

Tomasz JERZYKIEWICZ

KREDA OKOLIC KRZESZOWA

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	282
Część analityczna	283
Litologia	283
Łądowe osady spągowe	283
Transgresywne osady górnego cenomanu	285
Piaszkowce górnego cenomanu	288
Piaszkowce wapniste i mułowce górnego cenomanu	290
Gezy i spongiolity górnego cenomanu	293
Mułowce dolnego turonu	295
Piaszkowce wapniste i bezwapniste środkowego turonu	296
Piaszkowce górnego turonu	299
Opisy skamieniałości	300
Tektonika	306
Część interpretacyjna	310
Obecny stan rozpoznania stratygrafii	310
Warunki sedimentacji i paleogeografia	310
Wnioski	316
Literatura	317
Summary	319

Streszczenie

Obszar okolic Krzeszowa obejmuje północno-zachodnią część śródsudeckiej górnej kredy. Dotychczasowe wiadomości o tym terenie ograniczają się do starych i w dużej mierze nieaktualnych map geologicznych z objaśnieniami i kilku prac ogólnych o charakterze kompilacyjnym, opierających się głównie na treści tych map. Autor przedstawił nowe ujęcie kartograficzne kredy okolic Krzeszowa. Z intersekcji wynika, że kreda okolic Krzeszowa tworzy odrębną jednostkę tektoniczną typu brachysynkinalnego, oddzieloną od pozostałej części niecki śródsudeckiej brachyantykliną Łącznej. Północne i południowe skrzydła brachysynkliny Krzeszowa tworzą fleksury brzeżne. Dotychczasowe wydzielenia litologiczne i podział stratygraficzny zostały zrewidowane. W profilu wydzielono osady łądowe dolnego i środkowego cenomanu, a wśród osadów morskich osady transgresywne, piaszkowce, wapniste piaszkowce i mułowce górnego cenomanu oraz gezy reprezentujące najwyższą część górnego cenomanu. Pozycję stratygraficzną tej dolnej części morskiego profilu kredy Krzeszowa udokumen-

towano paleontologicznie. Do turonu zaliczono mułowce, wapniste piaszkowce i piaszkowce. W pierwszej części pracy autor przedstawił wyniki obserwacji terenowych i laboratoryjnych, które objęły badania struktur sedimentacyjnych, składu mineralnego i chemicznego skał, ich granulometrii i innych własności teksturalnych. Na podstawie tych danych autor wyróżnił w profilu kredy okolic Krzeszowa sekwencję transgresywną i regresywną. Transgresja górnocenomańska wkroczyła na omawiany obszar od południowego zachodu. Piaszkowce i zlepienie transgresywne tworzyły nasypy przybrzeżne, przemieszczane zarówno w kierunku brzegu, jak i równoległe do niego. Stopniowe obniżanie się brzegów i rozszerzanie się transgresji zaznaczyło się w dolnej części omawianego profilu stopniowym zmniejszaniem się ilości i wielkości ziarn materiału terygenicznego, a także polepszaniem się jego wysortowania. Gezy występujące w środkowej części profilu powstały w warunkach najbardziej zwolnionej sedimentacji detrytycznej. Brzegi w czasie powstawania gezy były niskie, a transgresja osiągnęła wów-

czas swoje maksimum. W zbiorniku sedimentacyjnym dochodziło w tym czasie do strącania się hydrozolu krzemionkowego, pochodzącego z wietrzenia chemicznego skał krzemianowych. Warunki sprzyjały rozwojowi gąbek krzemionkowych. Tworzyły się również spongiolity. Górna część profilu górnej kredy okolic Krzeszowa tworzy sekwencję regresywną, w której obserwuje się stopniowy wzrost ilości i wielkości ziarn materiału terrygenicznego. Osady te powstały w warunkach stopniowego dźwignia się brzegów basenu sedimentacyjnego, które mogło być związane z orogenezą subhercyńską. Glaukonit jest w omawianym profilu osadów morskich dobrym wskaźnikiem tempa sedimentacji terrygeniczej. W piaskowcach i wapnistych piaskowcach obserwuje się zwykle początkowe stadia glaukonityzacji ziarn detrytycznych oraz ziarna folioidów, w mułowcach oprócz folioidów

spotyka się małe ilości typowego glaukonitu. W gezach, uznanych na podstawie składu mineralnego i granulometrycznego za osady maksimum transgresji, glaukonit właściwy występuje najobficiej, tworząc poziom glaukonitytów. W tym jedynym w omawianym profilu przypadku reakcje wymienne pomiędzy zawieszoną ilastą i wodą morską, polegające na podstawieniu krzemu, żelaza i magnezu w miejsce glinu, zachodziły na dużą skalę i przez dłuższy czas, dzięki zawieszoną ilastą i wodą morską, polegające na podstawieniu krzemu, żelaza i magnezu w miejsce glinu, zachodziły na dużą skalę i przez dłuższy czas, dzięki czemu szereg mineralny K. Smulikowskiego (1954) mógł zostać zrealizowany do końca. W wyniku tych przemian powstał typowy glaukonit, tworzący w profilu poziom glaukonitowy. Mimo pewnych wahań głębokości morza omawiana w niniejszej pracy część śródsudeckiego basenu sedimentacyjnego zachowała przez cały okres górnokredowy charakter płytkiego, epikontynentalnego morza szelfowego.

WSTĘP

Między Krzeszowem na północnym zachodzie a granicą państwa na południowym wschodzie odsłaniają się spod osadów czwartorzędowych skały górnokredowe. Obszar ten stanowi najdalej ku północnemu zachodowi wysuniętą część śródsudeckiej kredy (fig. 1).

Wzmianki o skamieniałościach występujących w kredzie okolic Krzeszowa można znaleźć już w pracach paleontologicznych z pierwszej połowy ubiegłego stulecia (Goldfuss 1834—1840, 1841—1844, Geinitz 1871—1875). Pierwszych danych o wykształceniu litologicznym i stratygrafii kredy na omawianym obszarze dostarczają przeglądowe mapy geologiczne dolnego Śląska (Beyrich 1867; Gürich 1890; Flegel, Herbing i Schmidt 1904). K. Flegel (1904) opublikował także pracę o górnej kredzie Gór Stołowych i okolic ADRŠPACH — Teplice, w której przedstawił również swoje obserwacje dotyczące kredy okolic Krzeszowa. Do cenomanu autor ten zaliczył piaskowce, a turon podzielił na piaskowce plenerskie, plener i piaskowce ciosowe. Podkreślił on odrębność tektoniczną omawianego obszaru kredowego („kleine Spezialmulde”), ale na szkicu tektonicznym zamieszczonym w pracy przez cały obszar śródsudeckiej kredy poprowadził linię wyznaczającą oś synkliny.

Dokładniejsze rozpoznanie litologii, stratygrafii i tektoniki kredy okolic Krzeszowa wykazują mapy geologiczne arkuszy Kamienna Góra i Chełmsko, wykonane przez G. Berga i E. Dathego i wydane po raz pierwszy w latach 1905/1906, 1913. Przedstawiony na tych mapach podział stratygraficzny uzasadniono w objaśnieniach do map (Berg 1909; Dathe & Berg 1912), podając spisy skamieniałości znalezionych w poszczególnych wydzieleniach. Opisy skał wydzielonych na mapach opierały się na obserwacjach megaskopowych, a znalezione skamieniałości nie były wystarczające do wydzielenia poziomów biostratygraficznych. Mimo to mapy i objaśnienia G. Berga i E. Dathego (op. cit.) były jako jedyne źródło szczegółowych

informacji o kredzie okolic Krzeszowa wykorzystywane w późniejszych pracach do przeprowadzania porównań i uogólnień stratygraficznych przy opisywaniu sudeckiej kredy (Petrascheck 1934; Scupin 1935; Radwański 1966).

Badania geologiczne kredy okolic Krzeszowa podjęto w 1963 r. w ramach prac Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk pod kierownictwem naukowym prof. dr Henryka Teisseyre'a. Kilkuletnie prace terenowe objęły oprócz obserwacji w odkrywkach także odsłanianie profilu skał kredowych za pomocą robót ziemnych. Liczne szybiki rozmieszczone na całym obszarze pozwoliły na zbadanie całego profilu i skorygowanie map geologicznych G. Berga i E. Dathego (1905/1906, 1913, 1940). Z intersekcji otrzymanego zdjęcia geologicznego wyinterpretowano formę tektoniczną kredy okolic Krzeszowa. Jest to brachysynklina, odgraniczona od północy i południa fleksurami brzeżnymi (fig. 2a). W południowo-wschodniej części zbadanego obszaru, na południe od Łącznej, znajduje się ponadto fragment następnej brachysynklinalnej jednostki tektonicznej (niecka policka geologów czeskich), która jest oddzielona od brachysynkliny Krzeszowa osadami pstrego piaskowca, odsłaniającymi się w jądrze brachyantykliny Łącznej (fig. 2b).

Skały z całego profilu kredy okolic Krzeszowa poddano szczegółowym badaniom analitycznym w celu określenia ich cech litologicznych oraz warunków, w których powstały. Opracowanie zebranej fauny pozwoliło na wprowadzenie uzupełnień w rozpoznaniu biostratygrafii.

Niniejszą pracę podzielono na dwie części. W analitycznej części pracy podano wyniki obserwacji wstrzymując się od ich interpretacji, która znajduje się w drugiej części.

W pracy korzystałem ze wszechstronnej pomocy opiekuna naukowego prof. dr Henryka Teisseyre'a, któremu składam serdeczne podzięk-

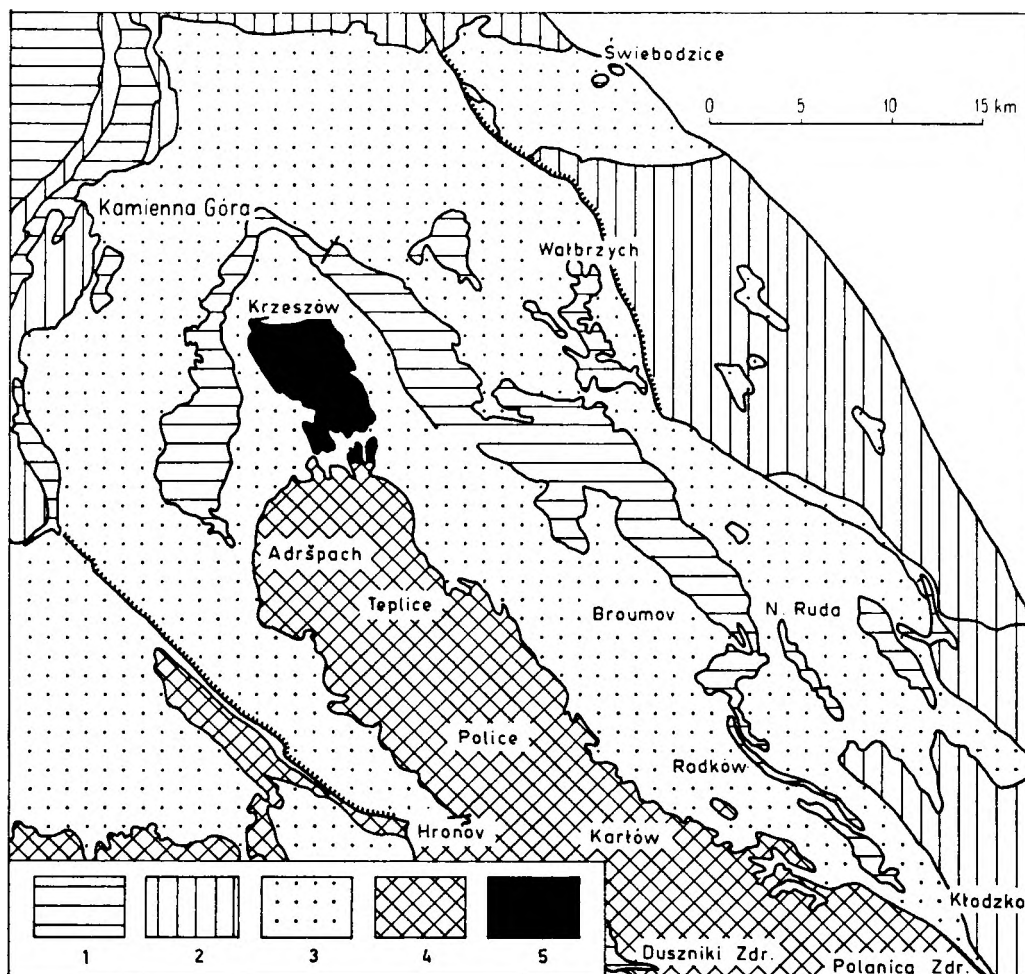


Fig. 1

Szkic geologiczny niecki śródsudeckiej ze wskazaniem obszaru badań. Na podstawie Petraschcka (1934)
 1 — skały magmowe, 2 — skały metamorficzne, 3 — skały osadowe starsze od kredy, 4 — skały górnokredowe, 5 —
 obszar badań

Geological sketch map of the Intrasudetic depression showing areas under investigation. After Petrascheck (1934)
 1 — magmatic rocks, 2 — metamorphic rocks, 3 — sedimentary rocks older than Cretaceous, 4 — Upper Cretaceous
 rocks, 5 — area under investigation

kowanie. Doc. dr K. A. Trögerowi i dr Stefano-
 wi Cieślińskiemu wyrażam wdzięczność za po-
 moc przy oznaczaniu inoceramów, a dr Antonie-
 mu Nowakowskiemu za wypowiedzenia swojej

opinii o składzie mineralnym niektórych skał
 omawianego profilu. Dziękuję wszystkim kole-
 gom, a szczególnie dr A. K. Teisseyre'owi, za
 liczne dyskusje, które pomogły mi w pracy.

CZEŚĆ ANALITYCZNA

LITOLOGIA

Lądowe osady spągowe

W części omawianego obszaru, między pia-
 skowcami z masowo występującą fauną morską
 górnego cenomanu a starszymi skałami osado-
 wymi o ustalonym wieku (czerwony spągowiec,

pstry piaskowiec), występują osady klastyczne,
 w obrębie których należy postawić dolną gra-
 nicę morskiej kredy. Ponieważ pozycja straty-
 graficzna dolnej części tych osadów nie jest
 pewna, przyjęto dla nich nazwę osadów spągo-
 wych, przy czym część górna uznano za osady
 transgresywnego górnego cenomanu.

Przejścia od osadów spągowych przez osady

transgresywne do piaskowców górnego cenomanu z fauną morską można obserwować w trzech miejscach:

1) w kamieniołomie około 1 km na ENE od Góry Św. Anny (odkrywka 1 na fig. 2a),

2) w skałkach w odległości około 0,5 km na SE od przełęczy Żłób (odkrywka 24)¹,

3) w kamieniołomie w Jawiszowie (odkrywka 29).

Profile odsłonięte w wymienionych miejscach przedstawiono na figurze 3. Skały występujące w tych profilach zostały na mapie G. Berga i E. Dathego (1940) zaliczone do różnych poziomów kredy i triasu. Zespół ławic przedstawiony na profilu 1, poniżej ławicy zlepieńca (k), zaliczono do lądowego cenomanu na podstawie analogii z lądowymi warstwami kredneriowymi, które w kredzie Saksonii występują poniżej morskiego cenomanu. Ławice o i p, przedstawione na profilu 24, zostały przez G. Berga i E. Dathego (*op. cit.*) zaliczone w całości do morskiego cenomanu jako „glaukonitowe piaskowce ciosowe”, a przez zespół ławic widoczny na profilu 29 poprowadzono granicę między pstrym piaskowcem a wymienionym piaskowcem glaukonitowym cenomanu. Dolną część zespołu ławic wydzielono jako „biały piaskowiec kaolinowy” i zaliczono do środkowego pstręgo piaskowca.

Zaliczenie dolnej części zespołu ławic widocznego na profilu 1 do lądowego cenomanu, a dolnej części skał profilu 24 do pstręgo piaskowca, opiera się na porównaniach. Ponieważ osady te są podobne do siebie, zajmują podobną pozycję w profilu i przechodzą w sposób ciągły, bez niezgodności w osady morskie górnej kredy, nazwano je w niniejszej pracy osadami spagowymi, nie precyzując ich wieku, na określenie którego brak — jak dotąd — danych paleontologicznych.

Osady spagowe w okolicy Góry Św. Anny wykształcone są głównie jako średnioziarniste piaskowce kwarcowe z gniazdami drobnoziarnistych zlepieńców oraz soczewkami mułowców lub bardzo drobnoziarnistych piaskowców (tab. 1). Rzadziej występują smugi i cienkie ławice drobnoziarnistych zlepieńców, składających się ze słabo obtoczonych² okruchów kwarcu i skał krzemionkowych (fig. 6). Na kontakcie mułowców i ławicy zlepieńców (ławice c i d na fig. 3) obserwuje się rozmoczenie górnej powierzchni soczewki mułowca i wtedy wśród otoczek w wyżej leżącym zlepieńcu obok otoczek kwarcu występują również okruchy mułowców.

¹ W dalszej części pracy będziemy się powoływać na numery odkrywek naniesione na mapę — figurę 2a i b.

² Przy badaniach obtoczenia okruchów używano tabeli podanej przez Wahlostroma (1955), opierającej się na skali Russela i Taylora (Pettijohn 1957).

Warstwowanie w obrębie ławic piaskowców jest na ogół megaskopowo niewidoczne; rzadko daje się zauważyć drobną równoległą laminację. Niezabarwione ławice piaskowców są białe lub jasnoszare, domieszki związków żelaza i substancji humusowych w spoiwie powodują ciemne zabarwienie niektórych ławic. W ławicy f zawartość substancji humusowych jest bardzo znaczna, a ławica l złożona jest w przewadze z substancji humusowych.

Osady spagowe odsłonięte w kamieniołomie w Jawiszowie (fig. 3, profil 24) wykształcone są w postaci średnioziarnistych piaskowców z gniazdami drobnoziarnistych zlepieńców kwarcowych o słabo zaokrąglonych otoczkach; spotyka się także soczewki i ciągle ławice mułowców. Zespół ławic jest więc podobny do opisanego z Góry Św. Anny, z tą różnicą, że nie występują w nim wkładki węgliste.

Piaskowce i mułowce tworzące osady spagowe mają w obu omawianych profilach podobny skład mineralny i granulometryczny (fig. 4 i tab. 2). Kwarc i skały krzemionkowe są głównymi składnikami szkieletu ziarnowego tych skał. Wśród ziarna kwarcu przeważają zdecydowanie ziarna wykazujące jednolite wygaszenie światła. Niekiedy spotyka się ziarna kwarcu wykazujące zarysy heksagonalne, przypominające prakryształy ze skał wylewnych. Skalenie występują w ilości zaledwie około 1% objętości szkieletu ziarnowego. Spotykano wyłącznie skalenie potasowe, które wykazywały niekiedy struktury pertytowe. Łyszczki w piaskowcach występują w ilościach znikomych, zwykle poniżej 1%, w mułowcach natomiast są one ważnym składnikiem, ich ilość wzrasta bowiem do kilkunastu procent. Spotykano muskowiit oraz agregaty składające się z włókien o cechach optycznych muskowiitu, przeplatane włóknami o bardzo niskiej dwójłomności przypominającymi penin. Agregaty te są prawdopodobnie produktem przeobrażenia biotyту. Biotyt w formie oddzielnych blaszek występuje niezwykle rzadko. Wśród minerałów ciężkich najczęściej spotykano cyrkon, rutyl i turmalin.

Ilość matrix w piaskowcach waha się od 7,4 do 32,9%. Skład masy wypełniającej jest zmienny. W ławicach piaskowców występujących w części spagowej profilu z Góry Św. Anny oraz w piaskowcach profilu z Jawiszowa (fig. 3, ławice b, s i u) matrix tworzy kaolinit z niewielkimi domieszkami miazgi kwarcowej i hydrołyszczkowej. Kaolinit występuje również jako główny składnik mułowców w obydwu opisywanych profilach. Odmienny skład wykazuje matrix w pozostałych ławicach piaskowców w profilu Góry Św. Anny. Jest to mieszanina miazgi kwarcowej, niezupełnie rozłożonych łyszczków i minerałów ilastych, przepojona tlenkami żelaza. W ławicach f i i wśród masy wypełniającej przeważa substancja węglista (pl. IX, fot. 1).

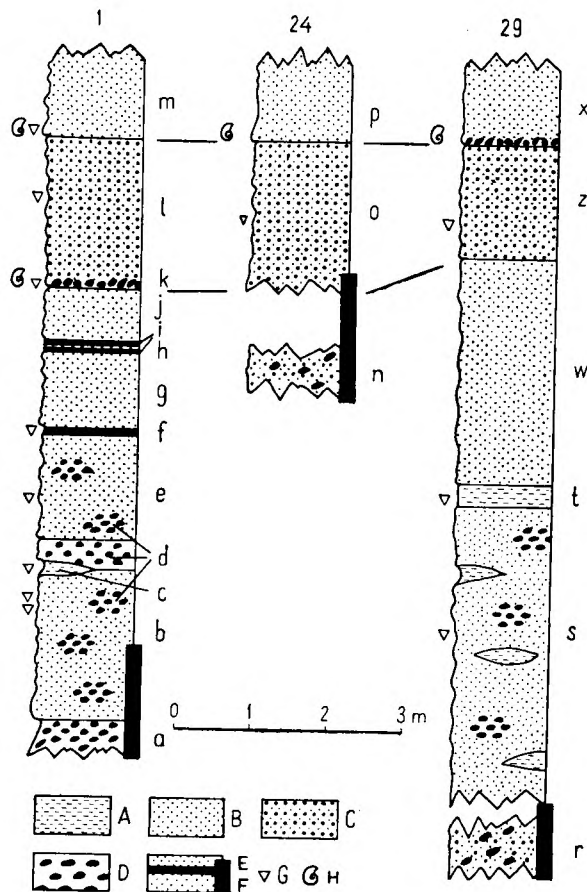


Fig. 3

Profile osadów spągowych i transgresywnego cenomanu z okolic Góry Św. Anny (1), przełęczy Złób i kamieniołomu w Jawiszowie (29)

A — mułowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce, B — piaskowce drobno- i średnioziarniste, C — gruboziarniste piaskowce transgresywne, D — zlepieńce, E — piaskowce z wkładkami węgla, F — nieodsłonięte części profilów, G — miejsca pobrania próbek, H — stanowiska z fauną, a — x — oznaczenia ławic cytowanych w tekście i na figurach 4 — 7 i 9 oraz tabelach 1 — 5

Profiles of the bottom deposits and of the transgressive Cenomanian from the vicinity of Mt. St. Anne (1), the Złób Pass and the Jawiszów quarry (29)

A — siltstones and very fine-grained sandstones, B — fine-grained and medium-grained sandstones, C — coarse-grained transgressive sandstones, D — conglomerates, E — sandstones with coal intercalations, F — unexposed parts of the profiles, G — sampling sites, H — faunal sites, a — x — of layers mentioned in the text and in Figs 4—7 and 9 or in Tables 1—5

Transgresywne osady górnego cenomanu

W profilu Góry Św. Anny (fig. 3, profil 1) najniższym poziomie, w którym już pojawia się fauna (*Pecten* sp. indet.; pl XIV, fot. 4), jest cienka (około 0,2-metrowa) ławica zlepieńców. Dolna powierzchnia tej ławicy jest nierówna — widoczne są ślady rozmyć niżej leżącej ławicy piaskowca. Górna granica ławicy zlepieńców

nie jest ostra, przechodzą one w sposób ciągły w gruboziarniste piaskowce. Omawiana ławica zlepieńców była przez G. Berga (1938) uważana za odpowiednik cenomańskiego zlepieńca podstawowego.

Skład petrograficzny zlepieńców morskich górnego cenomanu przedstawia tabela 3. W od-

Tabela 1

Skład granulometryczny osadów spągowych i transgresywnego górnego cenomanu na podstawie analiz sitowych i mikroskopowych (w % wagowych)

Grain size composition of bottom deposits and of the transgressive Upper Cenomanian based on sieve- and microscopic analyses (in weight per cents)

Wielkość ziarn w mm	Nr próbki							
	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	<1/16
1b*				2,2	63,8	29,0	4,5	0,5
1c*						40,9	55,1	4,0
1e*				11,8	58,3	24,9	3,5	1,5
1f*					25,8	56,5	13,8	3,9
1j*			4,2	18,7	48,9	21,4	4,0	2,8
1l	3,2	8,9	17,9	44,5	18,9	3,3	1,9	1,4
29s*			4,6	22,4	42,5	18,5	7,2	4,8
29w		1,4	15,6	41,2	26,2	9,6	3,5	2,5

* Numery próbek, których skład oznaczono pod mikroskopem.

Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a i numerom ławic na figurze 3.

* Numbers of samples whose composition has been determined under the microscope are marked with an asterisk.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a and to numbers of layers in Fig. 3.

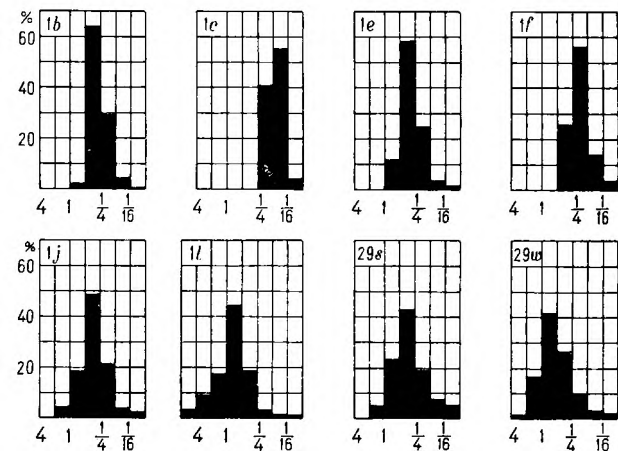


Fig. 4

Histogramy składu granulometrycznego osadów spągowych dolnego i środkowego cenomanu oraz piaskowców transgresywnych górnego cenomanu. Numery próbek odpowiadają numerom ławic na figurze 3

Histograms of the granulometric composition of the bottom deposits of the Lower and Middle Cenomanian and of the transgressive Upper Cenomanian sandstones. Numbers of samples correspond to numbers of layers in Fig. 3

Tabela 2

Skład mineralny osadów spagowych w % objętościowych
Mineral composition of bottom deposits in volumetric per cents

Nr próbki Składnik	Nr próbki							
	1b	1c	1e	1f	1g	1j	29s	29t
Kwarc i skały krzemionkowe	65,1	40,5	83,4	75,2	80,7	91,7	69,8	40,4
Skalenie	0,5	0,4	0,5	1,0	0,8	—	0,5	0,3
Łyszczyki	1,2	8,9	0,2	0,5	0,6	—	0,6	4,9
Mincrały ciężkie	0,3	0,4	0,3	0,8	0,4	0,9	0,9	0,9
Matrix	32,9	49,8	15,6	22,5	17,5	7,4	28,2	53,5

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a i ławic na figurze 3.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a and to numbers of layers in Fig. 3.

róznieniu do zlepieńców z osadów spagowych, składających się wyłącznie z otoczków kwarcu i skał krzemionkowych, zlepieńce transgresywnego cenomanu zawierają także otoczki porfirów. Pochodzą one niewątpliwie z osadów czerwonego spagowca, które w okolicach Góry Św. Anny występują bezpośrednio w podłożu osadów spagowych. Według opinii dr A. Nowa-

Tabela 3

Skład petrograficzny zlepieńców transgresywnego górnego cenomanu z Góry Św. Anny i z kamieniołomu w Jawiszowie na podstawie analiz 100 otoczków

Petrographic composition of conglomerates of the transgressive Upper Cenomanian form Mt. St. Anne and from the Jawiszów quarry, based on the analyses of 100 pebbles

Składniki	Nr próbki	
	1k	29z
Kwarc	62,1 (86)*	83,7 (97)
Lidy i skały krzemionkowe	9,5 (9)	16,3 (3)
Porfir	28,4 (5)	—

* Wyniki w % objętościowych i ilościowych (w nawiasach).

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a i ławic na figurze 3.

