Berger 1932, 1937; Cloos 1920, 1922; Eisentraut 1939) mainly concerned the environs of Wrocław. More recent papers by Polish authors mainly expressed their opinions on the geological structure in a general regional aspect, without giving closer details.

The explanation of the problems of the geological structure (lithology, stratigraphy, tectonics) of the investigated part of the Foresudetic monocline (an area of over 300 square

kilometres) was possible on the basis of ample geological data derived from over 200 bore-holes (fig. 1). Attention was also given to the structure of the copper ore deposit and the origin of mineralization.

The Lubin—Sieroszowice region is situated in the north-western part of the Silesian Lowland which forms a vast, in places slightly rolling lowland along the middle course of the Odra River. The western part of the investigated area forms a flat plain (130–140 m above sea level) while the relief in the eastern part is more varied with moraine elevations reaching 190–220 m above sea level. The river system is irregular, the western flat part having a higher drainage density than the eastern part. A drainage divide of the third order between the tributaries of the Odra R. and the Bóbr R. runs through the area.

AN OUTLINE OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE

To the north of the Sudetic marginal fault there occur two large structural units of a higher order, namely the Foresudetic block and the Foresudetic monocline separated from each other by a fault zone. Numerous geological units comprise the Foresudetic block which forms an anticlinal element as regards the much later synclinal structures of the Góry Kaczawskie Mts. and the Foresudetic monocline (fig. 2). The Foresudetic block is elongated in the NW—SE direction structure formed by lithologically and chronologically differen-

tiated crystalline rocks. Fragments of the Precambrian, Caledonian and Variscan orogens intruded by igneous rocks occur within it. The Foresudetic block is on both sides bounded by faults — the Sudetic marginal fault (the boundary of the Sudetic block) and the Middle Odra fault zone (the boundary of the Foresudetic monocline) (Tomaszewski 1963). In the vicinity of Żary the Foresudetic block plunges in the NW direction under the Permian and Triassic sediments of the Żary pericline. Here, the deposits of the Foresudetic monocline and the North

* Technical University of Wrocław, Mining Institute, ul. K. Świerczewskiego 74, 50–020 Wrocław.

Sudetic synclinorium join together over the submerged block. Due to the scarcity of outcrops and borings there is only a general knowledge of the geological structure of the block. The geology of the Foresudetic monocline, thanks to numerous drillings is better known. This unit is composed of Permian and Triassic deposits gently dipping towards the north-east. Both units, the Foresudetic block and the Foresudetic monocline, are covered by a horizontal, couple of hundred metres thick blanket of Cenozoic sediments.

The Sudetic marginal fault and the Middle Odra fault zone comprise the major dislocations influencing the geological structure and history of the entire region. In the Lower Paleozoic both the Sudetes and the Foresudetic block constituted one

block (Cloos 1922; Oberc 1955; Teisseyre 1957); (fig. 2). The Sudetic marginal fault came into being in the Carboniferous and divided the primarily uniform complex into two blocks, the Sudetic and the Foresudetic. In the Upper Paleozoic and the Mesozoic large areas of the Sudetes sank and formed regions of sedimentation. The area situated to the north-east of the uplifted Foresudetic block subsided and became a region of Permian and Mesozoic sedimentation. In the Tertiary, during the Alpine orogeny, the Sudetes were uplifted while the Foresudetic region was broken along the Middle Odra fault zone into the stable part, the present Foresudetic block and the subsided part, the present Foresudetic monocline.

STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY

Three separate rock complexes form the structure of the Lubin-Sieroszowice region: crystalline rocks forming the basement of the monocline comprise the oldest (Proterozoic, Lower Paleozoic) complex, the Foresudetic monocline is composed of a sedimentary Permian and Triassic complex and the youngest complex of Neogene-Holocene age constitutes the cover of the Foresudetic monocline and block. The complexes are superimposed discordantly and are separated from each other by long stratigraphical gaps.

A detailed stratigraphy of the strata taking part in the structure of the investigated area, chiefly based on lithological and facial differences is shown in Table 11. A number of stratigraphic problems have not been solved as yet. Among these are the problems of the Pleistocene-Pliocene, Zechstein-Buntsandstein and Rotliegendes-Zechstein (the so-called Weissliegendes) boundaries.