* The results are given in volumetric and quantitative (bracketed) per cents.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a and numbers of layers in Fig. 3.

kowskiego, porfiry te przypominają skały ryolitowe z okolic Lubawki.

Otoczki w omawianych zlepieńcach osiągnęły w największych przekrojach wielkości ponad 10 cm; najczęściej spotyka się 5-centymetrowe. Największych otoczków dostarczyły porfiry i dlatego ich udział w składzie omawianych zlepieńców jest znacznie wyższy po przeliczeniu na zawartość objętościową (tab. 3). Przeliczenie takie wykonano znając wymiary osi *a*, *b* i *c* otoczków, stosując wzór na objętość elipsoidy

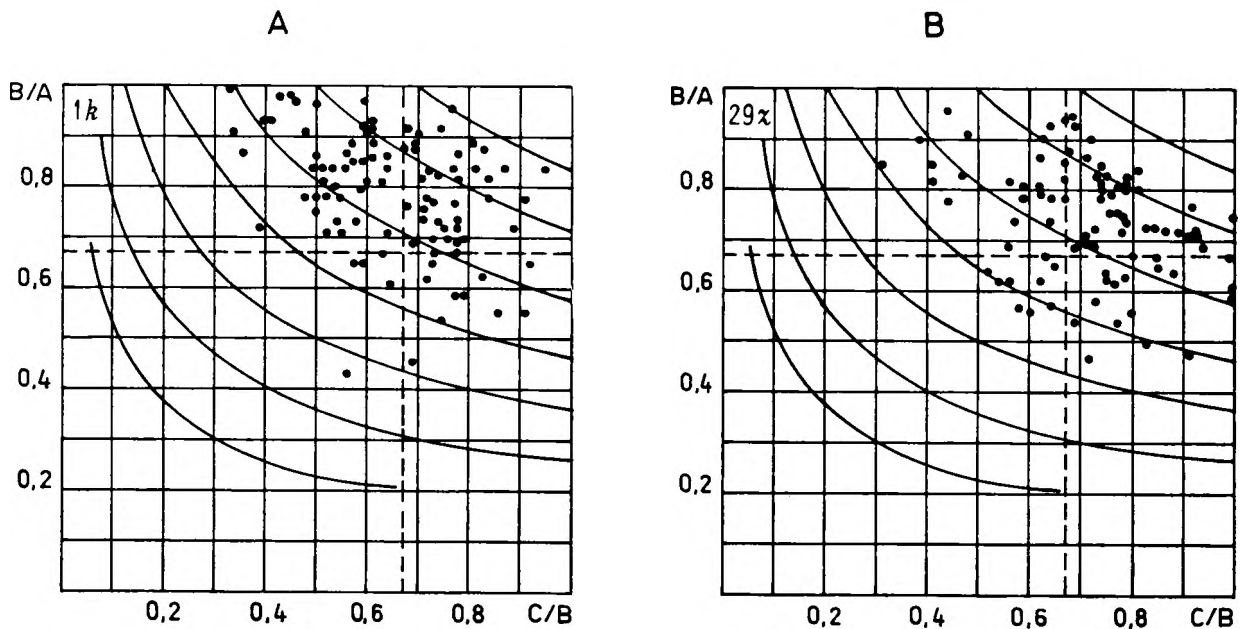


Fig. 5

Diagramy Zingga (1935) dla 100 otoczków ze zlepieńców transgresywnego górnego cenomanu z okolic Góry Św. Anny (A) i kamieniołomu w Jawiszowie (B). Numerы próbek odpowiadają numerom ławic na figurze 3
Zingg's (1935) diagrams of 100 pebbles from the transgressive Upper Cenomanian conglomerates from the vicinity of Mt. St. Anne (A) and from the Jawiszów quarry (B). Numbers of samples correspond to numbers of layers in Fig. 3

trójosiowej lub kuli w przypadku otoczków o pokroju kulistym, które występują w przewodzie (fig. 5).

Oprócz składu i wielkości otoczków również ich stopień obtoczenia różni omawiane zlepieńce morskie od występujących poniżej lądowych. Wśród otoczków w zlepieńcach morskich przeważają bardzo dobrze i dobrze obtoczone, a w zlepieńcach z osadów spągowych w przewodzie występują otoczki słabo obtoczone (fig. 6). Odczytane z krzywych kumulacyjnych wielkości średnich stopni obtoczenia dla otoczków ze zlepieńców morskich wynoszą 0,44 i 0,36, natomiast dla otoczków ze zlepieńców lądowych tylko 0,22.

Powyżej ławicy zlepieńca w profilu Góry Św. Anny występuje ławica gruboziarnistych piaskowców o miąższości około 2 m. Podobne ławice piaskowców znane są z okolic przełęczy Żłób, gdzie tworzą one skałki, oraz z kamieniołomu w Jawiszowie (fig. 3, ławice I o i z). Piaskowce te, podobnie jak opisane poprzednio transgresywne zlepieńce, różnią się wyraźnie od niżej leżących piaskowców z osadów spągowych. Mają one grubsze i znacznie lepiej obtoczone ziarna (fig. 4 i 7). Różnica obtoczenia ziarn omawianych piaskowców transgresywnych w porównaniu z obtoczeniem ziarn w piaskowcach osadów spągowych i wyżej leżących piaskowcach morskich górnego cenomanu jest uderzająca. W piaskowcach transgresywnych przeważają ziarna obtoczone bardzo dobrze, gdy tymczasem w piaskowcach niżej i wyżej leżą-

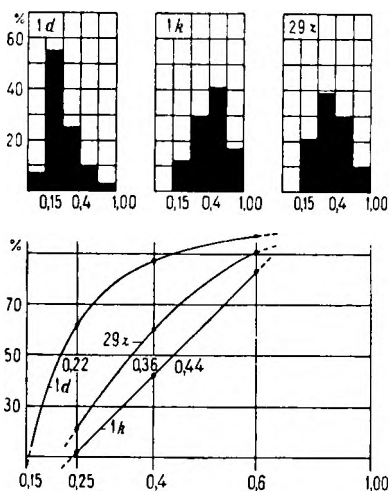


Fig. 6

Porównanie stopnia obtoczenia składników ze zlepieńców w lądowych osadach spągowych i zlepieńców transgresywnego górnego cenomanu. Na podstawie 100 otoczków z ławic widocznych w profilach na figurze 3

Comparison of the roundness of the components of conglomerates in the fresh-water bottom deposits with that from conglomerates of the transgressive Upper Cenomanian, after examining 100 pebbles from layers visible in profiles in Fig. 3

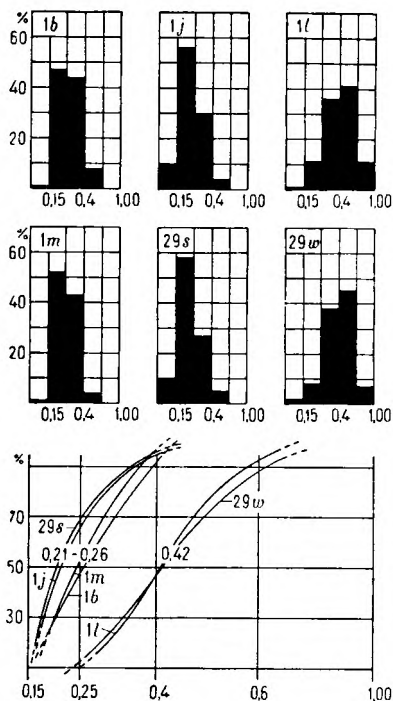


Fig. 7

Porównanie stopnia obtoczenia ziarn z piaskowców lądowych osadów spągowych i z piaskowców transgresywnego górnego cenomanu oraz morskich górnego cenomanu. Pomiary wykonano pod mikroskopem ze szlifów pochodzących z ławic widocznych w profilach na figurze 3

Comparison of the roundness of grains in sandstones of fresh-water bottom deposits with that in sandstones of the transgressive Upper Cenomanian and the marine sandstones of the Upper Cenomanian. Measurements taken under the microscope from thin sections from layers visible in the profiles in Fig. 3

cych przeważają ziarna obtoczone słabo i średnio (fig. 7 i pl. IX i X).

Ławice gruboziarnistych piaskowców transgresywnych różnią się ponadto od niżej i wyżej leżących ławic piaskowców charakterem warstwowania. Widoczne jest w nich wyraźne warstwowanie gradacyjne. W skałkach w okolicy przełęczy Żłób i w kamieniołomie w Jawiszowie warstwy ułożone są skośnie. Jest to warstwowanie skośne typu płaskiego (McKee i Weir 1953). W pierwszym z wymienionych punktów warstwy skośne upadają w kierunku południowym i południowo-zachodnim, a w drugim w kierunku północno-wschodnim.

Opisane profile osadów transgresywnych wykazują lokalne różnice w wykształceniu; różnica między osadami transgresywnymi z okolic Góry Św. Anny i z kamieniołomu w Jawiszowie polega na obecności w profilu cienkiej ławicy zlepieńców, które można uważać za odpowiednik morskich zlepieńców podstawowych. W profilu Góry Św. Anny występują one w spągu serii transgresywnej, poniżej gruboziarnistych piaskowców, w kamieniołomie

w Jawiszowie zaś między gruboziarnistym piaskowcem a piaskowcami z fauną górnocenomańską.

Zlepieńce z osadów transgresywnych z Jawiszowa tworzą ciekawą, około 10-centymetrową ławicę, złożoną z dobrze zaokrąglonych otoczek kwarcu i skał krzemionkowych (tab. 3 i fig. 6). Otoczki w tych zlepieńcach są mniejsze niż w zlepieńcach z profilu znanego z Góry Św. Anny; najczęściej spotyka się 2 i 3-centymetrowe w największym przekroju.

Osady spagowe i osady transgresywnego cenomanu występują lokalnie. W północnej części omawianego obszaru między Górą Św. Anny a Krzeszowem średnioziarniste piaskowce z fauną górnego cenomanu i glaukonitem leżą bezpośrednio na żwirach czerwonego spagowca. Kontakt taki został odsłonięty szybikiem, umiejscowionym na wzniesieniu 458,5 m w Krzeszowie (fig. 2a). Górna część widocznej w szybiku ławicy żwirów czerwonego spagowca była odbarwiona z koloru czerwonego na żółtobrunatny, a w spągu leżących nad nimi piaskowców górnego cenomanu występowały pojedyncze małe otoczki kwarcu i skał krzemionkowych, a rzadziej porfirów. Przejście między czerwonym spagowcem a górnym cenomanem było ciągłe.

Piaskowce górnego cenomanu

Na osadach spagowych i transgresywnych lub bezpośrednio na osadach klastycznych czerwonego spagowca w północnej części omawianego obszaru i północnego piaskowca w południowej jego części występują bogate w skamieniałości i ziarna glaukonitu brunatne piaskowce. Na mapie G. Berga i E. Dathego (1940) zostały one wydzielone jako „glaukonitowe piaskowce ciosowe” i zaliczone do cenomanu.

Piaskowce te nie tworzą naturalnych odsłonień, ale pozostało wiele kamieniołomów, z których w przeszłości były one wydobywane do celów budowlanych i rzeźbiarskich (pl. II, fot. 1 i 2). Piaskowce występują nie tylko w wymienionych kamieniołomach, ale także w licznych kamieniołomach okolic Kochanowa i Łącznej, (fig. 2 b, odkrywki 30, 33—35, 42, 45—51 i 53—55).

Wśród licznych skamieniałości występujących w omawianych piaskowcach, zidentyfikowano następujące gatunki:

Dentalium sexcarinatum Goldf.³ *Chlamys asper* (Lam.), *Ch. elongatus* (Lam.) *Janira aequicostata* (Lam.), *Exogyra columba* (Lam.), *Lima* sp. indet.

³ Opisy oznaczonych gatunków fauny ze wskazaniem miejsca znalezienia znajdują się w oddzielnym rozdziale pracy.

Ponadto w omawianych piaskowcach znaleziono niegdyś następujące gatunki (Berg i Dathe 1909, 1938; Dathe & Berg 1912; oznaczenia według Böhma):

Serpula gordialis Schloth., *Serpula (Vermicularia) concava* Sow., *Neithea phaseola* Lam., *N. notabilis* Münt., *Pinna cottai* Gein., *P. cretacea* Reuss, *Nautilus elegans* Sow., *Carcharodon* sp.

Pozycja stratygraficzna omawianych piaskowców jest jasna. Oprócz cenomańskiej formy *Chlamys asper* (Lam.) występuje w nich *Janira aequicostata* (Lam.), uważana za skamieniałość przewodnią dla górnego cenomanu (por. Seifert 1955).

Na figurze 8 przedstawiono taki profil piaskowców górnego cenomanu, jaki obserwuje się najczęściej w kamieniołomach w okolicach Łącznej. Warstwowanie w piaskowcach drobno- i średnioziarnistych jest na ogół niewidoczne; najczęściej można je na podstawie megaskopowych obserwacji uznać za masywne. Pewne uporządkowanie można dostrzec dopiero w ułożeniu składników grubszych. W megaskopowo masywnej drobnoziarnistej masie piaszczystej obserwuje się warstwy lub soczewki złożone z masowo występujących ośrodków muszel *Exogyra columba* (Lam.) i *Dentalium sexcarinatum* Goldf. Również w przypadku występowania ziarn grubego piasku i drobnego żwiru w drobno- i średnioziarnistej masie piaskowca można dostrzec równoległe warstwowanie gradacyjne. W profilu wydzielono ławice składające się z materiału grubszego. Są to średnioziarniste piaskowce z domieszką frakcji grubej oraz ławice piaskowców drobnoziarnistych (fig. 8). Skład granulometryczny typowych próbek piaskowców górnego cenomanu przedstawiają histogramy na figurze 9 oraz tabela 4. Podobnie jak w omawianym profilu, wśród piaskowców górnego cenomanu na całym omawianym obszarze przeważają ławice złożone z materiału drobno- i średnioziarnistego. Ławice, w których obserwuje się także grubszy materiał, są cienkie, tworzą jedynie kilku- i kilkunastocentymetrowe smugi wśród ławic piaskowców drobno- i średnioziarnistych. Nie można wskazać wyraźnych powierzchni oddzielających te smugi o podwyższonej zawartości ziarn grubszych. Przejścia są stopniowe. Mimo to trzeba je uważać za odrębne ławice z powodu różnic w uziarnieniu i składzie mineralnym, jaki wykazuje tworzący je materiał w porównaniu z materiałem w ławicach zbudowanych z materiału drobniejszego. Omawiane cienkie ławice zawierające materiał gruboziarnisty mają niekiedy wyraźnie bimodalny rozkład granulometryczny (fig. 9, histogram 51a). Jedną z klas modalnych tworzą ziarna drobne, drugą grube. Druga z wymienionych klas modalnych ma nieco inny skład mine-

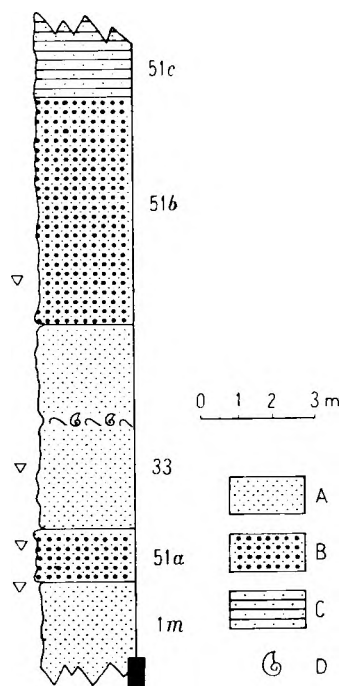


Fig. 8

Profil piaskowców górnego cenomanu odsłonięty w kamieniołomach w Łącznej

A — piaskowce drobno- i średnioziarniste, B — piaskowce średnio- i gruboziarniste, C — piaskowce wapieniste górnego cenomanu, D — zlepy muszlowe złożone w przewodzie z ośrodek skorupki *Exogyra columba* (Lamarek) i *Dentalium sexcarinatum* Goldfuss. Numery ławic cytowane są w tekście i na figurach 7 i 9 oraz w tabelach 4 i 5

Profile of the Upper Cenomanian sandstones exposed in the quarry at Łączna

A — fine- and medium-grained sandstones, B — medium- and coarse-grained sandstones, C — calcareous Upper Cenomanian sandstones, D — lumachelles consisting chiefly of the moulds of valves of *Exogyra columba* (Lamarek) and *Dentalium sexcarinatum* Goldfuss. Numbers of layers are mentioned in the text, in Figs. 7 and 9 and in Tables 4, 5

ralny od reszty szkieletu ziarnowego. Wśród ziarn grubych przeważają okruchy pochodzące ze skał wylewnych. Są to najczęściej ziarna kwarcu z zachowanymi zarysami heksagonalnymi (pl. X, fot. 1) lub ziarna złożone z heksagonalnych okruchów kwarcu i tła skalnego pochodzącego ze skał wylewnych (pl. X, fot. 2). Rzadziej wśród dużych ziarn spotyka się skalenie, z których większość swoimi zarysami i obecnością zatok korozyjnych przypomina prakryształły ze skał wylewnych. W składzie drobniejszych frakcji gruboziarnistych piaskowców oraz w składzie szkieletu ziarnowego średnio- i drobnoziarnistych piaskowców, które mają unimodalny rozkład granulometryczny, występuje znacznie mniej ziarn o cechach prakryształów ze skał wylewnych i okruchów przekryształowanego szkliwa wulkanicznego.

Skład mineralny piaskowców górnego ceno-

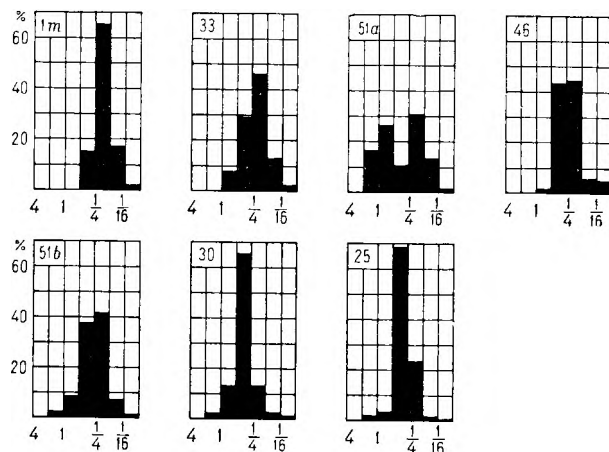


Fig. 9

Histogramy składu granulometrycznego piaskowców górnego cenomanu. Numery próbek odpowiadają numerom ławic na figurze 8 i numerom odkrywek na figurze 2a, b

Histograms of granulometric composition of Upper Cenomanian sandstones. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b

manu określony na podstawie analiz planimetrycznych przedstawia tabela 5. Widać na niej, że w próbkach piaskowców o bimodalnym rozkładzie granulometrycznym (próbka 51a) występuje nieco więcej skaleni i okruchów skał. Dla omawianej próbki obliczono także oddzielnie skład mineralny frakcji grubej — 51,6% stanowią ziarna kwarcu o charakterze prakryształów ze skał wylewnych, 16,5% okruchy ze skał wylewnych w postaci przekryształowanego szkliwa, które otacza niekiedy ziarna skaleni lub kwarcu. Ziarna skaleni potasowych, głównie oligoklazów, wykazujące cechy prakryształów ze skał wylewnych, stanowią 12,2% objętości

Tabela 4

Skład granulometryczny piaskowców górnego cenomanu na podstawie analiz mikroskopowych (w % objętościowych)
Grain size composition of Upper Cenomanian sandstones based on microscopic analyses (in volumetric per cents)

Wielkość ziarn w mm	Nr próbki							
	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	<1/16
1m					15,3	65,2	17,3	2,2
33				8,1	29,5	46,5	13,2	2,7
51a			16,6	26,4	10,6	31,2	13,4	1,8
46				1,8	43,4	44,3	5,6	4,9
51b			2,8	8,4	37,8	41,7	7,5	1,8
30	0,6	2,5	13,4	65,7	13,4	2,9	1,5	
25		2,0	3,7	68,6	23,6	1,5	0,6	

Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b i numerom ławic na figurze 8.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b and to numbers of layers in Fig. 8.

Tabela 5

Skład mineralny piaskowców górnego cenomanu w %
objętościowych
Mineral composition of Upper Cenomanian sandstones in
volumetric per cents

Nr próbki	33	51a	46	51b	1m
Składniki					
Kwarc i skały krzemionkowe	76,3	70,2	74,5	70,2	74,1
Okruchy innych skał	1,0	5,0	1,2	3,8	1,2
Skalenie	1,7	7,8	2,9	5,7	5,7
Łyszczyki	0,8	—	0,3	0,5	2,4
Glaukonit	4,4	2,4	4,3	4,1	2,8
Minerały ciężkie	0,2	0,4	0,3	0,5	0,6
Matrix	15,6	14,2	16,5	15,2	13,2

Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b i numerom ławic na figurze 8.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b and to numbers of layers in Fig. 8.

frakcji grubej. Resztę stanowi materiał pochodzący z innych skał; są to ziarna kwarcu, wykazujące zaburzone znikanie światła, oraz okruchy skał metamorficznych.

Skład mineralny średnio- i drobnoziarnistych piaskowców górnego cenomanu w całym obszarze okolic Krzeszowa jest podobny. Z przedstawionymi w tabeli 3 wynikami analiz planimetrycznych porównano, licząc około 100 ziarn, kilkanaście szlifów z innych odkrywek. Nie zaobserwowano istotnych różnic. Charakterystyka petrograficzna ziarn i masy wypełniającej piaskowców górnego cenomanu przedstawia się następująco:

Kwarc i skały krzemionkowe — występujące w ilościach od 70,2 do 76,3%, są więc głównymi składnikami detrytycznymi opisywanych piaskowców. Ziarna kwarcu wykazujące anomalie optyczne wywołane odkształceniami dynamicznymi występują w mniejszości; przeważają ziarna o niezaburzonem znikaniu światła, wykazujące często zarysy euhedralne. Wśród skał krzemionkowych najczęściej spotykano agregaty utworzone z ząbających się, wydłużonych ziarn kwarcu o różnej orientacji optycznej; rzadziej występowały ziarna złożone z drobnodetrytycznej krzemionki.

Okruchy innych skał — występują w ilościach od 1,0 do 5,0%. Są to najczęściej ziarna kwaśnych skał wylewnych. Rzadziej występują okruchy skał metamorficznych i zasadowych skał wylewnych.

Skalenie — występują w ilościach od 1,7 do 7,8%. Bardzo często są silnie zwietrzałe i trudno wtedy o dokładną identyfikację. Wśród oznaczalnych najczęściej spotykano oligoklaz i skalenie alkaliczne. Duże ziarna oligoklazów miały często formę prakryształów ze skał wylewnych. Wśród skaleni alkalicznych stosunko-

wo często spotykano pertyty, rzadziej mikrokl. Obserwowane ziarna skaleni miały współczynniki załamania światła niższe od kwarcu; nie obserwowano ziarn z polisyntetycznymi prążkami bliźniaczymi i chociaż obecności plagioklazów nie można wykluczyć, ponieważ wiele ziarn wykazuje znaczny stopień zwietrzenia, to jednak ich ilość jest z pewnością znikoma.

Łyszczyki — występują w ilościach od 0 do 2,4%. Spotyka się wyłącznie jasne łyszczyki, biotyty nie obserwowano.

Glaukonit — występuje w ilości od 2,4 do 4,4%. Substancja o cechach optycznych glaukonitu występuje w dwóch postaciach: albo jako wyraźnie wyodrębnione owalne ziarna w obrębie masy wypełniającej, albo wewnątrz innych ziarn detrytycznych, tworząc ich kośćcem wypełnienia szczelin. Wśród ziarn glaukonitu występujących w masie wypełniającej spotyka się ziarna o intensywnym ciemnozielonym zabarwieniu, ale większość z nich ma barwę bladezieloną i należy prawdopodobnie do folioidów. Również substancja glaukonitowa tworząca się kośćcem innych ziarn ma zabarwienie bladezielone. Substancję glaukonitową obserwowano często w szczelinach łupliwości w skaleniach i wewnątrz ziarn mikrofelzytowego tła skalnego, pochodzącego ze skał wylewnych, które spotyka się oddzielnie w masie wypełniającej lub razem z ziarnami kwarcu, mającymi zatoki korozyjne częściowo wypełnione wtórnym glaukonitem.

Minerały ciężkie — występują w ilościach poniżej 0,6%. Najczęściej spotykano dobrze obtoczone ziarna cyrkonu, rutylu i turmalinu.

Matrix — występuje w ilości od 13,2 do 16,5% i składa się z miazgi kwarcowej, łyszczyków, minerałów ilastych oraz tlenków żelaza.

Piaskowce wapniste i mułowce górnego cenomanu

Górna granica opisanych poprzednio piaskowców zaznacza się wyraźnie. Jest ona podkreślona pojawieniem się w spoiwie piaskowców węglanu wapnia, co powoduje rozluźnienie szkieletu ziarnowego tych skał i zmniejsza ich odporność na wietrzenie. W kamieniołomach w okolicy Kochanowa i Łącznej, które zostały już wymienione jako punkty występowania piaskowców, wapniste piaskowce tworzą górną część ścian (pl. III, fot. 1). W kamieniołomie na zachód od Łącznej (odkrywka 51), po usunięciu zwietrzliny i wykopaniu szybków ponad kamieniołomem, udało się prześledzić cały profil skał wapiennych zaliczanych w niniejszej pracy do górnego cenomanu. Profil ten przedstawiono w uproszczeniu na figurze 10. Można w nim wydzielić trzy kolejno po sobie występu-

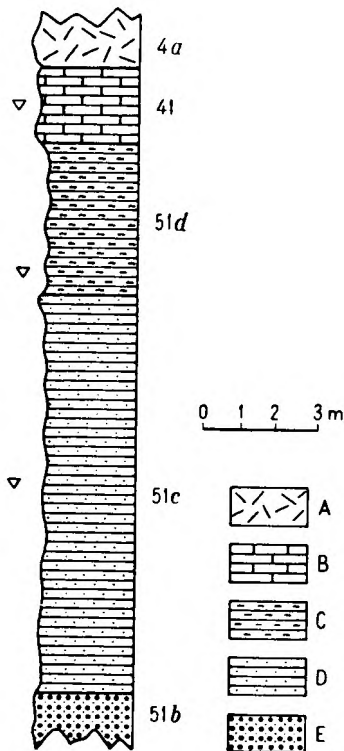


Fig. 10

Profil przez wapieniste piaskowce i mułowce górnego cenomanu odsłonięte w kamieniołomach w Łącznej
 A — gezy górnego cenomanu, B — mułowce krzemionkowe górnego cenomanu, C — mułowce górnego cenomanu, D — piaskowce wapieniste górnego cenomanu, E — piaskowce górnego cenomanu. Numery próbek odpowiadają numerom ławic na figurze 11 i w tabelach 6–9 oraz na figurze 2b

Section through the calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian cropping out in the quarries at Łączna

A — Upper Cenomanian gaizes, B — siliceous siltstones of the Upper Cenomanian, C — Upper Cenomanian siltstones, D — calcareous Upper Cenomanian sandstones. Numbers of samples correspond to numbers of layers in Fig. 11 and in Tables 6–9 also Fig. 2b

jące odmiany skał wapiennych, a mianowicie; piaskowce wapieniste, mułowce i mułowce krzemionkowe. Dwie pierwsze odmiany skał wapiennych zostały na mapach G. Berga i E. Dathego (1905/1906, 1913, 1940) wydzielone jako „niebieskoszare margle piaszczyste” i zaliczone do cenomanu, trzecia została zaliczona również do cenomanu, ale w obrębie innego wydzielenia, jako część spągowa „drobnoziarnistych piaskowców plenerskich”. Na mapie dołączonej do niniejszej pracy wszystkie trzy wymienione odmiany skał wapiennych zostały wydzielone razem i zaliczone do górnego cenomanu na podstawie niżej podanej fauny: *Janira aequicostata* (Lam.), *J. quinquecostata* (Sow.), *J. atava* (Römer), *Syncyclonema orbicularis* (Sow.), *Lopha diluviana* (Linn.).

Uważana za skamieniałość przewodnią dla

górnego cenomanu *Janira aequicostata* (Lam.) (Seifert 1955), występuje w omawianym profilu skał wapiennych aż do ich stropu. Oprócz wymienionych i opisanych w niniejszej pracy skamieniałości, ze skał omawianego poziomu oznaczono już wcześniej następujące formy (Berg 1909, 1938; Dathe & Berg 1912; oznaczenie według Böhma): *Neithea notabilis* Müntst., *Lima cf. aspera* Mant., *L. pseudocardium* Reuss, *Exogyra conica* (Sow.), *Ostrea aff. hippopodii* Böhm, *Gervillia solenoides* Defer., *Pteria (Pseudoptera) bergi* Böhm, *Pecten ? pectatus* Petr., *Rhynchonella* sp., *Gastrochaena amphisbaena* Goldf., *Spongia saxonica* Gein.

Warstwowanie w omawianych skałach wapienistych górnego cenomanu jest na ogół niewidoczne; niekiedy tylko można zauważyć drobną, równoległą laminację. W przypadku tych skał trudno mówić również o uławiceniu; pozorne uławicenie w mułowcach jest zaznaczone przez poziomą oddzielność, a w wapienistych piaskowcach przez zmiany odporności i zabarwienia (od jasno- do ciemnoszarych), które są zjawiskiem wtórnym. W wapienistych piaskowcach spotyka się szczególnie dużo odlewów chodników wydrążonych przez organizmy bentoniczne. Odlewy te mają formę rurek, zwykle lekko zagiętych, a czasami rozwidlających się (pl. VIII, fot. 1). Masowość występowania tych form wskazuje na wyjątkową aktywność fauny bentonicznej, która doprowadziła do odwarstwienia osadu⁴.

Skład granulometryczny szkieletu ziarnowego omawianych odmian skał wapiennych górnego cenomanu przedstawia tabela 6 i figura 11. Przedstawione wyniki otrzymano z po-

Tabela 6

Skład granulometryczny wapienistych piaskowców i mułowców górnego cenomanu na podstawie analiz mikroskopowych (w % objętościowych)

Grain size composition of calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian based on microscopic analyses (in volumetric per cents)

Nr próbki	Wielkość ziarn w mm						
	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	<1/16
51c	6,7	22,7	30,8	25,9	9,3	3,3	1,3
51d					10,0	51,7	38,3
41				5,8	51,1	29,4	13,7

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2b i numerom ławic na figurze 10.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2b and to numbers of layers in Fig. 10.

⁴ Opisane formy rurek były oznaczane mylnie jako *Spongia saxonica* Gein., a piaskowcom, w których występowały one masowo, nadawano nazwę spongitych (Petrascheck 1934 i inni) lub fukoidowych.

miarów największych przekrojów 300 ziarn w szlifie mikroskopowym. Wyniki przeliczono na ekwiwalenty sitowe metodą opracowaną przez Friedmana (1958). Przy pomiarach brano pod uwagę tylko ziarna klastyczne, nie wliczono submikroskopowej masy wypełniającej i spoiwa chemicznego. Otrzymano w ten sposób przybliżony skład granulometryczny szkieletu ziarno-

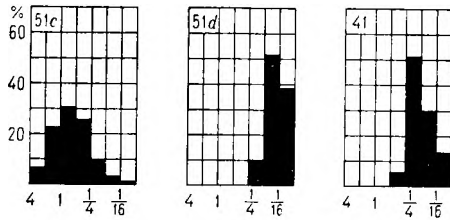


Fig. 11

Histogramy składu granulometrycznego piaskowców wapienistych i mułowców górnego cenomanu. Numery próbek odpowiadają numerom ławic na figurze 10 i numerom odkrywek na figurze 2b

Histograms of the grain size composition of the calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian. Numbers of samples correspond to numbers of layers in Fig. 10 and numbers of outcrops in Fig. 2b

wego bez najdrobniejszych składników klastycznych, których w szlifie nie da się na ogół odróżnić od składników wtórnych i spoiwa chemicznego. Piaskowce wapieniste mają szkielet ziarnowy średnio- lub gruboziarnistych piaskowców, margle — drobnoziarnistych piaskowców lub mułowców⁵.

Skład mineralny szkieletu ziarnowego trzech omawianych odmian litologicznych skał wapiennych górnego cenomanu jest podobny. Składa się on przede wszystkim z ziarn kwarcu i skał krzemionkowych (od 75,2 do 88,3%) oraz skaleni (od 10,8 do 12,4%). Wśród skaleni spotyka się zarówno odmiany potasowe, jak i plagioklasy. Podrzędne składniki stanowią łyżczyki oraz glaukonit. Skupienia o cechach optycznych glaukonitu występują w dwóch postaciach, podobnie jak w piaskowcach bezwapienistych górnego cenomanu — albo jako wyraźnie wyodrębniające się ziarna w spoiwie, albo jako wypełnienia szczelin w ziarnach detrytycznych, najczęściej w skaleniach, i należą do folidoidów (pl. XI, fot. 2).

Omawiane skały różnią się między sobą ilością spoiwa, a więc zawartością węgla wapnia (tab. 7 i 8). W wapienistych piaskowcach ilość spoiwa wynosi około 30% objętości skały

⁵ Należy zaznaczyć, że wielkość ziarn w omawianych skałach wapiennych jest wtórnie zmniejszona wskutek rozpuszczającego działania węglanowego spoiwa. Zjawisko rozpuszczania ziarn kwarcu przez spoiwo obserwuje się w tych skałach bardzo często i ma ono istotny wpływ na uziarnienie omawianych skał (pl. XI, fot. 1).

Tabela 7

Skład mineralny wapienistych piaskowców i mułowców górnego cenomanu w % objętościowych

Mineral composition of calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian in volumetric per cents

Składniki	Nr próbki		
	51e	51d	41
Kwarc i skały krzemionkowe	59,8	9,5	14,2
Skalenie	7,3	1,6	2,1
Łyżczyki	0,4	0,7	0,7
Minerały ciężkie	0,3	0,8	0,3
Glaukonit	1,4	1,2	1,7
Spoiwo + detrytus organiczny	30,8	86,2	80,7

Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2b i numerom ławic na figurze 10.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2b and to numbers of layers in Fig. 10.

Tabela 8

Zawartość CaCO₃ w piaskowcach wapienistych i mułowcach górnego cenomanu, według A. Matkowskiego i B. Kaćmy
CaCO₃ content in calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian, after A. Matkowski & B. Kaćma

Nr próbki	Zawartość CaCO ₃ w % wagowych
51b	0,09
51c	7,50
50	7,27
33	12,50
42	8,15
51d	15,70
41	17,00
31	16,40
51s	4,09
8	25,00
43	18,90

Oznaczenia wykonane aparatem Scheiblera. Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b i numerom ławic na figurze 10. Próbkę 51s pochodzi z szybiku wykopanego w pobliżu odkrywki 51.

Analyses made with Scheibler's apparatus. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b and to numbers of layers in Fig. 10. Sample 51s taken from test pit near outcrop 51.

i składa się przede wszystkim z drobnokrystalicznego węgla wapnia przemieszanego z substancją ilastą i z wodorotlenków żelaza. Rzadziej spotyka się grubokrystaliczny węgiel wapnia i szkieleciki otwornic oraz kalcytowe fragmenty szkielecików innych organizmów. W mułowcach ilość spoiwa przekracza 80% objętości skały. Bez względu na zawartość węgla wapnia jest w tych skałach większa niż w wapienistych piaskowcach, ale spoiwo mułowców składa się przede wszystkim z minerałów ilastych, a w spoiwie mułowców występujących w stropie omawianej serii skał obserwuje się

Tabela 9

Skład chemiczny mułowców i mułowców krzemionkowych górnego cenomanu w % wagowych, według A. Matkowskiego i B. Kaćma

Chemical composition of siltstones and siliceous siltstones of the Upper Cenomanian (in weight per cents), after A. Matkowski & B. Kaćma

Składniki	Nr próbki	
	51d	41
SiO ₂	62,36	69,70
Al ₂ O ₃	7,38	4,59
Fe ₂ O ₃	1,20	1,25
FeO	0,56	0,70
CaO	11,15	10,82
MgO	0,95	0,76
P ₂ O ₅	0,04	0,02
K ₂ O	1,92	1,00
Na ₂ O	0,24	0,74

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2b i numerom ławic na figurze 10.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2b and o numbers of layers in Fig. 10.

pewną ilość chalcedonowych igieł oraz rozproszone ziarna chalcedonu. Podwyższoną zawartość krzemionki kosztem Al₂O₃ (głównie minerały ilaste) wykazała w omawianych skałach analiza chemiczna (tab. 9).

Mułowce krzemionkowe łatwo odróżnić w terenie od niżej leżących mułowców ilastych dzięki większej odporności na wietrzenie. Skały te stanowią bezpośrednie podłoże gez, do których były poprzednio zaliczone (piaskowców plenerskich w ujęciu Berga 1938).

Gezy i spongiolity górnego cenomanu

Ponad mułowcami krzemionkowymi występuje poziom bardzo drobnoziarnistych skał bezwapiennych o skrajnie wysokiej zawartości krzemionki. Skały te z powodu swojej znacznej odporności na wietrzenie tworzą najwyższe wzniesienia na omawianym obszarze kredowym (fig. 2a, b). W tych skałach istnieje najwięcej odkrywek. Oprócz wychodni we wrzynkach dróg zachowały się liczne niewielkie kamieniołomy, których lokalizacja pozwala przypuszczać, że skały te były w przeszłości powszechnie używane do utwardzania dróg w okolicach Krzeszowa (fig. 2a, b, odkrywki 2—4, 6, 7, 9, 10, 37, 39, 40, 43, 52 i 56).

W skałach omawianego poziomu stwierdzono występowanie następujących skamieniałości: *Serpula septemsulcata* Cotta, *Glycymeris geinitzi* (d'Orb.), *Mytilus* aff. *neptuni* (Goldf.), *M. sp. ex gr. neptuni* (Goldf.), *Inoceramus pictus pictus* (Sow.), *I. pictus bannewitzensis* Tröger, *I. pictus neocaledonicus* (Jeannet), *I. pictus* Sow.

subsp. indet., *Pinna decussata* (Goldf.), *Exogyra columba* (Lam.), *Lima* cf. *pseudocardium* Reuss. G. Berg (1909, 1938) i E. Danthe & Berg (1912) podają ponadto następujące gatunki, według oznaczeń Böhma:

Inoceramus bohemicus Leonh., *Pecten orbicularis* Sow., *P. cf. nilssoni* Goldf., *Pteria* (*Pseudoptera*) *bergi* Joh. Böhm, *Gryphaea* cf. *hippodium* Nils., *Exogyra lateralis* Nils., *E. canaliculata* Sow.

Na podstawie wymienionych gatunków inoceramów, a w szczególności dzięki występowaniu form z grupy *Inoceramus pictus* Sow. należy omawiane osady zaliczyć do górnego cenomanu (Cieśliński 1966, Tröger 1967).

Poprzednio skały te jako „piaskowce plenerskie” zaliczano do cenomanu. W niniejszym opracowaniu skały te wydzielono jako gezy (Cayeux 1929, Turnau-Morawska in Bolewski & Turnau-Morawska 1963), ponieważ w ich składzie mineralnym obok składników detrytycznych występuje znaczna ilość chalcedonowych igieł gąbek, a spoiwo tworzy krzemionka pochodząca przynajmniej częściowo z ich rozpuszczenia.

Poziom gez na całym omawianym terenie wykształcony jest podobnie. Charakterystyczną cechą tych skał jest gęsty cios pionowy i pokładowy, naśladujący uławicenie (pl. III, fot. 2 i pl. IV). Rzeczywiście powierzchnie ławic, w takim sensie jak w skałach okrucowych (Książkiewicz 1954), nie są widoczne. Często obserwuje się drobne „warstewkowanie”. Ciemne skupienia materiału wzbogaconego w minerały ilaste widoczne są w jaśniejszym tle skały, która zbudowana jest głównie z krzemionki. Skupienia ciemniejszego materiału tworzą najczęściej formy soczewek o bardzo zmiennej orientacji (pl. VII, fot. 4 i 5). Struktury takie są najprawdopodobniej wynikiem działalności fauny bentonicznej (bioturbacje), a szczególnie wieloszczetów, które spotyka się w omawianych gezach. Podobne struktury przedstawił J. Rutkowski (1965) ze skał senońskich okolic Miechowa. Z działalnością fauny bentonicznej należy wiązać również wypełnienia chodników, podobne do opisanych poprzednio w wapnistych piaskowców górnego cenomanu (pl. VIII, fot. 1 i 2). Ślady działalności fauny bentonicznej obserwuje się najczęściej w dolnej części poziomu gez, w sąsiedztwie kontaktu z mułowcami. W dolnej części gezy są wzbogacone w materiał ilasty i w związku z tym ciemniejsze. Gezy ze środkowej i górnej części poziomu są jasnoszare lub jasnożółte, lekkie i porowate. Struktury bioturbacyjne są w nich słabo widoczne.

Oprócz gez w normalnym wykształceniu w profilu omawianego poziomu skał obserwuje się odmiany litologiczne różniące się od nich składem mineralnym. Pierwszą z nich są gezy o wyższej zawartości glaukonitu. Tworzą one

„poziom glaukonitowy” wydzielony już przez G. Benga (1909, 1938), który jest stałym poziomem obserwowanym w gezach całego omawianego obszaru około 3 m powyżej kontaktu z mułowcami. Zawartość glaukonitu w gezach poziomu glaukonitowego wynosi średnio około 30% objętości skały, a niekiedy przekracza 50% i wówczas skała ma charakter glaukonitytu (por. pl. XII, fot. 1). Miąższość poziomu glaukonitowego wynosi około 30 cm. Skupienia glaukonitu są rozmieszczone w skale bezładnie lub ułożone w laminy (pl. VII, fot. 3 i pl. VIII, fot. 3 i 4) i nadają gezom barwę ciemnozieloną. W gezach poziomu glaukonitowego obserwuje się również ślady drażenia chodników przez organizmy denne. Osady wypełniające chodniki są pozbawione glaukonitu lub zawierają go znacznie mniej (pl. VIII, fot. 3 i 4).

Następną odmianą skalną odbiegającą składem mineralnym od normalnie wykształconych gez są spongiolity. Tworzą one w gezach skupienia o ostrych konturach i nieregularnych kształtach (pl. VII, fot. 2). Wielkość tych skupień waha się w granicach od kilku do kilkadziesiąt centymetrów. Spongiolity spotyka się w całym obszarze występowania gez, pojawiają się one w profilu około 3 m powyżej poziomu glaukonitowego i występują aż do ich stropu. Omawiane spongiolity są skałą ciemnoszarą, zlewną, złożoną prawie wyłącznie z igieł gąbek przekształconych w chalcedon.

Poza glaukonitytami i spongiolitami, które występują w serii gez na całym omawianym obszarze, w kamieniołomie w zachodniej części terenu w okolicach Jawiszowa (odkrywka 28 na fig. 2a) obserwuje się 30-centymetrową wkładkę pelitycznego wapienia (pl. III, fot. 2).

Skład granulometryczny detrytycznego szkieletu ziarnowego gez górnego cenomanu określono pod mikroskopem. Wyniki przedstawiono w tabeli 10 i na figurze 12. Detrytyczne ziarna w gezach mają najczęściej wymiary frakcji mułowej lub bardzo drobnoziarnistego piasku. Należy zaznaczyć, że objętość szkieletu detrytycznego w tych skałach stanowi jedynie około 20% objętości tych skał. Resztę tworzy spoiwo, którego nie brano pod uwagę przy określaniu granulometrii ziarn detrytycznych. Próbkę pobrano z całego profilu gez; próbka 4a pochodzi ze spągu serii poniżej poziomu glaukonitowego, 4b z poziomu glaukonitowego, 4c z poziomu glaukonitowego, a próbka 31s ze stropu gez odsłoniętych szybkim w pobliżu odkrywki 31 w Gorzeszowie (fig. 2b). W płycie cieniowej z poziomu glaukonitowego oprócz ziarn detrytycznych mierzono wielkość skupień glaukonitu i przedstawiono je na tym samym histogramie jako niezaciemnione słupki (fig. 12, histogram 4b). Z wykresu tego wynika, że ziarna glaukonitu są dwukrotnie większe od ziarn detrytycznych.

Tabela 10

Skład granulometryczny gez górnego cenomanu na podstawie analiz mikroskopowych (w % objętościowych)

Grain size composition of the Upper Cenomanian gaizes based on microscopic analyses (in volumetric per cents)

Nr próbki	Wielkość ziarn w mm	1/4	1/8	1/16	<1/16
	4a				11,5
4b		(36,3)	6,5 (55,5)	61,3 (8,2)	32,2
4c				25,5	74,5
31s				71,9	28,1

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b. Wartości w nawiasach dotyczą ziarn glaukonitu; próbka ta pochodzi z poziomu glaukonitowego.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b. In brackets — values of glauconite grains — the sample was taken from the glauconite horizon.

Dla wyżej wymienionych próbek gez wykonano analizy planimetryczne (tab. 11). Głównym składnikiem tych skał jest spoiwo składające się w przewadze z chalcedonu, pochodzącego przynajmniej częściowo z rozpuszczenia szkielecików gąbek. Obserwuje się niekiedy relikty niezupełnie rozpuszczonych igieł chalcedonowych. Ponadto w skład spoiwa wchodzi drobne blaszki miki, chlorytów, minerałów ilastych i wodorotlenków żelaza oraz drobne okruchy kwarcu detrytycznego. Szkielet ziarnowy tworzą przede wszystkim okruchy kwarcu o konturach nieostrych, wykazujących objawy rozpuszczania. Skalenie występują w ilościach od 0,6 do 2,5% objętości skały. Obok skaleni potasowych występują również plagioklasy.

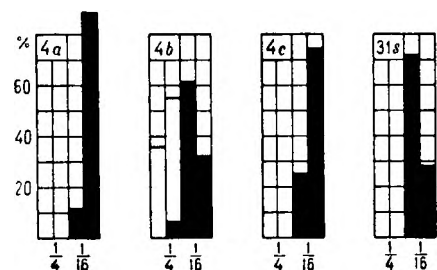


Fig. 12

Histogramy składu granulometrycznego gez górnego cenomanu. Na wykresie 4b przedstawiono również wielkość ziarn glaukonitu (słupki niezaciemnione) — próbka pochodzi z poziomu glaukonitowego. Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b

Histograms of the granulometric composition of the Upper Cenomanian gaizes. Diagram 4b shows the grain size of glauconite (unstippled columns) — sample collected from the glauconite horizon. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b

Tabela 11

Skład mineralny geoz górno cenomanu
w % objętościowych

Mineral composition of the Upper Cenomanian
gaizes in volumetric per cents

Składniki	Nr próbki			
	4a	4b	4c	31s
Kwarc i skały krzemionkowe	13,4	17,5	7,6	13,8
Skalenie	1,4	2,4	0,6	2,5
Łyszczki i chloryty	0,8	2,5	0,8	1,9
Minerały ciężkie	1,4	1,1	0,4	0,4
Glaukonit	0,7	33,3	0,8	1,2
Spoivo i detrytus organiczny	82,3	43,2	89,7	80,2

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b.
Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b.

W mniejszych ilościach spotyka się blaszki łyszczków, chloryty oraz minerały ciężkie. Glaukonit występuje zwykle w ilości około 1% objętości skały i tworzy wyraźnie odcinające się od spoiwa agregaty o intensywnej ciemnozielonej barwie. Znacznie większe ilości glaukonitu obserwuje się w geozach poziomego glaukonitowego. Zawartość glaukonitu w tej części profilu wynosi zwykle około 30%, a niekiedy dochodzi do 50% objętości skały (tab. 11; pl. XII, fot. 1).

Wspomniane wkładki spongiolitów, występujące w środkowej i górnej części profilu geoz, składają się przede wszystkim z chalcedonowych igieł gąbek, które wykazują ślady rozpuszczenia. Skład chemiczny oraz zawartość CaCO₃ w opisanych geozach górno cenomanu — dolnego turonu przedstawiają tabele 12 i 13. Podobne do opisanych skały krzemionkowe znane są z dolnego turonu okolic Hronova dzięki pracy J. Dvořaka (1955).

Tabela 12

Skład chemiczny geoz górno cenomanu w % wagowych,
według A. Matkowskiego i B. Kaćmy

Chemical composition of Upper Cenomanian gaizes in weight
per cents, after A. Matkowski & B. Kaćma

Składniki	Nr próbki	
	4a	
SiO ₂	83,56	
Al ₂ O ₃	6,20	
Fe ₂ O ₃	2,55	
FeO	0,50	
CaO	0,16	
MgO	0,77	
P ₂ O ₅	0,06	
K ₂ O	1,20	
Na ₂ O	0,30	

Numer próbki odpowiada numerowi odkrywki na figurze 2a.
Numer of sample corresponds to number of outcrop in Fig. 2a.

Tabela 13

Zawartość CaCO₃ w geozach górno cenomanu,
według A. Matkowskiego i B. Kaćmy

CaCO₃ content in Upper Cenomanian gaizes,
after A. Matkowski & B. Kaćma

Nr próbki	Zawartość CaCO ₃ w % wagowych	
4a	0,20	
4b	0,20	
31s ₁	0,11	

Oznaczenia wykonano aparatem Scheiblera. Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b.

Analyses made with Scheibler's apparatus. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b.

Mułowce dolnego turonu

Z wyjątkiem jednej wychodni w drodze polnej w pobliżu Krzeszowa (odkrywka 5 na fig. 2) mułowce dolnego turonu nie są odsłonięte. Profil tych skał został odsłonięty licznymi szybikami w okolicach Krzeszowa na południe od Góry Św. Anny, Gorzeszowa na zachód od wzgórza 581,0 m, przy drodze z Gorzeszowa do Dobromyśla oraz w pobliżu Jawiszowa na wzgórzu 501,7 m (fig. 2a, b).

W omawianych mułowcach nie znaleziono makrofauny; na podstawie położenia w profilu zostały one w niniejszej pracy zaliczone do dolnego turonu. Należy jednak podkreślić, że wiek ich jest na razie paleontologicznie nieudokumentowany. Na mapach G. Berga i E. Dathego (1905/1906, 1913, 1940) omawiany poziom mułowców nie był wydzielany. Odrębność litologiczna tych skał w stosunku do niżej leżących geoz i występujących nad omawianymi mułowcami wapienistych piaskowców jest wyraźna. Od

Tabela 14

Skład chemiczny mułowców dolnego turonu w % wagowych,
według A. Matkowskiego i B. Kaćmy

Chemical composition of Lower Turonian siltstones in weight
per cents, after A. Matkowski & B. Kaćma

Składniki	Nr próbki	
	28s	
SiO ₂	50,02	
Al ₂ O ₃	6,19	
Fe ₂ O ₃	2,10	
FeO	0,48	
CaO	20,42	
MgO	1,32	
P ₂ O ₅	0,04	
K ₂ O	0,96	
Na ₂ O	0,22	

Próbka pochodzi z szybiku w pobliżu odkrywki 28 na figurze 2a.
Sample collected from test pit near outcrop 28 (Fig. 2a).

Tabela 15

Zawartość CaCO₃ w mułowcach dolnego turonu, według A. Matkowskiego i B. Kaćmy
CaCO₃ content in Lower Turonian siltstones after A. Matkowski & B. Kaćma

Nr próbeki	Zawartość CaCO ₃ w % wagowych
5	25,9
28 _s	15,4
31s ₁	17,5
31s ₂	27,1
31s ₃	24,1

Oznaczenia wykonano aparatem Scheiblera. Numery próbek odpowiadają numerom odkrywki na figurze 2a, b. Litera *s* oznacza szybik, cyfry zaś kolejność próbek.

Analyses made with Scheibler's apparatus. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b. Letters *s* — fore-shaft, numbers — sequence of samples.

gez różnią się one wysoką zawartością węgla wapnia i znacznie niższą zawartością krzemionki (tab. 14 i 15). Występujące nad omawianym poziomem mułowców wapieniste piaskowce zawierają w spoiwie znacznie więcej węgla wapnia, a ich szkielet ziarnowy złożony jest z grubszych frakcji.

Szkielet ziarnowy mułowców dolnego turonu stanowi około 10% objętości tych skał i składa się w przewadze z okruchów frakcji bardzo drobnoziarnistego piasku lub mułu (tab. 16, fig. 13). Głównym składnikiem tych skał jest muł wapienno-ilasty zmieszany z najdrobniejszymi okruchami detrytycznymi oraz szczątkami organicznymi. W spoiwie spotyka się również drobne skupienia tlenków żelaza oraz glaukonit w formie wyraźnie wyodrębnionych ze spoiwa ziarn. Wśród szczątków organicznych najczęściej spotyka się igły gąbek i szkieleciki otwornic. Szczególnie dużo igieł gąbek spotyka się w spągu omawianego poziomu mułowców, w pobliżu kontaktu z gezami. Krzemionka igieł gąbek jest najczęściej zastępowana przez kalcyt.

Tabela 16

Skład granulometryczny mułowców dolnego turonu na podstawie analiz mikroskopowych (w % objętościowych)
Grain size composition of Lower Turonian siltstones based on microscopic analyses in volumetric per cents

Nr próbki	Wielkość ziarn w mm		
	1/8	1/16	<1/16
5	18,6	53,5	27,9
31s ₁	11,1	33,3	55,6

Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek lub szybikom wykopanym w pobliżu odkrywek, do których odnosi się numer (fig. 2a, b).

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops or test pits near to outcrops correspondingly numbered (Fig. 2a, b).

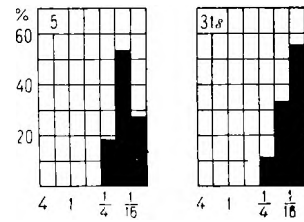


Fig. 13

Histogramy składu granulometrycznego mułowców dolnego turonu. Próbką 5 pochodzi z odkrywki 5 (fig. 2a), a próbka 31s z szybiku wykopanego w pobliżu odkrywki 31 (fig. 2b)

Histograms of the grain size composition of Lower Turonian siltstones. Sample 5 taken from outcrop 5 (Fig. 2a); sample 31s from test-pit near outcrop 31 (fig. 2b)

Obserwuje się różne stadia tego zastępowania. Spotyka się niezupełnie rozpuszczone spikule zachowane w chalcedonie lub igły, których kanały centralne wypełnione są chalcedonem, a część zewnętrzna zbudowana jest z wtórnego kalcytu (pl. XII, fot. 2).

Głównymi składnikami szkieletu ziarnowego mułowców dolnego turonu są kwarc i skalenie (tab. 17). Ziarna detrytyczne wykazują objawy korozji przez wapienne spoiwo.

Tabela 17

Skład mineralny mułowców dolnego turonu w % objętościowych
Mineral composition of Lower Turonian siltstones in volumetric per cents

Składniki	Nr próbki	
	5	31s ₁
Kwarc i skały krzemionkowe	9,9	4,6
Skalenie	1,0	0,9
Lyszczyki	—	0,2
Minerały ciężkie	0,2	0,1
Glaukonit	0,8	0,2
Spoivo + detrytus organiczny	88,1	94,0

Numery odkrywek jak w tabeli 16.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops or to test pits near to outcrops correspondingly numbered (Fig. 2a, b).

Piaskowce wapieniste i bezwapieniste środkowego turonu

Przejdzie od poprzednio omówionych mułowców do wapienistych piaskowców jest stopniowe i polega na zwiększaniu się ilości i wielkości ziarn detrytycznych oraz zmniejszaniu ilości spoiwa. To zagęszczanie szkieletu ziarnowego jest przyczyną większej odporności wapienistych piaskowców na wietrzenie. W związku z tym omawiane skały są znacznie lepiej odsłonięte niż poprzednio omówione mułowce. Wapieniste piaskowce można obserwować we wrzynkach dróg polnych, w korycie potoku płynącego przez

Jawiszów, a także w kamieniołomie w Jawiszowie (fig. 2a, odkrywka 26; pl. V).