Crystalline basement rocks. Various metamorphic (biotite-quartz schists, phyllites, gneisses) and igneous (granites and granite gneisses) rocks of undetermined age occur. They have been encountered by only several deep drillings, hence the fragmentary knowledge of them.

The Permian. Both stages of the Permian are represented in the profile — the Upper Rotliegendes (Milewicz 1961) and the Zechstein (Tokarski 1958; Tomaszewski 1962). The Rotliegendes of a thickness of 250 to 300 metres consists of a monotonous series of fine and medium grained, locally arkosic red quartz sandstones with argillaceous cement. Subtle cross bedding dipping in various angles may be sometimes observed. The grains are usually poorly rounded. The characteristic red hue of the sandstones is caused by the presence of thin coats of iron oxides (goethite?); (fig. 4). Lamination in the form of alternating white and red layers may be locally observed. Intercalations of claystones and quartz conglomerates amongst the sandstones occur subordinately.

White sandstones (Weissliegendes) of a varying thickness ranging from tens of centimetres to over 40 metres occur at the top of the Rotliegendes. The thickest parts are to be found in the southeastern part of the area (fig. 5), the thinnest in the western part. There does not exist a sharp boundary between the white and red sandstones, the colour of rocks changes gradually from red through pink to light grey. Moreover, irregular rusty red streaks and spots occur at the bottom of the white sandstones (fig. 6, 7). The white sandstones are finely and medium grained (fig. 8), porous and not compact. The grains are poorly rounded, usually of quartz; feldspars constitute up to 20%. The cementing material is more abundant in the top, towards the bottom its amount lessens. Gypsum, anhydrite and carbonate admixtures are locally present in

the cement. In the eastern part of the area copper sulphides partially substituting the sandstone matrix occur in the top part of the sandstones. The performed geological and petrographic investigations have shown a close similarity of the red and white sandstones. They differ only in colour and, to a certain extent, in the kind and amount of cementing material. This seems to testify against the Zechstein age of the white sandstones, with the exception of the thin (2–3 metres thick) top part which may have undergone reworking and redeposition during the transgression of the Zechstein sea (Tomaszewski 1963, 1963a, Oberc). The white sandstones constitute the top part of the Rotliegendes. The transgression of the Zechstein sea may have caused the decolouration of the underlying Rotliegendes sediments. It may not be excluded, however, that the sandstones were already white at the time of the transgression. Zechstein deposits lie on top of the Rotliegendes. They comprise sediments of a shallow epicontinental sea with a variability of facies in dependence to the distance from the shores. The thickness of these marine sediments increases towards the north, in the direction of the centre of the sedimentary basin.

The stratigraphy of the Zechstein is difficult to resolve on the basis of fauna as there is a scant amount of index fossils. Thus it has been based on sedimentary changes after Richter-Bernburg (1951, 1955) and four consecutive sedimentary cycles have been distinguished. In the investigated area, which belongs to the marginal part of the Zechstein sedimentary basin, the particular cyclothem corresponding to consecutive sedimentary cycles are developed incompletely displaying gaps usually in salt sedimentation. The division of Zechstein deposits carried out on the basis of information yielded by over 200 drillings is presented in Table 3. The following brief description of the particular lithologic layers of the Zechstein begins with the oldest layers.

The white sandstones (P–O) which may be observed over a large part of the Lubin–Sieroszowice region has a thickness of 2–3 metres. It differs from the underlying Weissliegendes sandstones mainly by the presence of sedimentary structures of aqueous origin. These sandstones have an argillaceous cement, sometimes also anhydrite or gypseous cement. The mineral composition is monotonous (quartz constitutes 75–85 percent of the grains, feldspars up to 8%, the size of grains ranges from 0.01 to 0.5 mm, usually 0.03 to 0.25 mm.

The border dolomite (W–O) occurs in the eastern part of the Lubin–Sieroszowice region between the white sandstones (P–O) and the copper-bearing shales (Ł–1). Thickness up to 0.3 metres. Two lithologic varieties may be distinguished: the dolomitic and the calcareous-dolomitic. Sometimes it is

argillaceous and contains detrital quartz as well as copper sulphides.