Odmianą wapnistych piaskowców o skrajnie zagęszczonym szkielecie ziarnowym są piaskowce bezwapniste. Brak węgla wapnia w spoiwie i skrajnie zagęszczony szkielet ziarnowy tych skał są przyczyną ich większej odporności na wietrzenie w stosunku do piaskowców wapnistych. W związku z tym obecność piaskowców bezwapnistych zaznacza się w terenie w postaci skałek (fig. 2a, odkrywki 11, 12, 14, 18, 23, 27; pl. I, fot. 2). Piaskowce bezwapniste nie tworzą ciągłego poziomu litologicznego, lecz wkładkę o zmiennej miąższości w obrębie poziomu piaskowców wapnistych. W okolicach Gorzeszowa wkładka ta rozdzielona jest na dwie cieńsze, a na północ od Jawiszowa wyklinowuje się wśród wapnistych piaskowców (fig. 2 a).

Pozycja stratygraficzna omawianego poziomu skał wapnistych z wkładkami piaskowców bezwapnistych nie została dotąd udokumentowana faunistycznie. Znaleziono w nich jedynie formy bez znaczenia stratygraficznego: *Lima canalifera* Goldf., *Camptonectes curvatus* (Gein.).

G. Berg (1938) wspomina ponadto o występowaniu w wapnistych piaskowcach bliżej nieoznaczalnych ramienionogów z rodzaju *Rhynchonella*.

Na mapie G. Berga i E. Dathego (1940) omawiany poziom skał został zaliczony do turonu i podzielony na trzy piętra: dolne („plener piaszczysty”), obejmujące wapniste piaskowce pod wkładką piaskowców bezwapnistych; środkowe („piaskowiec ciosowy i margiel piaszczysty”), odpowiadające piaskowcom bezwapnistym; oraz górne („plener piaszczysty z wkładką wapieni”), odpowiadające piaskowcom wapnistym występującym nad wkładką piaskowców bezwapnistych. H. Scupin (1935) nadał wymienionym piętrům nazwy: „dolny plener gorzeszowski”, „gorzeszowski piaskowiec ciosowy” i „górny plener gorzeszowski” i zaliczył je do pięter inoceramowych dolnego i środkowego turonu.

Na figurze 2a, b piaskowce wapniste, występujące powyżej i poniżej wkładek piaskowców bezwapnistych, zostały wydzielone razem, a piaskowce bezwapniste zostały potraktowane jako ich odmiana mikrofacjalna.

Skład mineralny wapnistych piaskowców, niezależnie od ich położenia w profilu pod lub nad piaskowcami bezwapnistymi, jest bardzo podobny i w związku z tym nie ma podstaw do wydzielenia wśród nich dwóch pięter litologicznych. Jedynie piaskowce wapniste ze spągową częścią profilu w pobliżu kontaktu z mułowcami dolnego turonu wykazują wyższą zawartość minerałów ilastych. Różnica w składzie mineralnym między piaskowcami wapnistymi i bezwapnistymi polega jedynie na ilości wapiennego spoiwa. Skały te nie różnią się natomiast składem mineralnym szkieletu ziarnowego

(tab. 18). Składa się on w przewadze z ziarn kwarcu i skał krzemionkowych. Znaczny jest także udział skaleni zarówno potasowych, jak i plagioklazów. Zawartość węgla wapnia w piaskowcach wapnistych waha się od 23,9 do 51,6% (tab. 19).

Tabela 18

Skład mineralny piaskowców wapnistych i bezwapnistych środkowego turonu w % objętościowych

Mineral composition of calcareous and non-calcareous sandstones of the Middle Turonian in volumetric per cents

Składniki	Nr próbki					
	7s ₁	7s ₂	16b	26a	12	36
Kwarc i skały krzemionkowe	8,9	29,5	29,7	28,1	77,1	55,7
Inne skały	—	—	0,8	—	—	1,4
Skalenie	2,4	4,6	7,4	11,7	7,4	10,6
Łyszczyki	—	0,7	1,1	—	—	0,1
Minerały ciężkie	—	0,9	0,6	0,6	0,5	—
Glaukonit	—	1,1	1,5	2,1	—	0,9
Spoivo i detrytus organiczny	88,7	63,2	58,9	57,5	15,3	31,3

Numery odkrywek — jak w tabeli 16.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops or to test pits near to the outcrops correspondingly marked (Fig. 2a).

Tabela 19

Zawartość CaCO₃ w piaskowcach wapnistych i bezwapnistych środkowego turonu, według A. Matkowskiego i B. Kaćmy
CaCO₃ content in calcareous and non-calcareous sandstones of the Middle Turonian, after A. Matkowski & B. Kaćma

Nr próbki	Zawartość CaCO ₃ w % wagowych
7s ₁	51,6
7s ₂	23,9
16a	50,1
16b	34,1
26a	47,5
26b	42,1
26c	50,7
26d	36,6

Oznaczenia wykonane aparatem Scheiblera. Numery próbek jak w tabeli 16.

Analyse made with Scheibler's apparatus. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a.

Oprócz węgla wapnia w skład spoiwa piaskowców wapnistych wchodzi agregaty złożone z mikrokryształicznej krzemionki, minerały ilaste oraz tlenki żelaza. Skupienia izotropowej krzemionki przypominające spoiwo geiz wykazują objawy rozpuszczania przez wapienne spoiwo. Ilość krzemionkowego spoiwa jest zwykle niewielka, ale sporadycznie przeważa ono nad wapiennym. Obserwowane zjawiska korozji ziarn detrytycznego kwarcu i skaleni oraz drob-

nokrystalicznych agregatów krzemionkowych przez wapienne spoiwo nasuwają przypuszczenie, że wapienne spoiwo jest częściowo wtórne, a ilość krzemionkowego spoiwa była pierwotnie większa. Ilość minerałów ilastych w spoiwie jest zmienna, nieco większa w spągowej części profilu (próbki $7s_1$ i $7s_2$), nigdy nie przekracza jednak 33% objętości skały. W związku z tym, przy określonej w tabeli 19 zawartości węgla wapnia i znacznym udziale detrytycznych ziarn frakcji piaszczystej w tych skałach, zaliczono je zgodnie z klasyfikacją K. Smulikowskiego (1953) do wapnistych piaszczystych. Do tych samych skał należy zaliczyć również skały wydzielone przez G. Berga i E. Dathego (1940) jako „wapienie” odsłonięte w kamieniołomie w Jawiszowie (próbka 26 w tab. 18 i 19).

Skład granulometryczny otrzymany z analiz mikroskopowych dla wapnistych piaszczystych i z analiz sitowych dla piaszczystych bezwapnistych przedstawia figura 14 oraz tabela 20. Ziarna detrytyczne piaszczystych wapnistych mają w przewadze wymiary frakcji drobnoziarnistej, ziarna w piaszczystych bezwapnistych są zwykle o klasę grubsze. Przy porównywaniu składu granulometrycznego piaszczystych bez-

Tabela 20

Skład granulometryczny piaszczystych i bezwapnistych środkowego turonu na podstawie analiz sitowych i mikroskopowych w % wagowych

Grain size composition of calcareous and non-calcareous sandstones of the Middle Turonian based on sieve- and microscopic analyses in weight per cents

Wielkość ziarn w mm							
	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	< 1/16
Nr próbki							
$7s_1$				2,1	35,1	43,2	19,6
$7s_2$				19,2	42,6	26,2	12,0
16			8,1	22,1	35,9	29,5	4,4
26				10,1	59,7	22,5	7,7
12	7,5	12,3	37,8	24,0	11,5	3,7	3,2
14a	0,4	3,2	35,4	39,3	16,9	1,1	3,7
14b	0,3	1,0	17,5	37,0	34,8	3,7	5,7
18	1,8	8,8	38,1	39,2	8,9	2,4	0,8
36a	0,3	1,9	30,1	36,9	22,6	5,2	3,0
36b		1,1	10,8	42,1	31,8	7,1	7,1

Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a i numerom ławic na figurze 8.

Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a and to numbers of layers in Fig. 8

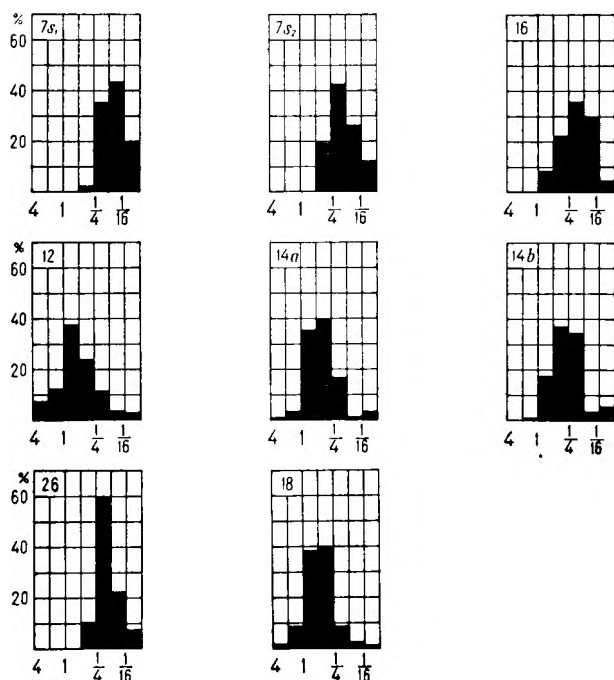


Fig. 14

Histogramy składu granulometrycznego piaszczystych i bezwapnistych środkowego turonu. Numerы próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a lub szybków wykopanych w pobliżu odkrywek ($7s_1$, $7s_2$)

Histograms of the grain size composition of calcareous and non-calcareous sandstones of the Middle Turonian. Numbers of samples correspond to those of test-pits close to the outcrops ($7s_1$, $7s_2$)

wapnistych i wapnistych należy wziąć pod uwagę rozpuszczające działanie wapiennego spoiwa na ziarna detrytyczne. Wszystkie niemal ziarna kwarcu i skaleni w wapnistych piaszczystych wykazują ślady korozji w postaci głębokich zatok wypełnionych węglanem wapnia lub mają nieostre kontury, są wtopione w spoiwo (pl. XIII). Rozmiary ziarn detrytycznych uległy po osadzeniu wyraźnemu zmniejszeniu. Stopień tego zmniejszenia trudno jest ująć ilościowo, ale można przypuszczać, że wymiary ziarn detrytycznych w piaszczystych wapnistych i bezwapnistych były pierwotnie zbliżone (fig. 14).

Warstwowanie w omawianych piaszczystych jest na ogół niewidoczne. Wapniste piaszczyste wykazują oddzielność zbliżoną do poziomej lub skośną, której nie można jednak utożsamiać z warstwowaniem, ponieważ nie obserwuje się żadnego uporządkowania ziarn w obrębie „warstw” odgraniczonych powierzchniami oddzielności (pl. V, fot. 1 i 2). Podobne pozorne warstwowanie obserwuje się powszechnie w piaszczystych bezwapnistych (pl. I, fot. 2), ale zupełnie sporadycznie spotyka się w nich warstwy o strukturach gradacyjnych, spowodowanych selektywnym wypadaniem ziarn z transportu. Spągowe części tych warstw zbudowane są z ziarn grubszych niż stropowe. Skośnego warstwowania nie obserwuje się, a skośnie ułożone powierzchnie obserwowane często w skałkach piaszczystych bezwapnistych są spowodowane eksfoliacją, która często bywa niezgodna z warstwowaniem.

W wapnistych piaszczystych obserwuje się

często podobne do opisywanych poprzednio z wapienistych piaskowców górnego cenomanu odlewy chodników fauny bentonicznej, a także kuliste ośrodki lub otwory po gąbkach. Substancja krzemionkowa została w nich całkowicie zastąpiona przez kalcyt.

Piaskowce górnego turonu

Najmłodszym poziomem litologicznym omawianego profilu górnej kredy są białe, czyste kwarcowe piaskowce znane ze skałek (pl. VI, fot. 1) i przede wszystkim z wielkiego kamieniołomu w Krzeszówku. Są one tam wydobywane ze względu na bardzo dużą zawartość ziarn kwarcu (< 95%). Brak skamieniałości nie pozwolił na określenie pozycji stratygraficznej omawianych piaskowców. Poglądy na kwestię ich wieku przedstawiono wcześniej (Jerzykiewicz 1968a). Należy jedynie przypomnieć, że na mapie G. Berga i E. Dathego (1940) zostały one zaliczone do emszery, a H. Scupin (1935) uważał je za równowiekowe z górnymi piaskowcami ciosowymi Gór Stołowych i zaliczył do górnego turonu.

Tabela 21

Skład mineralny piaskowców górnego turonu w % objętościowych

Mineral composition of Upper Turonian sandstones in volumetric per cents

Składniki	Nr próbki	
	13	22
Kwarc i skały krzemionkowe	81,77	81,66
Inne skały	2,27	2,82
Skalenie	1,25	0,88
Łyszczyki	—	0,42
Minerały ciężkie	0,28	0,42
Matrix	14,43	13,80

Numerzy próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a.
Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a.

Tabela 22

Skład granulometryczny piaskowców górnego turonu na podstawie analiz sitowych w % wagowych

Grain size composition of Upper Turonian sandstones based on sieve analyses in weight per cents

Nr próbki	Wielkość ziarn w mm							
	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	< 1/16
13a			0,2	8,0	32,8	50,0	5,0	4,0
13b	1,1	12,6	33,3	12,2	17,9	19,2	2,7	1,0
17		0,9	1,2	4,4	26,7	58,1	6,8	1,9
19		0,1	0,2	1,2	39,9	54,3	3,8	0,5

Numerzy próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a.
Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a.

Odrębność litologiczna omawianych piaskowców jest wyraźna. Różnią się one cechami teksturalnymi i strukturalnymi od wszystkich skał piaszczystych przedstawionego profilu kredy.

Szkielet ziarnowy tych skał składa się w ponad 95% z kwarcu. W podrzędnych ilościach występują okruchy skał metamorficznych, częściowo rozłożone skalenie, muskowit i minerały ciężkie (tab. 21). Ziarna detrytyczne nie są spójne, a przestrzenie pomiędzy nimi wypełnia

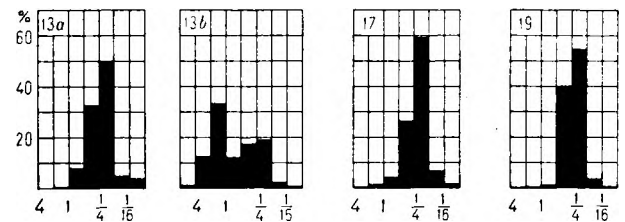


Fig. 15

Histogramy składu granulometrycznego piaskowców górnego turonu. Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a

Histograms of the grain size composition of Upper Turonian sandstones. Numbers of samples correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a

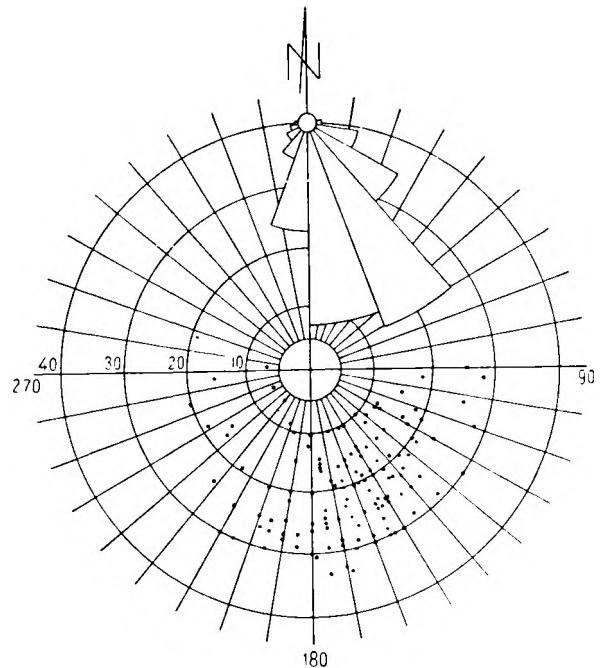


Fig. 16

Diagram punktowy i róża kierunków, pokazujące kierunki nachylenia warstw skośnych w ławicach piaskowców górnego turonu. 130 pomiarów. Normalne do warstw. Górna półkula

Point diagram and the wind-rose showing directions of dip of the cross-bedded layers in strata of Upper Turonian sandstones. 130 measurements. Normals to the beds. Upper hemisphere

miazga złożona z najdrobniejszych ziarn kwarcu, minerałów ilastych i tlenków żelaza.

Piaskowce górnego turonu są przeważnie drobnoziarniste (tab. 22 i fig. 15, próbki 13a, 17 i 19); jedynie próbki pobrane z ławic z drobnymi soczewkami materiału gruboziarnistego wykazują bimodalny rozkład ziarnowy. Jedną klasę modalną stanowi frakcja bardzo gruboziarnista, drugą drobnoziarnista (histogram 13b na fig. 16).

Ławice omawianych piaskowców wykazują wyraźne skośne warstwowanie typu płaskiego (McKee & Weir 1953; pl. VI, fot. 2). Kierunki i kąty nachylenia warstw skośnych na całym obszarze występowania tych piaskowców na omawianym terenie przedstawia figura 16. Warstwy skośne są najczęściej pochylone w kierunku SSE. Dokładniejszy opis oraz mapę orientacji skośnego warstwowania w omawianych piaskowcach opublikowano wcześniej (Jerzykiewicz 1968a).

OPISY SKAMIENIAŁOŚCI

Typ: *Vermes*⁶
Gromada: *Polychaeta*
Rząd: *Sedentaria*
Rodzina: *Serpulidae*
Rodzaj: *Serpula* Linnaeus 1758

Serpula septemsulcata Cotta (Pl. XXI, fig. 3)

- 1871—1875. *Serpula septemsulcata* Reich et Cotta; Geinitz H. B., s. 287, tab. 63, fig. 23—24
1912—1913. *Serpula septemsulcata* Cotta; Scupin H., s. 258, tab. XV, fig. 13

Materiał: 2 okazy prawie kompletne i kilka ułamkowych.

U w a g i: Przedstawione okazy odpowiadają dokładnie opisom i rycinom cytowanym w synonimice.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywki 9 i 39.

W y s t ę p o w a n i e: Gatunek znany z kredy Saksonii i niecki północnosudeckiej. Według Römera (*in* Geinitz *op. cit.*) forma ta występuje również w piaskowcach górnego cenomanu omawianego w niniejszej pracy (obszar Łącznej).

Typ: *Mollusca*
Gromada: *Scaphopoda*
Incerti Ordinis
Rodzina: *Dentaliidae*
Rodzaj: *Dentalium* Linnaeus 1758

Dentalium sexcarinatum Goldfuss (Pl. XV, fig. 4)

- 1841—1844. *Dentalium sexcarinatum* Goldfuss; Goldfuss A., s. 4, CLXVI, fig. 12

⁶ Systematyka według A. H. Müllera (1963).

Materiał: Nagromadzenia bardzo liczne jako odciski i ośrodku skorupki.

U w a g i: Formy zupełnie podobne do opisanych przez Goldfussa. Duże ilości różnie zorientowanych odcisków i odlewów skorupki pozwalają zorientować się, że występują one nie w pozycjach życiowych, lecz zostały napławione.

Miejsce znalezienia: Pospolite w piaskowcach górnego cenomanu, odkrywki 30, 33, 34, 45, 46, 47—51.

W y s t ę p o w a n i e: A. Goldfuss (*op. cit.*) wymienia dwa miejsca występowania tego gatunku: okolice Mastrychtu i okolice Mieroszo-wa. Można przypuszczać, że drugie z wymienionych miejsc odnosi się właśnie do jednego z kamieniołomów piaskowców górnego cenomanu, z którego pochodzą opisywane okazy.

Gromada: *Lamellibranchiata*
Rząd: *Taxodonta*
Rodzina: *Arcidae*
Rodzaj: *Glycymeris* Costa 1778
(= *Pectunculus* Lamarck 1799)

Glycymeris geinitzi (d'Orbigny) (Pl. XXI, fig. 2)

1843. *Pectunculus sublaevis* Sowerby; Geinitz H. B., s. 14, tab. II, fig. 19—21
1897. *Pectunculus Geinitzi*, d'Orbigny; Frič A., s. 56, fig. 62
1912—1913. *Pectunculus Geinitzi* d'Orbigny; Scupin H., s. 185, tab. IX, fig. 1—2.

Materiał: 1 ośrodek skorupki prawej.

Wymiary: Długość 11,5 mm, wysokość 11 mm.

Opis: Skorupka wypukła, okrągła, prawie równoboczna. Brzeg dolny półkolisty z kryzą wyraźnie obniżoną w stosunku do reszty skorupki. Wierzchołek nieduży, kąt wierzchołkowy około 110°. Ornament niewidoczny.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywka 28.

W y s t ę p o w a n i e: Kreda Czech i Saksonii, a także niecki północnosudeckiej i rowu Nysy.

Rząd: *Dysodonta*
Rodzina: *Pectinidae*
Rodzaj: *Pecten* Müller 1776

Pecten sp. indet. (Pl. XIV, fig. 4)

Materiał: Kilka fragmentów ośrodek skorupki.

U w a g i: Mimo złego stanu zachowania tych form zarejestrowanie ich występowania jest ważne, ponieważ pojawiają się one już w spoiwie zlepieńca, który jest najniższym og-

niwem morskich osadów kredowych na omawianym obszarze.

Miejsce znalezienia: Złepieńce transgresyjne górnego cenomanu, odkrywka 1.

Rodzaj: *Chlamys* Bolten 1798

Chlamys asper (Lamarck)

(Pl. XIV, fig. 1—3)

- 1834—1840. *Pecten asper* Lamarck; Goldfuss A., s. 58, tab. XCIV, fig. 1
 1871—1875. *Pecten asper* Lamarck; Geinitz H. B., s. 198
 1899—1903. *Pecten (Aequipecten) asper* Lamarck; Woods H., s. 186, tab. XXXV, fig. 12; tab. XXXVI, fig. 1—4
 1912—1913. *Pecten (Chlamys) asper* Lamarck; Scupin H., s. 226

Materiał: 2 odciski skorupki prawych i liczne fragmenty ośrodek i odcisków.

Wymiary: Długość 54, 80 mm, wysokość 50, 76 mm.

Opis: Skorupki owalne, prawie równoboczne, proste brzegi po obu stronach ostrego wierzchołka tworzą kąty 110 i 115°. Długość brzegów prawie równa, jedyną cechą pozwalającą zorientować się, że opisywane formy są odciskami prawych skorupki, jest nierówna wielkość uszu, które są większe z przodu skorupki. Ornament bardzo charakterystyczny, utworzony przez 18 żeber głównych rozchodzących się promieniście od wierzchołka i występujących między nimi mniejszych żeber dodatkowych. Ilość żeber dodatkowych jest różna i zwiększa się w kierunku od wierzchołka do brzegu dolnego. Przy wierzchołku nie występują one wcale, lecz powstają nieco poniżej z rozdzielania się żeber głównych i ich ilość waha się od 1 do 3; najczęściej występują 2, zwłaszcza w środkowej części skorupki. Szerokość żeber i przedzielających je bruzd nie jest równa, to samo dotyczy wysokości żeber i głębokości bruzd, zwłaszcza w brzeżnych częściach skorupki.

Uwagi: Na podstawie szerokości żeber głównych na odciskach niekompletnych (pl. XIV, fig. 2) można zorientować się, że występowały osobniki większe od opisanych.

Miejsce znalezienia: Piaskowce górnego cenomanu, odkrywki 35, 45—51, 53, 54.

Występowanie: Gatunek przewodni dla cenomanu, holotypy pochodzą z cenomanu okolic La Ferté — Bernard (Sarthe). Znany jest on również z cenomanu innych obszarów kredowych Europy (Anglia, Niemcy i Czechy), a także z Indii. Z cenomanu niecki śródsudeckiej cytowany przez wielu autorów (Michael 1893, Petrascheck 1934, Berg 1938, Radwański 1966 i inni) jako *Pecten asper* Lamarck, bez dokumentacji paleontologicznej. J. Dvořák (1955) wspomina o występowaniu tego gatunku w ce-

nomanie i dolnym turonie (?) okolic Velkého Dřeviče k. Hronova.

Chlamys elongatus (Lamarck)

(Pl. XV, fig. 2 i 3)

- 1834—1840. *Pecten cretosus* Deufr.; Goldfuss A., s. 58, tab. XCIV, fig. 2
 1839. *Pecten cretosus* Deufr.; Geinitz H. B., s. 22
 1871—1875. *Pecten elongatus* Lamarck; Geinitz H. B., s. 195, tab. 44, fig. 2—4
 1899—1903. *Pecten (Chlamys) elongatus*; Woods H., s. 170, tab. XXXI, fig. 10—13; tab. XXXI, fig. 10—13; tab. XXXII, fig. 1—3

Materiał: 3 odciski skorupki.

Uwagi: Charakterystyczny ornament w postaci promienistych żeber oraz otworków po kolecach, występujących w dolnych częściach okazów, pozwala na łatwe oznaczenie tych form, mimo fragmentarycznego zachowania odcisków skorupki.

Miejsce znalezienia: Piaskowce górnego cenomanu, odkrywka 25.

Występowanie: Gatunek znany z cenomanu zachodniej Europy, Saksonii i Czech. Z cenomanu sudeckiego cytowany przez H. B. Geinitza (*op. cit.*), R. Michaela (1893), W. Petrascheka (1934), G. Berga (1938) i J. Dvořaka (1955).

Rodzaj: *Janira* Schumacher 1817

(=*Neithea* Drouet 1824)

Janira aequicostata (Lamarck)

(Pl. XIV, fig. 5 i 6); Pl. XVI, fig. 3; Pl. XVII, fig. 5)

- 1834—1840. *Pecten aequicostatus* Lamarck; Goldfuss A., s. 54, tab. XCII, fig. 6
 1839. *Pecten aequicostatus* Lamarck; Geinitz H. B., s. 22
 1871—1875. *Vola aequicostata* Lamarck sp.; Geinitz H. B., s. 200, tab. 45, fig. 5—7
 1899—1903. *Pecten (Neithea) aequicostatus*; Woods H., s. 208, tab. XL, fig. 8—9
 1912—1913. *Vola aequicostata* Lamarck; Scupin H., s. 227

Materiał: 2 ośrodkie skorupki prawych, dwie ośrodkie skorupki lewych i kilka fragmentów odcisków.

Wymiary: Skorupki prawe — długość 7, 15 mm, wysokość 9, 22 mm.

Skorupka lewa — długość 31 mm, wysokość 30 mm.

Uwagi: Większe z opisywanych form pochodzą z piaskowców (pl. XIV, fig. 5 i 6 i pl. XVI, fig. 3); odpowiadają one lepiej okazom Goldfussa i Geinitza. Mniejsza forma, pochodząca z mułowców (pl. XVII, fig. 5), podobna jest bardziej do okazów Woodsa.

Miejsce znalezienia: Piaskowce górnego cenomanu, odkrywki 24, 25, 41 i 46. Mułowce górnego cenomanu, odkrywka 48.

Występowanie: Gatunek przewodni dla górnego cenomanu Saksonii (Seifert 1955). Pierwsze opisane formy pochodzą z cenomanu Le Mans i Angers. Znany również z cenomanu Anglii, Czech i Sudetów.

Janira quinquecostata (Sowerby)
(Pl. XVII, fig. 6)

- 1934—1840. *Pecten quinquecostatus* Sowerby; Goldfuss A., s. 55, tab. XCIII, fig. 1.
1839. *Pecten quinquecostatus* Sowerby; Geinitz H. B., s. 22
1871—1875. *Vola quinquecostata* Sowerby sp.; Geinitz H. B., s. 201, tab. 45, fig. 8—9
1899—1903. *Pecten (Neithea) quinquecostatus*; Woods H., s. 202, tab. XXXIX, fig. 14—17; tab. XL, fig. 1—5
1912—1913. *Vola quinquecostata* Sowerby; Scupin H., s. 228
1934. *Neithea grypheata* Schlotheim; Andert H., s. 167

Materiał: 1 skorupka prawa.

Wymiary: Długość 11 mm, wysokość 14 mm.

Uwagi: Opisywana forma jest identyczna z okazami A. Goldfussa, H. B. Geinitza i H. Woodsa. H. Andert utożsamiał gatunki *Vola quinquecostata* Sowerby i *V. quadricostata* Sowerby et mut. Faujasi, opisane przez Scupina, i obejmował je wspólną nazwą *Neithea grypheata* Schlotheim (Andert *op. cit.*, s. 17). Nazwy tej nie można jednak zastosować do opisywanego gatunku, ponieważ rzeźba okazu nie odpowiada gatunkowi *Vola quadricostata* Sowerby.

Miejsce znalezienia: Mułowce górnego cenomanu, odkrywka 41.

Występowanie: Holotypy pochodzą z cenomanu Anglii (Lewes, Chute Farm.). Gatunek znany z cenomanu i turonu zachodniej Europy, Saksonii, Czech i Sudetów.

Janira atava (Römer)
(Pl. XVII, fig. 4)

- 1899—1903. *Pecten (Neithea) atavus* Römer; Woods H., s. 197, tab. XXXIX, fig. 1—5

Materiał: 1 ośrodek skorupki prawej z częściowo zachowaną skorupką.

Opis: Skorupka wypukła o zarysie trójkątnym. Sześć głównych żeber rozchodzących się promieniście od wierzchołka dzieli skorupkę na pięć części. Żebra środkowe są wydłużone od bocznych, w polach między żebrami głównymi występują drobniejsze żeberka dodatkowe, zwykle cztery, zaznaczone słabiej niż u gatunku *Janira quinquecostata* (Sowerby).

Wymiary: Długość 8 mm, wysokość 12 mm.

Uwagi: Przedstawiony okaz odpowiada opisowi Woodsa dla tego gatunku. Ma wszystkie

wymagane cechy, jest jednak o połowę mniejszy przy tych samych proporcjach.

Miejsce znalezienia: Mułowce górnego cenomanu, odkrywka 46.

Występowanie: Holotyp pochodzi ze zlepieńców Hills okolic Schandelah i Schöppenstein (Brunszwig). Gatunek znany z aptu Anglii oraz z hoterywu okolic Neuchâtel jako *Pecten neocomiensis* d'Orbigny (Woods *op. cit.*).

Janira cf. cometa (d'Orbigny)
(Pl. XXI, fig. 5)

- 1899—1903. *Pecten (Neithea) cometa* (d'Orbigny); Woods H., s. 200, tab. XXXIX, fig. 6—10

Materiał: 1 skorupka prawa.

Opis: Skorupka wypukła o zarysie trójkątnym z wyraźnie zaznaczonymi pięcioma radialnymi żebrami głównymi. Między nimi w głębszych bruzdach widoczne są delikatne żeberka dodatkowe w ilości około pięciu. Ornament koncentryczny i uszy niewidoczne.

Wymiary: Długość 4,5 mm, wysokość 6,5 mm.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywka 9.

Występowanie: Pierwsze opisane okazy pochodzą z cenomanu okolic Villers i Le Havre. Znany również z cenomanu Anglii.

Rodzaj: *Camptonectes* Meek 1864

Camptonectes curvatus (Geinitz)
(Pl. XXI, fig. 6)

- 1834—1840. *Pecten arcuatus* Sowerby; Goldfuss A., s. 50, tab. XCI, fig. 6
1843. *Pecten curvatus* m.; Geinitz H. B., s. 16, tab. III, fig. 13
1871—1875. *Pecten curvatus* Geinitz; Geinitz H. B., s. 193, tab. 43, fig. 15
1877. *Pecten curvatus* Geinitz; Frič A., s. 136, fig. 127
1899—1903. *Pecten (Camptonectes) curvatus* Geinitz; Woods H., s. 159, tab. XXIX, fig. 7; tab. XXXVII, fig. 16
1934. *Pecten (Camptonectes) virgatus* Nilsson; Andert H., s. 156, tab. 9, fig. 3—5

Materiał: 2 odciski skorupki lewych.

Wymiary: Długość 20 mm, wysokość 21 mm.

Uwagi: Opiswane okazy są niekompletne, ale bardzo charakterystyczna rzeźba w postaci delikatnych, łukowatych i rozwidlających się żeberka pozwala na łatwe porównanie ich z formami cytowanymi w synonimice.

Miejsce znalezienia: Piaskowce wapiaste środkowego turonu, odkrywka 26.

Występowanie: Gatunek znany z cenomanu Anglii, turonu i emszuru Czech, Saksonii i Sudetów.

Rodzaj: *Syncyclonema* Meek 1864

Syncyclonema orbicularis (Sowerby)

(Pl. XVII, fig. 1—3)

- 1834—1840. *Pecten laminosus* Mantell; Goldfuss A., s. 76, tab. XCIX, fig. 9
 1871—1875. *Pecten laminosus* Mantell; Geinitz H. B., s. 192, tab. 43, fig. 14
 1877. *Pecten laminosus* Mantell; Frič A., s. 136, fig. 126
 1899—1903. *Pecten (Syncyclonema) orbicularis* Sowerby; Woods H., s. 145, tab. XXVII
 1912—1913. *Pecten (Syncyclonema) cf. laminosus* Goldfuss; Scupin H., s. 219, tab. XII, fig. 14
 1960. *Pecten (Syncyclonema) orbicularis* Sowerby; Cieśliński S., s. 15, tabl. VIII, fig. 3

Materiał: 5 skorupki prawych, 3 skorupki lewe oraz liczne ośródkie i odciski skorupki.

Wymiary: Długość 22, 17, 16, 14, 13, 10,5, 10,5 mm, wysokość 24, 19, 17, 16,5, 15, 12,5, 12 mm.

Uwagi: Opisywane okazy są identyczne z okazami przedstawionymi przez A. Goldfussa, H. B. Geinitza i S. Cieślińskiego. Różnica w stosunku do okazów H. Woodsa polega na tym, że u jego form jedynie skorupki prawe mają dobrze zaznaczone linie przyrostu, a skorupki lewe są prawie gładkie, natomiast u form opisywanych linie przyrostu widoczne są wyraźnie na obu skorupkach. Zupełnie podobne formy do opisywanych oznaczył H. Scupin jako *Pecten (Syncyclonema) cf. laminosus* Goldfuss, uważając, że występowanie lub brak linii przyrostowych nie jest cechą istotną dla tego gatunku i przypuszczając, że mogą one zanikać z wiekiem osobników. W związku z tym autor ten kwestionował prawidłowość oznaczeń okazów Woodsa jako *Pecten (Syncyclonema) orbicularis* Sowerby, u których prawa skorupka była ornamentowana, a lewa nie, ponieważ u form Goldfussa jest odwrotnie, a u form Geinitza obydwie skorupki mają ornament. Przedstawiane okazy również mają linie przyrostu na obydwu skorupkach, a zaliczono je do gatunku *Syncyclonema orbicularis* (Sowerby) za Woodsem, ponieważ w jego synonimice dla tego gatunku mieszczą się bez zastrzeżeń wspomniane okazy A. Goldfussa i H. B. Geinitza.

Miejsce znalezienia: Gatunek występuje masowo w stropie mułowców górnego cenomanu, odkrywki 8, 32, 38, 41 i 43.

Występowanie: Holotyp gatunku pochodzi z Anglii (Devizes). Znany z wielu europejskich obszarów kredowych od aptu do senonu, w tym również z kredy Saksonii, Czech i Sudetów, a także z albu i cenomanu środkowej Polski. Przez G. Berga (1938) cytowany również z omawianego obszaru.

Rodzina: *Mytilidae*

Rodzaj: *Mytilus* Linnaeus 1758

Mytilus aff. neptuni (Goldfuss)

(Pl. XX, fig. 1 i 2)

1834—1840. *Cardium Neptuni* Goldfuss A., s. 221, tab. CXLIV, fig. 9

1871—1875. *Mytilus (Modiola) Neptuni* Goldfuss sp.; Geinitz H. B., s. 213, tab. 47, fig. 1, 2

Materiał: 1 ośródkie muszli.

Opis: Forma do tego stopnia wypukła, że górna i dolna część muszli stanowią znacznie większe powierzchnie niż części boczne. Wierzchołek wydatny i przesunięty w skrajnie przednie położenie. Rzeźba w postaci promieniście rozchodzących się od wierzchołka delikatnych żeberk i współkształtnych z zarysem muszli linii przyrostu. Promieniste żeberka zaznaczają się na całej powierzchni muszli, nieco wyraźniej w przedniej części. Mniej więcej co piąte żeberko jest nieco grubsze. Ślady wzrostu muszli występują w postaci wyraźnych grzbiecików wykazujących ząbkowanie i ostry profil. Szerokości przedzielających je bruzd są zmienne. Omawiane linie przyrostu pojawiają się nieco powyżej połowy grubości muszli, w części przywierzchołkowej nie występują one wcale lub zachowały się jeszcze w formie nieregularnych wcięć.

Wymiary muszli: Długość około 70 mm, wysokość 25 mm, grubość 53 mm.

Uwagi: W porównaniu z holotypem A. Goldfussa i formą H. B. Geinitza opisywany okaz jest dwukrotnie mniejszy. Rozmieszczenie żeberk jest podobne, natomiast linie przyrostu u opisywanego okazu nie są tak regularnie rozmieszczone, jest ich więcej i wykazują drobne ząbkowanie, którego nie widać u form A. Goldfussa i H. B. Geinitza. Na górnej części muszli u form A. Goldfussa i H. B. Geinitza występuje od 9 do 10 linii przyrostu i są one umieszczone w równych odległościach, natomiast u opisywanego okazu jest ich 12—13, a bruzdy między nimi są różnej szerokości.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywka 56.

Występowanie: Holotyp A. Goldfussa pochodzi z „zielonych piaskowców” Gór Wałbrzyskich. Można przypuszczać, że A. Goldfuss miał na myśli jeden z poziomów górnej kredy omawianego obszaru. H. B. Geinitz wymienia liczne miejsca występowania tego gatunku w cenomanie i turonie Saksonii, Czech i Sudetów.

Mytilus sp. ex gr. *neptuni* (Goldfuss)

(Pl. XX, fig. 3 i 4)

1834—1840. *Cardium Neptuni* Goldfuss A., s. 221, tab. CXLIV, fig. 9

1871—1875. *Mytilus (Modiola) Neptuni* Goldfuss sp.; Geinitz H. B., s. 213, tab. 47, fig. 1, 2

Materiał: 1 ośródkie muszli i 3 odciski górnych części muszel.

Wymiary muszel: Długość 100 mm, wysokość 27 mm, grubość 57 mm.

Wymiary odcisków: Długość 100 mm, 57 mm, grubość 57, 32 mm.

U w a g i: Muszla opisywanych okazów jest w porównaniu z formą przedstawioną poprzednio jako *Mytilus aff. neptuni* (Goldfuss) bardziej wydłużona. Druga różnica polega na ilości i rozmieszczeniu linii przyrostu. Pole przy wierzchołku muszli, na którym linie przyrostu nie są widoczne, jest mniejsze, a ilość linii przyrostu przekracza 20; są one ponadto bardziej regularnie rozmieszczone.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywki 4 i 10.

Rodzina *Bakevellidae*
Rodzaj: *Inoceramus* Sowerby 1818

Inoceramus pictus pictus (Sowerby)
(Pl. XVIII, fig. 1 i 2; Pl. XIX, fig. 4)

1911. *Inoceramus tenuis* Mantell; Woods H., s. 271, Textfig. 31
1911. *Inoceramus pictus* Sowerby; Woods H., s. 279, Textfig. 36
1967. *Inoceramus pictus pictus* Sowerby; Tröger K.-A., s. 36, tab. 3, fig. 1a—c

Materiał: 1 lekko zdeformowana ośródką muszli i 1 ośródką górnej części muszli.

U w a g i: Cechy opisywanej formy są zgodne z opisem i ilustracjami Trögera dla tego podgatunku. Zarys muszli zbliżony jest także do formy *Inoceramus tenuis* Mantell przedstawionej przez H. Woodsa, a ornament bardziej przypomina formę *Inoceramus pictus* Sowerby przedstawioną przez tego autora.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywki 7 i 12.

Występowanie: Gatunek *Inoceramus pictus* Sowerby jest przewodni dla górnego cenomanu w kredzie Polski Środkowej (Cieśliński 1966). Podgatunek *Inoceramus pictus pictus* (Sowerby) jest według K. A. Trögera (1967) ograniczony w występowaniu do górnego cenomanu i poziomu plenusowego.

Inoceramus pictus bannewitzensis Tröger
(Pl. XIX, fig. 1, 2 i 5)

- 1871—1875. *Inoceramus striatus* Mantell; Geinitz H. B., s. 210, tab. 46, fig. 9
1967. *Inoceramus pictus bannewitzensis* n. ssp.; Tröger K.-A.: s. 41, tab. 2, fig. 31; tab. 4, fig. 1.

Materiał: 3 ośrodki skorupki.

U w a g i: Dwie ze znalezionych ośrodek (Pl. XIX, fig. 1 i 2) odpowiadają cytowanej formie Geinitza, czyli holotypowi Trögera. Trzecia ośródką różni się od poprzednich ornamentem. W jej górnej części fałdy przyrostu są słabo zaznaczone, wyraźne i bardzo gęste są natomiast prążki. Zmienność taka jest dopuszczalna w ob-

rzebie tego podgatunku (por. Tröger *op. cit.*; tab. 4, fig. 1).

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywki 6 i 12.

Występowanie: Podgatunek przewodni dla górnego cenomanu Saksonii (Tröger *op. cit.*).

Inoceramus pictus neocaledonicus (Jeannet)
(Pl. XVIII, fig. 3)

1911. *Inoceramus pictus* Sowerby; Woods H., s. 279, tab. XLIX, fig. 5 i 6
1967. *Inoceramus pictus neocaledonicus* Jeannet; Tröger K.-A.: s. 50, tab. 4, fig. 4

Materiał: 1 ośródką skorupki

U w a g i: Ornament i zarys skorupki odpowiadają dokładnie formom cytowanym w synonimice.

Miejsce znalezienia: Okaz pochodzi ze zwietrzliny gez w pobliżu odkrywki 7.

Występowanie: Górny cenoman Saksonii.

Inoceramus pictus Sowerby subsp. indet.
(Pl. XVIII, fig. 4)

1967. *Inoceramus pictus* Sowerby; Tröger K.-A., s. 35

Materiał: Niekompletna ośródką muszli.

U w a g i: Zły stan zachowania okazu nie pozwala na określenie podgatunku.

Inoceramus sp. indet no. 1
(Pl. XIX, fig. 3)

U w a g i: Brak brzegu dolnego i wierzchołka u opisywanej formy nie pozwala na oznaczenie. Ornament identyczny jak u *Inoceramus pictus concentricoundulatus* (Mantell) (porównaj Tröger 1967, tab. 2, fig. 1).

Inoceramus sp. indet no. 2
(Pl. XIX, fig. 6)

U w a g i: Fragmentarycznie zachowany odcisk skorupki o ornamentcie zbliżonym do *Inoceramus pictus bannewitzensis* Tröger (1967, tab. 2, fig. 1).

Rodzina: *Pinnidae*
Rodzaj: *Pinna* Linnaeus 1758

Pinna decussata Goldfuss
(Pl. XXI, fig. 1)

- 1834—1840. *Pinna decussata* Goldfuss A., s. 166, tab. CXXVIII, fig. 1 i 2
1840. *Pinna pyramidalis* Münster; Geinitz H. B., s. 55, tab. X, fig. 1
1871—1875. *Pinna decussata* Goldfuss; Geinitz H. B., s. 211, tab. 47, fig. 4, 5
1906. *Pinna decussata* Goldfuss; Woods H., s. 99, tab. XIII, fig. 4—6; tab. XIV, fig. 1

Materiał: Środkowa część ośródku muszli oraz 2 odciski skorupki.

Wymiary: Długość 64 mm (70 mm), wysokość 82 mm (230 mm), grubość 32 mm (40 mm). Liczby podane bez nawiasów odnoszą się do zachowanej części muszli, w nawiasach podano przypuszczalne wymiary całej formy na podstawie porównania z rysunkami A. Goldfussa.

Uwagi: Przedstawiona forma jest bardzo podobna do okazów A. Goldfussa i H. B. Geinitza, jedynie najdelikatniejsze fragmenty rzeźby — drobne żeberka w przedniej części muszli i poprzeczne zmarszczki między żebrami — są u niej zachowane we fragmentach. Również w porównaniu z okazami H. Woodsa opisywana forma nie wykazuje istotnych różnic.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywka 31.

Występowanie: Okazy A. Goldfussa pochodzą z piaskowców ciosowych okolic Haltern (Westfalia) i Schandau (Saksonia). Z tych samych warstw wielu innych miejscowości Saksonii cytuje ten gatunek H. B. Geinitz; znany jest on również z górnej kredy Anglii i Czech. W Polsce oprócz Sudetów (Scupin 1912, 1913, Petrascheck 1934) znany jest również z masyf Lubelszczyzny (Bieda 1966).

Rodzina: *Ostreidae*

Rodzaj: *Lopha* Bolten 1798
(= *Alectryonia* Fischer Waldheim 1807)

Lopha diluviana (Linnaeus)
(Pl. XVII, fig. 7)

- 1834—1840. *Ostrea carinata* Lamarck; Goldfuss A., s. 9, tab. LXXIV, fig. 6
1913. *Ostrea diluviana* Lamarck; Woods H., s. 342, Textfig. 98—138

Materiał: 1 ośródek skorupki prawej.

Uwagi: Forma dobrze odpowiada okazom przedstawionym przez A. Goldfussa i H. Woodsa.

Miejsce znalezienia: Mułowce górnego cenomanu, odkrywka 38.

Występowanie: Gatunek ten znany jest pod różnymi nazwami (*vide* synonimika Woodsa) z kredy zachodniej Europy, Saksonii, Czech i Sudetów, a także Polski środkowej (Cieśliński 1965).

Rodzaj: *Exogyra* Say 1820

Exogyra columba (Lamarck)
(Pl. XVI, fig. 1, 2, 4 i 5)

1819. *Gryphaea columba* Lamarck J. B., s. 198
1834—1840. *Exogyra Columba* Goldfuss A., s. 34, tab. LXXXVI, fig. 9
1871—1875. *Ostrea (Exogyra) Columba* Lamarck; Geinitz H. B., s. 181, tab. 40, fig. 4—7
1877. *Exogyra columba* Goldfuss; Frič A.: s. 139, Fig. 135.
1913. *Exogyra columba* (Lamarck); Woods H., s. 413, Textfig. 243—248

Materiał: 4 ośródku muszli z częściowo zachowanymi skorupkami, 12 ośródek skorupki lewych z częściowo zachowanymi skorupkami oraz liczne ułamki.

Wymiary skorupki lewych:

Długość: 39, 38, 30, 29, 26, 26, 26, 25, 23, 23, 22, 21, 20, 15 mm,
wysokość: 35, 34, 29, 30, 38, 32, 29, 32, 24, 23, 24, 34, 26, 18 mm.

Uwagi: Długość muszli jest większa niż wysokość u okazów silnie wypukłych (pl. XVI, (fig. 2, profile A—A', B—B')). Ławice skał kresłabiej sklepionych (pl. XVI, fig. 4 i 5). Cechy opisywanych okazów odpowiadają dobrze opisom i ilustracjom cytowanym w synonimice.

Miejsce znalezienia: W piaskowcach górnego cenomanu występuje niemal we wszystkich odkrywkach, miejscami masowo tworząc zlepy ośródek. Opisywane okazy pochodzą z odkrywek 30, 34, 48 i 49. Występuje również w piaskowcach wapienistych górnego cenomanu, odkrywka 53, a także w gezach górnego cenomanu, odkrywka 39.

Występowanie: Gatunek o dużym zasięgu stratygraficznym; występuje przede wszystkim w cenomanie, ale znany jest także z turonu i senonu. Opisany z północnej Afryki, zachodniej Europy, Saksonii, Czech i Sudetów.

Rodzina: *Limidae d'Orbigny*
Rodzaj: *Lima* Bruguière 1792

Lima canalifera Goldfuss
(Pl. XXI, fig. 7)

- 1834—1840. *Lima canalifera* Goldfuss A., s. 89, tab. CIV, fig. 1
1839. *Lima multicosata* Geinitz H. B., s. 24, tab. VIII, fig. 3
1843. *Lima multicosata* Geinitz H. B., tab. VI, fig. 10
1872—1875. *Lima canalifera* Goldfuss; Geinitz H. B., s. 38, tab. 38, fig. 6—8
1877. *Lima canalifera* Goldfuss; Frič A., s. 132, fig. 117
1904. *Lima canalifera* Goldfuss; Woods H., s. 1, tab. I, fig. 1—7
1934. *Lima canalifera* Goldfuss; Andert A., s. 145, tab. 8, fig. 6

Materiał: Skorupka i ośródek skorupki lewej oraz liczne na ogół źle zachowane ośródku i odciski skorupki.

Wymiary: Długość 68 mm, wysokość 72 mm.

Uwagi: Cechy opisywanej formy są zupełnie zgodne z ilustracjami okazów przedstawionych przez Goldfussa, a także z innymi formami cytowanymi w synonimice.

Miejsce znalezienia: Forma przedstawiona na fotografii (pl. XXI, fig. 7) pochodzi z piaskowców wapienistych środkowego turonu, odkrywka 15. Podobne, lecz gorzej zachowane, odciski i ośródku występują licznie w piaskowcach bezwapienistych środkowego turonu, odkrywki 12, 14, 18 i 23.

Występowanie: Gatunek o dużym zasięgu stratygraficznym — cenoman — senon. Znany jest z zachodniej Europy, w kredzie Saksonii, Czech i Sudetów, występuje od cenomanu do senonu. Opisywany również z cenomanu środkowej Polski (Cieśliński 1965).

Lima cf. pseudocardium Reuss
(Pl. XXI, fig. 4)

1871—1875. *Lima pseudocardium* Reuss; Geinitz H. B., s. 204, tab. 42, fig. 14—15

1877. *Lima pseudocardium* Reuss; Frič A., s. 133, fig. 119

1912—1913. *Lima pseudocardium* Reuss; Scupin H., s. 235, tab. 12, fig. 16

Materiał: 1 niekompletna ośrodkowa skorupki lewej i 3 niekompletne odciski skorupki.

Wymiary: Długość 10 mm, wysokość 11 mm.

Uwagi: Częściowe zachowanie okazu nie pozwala na ścisłe oznaczenie.

Miejsce znalezienia: Gezy górnego cenomanu, odkrywka 9.

Występowanie: Cenoman i turon Saksonii i Czech oraz emszer niecki północnosudeckiej.

Lima sp. indet.
(Pl. XV, fig. 1)

Materiał: 1 ośrodkowa skorupki lewej.

Wymiary: Długość 34 mm, wysokość 32 mm.

Uwagi: Zarys okazu charakterystyczny dla rodzaju *Lima* Bruguière, lecz brak ornamentu nie pozwala na oznaczenie gatunku.

Miejsce znalezienia: Piaskowce górnego cenomanu, odkrywka 49.

Spis skamieniałości znalezionych w skałach górnej kredy okolic Krzeszowa przez G. Berga (1909, 1938) i przez E. Dathego i G. Berga (1912), według oznaczeń Böhma, oraz okazów znalezionych i opisanych przez autora przedstawiono w tabeli 23.

TEKTONIKA

Omawiany obszar znajduje się w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (fig. 1). Już K. Flegel (1904) zwrócił uwagę na odrębność tektoniczną tego fragmentu śródsudeckiej kredy („Spezialmulde”). W. Petrascheck (1934) za Flegelem (*op cit.*) na mapie tektonicznej niecki śródsudeckiej przez środek omawianego obszaru kredowego z północnego zachodu ku południowemu wschodowi poprowadził linię wyznaczającą oś synkliny, a prostopadle do niej przez Łączną linię osi antykliny.

Skały kredowe odsłaniające się między Krzeszowem a Łączną tworzą na mapie formę elipsy wydłużonej w kierunku NW — SE i otoczonej ze

wszystkich stron starszymi skałami osadowymi (2a, b). Jest to odrębna jednostka tektoniczna typu brachysynklinalnego, która w dalszej części niniejszego opracowania będzie nazywana brachysynkliną Krzeszowa. W środku brachysynkliny w okolicach Krzeszowa odsłaniają się leżące poziomo ławice piaskowców górnego turonu, pod które ze wszystkich stron zapadają łagodnie ławice starszych poziomów kredy. Nachylenie powierzchni ławic niższych poziomów turonu i cenomanu na skrzydłach południowo-zachodnim i północno-wschodnim wynosi od 10 do 25°. Na północy i południu brachysynkliny obserwuje się fleksury brzeżne. Tworzące je warstwy są poziome lub prawie poziome w pobliżu brzegów brachysynkliny i nachylają się w miarę zbliżania się do jej środka. Północna fleksura brzeżna widoczna jest w intersekcji w okolicach Góry Św. Anny, a południowa zajmuje obszar między Dobromyślem i Łączną (fig. 2a, b, profile A—A', B—B'). Ławice skał kredowych tworzące wzgórza Mielnia i Róg, na południe od Łącznej, są poziome lub nachylone w kierunku południowo-wschodnim i należą już do tzw. niecki polickiej (geologów czeskich), która jest następną po brachysynklinie Krzeszowa jednostką tektoniczną w obrębie niecki śródsudeckiej. Jednostki te oddzielone są od siebie brachyantykliną Łącznej, w której jądrze odsłania się pstry piaskowiec (fig. 2b).

Używanie dla opisanej jednostki tektonicznej nazwy niecki („niecka Krzeszowa”, Radwański 1966) wydaje się autorowi niewłaściwe, ponieważ termin niecka jest stosowany zwykle na określenie odrębnego zbiornika sedymentacyjnego. Profile skał górnokredowych, które tworzą brachysynklinę Krzeszowa i „nieckę policką” w jej północnej części, są identyczne i nie może być mowy o odrębnych nieckach sedymentacyjnych.

Brachysynkliną Krzeszowa zawdzięcza swoje powstanie zróżnicowanym ruchom pionowym, które spowodowały lokalne wgłębienie pokrywy kredowej bez przerwania ciągłości warstw. Na omawianym obszarze obserwuje się jedynie trzy większe uskoki o amplitudzie około 20 m. Jeden z nich przechodzi przez przełęcz Żłób w okolicach Gorzeszowa, drugi przecina skośnie południową fleksurę brzeżną i uchwytany jest jeszcze w piaskowcach górnego cenomanu na południe od Łącznej. W przedłużeniu tego uskoku ku południowi z intersekcji wynika trzeci uskok o przeciwnym zrzucie (fig. 2b).

W kredzie okolic Krzeszowa obserwuje się mniej lub bardziej regularnie wykształconą oddzielność ciosową. Orientację tej oddzielności przedstawiono na diagramach konturowych na figurach 17 i 18, oddzielnie dla poszczególnych poziomów litologicznych i grup odkrywek.