The copper-bearing shales (Ł-1) occur over a large part of the investigated area, having a variable thickness ranging from 0 to 1 metre (usually 0.3–0.5 metres). The following petrographic varieties are represented: dolomitic, clayey-dolomitic, dolomitic-clay and clay shales differing in the quantitative relations of the individual minerals (dolomite, calcite, clay minerals, organic substance etc.). The shales are black or blackish-grey and display a pelitic texture and a shaly structure. The highest concentrations of copper sulphides and associated metals such as Ag, Mo, Co, Ni, V and others occur in the copper-bearing shales. Towards the top the shales gradually pass into the W-1 limestones and dolomites. The mineral and chemical composition and the structure of the shales show that they were deposited in a reducing environment. This is testified by the high content of organic carbon and metal sulphides (tab. 4).

The limestones and dolomites W-1 are present over the entire area in the form of a continuous layer of variable thickness ranging from 7 metres in the western part to over 100 metres in the eastern part (fig. 12). All members of the limestone-dolomite series are present. Often they have argillaceous admixtures, sometimes they also may be arenaceous. There is no regularity in the spatial distribution of the individual lithologic types (limestones, magnesian limestones, dolomitic limestones, calcareous dolomites and dolomites). They occur in layers of variable thickness. Stylolites and jointing are frequent. The rocks, usually grey in colour, display a fine-crystalline or aphanitic texture and a massive structure. Lenses of organogenic limestones occur locally (fig. 11), mainly in the neighbourhood of the boundary between the Foresudetic block and the monocline. Gypsum veinlets and small caverns are common phenomena. The chemical composition of these rocks is shown in table 5. The observed facts point to the syngenetic or diagenetic dolomitization of calcium carbonate precipitated from sea water. Locally, copper and lead mineralization is present in the bottom parts of the W-1 limestones and dolomites. During the final stage of the chemical sedimentation of the W-1 carbonates a change in the physico-chemical conditions (an increase of salinity) took place in the Zechstein sea causing the precipitation of sulphate and later, chloride sediments.

Anhydrites occurring consecutively in the P_2^1 , P_2^2 and P_2^3 cyclothem comprise the thickest lithologic complex within the Zechstein (thickness up to 200 m). They are separated by thin bands of W-2 dolomites and Ł-3 grey claystones which terminate the respective cyclothem. A set of varieties differing in texture, structure, and argillaceous and dolomite admixtures may be discerned among the anhydrites.

Anhydrite (A-Id) comprises the thickest anhydrite series reaching a thickness of up to 70 metres. It occurs over the entire area under study. Within it a characteristic band of breccia-looking gypseous claystone A-1 (Ł) occurs, possibly being the counterpart of the Na-1 rock salt which occurs at a greater distance from the margin of the basin.

Rock salt Na-1 occurs in the form of a layer of various thickness ranging from 0.0 to 75.5 metres. It often contains argillaceous or carbonate and anhydrite admixtures or irregular anhydrite intercalations. Chemical analyses (tab. 7) show it to be halite.

Anhydrite A-1 (g) also occurs over the entire area investigated by drillings. It has a thickness of 20–70 metres.

Dolomites (W-2) begin the P_2^2 cyclothem. They may be observed over almost the whole area. They are of variable

thickness, often separating into two or three layers divided by anhydrites (fig. 12).

Anhydrite (A-2) occurs over the entire region. Its thickness ranges from 15 to 40 metres. It contains less argillaceous and dolomitic admixtures than the A-1 anhydrites.

Grey claystones Ł-3 begin the third cyclothem P_2^3 . Their thickness ranges from 2 to 14 metres. Locally in the upper part the claystones are dolomitic or have a red hue (fig. 12) which testifies for the existence of local oxidizing conditions in the Zechstein sea basin.

Anhydrites A-3 in certain parts of the area in the vicinity of the Foresudetic block thin away (figs. 16, 17).

Lower red claystones Ł-4 (d) begin the final P_2^4 cyclothem. Their thickness varies from 3 to 14 metres. They are indurated, compact and do not exhibit distinct lamination. Concentrations and veinlets of gypsum as well as greenish spots are common. Gypsum and anhydrite (A-4) constitute a thin layer (0.0–1.5 m thick) occurring at intervals amongst the Ł-4 claystones.

Upper red claystones Ł-4 (g) terminate the Zechstein sedimentation being a transition to continental deposits of the Buntsandstein.

The Triassic. Only the Lower Buntsandstein (Kłapciński 1959a) is preserved over a large part of the investigated area (fig. 28). It consists of fine and medium grained arkosic sandstones usually of a red or pink colour. Light grey, greenish and creamy-white varieties may also be observed. Cross bedding is a rather common phenomenon as well as the occurrence of alternate white and red layers and oval clay balls. The sandstones are mainly cemented by argillaceous material. Intercalations of reddish-brown claystones occur within the sandstones. Their amount and thickness increase in the northwestern direction. The Buntsandstein has a considerable thickness reaching 300 metres.

The Tertiary. Sediments of this period have a thickness ranging from 200 to 480 metres and consist of Oligocene sandy-silty sediments, argillaceous, silty and sandy Miocene sediments (with numerous brown coal seams) and variegated clays of the Pliocene (fig. 29). Turbulent sedimentation distinguishes the continental Tertiary deposits.

The Quaternary. Deposits of the Pleistocene and Holocene series may be distinguished. The thickness of the Pleistocene sediments varies from several to over a hundred metres. Loamy glacial drift (ground and frontal moraine clays) and sandy fluvio-glacial deposits (glacial outwash) prevail. Holocene sandy and silty deposits occur in the flat wide valleys and depressions of numerous streams. Peat-bogs and swampy areas occur locally. The thickness of the Holocene does not exceed several metres.

LITHOFACIAL AND PALEO GEOGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE ZECHSTEIN

In the investigated area deposits of chemical origin -anhydrites, limestones and dolomites, and salts prevail in the Zechstein profile over clastic deposits (shales and siltstones). Organogenic limestones or dolomites occur sporadically (fig. 11). The incomplete development of the particular cyclothem is characteristic of the marginal parts of the sedimentary basin.

The complete sedimentary cycle is as follows: P-1 → Ł-1 → → W-1 → A-1 → Na-1 → K-1 where: P — sandstones, Ł — clay sediments, W — carbonate deposits, A — anhydrites, Na — rock salt, K — potash salt. Using the above symbols the incomplete cyclothem occurring in the vicinity of Lubin and Sieroszowice may be presented in the following way:

Cyclothem 1 (P-0) → (W-0) → Ł-1 → W-1 → A-1 →
 → (Na-1) → A-1
 „ 2 W-2 → A-2
 „ 3 Ł-3 → (W-3) → A-3
 „ 4 Ł-4 → (A-4) → Ł-4

Lithofacial relations in the Zechstein in the Lubin-Sieroszowice region are shown on isopachyte maps of individual lithologic members and lithofacial sections through Zechstein sediments.

The most completely developed cyclothem in the area under study is the first one; it also displays the greatest thickness. It comprises two complexes — the lower one embraces the W-1 limestones and dolomites with the Ł-1 copper-bearing shales at the base and the top complex consists of A-1 anhydrites with an intercalation of gypseous claystones A-1 (Ł) and Na-1 rock salt. The greatest thicknesses of the W-1 limestones and dolomites are to be found in the close neighbourhood of the Foresudetic block (figs. 13–19). The top complex also has a varying thickness (fig. 20). It should be noted that the relation of the thickness of carbonate to sulphate rocks obeys the compensation principle.

The second cyclothem consists of two series — the bottom carbonate-dolomite W-2 (fig. 21) and the top sulphate A-2 anhydrites (fig. 22). In the eastern part of the area the W-2 dolomite which separates the A-1 and A-2 anhydrites is missing and both anhydrite series form one A (1–2) series.