W piaskowcach górnego cenomanu rozwinięte są regularnie dwa systemy pionowych spękań ciosowych, przecinające się pod kątami

Spis skamieniałości występujących w skałach kredowych okolic Krzeszowa na podstawie znalezisk i oznaczeń autora oraz G. Berga (1905, 1906, 1938), G. Berga i E. Dathego (1912, 1938) i oznaczeń Böhma*

List of fossils in the Cretaceous rocks from the vicinity of Krzeszów, based on the findings and identifications of the writer and of G. Berg (1905, 1906, 1938), also of G. Berg & E. Dathe (1912, 1938) and Böhm's determinations*

Gatunki	Górny cenoman				Dolny turon	Środkowy turon
	osady trans-gresywne	piaskowce	piaskowce wapienste i mułowce	gezy	mułowce	piaskowce wapienste i bezwapienste
Poriphera						
<i>Spongia saxonica</i> Gein.*			x			
Polychaeta						
<i>Serpula septemsulcata</i> Cotta				x		
<i>Serpula gordialis</i> Schloth.*		x				
<i>Serpula (Vermicularia) concava</i> Sow.*		x				
Scaphopoda						
<i>Dentalium sexcarinatum</i> Goldf.		x				
Lamellibranchiata						
<i>Glycymeris geinitzi</i> (d'Orb.)				x		
<i>Pecten ? pectatus</i> Petr.*		x				
<i>Pecten</i> cf. <i>nilssoni</i> Goldf.*				x		
<i>Pecten</i> sp. indet.	x					
<i>Chlamys asper</i> (Lam.)		x	x			
<i>Chlamys elongatus</i> (Lam.)		x	x			
<i>Janira aequicostata</i> (Lam.)		x	x			
<i>Janira quinquecostata</i> (Sow.)			x			
<i>Janira atava</i> (Römer)			x			
<i>Janira</i> cf. <i>cometa</i> (d'Orb.)				x		
<i>Neithea phaseola</i> Lam*		x				
<i>Neithea notabilis</i> Münst.*		x	x			
<i>Camptonectes curvatus</i> (Gein.)						x
<i>Syncyclonema orbicularis</i> (Sow.)		x	x	x		
<i>Mytilus</i> aff. <i>neptuni</i> (Goldf.)				x		
<i>Mytilus</i> sp. ex, gr. <i>neptuni</i> (Goldf.)				x		
<i>Inoceramus pictus pictus</i> Sow.				x		
<i>Inoceramus pictus bannewitzensis</i> Tröger				x		
<i>Inoceramus pictus neocaledonicus</i> (Jeannet)				x		
<i>Inoceramus pictus</i> Sowerby subsp. indet.				x		
<i>Inoceramus</i> sp. indet. no. 1				x		
<i>Inoceramus</i> sp. indet. no. 2				x		
<i>Inoceramus bohemicus</i> Leonh.*				x		
<i>Pinna decussata</i> Goldf.				x		
<i>Pinna cottai</i> Gein.*		x				
<i>Lopha diluviana</i> (Linn.)			x			
<i>Ostrea</i> aff. <i>hippodidii</i> Böhm*			x			
<i>Exogyra columba</i> (Lam.)		x	x	x		
<i>Exogyra conica</i> Sow.*			x			
<i>Exogyra lateralis</i> Nils.*				x		
<i>Exogyra canaliculata</i> Sow.*				x		
<i>Lima canalifera</i> Goldf.						x
<i>Lima</i> cf. <i>pseudocardium</i> Reuss			x	x		
<i>Lima</i> cf. <i>aspera</i> Mant. sp.*			x	x		
<i>Lima</i> sp. indet.		x				
Gastropoda						
<i>Gastrochaena amphisbaena</i> Goldf.*			x			
Cephalopoda						
<i>Nautilus elegans</i> Sow.*		x				
Brachiopoda						
<i>Rhynchonella</i> sp.*			x			
Pisces						
<i>Carcharodon</i> sp.*		x				

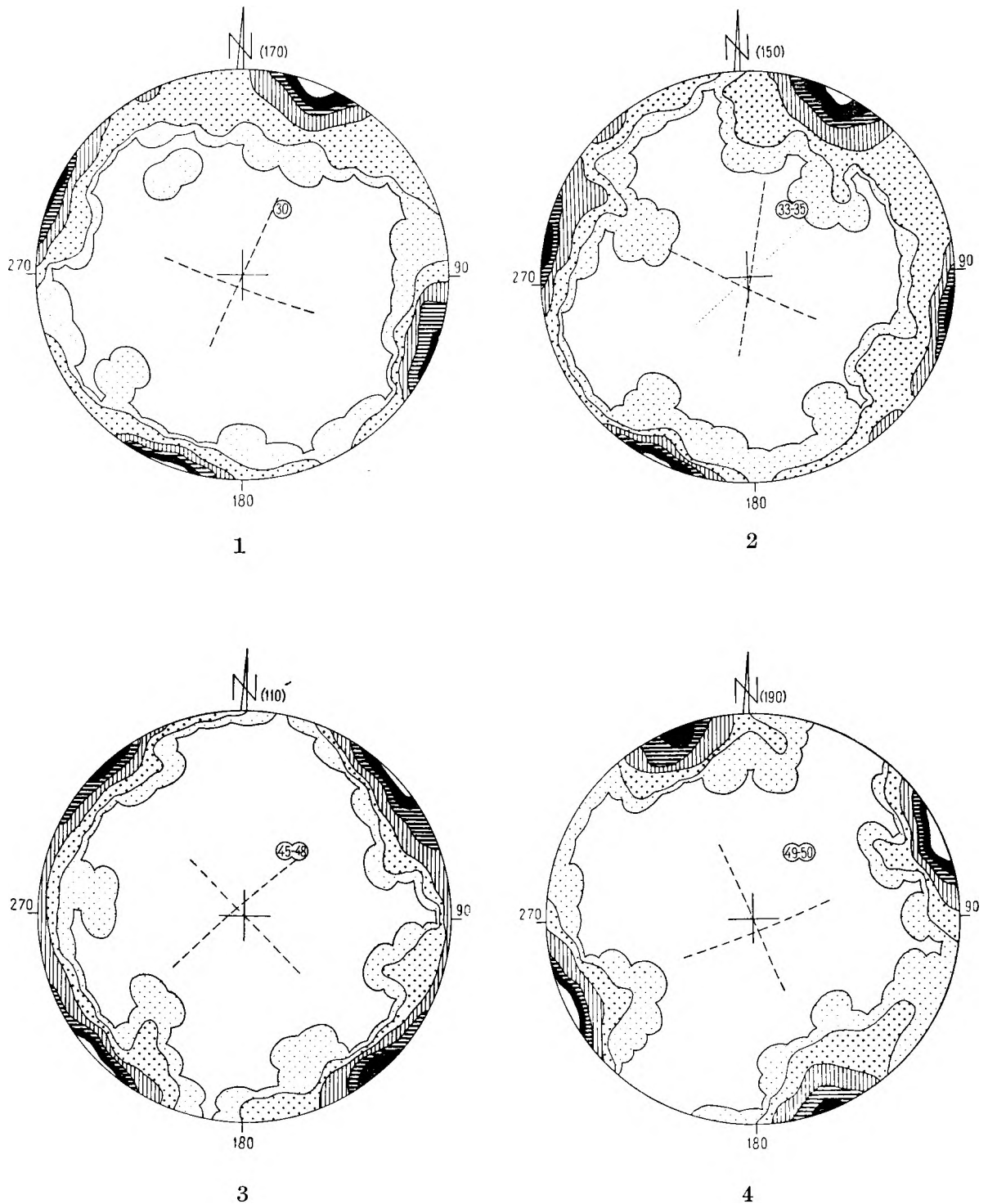


Fig. 17

Diagramy orientacji spękań ciosowych w piaskowcach górnego cenomanu. Normalne do warstw. Projektacja górnej półkuli. Liczba pomiarów znajduje się u góry każdego z diagramów. Numery diagramów odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2b. Warstwicę zerową poprowadzono przy użyciu siatki pomocniczej Dimitrijewiça (1956), następne warstwicze: 1 — 3 — 7 — 10 — 15%

Diagrams of the orientation of joints in Upper Cenomanian sandstones. Normals to the beds. Upper hemisphere projection. Number of measurements indicated at top of each diagram. Numbers of diagrams correspond to numbers of outcrops in Fig. 2b. The zero contour line was traced by means of the auxiliary net of Dimitrijewiç (1956), the next contour lines: 1 — 3 — 7 — 10 — 15%

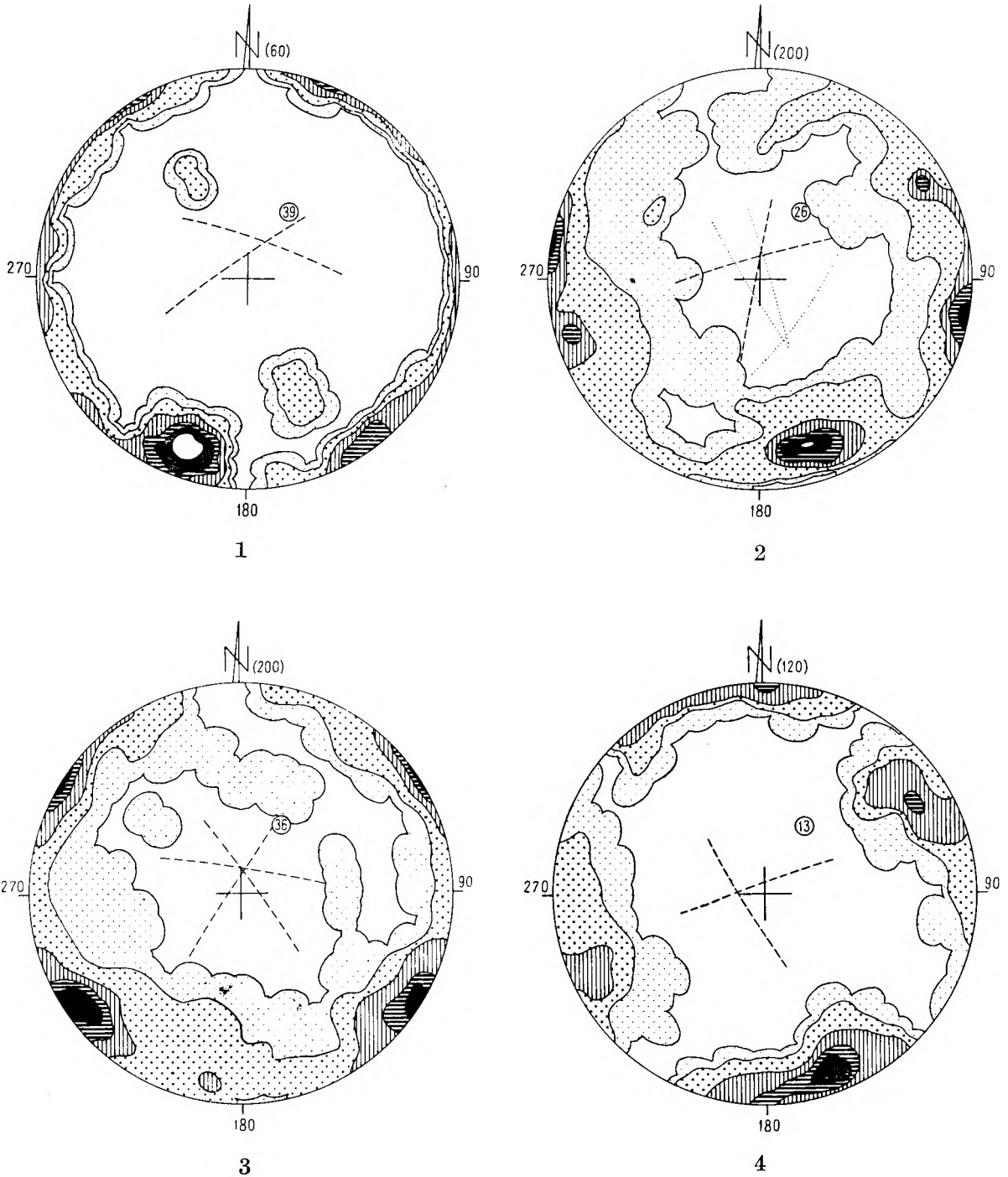


Fig. 18

Diagramy orientacji spekań ciosowych w gezach górnego cenomanu (diagram 39), piaskowcach wapnistych środkowego turonu (diagram 26), piaskowcach bezwapnistych środkowego turonu (diagram 36) i piaskowcach górnego turonu (diagram 13). Normalne do warstw. Projektacja górnej półkuli. Liczba pomiarów znajduje się u góry każdego z diagramów. Numery diagramów odpowiadają numerom odkrywek na figurze 2a, b. Warstwicę zerową poprowadzono przy użyciu siatki pomocniczej Dimitrijevića (1956), następane warstwicę: 1 — 3 — 7 — 10 — 15%

Diagrams of the orientation of joints in the Upper Cenomanian gales (diagram 39), calcareous Middle Turonian sandstones (diagram 26) and Upper Turonian sandstones (diagram 13). Normals to the beds. Upper hemisphere projection. Number of measurements indicated at top of each diagram. Numbers of diagrams correspond to numbers of outcrops in Fig. 2a, b. The zero contour line was traced by means of the auxiliary net of Dimitrijević (1956) the next contour lines: 1 — 3 — 7 — 10 — 15%

zblizonymi do prostych. Spękania jednego z systemów mają kierunek NE—SW, drugiego NW—SE (fig. 17). Są to systemy ciosu pierwotnego (Boretti-Onyszkiewicz 1968, Jerzykiewicz 1968b, 1969).

Na figurze 18 przedstawiono orientację spękań ciosowych w młodszych poziomach kredy okolic Krzeszowa. Na wszystkich dia-

gramach zaznaczają się wyraźnie maksima wyznaczające orientację sieci spękań ciosu pierwotnego, która ma podobną orientację na całym omawianym terenie. Miejscami pojawia się trzeci, słabiej rozwinięty system spękań pionowych. Spękania skośne spotyka się znacznie rzadziej.

CZEŚĆ INTERPRETACYJNA

OBECNY STAN ROZPOZNANIA STRATYGRAFII

Na temat stratygrafii i biostratygrafii kredy śródsudeckiej wypowiedziano wiele poglądów, lecz w dalszym ciągu pozostaje w tej dziedzinie wiele do zrobienia. Kreda okolic Krzeszowa nie jest pod tym względem wyjątkiem. Znane przedtem oraz przedstawione w niniejszej pracy skamieniałości nie są wystarczające do wyróżnienia poziomów faunistycznych i wyznaczenia na tej podstawie dokładnych granic między poszczególnymi piętrami cenomanu i turonu. Na zaliczenie poszczególnych ogniów litologicznych do pięter faunistycznych brak na ogół dowodów paleontologicznych. Mimo to w kredzie okolic Krzeszowa wydzielano piętra faunistyczne na podstawie porównań z innymi obszarami kredowymi (Scupin 1935).

Podział stratygraficzny kredy okolic Krzeszowa według Scupina (*op. cit.*), poprzedni podział G. Berga i E. Dathego (1905/1906, 1913, 1940) oraz podział zastosowany w niniejszej pracy przedstawiono w tabeli 24.

Udokumentowane w niniejszym opracowaniu skamieniałości pozwalają na wydzielenie cenomanu i turonu. Występowanie form z grupy *Inoceramus pictus* (Sow.) w gezach pozwoliło zaliczyć je do górnego cenomanu (Cieśliński 1966, Tröger 1967). Poprzednio skały te jako „piaskowce plenerskie” były zaliczane do poziomu plenusowego (Scupin 1935), pogląd ten nie został jednak potwierdzony znalezieniem formy *Actinocamax plenus* (Blainville).

W mułowcach i piaskowcach występujących poniżej gez znaleziono formy *Janira aequicostata* (Lam.) i *Chlamys asper* (Lam.) i na tej podstawie skały te zaliczono do górnego cenomanu (Seifert 1955). W osadach spagowych nie znaleziono fauny; zostały one zaliczone do środkowego i dolnego cenomanu, ponieważ podobną pozycję stratygraficzną przypisuje się osadom lądowym występującym pod morskimi piaskowcami górnego cenomanu w kredzie Czech i Saksonii (Seifert *op. cit.*, Soukup i Klein *in* Kodym 1961).

Podziału cenomanu na podstawie amonitów, który ostatnio został zaproponowany dla osadów śródsudeckich przez S. Radwańskiego (1966), nie da się zastosować na omawianym obszarze z powodu braku tych skamieniałości.

Turon, podobnie jak w kredzie Czech i Saksonii (Seifert *op. cit.*, Soukup i Klein *in* Kodym 1961, Tröger 1967), został podzielony na trzy piętra. Granice między tymi piętrami przeprowadzono umownie zgodnie z granicami litologicznymi (tab. 24).

WARUNKI SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Skały górnokredowe okolic Krzeszowa składają się w różnych proporcjach z materiału pochodzącego z abrazji brzegów (otoczaki, piasek i muł), wietrzenia na lądzie (ił i krzemionka) oraz składników biochemicznych i chemicznych (krzemionka i węglan wapnia). W zależności od stosunków ilościowych między tymi składnikami należy w omawianym profilu wyróżnić: piaskowce, wapieniste piaskowce, mułowce i gezy. Inne odmiany litologiczne spotyka się sporadycznie i w małych ilościach. Wśród osadów spagowych występują cienkie wkładki mułowców i zlepieńców, a w poziomie gez spotyka się wkładki spongiolitów, wapieni i glaukonitytów.

Piaskowce tworzą dolną i górną część profilu. Przeważają one w profilu lądowych osadów spagowych (fig. 3), a wśród osadów morskich występują w dolnej części górnego cenomanu oraz w środkowym i górnym turonie. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców przedstawiono za pomocą trójkąta klasyfikacyjnego Pettijohna (1957; fig. 19).

Piaskowce z osadów spagowych i piaskowce górnoturonańskie mają szkielet ziarnowy ortokwarcytów, górnocenomańskie i środkowoturonańskie należy według klasyfikacji Pettijohna (*op. cit.*) zaliczyć do subarkoz.

Piaskowce z osadów spagowych i górnoturonańskie mają szkielet ziarnowy złożony prawie wyłącznie z kwarcu i skał krzemionkowych. Nie różnią się one zatem wskaźnikiem dojrzałości, ale mają różne wskaźniki płynności środowiska, wyrażające się ilością masy wypełniającej przestrzeń między ziarnami (Pettijohn *op. cit.*). Ilość matrix w piaskowcach z osadów spagowych przekracza najczęściej wartość graniczną dla piaskowców, tzn. 15%, mają one zatem znacznie rozluźniony szkielet ziarnowy

Porównanie wydzieleni litologicznych i podziałów stratygraficznych w kredzie okolic Krzeszowa
 Comparison of lithological and stratigraphic subdivisions in the Cretaceous from the vicinity of Krzeszow

Tabela 24

EMSZER	Białe piaskowce ciosowe	TURON
	Plener piaszczysty z poziomem wapieni	
	Piaskowiec ciosowy i margiel piaszczysty	
	Plener piaszczysty	
	Drobnoziańskie piaskowce plenerskie	
Niebieszarsze piaskowce margliste		
Glaukonitowe piaskowce ciosowe		
Nierównoziańskie warstwy spagowe		

H. S. C. U. P. I. N. (1935)		PODZIAŁ ZASTOSOWANY W PRACY	
TURON		TURON	
Poziom z l. Cuvieri (Schloenbach)	Górny piaskowiec ciosowy ("Dachsberg Ouder")	Górny	Piaskowce (ortokwarcyty)
Poziom ze Sco-philes	Górny plener gorzeszowski z poziomem wapieni	Środkowy	Piaskowce piaskowce (sub-orkozy) bez wapieni le
Poziom z l. llo-marcki (Bognart)	Gorzeszowski piaskowiec ciosowy		wapniste
Poziom z l. llo-batus	Dolny plener gorzeszowski	Dolny	Mufowce wapniste
CENOMAN		CENOMAN	
Górny Poziom z A. plenus	Piaskowce plenerskie	Górny	Mufowce krzemionkowe (Gezy i spongiolity)
Środkowy i dolny	Cenomański piaskowiec ciosowy		Mufowce wapnisto-krzemionkowe Mufowce wapniste Piaskowce wapniste
		Piaskowce (subarkozy) Zlepienie i piaskowce trans-gresywne	
		Środkowy i dolny	Lądowe osady spagowe (piaskowce z węglem, mufowce, zlepienie)

i nie można ich zaliczyć do typowych ortokwarcytów.

W piaskowcach górnego turonu ilość matrix jest znacznie niższa, spada ona poniżej 15% objętości osadu. Mimo równie wysokiej dojrzałości mineralnej piaskowce górnoturonińskie powstały w innych warunkach niż piaskowce z osadów spagowych. Prądy transportujące piasek do osadów spagowych były gęstsze dzięki wzbogaceniu w drobniejsze frakcje. Obok frakcji najdrobniejszych, tworzących wkładki mułowców i matrix w piaskowcach osadów spagowych, występują w tych osadach nagromadzenia otoczków kwarcowych, które nie tworzą zwykle wyraźnych ławic, lecz nieregularne skupienia i soczewki w piaskowcach. Osady spagowe powstały w środowisku lądowym; świadczą o tym ich cechy teksturalne i występowanie wkładek węglistych w profilu na górze Św. Anny (fig. 3). Należy sądzić, że wysoka zawartość kwarcu w osadach spagowych jest wynikiem długotrwałego wietrzenia chemicznego na lądzie. W tych warunkach kompletnemu rozkła-

dowi uległy skalenie, a produkty tego rozkładu w postaci minerałów ilastych i wolnej krzemionki występują w spoiwie osadów spagowych.

Występujące nad osadami spagowymi piaskowce, które razem ze zlepieńcami wydzielono jako osady transgresywne, zawdzięczają wysoką zawartość ziarn kwarcu długotrwałej działalności litoralnych prądów morskich. O wielokrotnym przemieszczaniu tych osadów w strefie litoralnej świadczy doskonale obtoczenie ziarn i wysortowanie tych osadów (fig. 6 i pl. IX, fot. 2). Skośne warstwowanie piaskowców transgresywnych pozwala przypuszczać, że tworzyły one nasypy przybrzeżne.

Znaczną dojrzałość mineralną piaskowców górnoturonińskich należy również przypisać działalności prądów w strefie sublitoralnej (Jerzykiewicz 1968a).

Piaskowce górnego cenomanu i środkowego turonu różnią się od poprzednio omówionych wyższą zawartością skaleń, a więc tzw. wskaźnikiem pochodzenia (Pettijohn 1957; fig. 19).

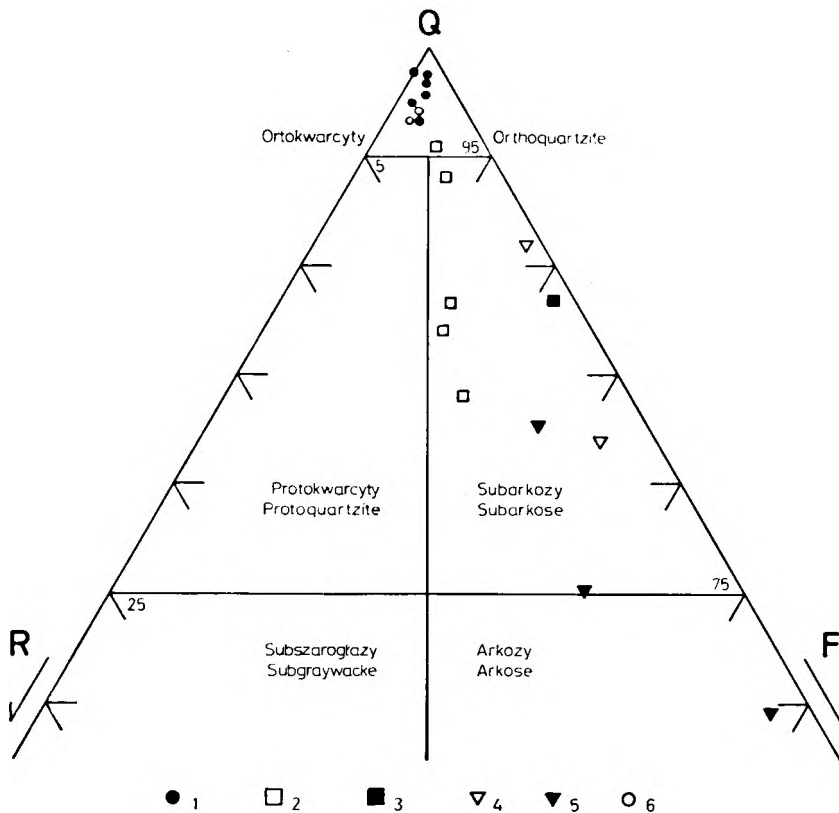


Fig. 19

Diagram składu mineralnego piaskowców górnokredowych okolic Krzeszowa

1 — piaskowce z lądowych osadów spagowych dolnego i środkowego cenomanu, 2 — piaskowce górnego cenomanu, 3 — piaskowce wapniste górnego cenomanu, 4 — piaskowce wapniste środkowego turonu, 5 — piaskowce bezwapniste środkowego turonu, 6 — piaskowce górnego turonu

Diagram of the mineral composition of the Upper Cretaceous sandstones from the vicinity of Krzeszów
1 — sandstones from the fresh-water bottom deposits of the Lower and Middle Cenomanian, 2 — Upper Cenomanian sandstones, 3 — calcareous Upper Cenomanian sandstones, 4 — non-calcareous Middle Turonian sandstones, 5 — calcareous Middle Turonian sandstones, 6 — Upper Turonian sandstones

Znaczna zawartość składników mało odpornych na transport w tych osadach pozwala przypuszczać, że nie przeszły one stadium plażowego.

Piaskowce wapienste górnego cenomanu i piaskowce wapienste zazębiające się z piaskowcami środkowego turonu mają szkielety ziarnowe o zupełnie podobnym składzie mineralnym do sąsiadujących z nimi w profilu piaskowców. Znaczny udział węglanu wapnia w tych skałach, przy zawartości minerałów ilastych nie przekraczającej 25% ich objętości, pozwala zaliczyć je do wapienistych piaskowców (Smulikowski 1953).

W środkowej części profilu kredy okolic Krzeszowa, od górnej części górnego cenomanu do dolnego turonu, występują skały o znacznie obniżonej zawartości okruczowego materiału terrygenicznego pochodzącego z abrazji brzegów. W skałach tych znacznie przeważa materiał pochodzący z wietrzenia chemicznego oraz składniki biochemiczne. Głównymi składnikami mułowców są minerały ilaste i węglan wapnia. Gezy składają się w przewadze z izotropowej krzemionki, częściowo pochodzenia terrygenicznego, częściowo pochodzącej z rozpuszczonych igieł gąbek. Nagromadzenia niezupełnie rozpuszczonych spikul gąbek występują w gezach w postaci skupień spongiolitów.

Mułowce i gezy powstały w warunkach znacznie zwolnionej sedymentacji materiału klastycznego. Świadczą o tym ilość materiału klastycznego pochodzącego z ładu, jego skład granulometryczny oraz ilość i forma występowania glaukonitu.

Ilość materiału klastycznego frakcji mułowej i piaszczystej nie przekracza w tych osadach 20% ich objętości (tab. 6, 10 i 16).

Porównanie składu granulometrycznego materiału klastycznego w profilu skał górnokredowych okolic Krzeszowa przedstawia tabela 25 i figura 20⁷.

Grubość ziarn detrytycznych w omawianym profilu skał maleje stopniowo od osadów spągowych do gez, a następnie stopniowo wzrasta od gez do piaskowców górnego turonu (fig. 20). Terrygeniczny materiał detrytyczny, wchodzący w skład gez i mułowców, składa się z ziarn o najmniejszych średnich średnicach (Inman 1952). Ilość tego materiału w środkowej części omawianego profilu jest również najmniejsza (tab. 6, 10, 16). Zmiany wysortowania ziarn wyrażone współczynnikiem asymetrii (Inmann 1952) wykazują w omawianym profilu tendencję odwrotną, a mianowicie: ziarna w skałach środkowej części profilu są dobrze lub bardzo

dobrze wysortowane (według skali Folka 1961), a ku górze i dołowi w profilu obserwuje się coraz gorsze wysortowanie (fig. 20).

Z przedstawionych danych o rozkładach granulometrycznych wynika, że sedymentacja materiału klastycznego w środkowej części profilu była znacznie zwolniona. W czasie osadzania się mułowców, a zwłaszcza gez, ilość i średnice ziarn materiału klastycznego pochodzącego z ładu były minimalne, a ich wysortowanie bardzo dobre. Brzegi zbiornika sedymentacyjnego w okresie pomiędzy cenomanem i turonem były niskie, a na łądzie przeważało wówczas wietrzenie chemiczne. Materiałem osadzającym się w zbiorniku sedymentacyjnym były w okresie powstawania mułowców głównie minerały ilaste i węglan wapnia, a w czasie tworzenia się gez — hydrozol krzemionkowy. Źródłem wolnej krzemionki była niewątpliwie zwietrzelina skał krzemianowych, pochodząca z ładu⁸.