TECTONICS OF THE FORESUDETIC MONOCLINE

The problem of the tectonics of the Foresudetic monocline was approached in papers by Tietze (1915), Berger (1932, 1937), Zwierzycki (1951) on the strength of very few known geological facts. Drillings carried out in the years 1957–1963 in the Lubin-Sieroszowice region enabled the present author to form a general opinion on the tectonics of this covered region (Czermiński, Tomaszewski 1961); (fig. 30).

Very little is known of the tectonics of the Foresudetic block and the crystalline basement of the Foresudetic monocline as it is impossible to carry out direct observations of the rocks forming these units. Probably they are rather complex and intense. The youngest structural unit — the Cenozoic cover is, with the exception of glaciotectionics, practically devoid of tectonic deformations. Tectonic phenomena are distinct within the Foresudetic monocline. Permian and Triassic sediments which form the monocline strike NW–SE and gently dip towards NE at angles of 2–5° (fig. 29). Upon this primarily simple structure later tectonics were superimposed in the form of a number of faults which divide the monocline

The third cyclothem also consists of two series: the bottom argillaceous series — the Ł-3 grey claystones (fig. 23) and the top sulphate series — the A-3 anhydrite (fig. 24). The A-3 anhydrite wedges out in the vicinity of the Foresudetic block (figs. 13–18). In areas where the A-3 anhydrite is missing, Ł-3 grey claystones are in contact with the overlying Ł-4 red claystones (fig. 17).

The fourth cyclothem is composed of Ł-4 red claystones (fig. 25). Intercalations of A-4 anhydrites are a testimony of the shallowing of the basin and the regression of the Zechstein sea connected with the Pfalz orogenic phase (Tomaszewski 1962; Oberc, Tomaszewski 1963).

The lithofacial map (fig. 27), compiled in accordance with the method given by Sloss, Krumbein and Dapples (1949) shows that the Zechstein series, of an overall thickness of 200–250 metres, is developed in the chemical lithofacies. Small parts of the area occurring near the boundary with the Foresudetic block where the chemo-argillaceous facies developed, are an exception.

The investigated area was situated within the range of the neritic facies at a small distance of some kilometres from the then existing shoreline. The broad shelf where Zechstein sediments were deposited was not stable showing a subsiding trend. A number of facts indicate that the Foresudetic block was above sea level during the Zechstein.

into blocks of various dimensions. Faults of the NW–SE system belong to the most important dislocations; they continue down into the crystalline basement of the monocline (figs. 31–33). Moreover, two other systems of dislocations occur over the area of the monocline, the W–E and the N–S systems. The N–S system is decidedly less distinct than the former ones.

These faults are unquestionably older than the Neogene into which they do not continue and are post-Triassic, transecting these sediments. Mutual age relations of the systems show that the NW–SE faults are older and the W–E and N–S systems younger. It is also possible that all three systems of faults are of the same age, the faults of the NW–SE system being compression faults and the N–S and W–E systems formed by diagonal faults which are derivatives of compression. The forming of faults should be connected with the Laramian movements although older, Cimmerian or Variscan origins of certain dislocations, rejuvenated during Alpine movements, cannot be excluded.

THE PROBLEM OF THE STRUCTURE OF THE COPPER ORE DEPOSIT

The deposit is of the stratified ore deposit type. Copper mineralization is spatially and also, to a certain extent, genetically connected with the following lithologic beds: the copper-bearing shales, dolomites and white Zechstein sandstones. The deposit displays a large variability of thickness (1 to 16 metres), copper concentration (both horizontally and vertically) and lithologic development (occurs in sandstones, shales and limestones). The ore series, concordant with the strike and dip of the rock strata of the monocline, is transected by a number of postmineralization faults.

The most important minerals in the deposit are: chalcocite, bornite and chalcopyrite, and galena. Horizontal (fig. 34) and

vertical zoning of the major copper minerals is a specific feature. Ore minerals occur in the form of fine dust from tens of micrometres in diameter arranged in streaks superimposed on cleavage, veinlets and lenses concordant with cleavage in the copper-bearing shales, veinlets of a thickness of up to several millimetres in various directions transecting the mineralized rocks, and larger concentrations forming mineral aggregates up to several millimetres in diameter occurring in sandstones and dolomites. Mineralization in the first two cases is synsedimentary, mineralization in the form of concentrations and veinlets is probably diagenetic or catagenetic. The vast size of the deposit makes the definition of the genesis difficult. How can the source

of such great amounts of metals (the range of tens of millions of tons) concentrated in a small area (the range of 400 sq. kms) within rock series of a small thickness (the range of 2–3 m) and a relatively short period of sedimentation (a couple of thousand years) of the copper-bearing shales be explained?