Zagadnienie współwystępowania w osadach wolnej krzemionki z niezwiertzałymi skaleniemi, diskutowane przez A. Gawła (1951) i M. Turnau-Morawską (1958), jest również aktualne w przypadku omawianych gez. W małych ilościach występują w nich bowiem również skalenie. Według hipotezy A. Gawła (*op. cit.*), uwolnienie krzemionki jest możliwe dzięki temu, że rozarty na pelit materiał terrygeniczny unosił się w wodzie morskiej przez okres wystarczający długi do wytworzenia się hydrozolu krzemionkowego. Strącanie się tego żelu, jak wynika z doświadczeń Corrensa (1925), zachodzi przy nieznacznej zmianie kwasowości środowiska. W opisywanym przypadku, wobec nieznacznej ilości świeżych skaleni i nieobecności biotyty, wolna krzemionka mogła, jak się wydaje, pochodzić zarówno bezpośrednio z ładów, jak i z zawiesin pozostających przez czas dłuższy w suspensji.

Następnym dowodem zwolnienia tempa sedymentacji w środkowej części omawianego profilu, w okresie osadzania się gez, jest szczególny sposób występowania glaukonitu w tych skałach.

Nagromadzenia ziarn glaukonitu w ilości około 30% objętości skały (a niekiedy ponad 50%) tworzą w gezach poziom glaukonitowy (*vide* część analityczna niniejszej pracy). Duże, dwukrotnie większe od największych ziarn detrytycznych, ziarna glaukonitu o intensywnej ciemnozielonej barwie, tworzące skupienia w gezach poziomu glaukonitowego, powstały niewątpliwie w warunkach znacznie zwolnionej sedymentacji. W tym jedynym w omawianym profilu przypadku reakcje wymienne między

⁷ Parametry statystyczne charakteryzujące rozkłady granulometryczne skał były obliczane za pomocą maszyny cyfrowej według programu ułożonego przez mgr K. Jerzykiewicza w autokodzie Mark III dla maszyny Elliott 803. Zastosowano wzory na parametry Inmana (1952).

⁸ Działalność wulkaniczną, jako drugie, główne źródło krzemionki znajdującej się w wodzie morskiej (Pettijohn 1957), można w danym wypadku pominąć, ponieważ w kredzie sudeckiej nie stwierdzono objawów wulkanizmu.

Tabela 25

Parametry statystyczne charakteryzujące skład granulometryczny skał górnokredowych okolic Krzeszowa, według wzorów Inmana (1952)

Statistical parameters characterizing the grain size composition of the Upper Cretaceous rocks from the vicinity of Krzeszów, after Inman's formulae (1952)

Rodzaj skał	Nr próbki	M	Md	$\delta\sigma$	$\alpha\sigma$
Piaskowce górnego turonu	13a	2,05	2,18	0,81	-0,16
	13b	0,71	0,25	1,64	0,28
	17	1,12	2,29	0,76	-0,23
	19	2,07	2,16	0,71	-0,12
Piaskowce bezwapniste środkowego turonu	12	0,95	0,80	1,26	0,12
	14a	1,34	1,28	0,99	0,06
	14b	1,82	1,84	0,98	-0,02
	18	1,02	1,03	0,88	0,05
	36a	1,55	1,48	1,10	0,07
	36b	2,02	1,90	0,92	0,12
Piaskowce wapniste środkowego turonu	7s ₁	3,22	3,30	0,82	-0,91
	7s ₂	2,84	2,72	1,00	0,12
	16	2,48	2,55	1,12	-0,06
	26	2,86	2,67	0,77	0,26
Mułowce dolnego turonu	5	3,48	3,59	0,62	-0,17
	31s ₁	3,66	4,02	0,51	-0,70
Gezy górnego cenomanu	4a	4,11	4,11	0,09	0,00
	4b	3,64	3,71	0,48	-0,14
	4s	3,91	4,08	0,28	-0,60
	31s	3,66	3,69	0,44	-0,07
Mułowce górnego cenomanu	51d	3,63	3,77	0,51	-0,28
	41	3,06	2,86	0,86	0,23
Piaskowce wapniste górnego cenomanu	51c	0,66	0,67	1,25	-0,01
Piaskowce górnego cenomanu	1m	2,61	2,53	0,60	0,12
	33	2,13	2,27	0,86	-0,15
	46	2,10	2,11	0,77	-0,01
	51b	1,98	2,02	0,86	-0,48
	30	1,55	1,51	0,59	0,07
	25	1,78	1,65	0,63	0,31
Piaskowce transgresywne	29w	0,96	0,80	1,02	0,16
	1l	0,36	0,45	1,14	-0,08
Osady spągowe	1b	1,92	1,75	0,70	0,24
	1c	3,09	3,16	0,70	-0,11
	1e	1,81	1,66	0,74	0,22
	1f	2,37	2,43	0,75	-0,08
	1j	1,60	1,56	0,97	0,05
	29s	1,65	1,54	1,14	0,09

zawiesiną ilastą i wodą morską, polegające na podstawieniu krzemu, żelaza i magnezu w miejsce glinu, zachodziły na dużą skalę i przez dłuższy czas, dzięki czemu szereg mineralny K. Smulikowskiego (1954) mógł zostać zrealizowany do końca. W wyniku tych przemian powstał typowy glaukonit. W gezach powyżej i poniżej po-

ziomu glaukonitowego oraz w mułowcach spotyka się również ziarna typowego glaukonitu, ale w ilościach poniżej 1% objętości skały. W pozostałych bardziej gruboziarnistych skałach profilu morskich osadów górnej kredy spotyka się najczęściej ziarna bladezielone, należące prawdopodobnie do folidoidu (Smulikowski

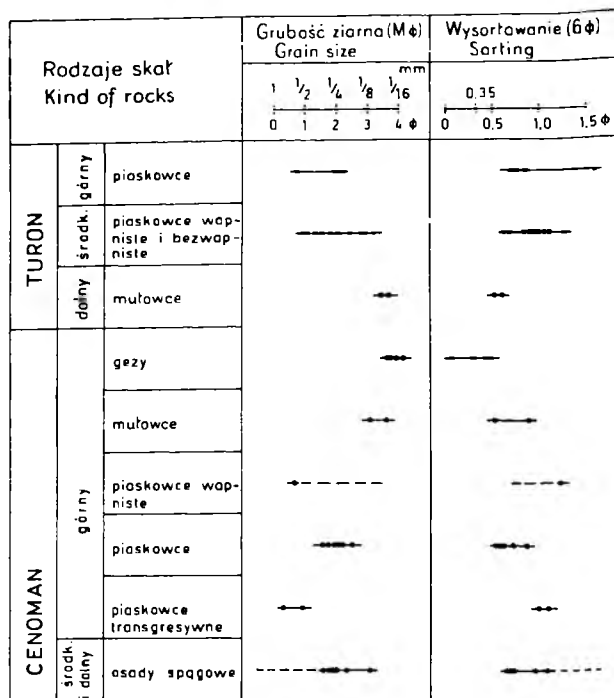


Fig. 20

Wykres zmienności składu granulometrycznego wyrażonego średnią średnicą (Mφ) i wysortowania wyrażonego współczynnikiem dyspersji (σφ) dla materiału terygenicznego skał górnokredowych okolic Krzeszowa. Wzory na parametry statystyczne według Inmana (1952). Obliczenia wykonano według programu ułożonego przez K. Jerzykiewicza w autokodzie Mark III na maszynie cyfrowej Elliott 803

Variability diagram of the grain size composition, expressed by the mean diameter (Mφ) and of the selection variability expressed by the dispersion coefficient (σφ) of the terrigenous material of Upper Cretaceous rocks from the vicinity of Krzeszów. Statistical parameter formulae after Inman (1952). Calculations carried out as scheduled by K. Jerzykiewicz in autocode Mark III by the Elliott 803 computer

op. cit.) lub ziarna detrytyczne wykazujące początkowe stadia glaukonityzacji.

Z przedstawionych w niniejszej pracy danych wynika następujący obraz paleogeograficzny. Transgresję górnocenomańską poprzedzała na omawianym obszarze okres erozji, a lokalnie także sedimentacji lądowej, przypadającej prawdopodobnie na dolny i środkowy cenoman. Powstałe w tym okresie osady wykazują początkowo cechy sedimentów rzecznych, a następnie limnicznych. Lądowe osady dolnego i środkowego cenomanu są słabo wysortowane (fig. 20): rzeki transportowały jednocześnie materiał pelitowy, piaszczysty i żwirowy. Intensywne wietrzenie chemiczne w tym czasie doprowadziło do daleko posuniętej selekcji mineralnej osadów. Składają się one przede wszystkim z kwarcu i produktów wietrzenia chemicznego mniej odpornych skał krzemianowych.

Górnocenomańska transgresja morska była

powolna i wkroczyła na omawiany obszar od południowego zachodu. Rolę osadów transgresyjnych w profilu kredy okolic Krzeszowa spełniają zlepience osadzone na nierównej, częściowo zerodowanej powierzchni osadów lądowych w okolicach Góry Św. Anny i leżące nad nimi gruboziarniste piaskowce, znane także ze skałek w pobliżu przełęczy Żłób i kamieniołomu w Jawiszowie (fig. 2 i 3). Miąższość tych osadów rośnie w kierunku północno-wschodnim; w tym samym kierunku wzrasta wielkość otoczków w zlepiencech i ziarna w piaskowcach (fig. 4). Stopień obtoczenia okruców w zlepiencech również wzrasta w kierunku północno-wschodnim (fig. 6). Piaskowce transgresyjne tworzyły nasypy przybrzeżne, przemieszczające się zarówno w kierunku do brzegu, jak i równoległe do niego, na co wskazują kierunki skośnego warstwowania w kamieniołomie w Jawiszowie i w skałkach w pobliżu przełęczy Żłób.

Występujące powyżej piaskowce górnego cenomanu powstały już w warunkach otwartego morza, w pobliżu podstawy falowania lub nieco poniżej. Skład mineralny tych osadów wskazuje, że brzegi dostarczające w tym czasie materiału do basenu sedimentacyjnego były zbudowane przede wszystkim z kwaśnych skał wulkanicznych. Możliwe, że część ziarn pochodzenia wulkanicznego w piaskowcach górnego cenomanu (pl. X) dostała się do morza kredowego z rozmycia osadów czerwonego spagowca. Znaczna zawartość skaleni (mikroklin, pertyty) pozwala sądzić, że w czasie sedimentacji piaskowców górnego cenomanu abrazji ulegały również inne skały krystaliczne. Sedymencja w tym okresie była dostatecznie szybka na to, aby nie dopuścić do utworzenia się typowego, żelazistego glaukonitu. W omawianych piaskowcach obserwuje się powszechnie początkowe stadia glaukonityzacji skaleni i szkliwa wulkanicznego oraz oddzielne ziarna folidoidów.

Wapniste piaskowce górnego cenomanu powstały w podobnych warunkach paleogeograficznych, z tą różnicą, że w okresie ich sedimentacji zaczął strącać się węgiel wapnia nagromadzony w wodzie morskiej dzięki rozpuszczaniu się skorupki organizmów, które żyły w okresie powstawania piaskowców. Występowanie planktonicznych otwornic, folidoidu, a czasem nawet typowego glaukonitu w tych skałach świadczy o niezbyt szybkiej sedimentacji na szelfie w warunkach otwartego morza (Smulikowski 1954; Pratt 1963).

Osady środkowej części omawianego profilu (tab. 24) powstały w warunkach znacznie zwolnionej sedimentacji detrytycznej. Brzegi w czasie ich sedimentacji były niskie, a transgresja osiągnęła wówczas swoje maksimum. Głębokość zbiornika sedimentacyjnego była w tym czasie przypuszczalnie największa, ale nie stracił on charakteru szelfowego morza epikontynentalnego. Świadczy o tym obfitość typowego glauko-

nitu w gezach poziomu glaukonitowego (Pratt *op. cit.*).

Dolną część omawianego profilu do gez górnego cenomanu włącznie można uważać za sekwencję transgresywną, w której obserwuje się stopniowy spadek ilości materiału terrygenicznego oraz coraz lepsze wysortowanie (fig. 20). Górną część profilu, w której obserwuje się tendencję odwrotną, należy uznać za następstwo regresywne. W tym drugim okresie historii omawianej części śródsudeckiego zbiornika sedymentacyjnego powstały osady analogiczne pod względem składu mineralnego i własności teksturalnych w kolejności odwrotnej (fig. 20). W sekwencji regresywnej, która składa się

z mułowców dolnego turonu i piaskowców środkowego i górnego turonu, obserwuje się stopniowy wzrost ilości i grubości ziarn oraz pogarszające się wysortowanie tych osadów. Powstały one w warunkach stopniowego dźwigania się brzegów basenu sedymentacyjnego, które było prawdopodobnie związane z ruchami subhercyńskimi. W ostatniej fazie tych ruchów powstały ortokwarcyty górnego turonu. Wskutek zmniejszania się zasięgu morza w tym czasie abrazji ulegały brzegi zbudowane z osadów kredowych, co jest przyczyną wysokiej dojrzałości mineralnej piaskowców górnego turonu.

WNIOSKI

1. Skały górnokredowe okolic Krzeszowa tworzą odrębną jednostkę tektoniczną typu brachysynklinalnego, oddzieloną od tzw. „niecki polickiej” brachyantyklina Łącznej. Północne i południowe skrzydła brachysynkliny Krzeszowa tworzą fleksury brzeżne.

2. W skałach górnokredowych brachysynkliny Krzeszowa rozwinięte są dwa systemy pionowych spękań ciosowych. Są to systemy ciosu pierwotnego o kierunkach NE—SW i NW—SE.

3. Dotychczasowe wydzielenia litologiczne i podziały stratygraficzne w kredzie okolic Krzeszowa muszą być zrewidowane. W profilu kredy tej części niecki śródsudeckiej wydzielono osady lądowe i transgresywne, a wśród morskich: piaskowce, wapniste piaskowce, mułowce i gezy. Udokumentowana fauna pozwoliła na zaliczenie piaskowców, piaskowców wapnistych oraz mułowców i gez dolnej części profilu do górnego cenomanu.

4. Transgresję górnocenomańską poprzedzał na omawianym obszarze okres sedymentacji rzecznej i jeziornej, przypadającej na dolny i środkowy cenoman.

5. Górnocenomańska transgresja morska była powolna i wkroczyła na omawiany obszar od południowego zachodu. Osady transgresywne tworzyły nasypy przybrzeżne, które przemieszczały się zarówno w kierunku brzegu, jak i równoległe do niego.

6. Występujące ponad osadami transgresywnymi piaskowce, wapniste piaskowce, mułowce i gezy tworzą następstwo transgresywne, w którym obserwuje się stopniowy spadek ilości i wielkości ziarn materiału terrygenicznego oraz coraz lepsze wysortowanie.

7. Gezy środkowej części profilu powstały w warunkach znacznie zwolnionej sedymentacji detrytycznej. Brzegi w czasie ich sedymentacji były niskie, a transgresja osiągnęła wówczas swoje maksimum. W zbiorniku sedymentacyjnym dochodziło wówczas do strącania się hydrozolu krzemionkowego pochodzącego z wietrzenia chemicznego skał krzemianowych. Warunki te sprzyjały rozwojowi gąbek krzemionkowych. Tworzyły się lokalnie spongiolity.

8. Górna część profilu kredy okolic Krzeszowa tworzy sekwencję regresywną, w której obserwuje się stopniowy wzrost ilości i wielkości ziarn materiału terrygenicznego. Osady te powstały w warunkach stopniowego dźwigania się brzegów zbiornika sedymentacyjnego, które mogło być związane z orogenezą subhercyńską.

9. Glaukonit jest w omawianym profilu osadów morskich dobrym wskaźnikiem tempa sedymentacji terrygenicznej. W piaskowcach i wapnistych piaskowcach obserwuje się zwykle początkowe stadia glaukonityzacji ziarn detrytycznych oraz oddzielne ziarna folidoidów; w mułowcach oprócz tego spotyka się w małych ilościach typowy glaukonit. W gezach, uznanych na podstawie składu mineralnego i granulometrycznego za osady maksimum transgresji, glaukonit właściwy występuje najobficiej tworząc poziom glaukonitytów.

10. Mimo pewnych wahań głębokości morza omawiana w niniejszej pracy część śródsudeckiego basenu sedymentacyjnego zachowała przez cały okres górnokredowej sedymentacji charakter płytkiego, epikontynentalnego morza szelfowego.

LITERATURA

- ANDERT H., 1934: Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. T. III. — Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., 1909: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen ... etc. Lief. 145. Blatt Schömberg. — Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., 1938: Erläuterungen zu Blatt Landeshut. Lief. 193. Geol. Karte von Preuss ... etc. — Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1905/1906: Geologische Karte. Blatt Schömberg. — Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1913: Geologische Karte. Blatt Landeshut. — Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1940: Geologische Karte. Blatt Landeshut. Reich. Bodenfor. Berlin.
- BIEDA F., 1966: Paleozoologia. Warszawa.
- BEYRICH H., 1867: Geognostische Karte vom niederschlesischen Gebirge und dem umliegenden Gegenden. Berlin.
- BOLEWSKI A., TURNAU-MORAWSKA M., 1963: Petrografia. Warszawa.
- BORRETTI-ONYSZKIEWICZ W., 1968: Ciosy we flisz zachodniego Podhala. Joints in the flysch of western Podhale. — Acta Geol. Pol. vol. XVIII, no. 1.
- CAYEUX L., 1929: Les roches sedimentaires de France. — Roches siliceuses. Paris.
- CORRENS C. W., 1925: Ueber Verkieselung von Sedimentgesteinen. — Neues Jb. Miner. Abh. A, 52. Stuttgart.
- CIEŚLIŃSKI S., 1960: Biostratygrafia i fauna albu Polski. Biostratigraphy and Fauna of the Albian in Poland. — Pr. Inst. Geol. T. XXX, cz. II.
- CIEŚLIŃSKI S., 1965: Stratygrafia i fauna cenomanu Polski (Bez Karpat i Śląska). Stratigraphy and fauna of the Cenomanian in Poland (Excluding the Carpathians and Silesia). — Inst. Geol. Biul. 192.
- CIEŚLIŃSKI S., 1966: Die Inoceramen der polnischen Oberkreide und ihre stratigraphische Bedeutung. — Ber. dtsh. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont. 11. 6. Berlin.
- DATHE E., BERG G., 1912: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen ... etc. Lief. 193. — Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- DIMITRIJEVIĆ M., 1956: Jedna nova mreza ze izradu konturnih dijagrama. — Transactions of the Min. a. Geol. Fac. 1. Beograd.
- DVOŘÁK J., 1955: Příspěvek k poznání křídového útvaru v okolí Velkého Dřevce (sev. od Hronova). A Contribution to the knowledge of the Cretaceous in the vicinity of Velky Drevic (north of Hronov). — Sbor. Ustřed. Ustav. Geol. Sv. XXI, od. geol. 1. Praha.
- FLEGEL K., 1904: Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. — Jb. Schlesien. Ges. Breslau.
- FLEGEL K., HERBING J., SCHMIDT A., 1904: Geologische Exkursionskarte des Heuscheuer und Adersbachergebirges. — Dtsch. Geol. Ges. Breslau.
- FOLK R. L., 1961: Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, Texas.
- FRIČ A., 1877: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. II. Die Weissenberger und Malnitzer Schichten. — Arch. naturwiss. Landesdurchf. Böhmen. Bd IV, Nr 1. Prag.
- FRIČ A., 1897: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. VI. Die Chlomeker Schichten. — Ibidem. Bd X, Nr 4. Prag.
- FRIEDMAN M. G., 1958: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. — J. Geol. Vol. 66, No. 4. Chicago.
- GAWĘŁ A., 1951: O procesach sylikacji w karnackich utworach fliszowych. La silification dans le Flysch Karpatique. — Roczn. Pol. Tow. Geol. XX, z. 1/2.
- GEINITZ H. B., 1839: Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsischen Kreidegebirges. Z. 1. Der Tunnel bei Oberau. Dresden u. Leipzig.
- GEINITZ H. B., 1840: Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsischen Kreidegebirges. Z. 2. Das Land zwischen dem Plauen'schen Grunde bei Dresden und Dohna. B. Fische, Crustaceen, Mollusken. Dresden u. Leipzig.
- GEINITZ H. B., 1843: Die Versteinerungen von Kieselingswalda und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Dresden u. Leipzig.
- GEINITZ H. B., 1871—1875: Das Elbthalgebirge in Sachsen. T. I. Palaeontographica. Vol. 20. I. Cassel.
- GEINITZ H. B., 1872—1875: Das Elbthalgebirge in Sachsen. T. II. Ibidem. Vol. 20. II. Cassel.
- GOLDFUSS A., 1834—1840: Petrefacta Germaniae. T. II. Düsseldorf.
- GOLDFUSS A., 1841—1844: Petrefacta Germaniae. T. III. Düsseldorf.
- GÜRICH A., 1890: Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau.
- INMAN L. D., 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. — J. Sedim. Petrol. Vol. 22. Menasha.
- JERZYKIEWICZ T., 1968a: Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda). Sedimentation of the youngest sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin. — Geol. Sudetica t. IV.
- JERZYKIEWICZ T., 1968b: Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górno-kredowych niecki śródsudeckiej. Remarks on the origin and orientation of joints in the Upper Cretaceous rocks of the Intrasudetic Basin. — Ibidem. Warszawa.
- JERZYKIEWICZ T., 1969: Próba wyjaśnienia genezy spekań ciosowych margli opolskich. An explanation of the Genesis of the Joints in the Marlstones of Opole. — Acta Geol. Pol. vol. XIX, no 2.
- KODYM O., 1961: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR. Nachod. Praha.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1954: Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we flisz karpackim. Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. — Roczn. Pol. Tow. Geol. XXII, z. 4.
- McKEE E. D., WEIR C. W., 1953: Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 64. Burlington.
- MICHAEL R., 1893: Cenoman und Turon in der Gegend von Cudova in Schlesien. — Z. dtsh. Geol. Ges. 45. Berlin.
- [MOSKWIN M. M., 1959: МОСКВИН. М. М. — Атлас верхнемеловой фауны северного Кавказа и Крыма. Москва.
- MÜLLER A. H., 1963: Lehrbuch der Paläozoologie. Bd II. T. 1, 2. Jena.
- PETRASCHECK W., 1934: Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. — Mitt. Geol. Ges. Wien 55. Wien.
- PETTIJOHN F. J., 1957: Sedimentary rocks. 2. New York.
- PRATT W. L., 1963: Glauconite from the sea floor off southern California. In: Essays in Marine Geology in Honor of K. O. Emery. Los Angeles.
- RADWAŃSKI S., 1966: Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy środkowych Sudetów. Upper Cretaceous Facies and Faunas

- in the Central Part of the Sudety Mts. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* XXXVI, z. 2.
- RUTKOWSKI J., 1965: Senon okolicy Miechowa. Senonian in the area of Miechów, Southern Poland. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* XXXV, z. 1.
- SCUPIN H., 1912—1913: Die Löwenberg Kreide und ihre Fauna. *Palaeontographica. Supl. Bd VI.* Stuttgart.
- SCUPIN H., 1935: Die stratigraphischen Beziehungen der mittel- und nordsudetischen Kreide. — *Z. dtsch. geol. Ges.* Bd 87. Berlin.
- SEIFERT A., 1955: Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. — *Freib. Forsch.* C14. Berlin.
- SMULIKOWSKI K., 1953: Schemat ilościowej klasyfikacji najpospolitszych skał osadowych. — *Prz. geol.* nr 1.
- SMULIKOWSKI K., 1954: The problem of glaukonite. *Zagadnienie glaukonitu.* — *Arch. miner.* t. XVIII, z. 1.
- TRÖGER K. A., 1967: Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). T. I. *Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol.* Bd 12. Dresden.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1958: Warstwy chalcidonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich. *Studium petrograficzne. Chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc in the Holy Cross Mountains (Central Poland). A petrographic study.* — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* XXVII, z. 1—4.
- WAHLSTROM E. E., 1955: *Petrographic Mineralogy.* New York—London.
- WOODS H., 1899—1903: *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England.* Vol. I. London.
- WOODS H., 1904: *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England.* Vol. II. Part I. *Limidae.* London.
- WOODS H., 1906: *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England.* Vol. II. Part III. *Pinnidae, Astartidae, Carditidae, Crassatellitidae and Cyprinidae.* London.
- WOODS H., 1911: *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England.* Vol. II. Part VII. *Inoceramus.* London.
- WOODS H., 1913: *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England.* Vol. II. Part IX. *Ostreidae, Radiolitidae, Additions, Distribution, Bibliography, Index.* London.
- ZINGG T., 1935: *Beitrag zur Schotteranalyse.* *Schweiz. miner. petrog. Mitt.* Bd XV. Zürich.

Tomasz JERZYKIEWICZ

CRETACEOUS IN THE VICINITY OF KRZESZÓW

Summary

ABSTRACT: The area of the vicinity of Krzeszów is situated in the north-western part of the Intrasudetic depression. A new geologic map of this area has been prepared by the writer showing that the Cretaceous in the vicinity of Krzeszów is a separate tectonic unit of the brachysynclinal type. From the rest of the Intrasudetic depression it is delimited by the brachyanticline of Łączna. The northern and southern limbs of the Krzeszów brachysyncline form marginal flexures. The lithological and stratigraphic subdivisions so far accepted are here revised. Fresh-water deposits of the Lower and Middle Cenomanian have been differentiated in the profile, among the marine sediments are the transgressive deposits, sandstones, calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian, also gaizes representing the uppermost part of the Upper Cenomanian. The stratigraphic position of this lower part of the Cretaceous marine profile from the vicinity of Krzeszów has been palaeontologically established. The Turonian age has been assigned to the siltstones calcareous sandstones and sandstones. The transgressive and the regressive sequence have been distinguished by the writer in the Cretaceous profile from the vicinity of Krzeszów. The Upper Cenomanian transgression made its invasion from the south-west. The gradual lowering of the shores and the expansion of the transgression was indicated in the lower part of the profile here considered by the gradual decrease in numbers and size of grains of the terrigenous material and its better selection. The gaizes occurring in the middle part of the profile formed under con-

ditions of the slowest rate of detrital sedimentation. During their formation the shores were low and transgression had by then attained its maximum. Siliceous hydrosol used to be precipitated at that time in the sedimentary basin. Its origin was a result of the chemical weathering of silicate rocks. The prevailing conditions favoured the development of siliceous sponges, spongiolites were also formed.

The upper part of the profile represents the regressive sequence where we can observe a gradual increase in the numbers and size of grains of the terrigenous material. These deposits formed during the gradual rising of the shores of the sedimentary basin, possibly in connection with the Subhercynian orogeny. Glauconite is in this marine profile a reliable index of the rate of sedimentation. The initial stages of the glauconitisation of detrital grains, also grains, of pholidoides can be observed in the sandstones and calcareous sandstones, while small amounts of typical glauconite are, moreover, encountered in the siltstones. The true glauconite is abundant in the gaizes where it forms a glauconite horizon. This is the only case in the profile under consideration where a large-scale long lasting mutual reaction took place between the silty suspension and the sea water during a long time. They resulted in the formation of the typical glauconite which formed here a glauconite horizon. In spite of certain oscillations in the depth of the sea, all that part of the Intrasudetic sedimentary basin here considered, retained, throughout the Upper Cretaceous, the character of a shallow epicontinental shelf sea.

INTRODUCTION

The area here considered is the most north-western part of the Cretaceous in the Intrasudetic depression (Fig. 1). The first information concerning these Cretaceous deposits may be found in palaeontological papers (Goldfuss 1834—1840, 1841—1844; Geinitz 1871—1875), and on general geological survey maps (Beyrich 1867; Gürich 1890; Flegel, Herbing & Schmidt

1904). The tectonic distinctness of the area here considered was stressed by Flegel (1904).

A fuller picture of the lithology and stratigraphy, also of the tectonics of the Cretaceous in the vicinity of Krzeszów is shown in the geological maps of Berg & Dathe (1905/1906, 1913, 1940), also in the explanatory notes to these maps (Berg 1909, 1938; Dathe &

Berg 1912). The maps and explanatory notes by Berg & Dathe (*op. cit.*) have been subsequently used, as the only source of detailed information on the Cretaceous from Krzeszów when carrying out comparisons in the description of the Cretaceous from the Sudetes (Petrascheck 1934, Scupin 1935, Radwański 1966).