The author would like to point to certain facts which bear a relationship to the origin of metals in the deposit and the mechanism of its formation. These are as follows:

1. The existence of a relationship between mineralization and the sediments of a shallow (100–300 m in depth) marine basin which at the time of the copper-bearing shales' sedimentation maintained reducing conditions. During the white sandstones' sedimentation the conditions in the basin were different.

2. Spotted red sediments formed in an oxidizing environment and devoid of mineralization border the deposit (fig. 34). Copper mineralization may occur in the marginal parts of the deposit above the spotted red sediments (fig. 35).

3. The lack of a recorded relationship between the mineralization on one hand and volcanics, magmatism as well as faulting tectonics on the other. Certain data permit the possibility of relating the mineralization to abyssal fissures (e.g. the Middle Odra fault zone) and to old tectonic elements (Tomaszewski 1962a).

4. The character of the deposit are as follows:

- a vast horizontal spread and a relatively small thickness
- the existence of an erosional surface at the base of the deposit (the Rotliegendes-Zechstein boundary).
- a zonality in the distribution of sulphides dependant on the course of the boundary between the oxidizing and reducing environments, the shape of the shoreline and the solubility of the sulphides
- irregularities in the trend of the mineralized zone in relation

to particular lithological strata (fig. 35) — a gradual descent of the deposit from carbonates in the north-west to sandstones in the south-east — mineralization in white sandstones occurs in the eastern part of the area only, where the Weissliegendes is the thickest (fig. 5).

5. The form and structure of the deposit are characteristic of platform regions. The deposit exhibits numerous structural and textural features typical of exogenetic conditions. Ore mineral parageneses correspond to the stability of copper, lead, zinc and iron compounds and are dependant on the variations of the redox environment (pH and oxidation-reduction potential), low temperatures (not exceeding 370 K) and pressures, and the activity of biological processes.

The obtained data indicate the probably syndimentary nature of the basic mineralization stage i.e. the precipitation of sulphides out of sea water contemporaneously with the sedimentation of argillo-carbonate material. Long lasting diagenesis and catagenesis together with dissolution and reconcentration of the ore in the form of lateral secretions, followed. The deposit displays a prolonged, multiphase ore-forming process.

Natural concentrations of metals in sea water, enriched perhaps by metal-bearing hydrothermal solutions may have been the source of the metals. Such solutions may have entered the marine basin through open deep fissures (Miller 1966; Bischoff 1969). Hydrothermal mineralization activity would have to have been synchronized with the sedimentation of the copper-bearing shales. In such a formulation there would have to exist a genetic relationship of the deposit to the late Variscan magmatic activity. The scant amount of facts prevents the thorough explanation of these complex problems.

CONCLUSIONS

The collected and analyzed geological data enabled the author to present a concise history of the development of the geological structure, beginning with the continental sedimentation of the Upper Rotliegendes sandy deposits, through the Zechstein transgression and the sedimentation of argillo-carbonate-sulphate deposits, a consecutive regression at the end of the Zechstein and sedimentation of the Lower Triassic argillo-arenaceous continental deposits. In the period between the Buntsandstein and the Oligocene denudation processes predominated over accumulation. By the end of this period orogenic movements disturbed the geological structure of the

area. After erosional levelling, continental Tertiary and Pleistocene deposits were formed. The contemporaneous relief was formed by the action of the Scandinavian ice-sheet and subsequent erosion.

The forming of the copper ore deposit was a short episode in the geological history of the investigated area. It was connected in time and space with the transgression of the Zechstein sea and the deposition of the copper-bearing shales. Later geological development did not cause significant changes in its structure.

Translated by Marek Rydzewski