The geological investigations of the Cretaceous from the vicinity of Krzeszów have been made within the scheduled program of works of the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences under the guidance of Professor H. Teisseyre.

ANALYTICAL PART

LITHOLOGY

Fresh-water bottom deposits of the Lower and Middle Cenomanian

The marine Upper Cretaceous deposits are here and there underlain by fresh-water sediments whose stratigraphic position is rather doubtful (Fig. 3). These deposits have previously been referred either to the Triassic or to the *Credneria* beds known from Saxony (Berg & Dathe 1940).

The bottom deposits are here developed chiefly as medium-grained sandstones with intercalations of conglomerates and siltstones. In the conglomerates the pebbles occur as poorly rounded quartz fragments (Fig. 6). Thin coal seams are, moreover, observed in the profile of the St. Anna Mount.

In both of the two profiles here presented (Fig. 3) the sandstones from the bottom deposits have a similar mineral and granulometric composition (Fig. 4 and Table 1). Quartz and siliceous rocks are the chief components of the grain framework of these rocks. The feldspars hardly represent one per cent. The micas occur in extremely small amounts in the sandstones while in the siltstones they are an important component, their content increases to well over 10 per cent. The matrix content in the sandstones ranges from 7.4 to 32 per cent. The composition of the matrix varies, most commonly it consists of kaolinite with admixtures of hydro-mica and quartz.

Transgressive deposits of the Upper Cenomanian

Conglomerates and coarse-grained sandstones, already containing some marine fauna of the Upper Cretaceous, rest on the bottom deposits in the profiles here discussed (Fig. 3). The petrographic composition of the transgressive conglomerates of the Upper Cenomanian is shown in Table 2. In contradistinction from the conglomerates occurring in the bottom deposits, the transgressive conglomerates contain rhi-

dite pebbles which are certainly a result of the abrasion of Permian rocks. The nature of pebbles from the transgressive conglomerates and a comparison of their roundness with that of pebbles in the bottom deposits are shown in Figs. 5 and 6. Fig. 7 shows the roundness of grains in sandstones from transgressive and bottom deposits. The data here given indicate that the roundness of components in the conglomerates and transgressive sandstones is far better than that of the bottom deposits.

The transgressive sandstones show a distinctly tabular cross — bedding (McKee & Weir 1953).

The bottom deposits and the transgressive deposits occur locally in the northern part of the area here considered, between the Mount of St. Ann and Krzeszów, the Upper Cenomanian sandstones lie directly on Permian deposits.

Upper Cenomanian sandstones

They occur as an uniformly developed, continuous horizon throughout the area here considered. The following species have been identified among the numerous fossil remains encountered in these sandstones: *Dentalium sexcarinatum* Goldfuss (Pl. XV, 4), *Chlamys asper* (Lamarck) (Pl. XIV, 1—3), *Ch. elongatus* (Lamarck) (Pl. XV, 2—3), *Janira aequicostata* (Lamarck) (Pl. XIV, 5—6; Pl. XVI, 3), *Exogyra columba* (Lamarck) (Pl. XVI, 1—2, 4—5), *Lima* sp. indet. (Pl. XV, 1).

Some other forms have been previously found in these sandstones (Berg & Dathe 1909, 1938; Dathe & Berg 1912; identified after Böhm): *Serpula gordialis* Schlotheim, *Serpula (Vermicularia) concava* Sowerby, *Neithea phaseola* Lamarck, *Neithea notabilis* Münster, *Pinna cottai* Geinitz, *Perna cretacea* Reuss, *Nautilus elegans* Sowerby, *Carcharodon* sp.

The stratigraphic position of the above sandstones is clear. Besides the Cenomanian form *Chlamys asper* (Lamarck) they have yielded *Janira aequicostata* (Lamarck) which is regarded as the index fossil for the Upper Cenomanian (Seifert 1955).

The bedding in these sandstones is on the whole invisible, they are megascopically massive, a certain order in the arrangement of the coarse-grained components, may, however, be detected. Within the fine-grained sandy matrix the presence is sporadically observed of beds or lenses consisting of moulds of the shells of *Exogyra columba* (Lamarck) and *Dentalium sexcarinatum* Goldfuss which occur there in great abundance.

The grain size composition of the representative samples of the Upper Cenomanian sandstones is shown in Fig. 9 and Table 4. These are mostly fine- or medium-grained and show a unimodal granulometric arrangement. Samples with a bimodal granulometric arrangement were very rare.

The mineral composition, determined by planimetric analyses, is shown in Table 5. Quartz grains are the main constituent of the above sandstones. Grains, whose provenance is doubtless from effusive rocks, are readily recognisable. They have retained the contours of the phenocrysts from volcanic rocks, here and there they are covered by re-crystallised volcanic glass (Pl. X, 1—2). The greatest number of coarse quartz grains, hexagonal in outline and undoubtedly derived from effusive rocks, is encountered in sandstones whose granulometric arrangement is bimodal. Feldspars are the next important constituent of the Upper Cenomanian sandstones. Oligoclase is that most frequently encountered. Some grains had the features of phenocrysts from effusive rocks. In the sandstones we may observe the glauconitisation of the grains of feldspars and of the effusive rocks. Isolated pholidoide grains are encountered, too. The sandstone matrix consists of clayey minerals, mica, quartz and of iron oxides.

Calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian

The profile of rocks occurring above the sandstones here described is diagrammatically shown in Fig. 10. Calcareous sandstones, siltstones and siliceous siltstones may be differentiated there. All these three varieties of calcareous rocks have been referred to the Upper Cenomanian on the presence of the following fauna: *Janira aequicostata* (Lamarck) (Pl. XVII, 5), *J. quinquecostata* (Sowerby) (Pl. XVII, 6), *J. atava* (Römer) (Pl. XVII, 4), *Syncyclomena orbicularis* (Sowerby) (Pl. XVII, 1—3), *Lopha diluviana* (Linnaeus) (Pl. XVII, 7).

Besides the fossil remains above mentioned and described in the present paper, the following forms have previously been identified (Berg 1909, 1938; after Böhm): *Neithea notabilis* Mün-

ster sp., *Lima* cf. *aspera* Mantell sp., *L. pseudocardium* Reuss, *Exogyra conica* Sowerby, *Ostrea* aff. *hippopodii* John. Böhm, *Gervillia solenoides* Def., *Pteria* (*Pseudoptera*) *bergi* John Böhm, *Pecten?* *pectatus* Petrascheck, *Rhynchonella* sp., *Gastrochaena amphisbaena* Goldfuss, *Spongia saxonica* Geinitz.

Casts of canals bored by benthonic organisms are very common in calcareous sandstones. They are in the form of tubelets, usually slightly curved, here and there bifurcated (Pl. VIII, 1). The mass occurrence of these forms indicates the exceptional activity of the benthonic fauna which resulted in the biogenic reworking of sediments.

The grain size composition of the framework of the three varieties of calcareous rocks here considered is shown in Fig. 11 and Table 6. The results have been obtained by measurements under the microscope and calculated into the sieve equivalents by Friedman's method (1958).

The mineral composition of the grain framework of these calcareous rocks is very similar to that of the grain framework in the sandstones already here discussed. These rocks differ one from the other in the amount of matrix, consequently in the calcium carbonate content (Table 7 and 8). In the calcareous sandstones the amount of the matrix represents about 30 per cent of the rock volume and it consists mainly of fine-crystalline calcium carbonate mixed with a clayey substance. In siltstones the matrix exceeds 80 per cent of the rock volume. The absolute calcium carbonate content in these rocks is greater than that in the calcareous sandstones, but in the siltstones the matrix consists mainly of clayey minerals while in the matrix of siltstones occurring in the top of the rock series under consideration there is a certain number of chalcedony sponge spicules and of chalcedony grains dispersed in the matrix. A chemical analyses of these rocks (Table 9) shows an increase in the silica content at the expenses of Al_2O_3 (chiefly clayey minerals).

Gaizes and spongiolites of the Upper Cenomanian

Above the siliceous siltstones occurs a horizon of extremely fine-grained siliceous rocks not containing any calcium carbonate. They used to be called the „Plänersandstein” (Berg 1909, 1938). The presence of the following fossil remains has been observed in these rocks: *Serpula septemsulcata* Cotta (Pl. XXI, 3), *Glycymeris geinitzi* (d'Orbigny) (Pl. XXI, 2), *Mytilus* aff. *neptuni* (Goldfuss) (Pl. XX, 1—2), *M.* sp. ex gr. *neptuni* (Goldfuss) (Pl. XX, 3—4), *Inoceramus pictus pictus* (Sowerby) (Pl. XVIII, 1 and 2;

Pl. XIX, 4), *I. pictus bannewitzensis* Tröger (Pl. XIX, fig. 1, 2 and 5), *I. pictus neocaledonicus* (Jeannet) (Pl. XVIII, fig. 3), *I. pictus* Sowerby subsp. indet. (Pl. XVIII, fig. 4), *Pinna decussata* (Goldfuss) (Pl. XXI, 1), *Exogyra columba* (Lamarck) (Pl. XVI, fig. 1, 2, 4 i 5), *Lima* cf. *pseudocardium* Reuss (Pl. XXI, 4).

Additional forms, identified after Böhm, are, moreover, given by Berg (1909, 1938) and E. Dathe & G. Berg (1912): *Inoceramus bohemicus* Leonh. *Pecten orbicularis* Sowerby, *Pecten* cf. *nilssoni* Goldfuss, *Pteria* (*Pseudoptera*) *bergi* John Böhm, *Gryphaea* cf. *hippopodium* Nilsson, *Exogyra lateralis* Nilsson, *Exogyra canaliculata* Sowerby.

The presence of the inocerams mentioned above, particularly of the forms from the *Inoceramus pictus* Sowerby group reliably suggest that this is Cenomanian (Cieśliński 1966; Tröger 1967).

In the gaizes here discussed the presence is often observed of „lamination” formed by dark streaks of clayey material discernible in a lighter background (Pl. VII, 4, 5). These structures are a result of the activity of benthonic fauna (bioturbations), particularly of the polychaetes encountered in these rocks. The filling in of canals similar to those already described from the calcareous sandstones (Pl. VIII, 1, 2) is likewise to be associated with the activity of the benthonic fauna.

Besides normally developed gaizes (Cayeux 1929), lithological varieties differing in mineral composition are also observed in the profile of the rock horizon here considered. Glauconite forming within the gaizes a „glauconite horizon” previously differentiated by Berg (1909) is one of these varieties. The glauconite content in these rocks is up to 50 per cent of the rock volume (Pl. XII, 1). The concentrations of glauconite are dispersed haphazardly or arranged as laminae (Pl. VII, 3; Pl. VIII, 3, 4), and give to the rock a dark-green colouration.

Spongiolites are another rock variety differing in their mineral composition from the normally developed gaizes. They occur in the gaizes as irregularly shaped bodies (Pl. VII, 2). The spongiolites are a dark-grey cohesive rock, consisting almost entirely of sponge spicules recrystallized into chalcedony.

The grain size composition of the framework in the gaizes of the Upper-Cenomanian is shown in Table 10 and Fig. 12. The dimensions of the detrital grains of the gaizes are most commonly those of the siltstone fraction. In the thin section from the glauconite horizon, besides measuring the detrital grains the size was also measured of the glauconite concentrations and shown in the same histogram as not darkened columns (Fig. 12, histogram 4b).

Microscopic observations and planimetric analyses show that the matrix is the chief constituent of the gaizes. This consists mostly of chalcedony, derived partly from dissolved sponge sclerites. Relicts of chalcedony spicules, not completely dissolved are observable here and there. Minute flakes of mica, of chlorites, of clay minerals and of iron hydro-oxides, as well as fine quartz detritus are additional constituents of matrix of the gaizes. The grain framework is made up chiefly of blurry quartz detritus showing signs of dissolution. The feldspars occur in smaller amounts (Table 11). The glauconite usually represents 1 per cent of the rock volume and forms dark-green aggregates readily distinguishable from the matrix. The chemical composition and the CaCO₃ content in the gaizes of the Upper Cenomanian are shown in Table 12 and 13. Siliceous rocks resembling those here considered are known from the Lower Turonian in the vicinity of Hronov from the papers by Dvořák (1955).

Lower Turonian siltstones

The Lower Turonian siltstones are poorly exposed and they have not, so far, been indicated on maps (Berg & Dathe 1940). The profile of these rocks has been exposed in numerous test pits in several points of the area under consideration.

No fossil remains have been yielded by these rocks and their age has not, as yet, been palaeontologically established. The lithological distinctness of these rocks in relation to the underlying gaizes and the overlying calcareous sandstones of the Middle Turonian is very strong. From the gaizes they differ in the high calcium carbonate content and a considerably lower silica content (Table 14 and 15). The calcareous sandstones overlying the siltstone horizon contain in their matrix a much greater amount of calcium carbonate and their grain framework consists of coarser fractions.

The grain framework of the Lower Turonian represents about 10 per cent of their volume and it is made up mainly of the detritus of an extremely fine-grained sand and silt fraction (Table 16 and Fig. 13). Calcareous-clayey silt, mixed with the finest terrigenous detritus and with organic remains, is the chief component of these rocks. Sponge spicules and foraminiferal shells are the most commonly encountered organic remains. The silica of the sponge spicules is often replaced by calcite (Pl. XII, 2). Quartz and feldspars are the chief constituents of the grain framework in the Lower Turonian siltstones (Table 17). The detrital grains show signs of corrosion by the calcareous matrix.

The calcareous and non-calcareous sandstones of the Middle Turonian

The transition from the siltstones previously described here into the calcareous sandstones is gradual and consists in the increase of the number and size of the detrital grains and the decrease in the amount of matrix. The non-calcareous sandstones are a variety of the calcareous sandstones showing an extreme density of the grain framework. The non-calcareous sandstones do not occur as a continuous lithological horizon but as an intercalation of variable thickness within the calcareous sandstone horizon. In the vicinity of Gorzeszów this intercalation divides into two thinner ones, and in the area north of Jawiszów it wedging out in the midst of calcareous sandstones (Fig. 2a).

The stratigraphic position of this sandstone horizon has not, as yet, been palaeontologically established. The only forms found here are without stratigraphic significance: *Lima canalifera* Goldfuss (Pl. XXI, 7), *Camptonectes curvatus* (Geinitz) (Pl. XXI, 6).

The mineral composition of the calcareous sandstones, independently of their position in the profile — below or above the non-calcareous sandstones — is very much the same and, hence, there are no reasonable grounds for separating them into two lithological stages (Berg & Dathe 1940, Scupin 1935). The difference in the mineral composition of the two varieties consists only in the amount of calcareous matrix, but they do not differ in the mineral composition of their grain framework (Table 18). This is composed mainly of the grains of quartz and siliceous rocks. Feldspars, both potassium ones and plagioclases have an important share, too. The calcium carbonate content in the calcareous sandstones ranges from 23.9 to 51.6 per cent (Table 19). The amount of clayey minerals in the matrix varies, it is slightly greater at the base of the profile but never exceeds 33 per cent of the rock volume. Therefore, taking into account the calcium carbonate content as shown in Table 19, also the large amount of the detrital grains from the sandy fraction of these rocks, they have been referred to the calcareous sandstones in agreement with Smulikowski's classification (1953).

The grain size composition determined by measurements under the microscope in the case of calcareous sandstones and by the sieve analyses in the case of non-calcareous sandstones, is shown in Table 20 and Fig. 14. The dimensions of the fine-grained fraction predominate among the detrital grains of the calcareous sandstones while those in the non-calcareous sandstones usually are one class coarser. When

comparing the grain size composition of the non-calcareous and calcareous sandstones one must take into consideration the dissolving action of the calcareous matrix on the detrital grains. Practically all the grains in the calcareous sandstones bear signs of corrosion by the matrix (Pl. XIII), their dimensions have been secondarily reduced.

The bedding in the sandstones here discussed is on the whole hardly visible, a sub-horizontal or oblique joints is often observable but this cannot be identified with the stratification (Pl. I, 2; Pl. V).

Upper Turonian sandstones

White, purely quartz sandstones represent the youngest lithological horizon of the profile under consideration. The absence of fossils impedes the determination of the biostratigraphic position of these rocks.

These sandstones are very distinct lithologically. They differ in textural and structural features from all the sandy rocks in the here presented Upper Cretaceous profile. The grain framework of these rocks is with an over 95 per cent content of quartz (Table 21).

The Upper Turonian sandstones are generally fine grained, lenses of gravelly material are very rare and their granulometric arrangement is then bimodal (Table 22, Fig. 15).

Planar cross — bedding (McKee & Weir 1953) occurs in these sandstones (Pl. VI, 1, 2). The direction and inclination angles of the cross — bedded layers throughout the occurrence area of the sandstones under consideration are shown in Fig. 16. The forests have generally a SSE inclination. A more detailed description and a map of the orientation of the cross — bedding have already been published (Jerzykiewicz 1968a).

DESCRIPTIONS OF FOSSIL REMAINS

The fossil remains collected by the writer and mentioned in the earlier chapters of the present work, as well as in Table 23, are described in this chapter according to the systematics of Müller (1963).

TECTONICS

The area here considered lies in the north-western part of the Intrasudetic depression (Fig. 1). The tectonic distinctness of this fragment of the Intrasudetic Cretaceous has already been stressed by Flegel (1904). On the tectonic map of the Intrasudetic depression a line was traced by Petrascheck (1934) after Flegel (*op. cit.*) across the centre of the area here

discussed, indicating the axis of the syncline, while another line, perpendicular to the first one, drawn across Łączna, indicates the axis of the anticline.

The Cretaceous rocks outcropping between Krzeszów and Łączna are marked on the map as an elliptically shaped structure elongated to the NW — SE and on all its sides surrounded by older sedimentary rocks. This is a separate tectonic unit of the brachysynclinal type. Horizontal beds of the Upper Turonian sandstones crop out in the middle of this unit, layers of the older members of the Upper Cretaceous gently dipping below them on all sides. The dip of beds in the south-western and north-eastern limbs range from 10 to 25 degrees. Marginal flexures are observed to the north and south of the brachysyncline. The layers of which the flexures are built are horizontal near the margins of the brachysyncline but bend on approaching the middle of this unit (Fig. 2a, b, profile A—A', B—B'). The beds of

which are built the Mielnia and Róg hills, south of Łączna, lie horizontally or dip in the south-eastern direction. They belong already to the so called Police basin (of the Czech geologists) which, after the brachysyncline of Krzeszów, is the next tectonic unit within the Intrasudetic depression. These units are separated by the intervening brachyanticle of Łączna in whose core the deposits of the Triassic crop out (Fig. 2b).

In the Cretaceous from the vicinity of Krzeszów we can observe a regularly developed joints. The orientation of the joints is shown in the contour diagrams in Figs. 17 and 18, separately for each lithological horizon and group of outcrops. The maxima of vertical joints intersecting each other at nearly right angles are those most distinctly marked in all the diagrams. They probably represent the sets of primary joints (Boretti-Onyszkiewicz 1968; Jerzykiewicz 1968b, 1969).

EXPLANATORY PART

PRESENT STATUS OF STRATIGRAPHIC KNOWLEDGE

There is a lack, in most cases, of palaeontological evidence to justify the assignment of the particular lithological members to their correct faunal stages. Nevertheless, in the Cretaceous from the vicinity of Krzeszów faunal stages have been differentiated on the basis of comparisons with other Cretaceous areas (Scupin 1935). The stratigraphic division of the Cretaceous from the vicinity of Krzeszów after Scupin (*op. cit.*), that of Berg & Dathe (1905/1906, 1913), and the one used in the present paper are shown in Table 24.

The palaeontologically established fossil remains mentioned in the present paper allow the differentiation of the Cenomanian and the Turonian. The presence in the gaizes of forms from the *Inoceramus pictus* (Sowerby) group, have reliably indicated that the rocks from this horizon are the Cenomanian (Cieśliński 1966; Tröger 1967). Previously, these rocks have, as the „Planer sandstones” been referred to the plenus horizon (Scupin 1935) this assignment has not, however, been confirmed by the finding of *Actinocamax plenus* (Blainville).

Janira aequicostata (Lamarck) and *Chlamys asper* (Lamarck) have been found in the siltstones and sandstones occurring below the gaizes, suggesting the assignment of these rocks to the Upper Cenomanian (Seifert 1955). Since no fauna has been found in the bottom deposits they were referred to the Middle and Lower Cenomanian, because a similar stratigraphic

position is assigned to the fresh-water deposits underlying the Upper Cenomanian marine sandstones of the Cretaceous of Czechoslovakia and Saxony (Seifert *op. cit.*; Soukup & Klein in Kodym 1961).

The division of the Cenomanian on the basis of ammonites, as recently suggested by Radwański (1966) for the deposits of the Intrasudetic depression, cannot be accepted for the area here considered because of the lack of ammonite remains.

Similarly as in the Cretaceous of Czechoslovakia and Saxony, the Turonian has been divided into three stages (Seifert *op. cit.*, Soukup & Klein in Kodym 1961; Tröger 1967). Arbitrary boundaries have been traced for these stages coinciding with the lithological boundaries (Table 24).

CONDITIONS OF SEDIMENTATION AND PALAEOGEOGRAPHY

The Upper Cretaceous rocks from the vicinity of Krzeszów consist in varying proportions of material derived from of shores abrasion (pebbles, sand and silt), continental weathering (clay and silica), also of biochemical and chemical components (silica and calcium carbonate). Depending on the quantitative ratio of these constituents the following rocks may be differentiated in the profile under consideration: sandstones, calcareous sandstones siltstones and gaizes. Other lithological varieties are encountered sporadically and in scanty amounts.

The sandstones form the lower and upper parts of the profile. They predominate in the profile of fresh-water bottom deposits (Fig. 3) and amidst the marine deposits they occur in the lower part of the Upper Cenomanian, also in the Middle and Upper Turonian. The mineral composition of the grain framework of sandstones is shown by means of Pettijohn's (1957) triangle (Fig. 19). The sandstones from the bottom deposits, also the Upper Turonian sandstones have the grain framework of orthoquartzites; the Upper Cenomanian and Middle Turonian sandstones ought to be referred to the subarkoses (according to Pettijohn's classification, *op. cit.*).

The sandstones from the bottom deposits and those of the Upper Turonian have their grain framework composed almost entirely of quartz and siliceous rocks. They do not differ one from the other in the maturity factor but in the fluidity factor, in that the amount of the substance filling in the interstitial grain spaces varies (Pettijohn 1957). The content of the matrix in sandstones from the bottom deposits in most cases exceeds the top value in the sandstones, i. e. 15 per cent, hence their grain framework is rather loose and they cannot be referred to typical orthoquartzites.

In the Upper Turonian sandstones the matrix content is much lower, it drops beneath 15 per cent of the rock volume. In spite of an equal mineral maturity, the Upper Turonian sandstones formed under different conditions than the sandstones from the bottom deposits. The density of the currents transporting the sand to the bottom deposits was greater thanks to the enrichment in finer fractions. The formation of the bottom deposits took place in a non marine environment as is indicated by their structural characters and the presence of coaly intercalations. It is reasonable to suppose that the high quartz content in the bottom deposits is a result of the long-lasting processes of chemical continental weathering.

The sandstones above the bottom deposits have, together with the conglomerates, been distinguished as transgressive sediments; they owe their high quartz-grain content to the long-lasting action of littoral sea currents. The many times re-occurring dislocation of these sediments in the littoral zone is indicated by the excellent roundness of grains and sorting of these deposits (comp. Fig. 6 and Pl. IX, 2). The fairly strong mineral maturity of the Upper Turonian sandstones may be associated also with the action of currents in the sublittoral zone (Jerzykiewicz 1968a).

The Upper Cenomanian and Middle Turonian sandstones differ from those here previously described in a higher feldspar content, i. e. in the provenance factor (Pettijohn 1957; Fig. 19). The rather high content of components

poorly resistant to transport reasonably suggests that these sandstones did not go through the beach stage.

In the calcareous sandstones of the Upper Cenomanian and Middle Turonian, the mineral composition of the grain frameworks very closely resembles that of the non-calcareous sandstones adjacent in the profile.

In the middle part of the Cretaceous profile from the vicinity of Krzeszów, the occurrence is noted from the upper part of the Upper Cenomanian to the Lower Turonian of rocks with a much reduced content of the detrital terrigenous material due to cliff abrasion. In these rocks there is a preponderance of material due to chemical weathering processes, also of biochemical constituents. Clay minerals and calcium carbonate are the chief constituents of the siltstones. The gaizes consist mainly of isotropic silica, partly of terrigenous origin, partly derived from the dissolution of sponge spicules. Agglomerations of not completely dissolved sponge spicules occur in the gaizes as spongolite concentrations. The formation of the siltstones and gaizes took place under conditions of a much slower rate of the sedimentation of clastic material. This is indicated by the amount of clastic material of terrigenous origin, by its grain size composition and the amount and occurrence form of glauconite. The content of clastic material of the silty and sandy fractions does not exceed in these deposits 20 per cent of their volume (Table 6, 10 and 16).

Comparisons of the grain size composition of the clastic material in the Upper Cretaceous profile from the vicinity of Krzeszów are shown in Table 25 and Fig. 20*.

The detrital-grain size in rocks of the profile under consideration decreases gradually from the bottom deposits to the gaizes and then gradually increases from the gaizes to the Upper Turonian sandstones (Fig. 20). The terrigenous detrital materials which are i. a. constituents of the gaizes and siltstones, consist of grains with the least mean diameters (Inman 1952). The amount of this material in the middle part of the profile is also the smallest one (Table 6, 10 and 16). Changes in the sorting of grains, expressed by the asymmetry coefficient (Inman 1962), show a reverse tendency in the profile here considered; namely, the grains in rocks from the middle part of the profile are well or extremely well sorted (after Folk's scale) while towards the top and the bottom of the profile the grain sorting grows gradually poorer (Fig. 20).

* The statistical parameters characterizing the granulometric arrangement of rocks have been calculated by a computer, as scheduled by K. Jerzykiewicz in the Mark III autocode for the Elliott 803 computer using Inman's (1952) parameter formulae.

The data here presented concerning the granulometric arrangement reasonably suggest that in the middle part of the profile the rate of sedimentation of the clastic material was much slower. In the course of the deposition of siltstones, more particularly of gaizes, the amount and diameters of the clastic materials brought from the land were minimal and their sorting excellent. During the period between the Cenomanian and the Turonian, the shores of the sedimentary basin were low and chemical weathering processes were then predominant on the land. During the formation of siltstones, clay minerals and calcium carbonate were the main material deposited in the sedimentary basin, while siliceous hydrosol was the chief material laid down during the formation of the gaizes. The detritus of siliceous terrigenous rocks was undoubtedly the source of free silica **.

Another proof of the reduced rate of sedimentation in the middle part of the profile during the deposition of the gaizes is provided by the characteristic mode of occurrence here of the glauconite. Big glauconite grains, twice the size of the detrital grains, of a deep dark-green colour, occur as aggregations within the gaizes of the glauconite horizon; they had undoubtedly formed under conditions of a much reduced rate of sedimentation. This is the only profile where the mutual reactions interchanged between the argillaceous suspension and the sea water, consisting in the replacement of aluminium by silica, iron and magnesium, occurred on a large scale and during a prolonged time, thanks to which Smulikowski's (1953) mineral suite could be completely realised. The typical glauconite resulted from these changes. In the more coarse-grained rocks of this profile, the presence is noted most often of pale green grains probably belonging to pholidoides (Smulikowski *op. cit.*) or of detrital grains in the initial stage of glauconitisation.

The palaeogeographic picture revealed by the data here presented is as follows: The Upper Cenomanian transgression was preceded in the area here considered by a period of erosion, locally also of fresh-water sedimentation which probably occurred during the Lower and Middle Cenomanian.

The deposits formed then initially display characters of fluvial, later on of limnic deposits. The fresh-water deposits of the Lower and Middle Cenomanian are poorly sorted (Fig. 20), pelitic, sandy and gravelly material were simultaneously transported by the streams. The strong chemical weathering processes of that period led to a far-advanced mineral selection of the de-

posits. In the first place they consist of quartz and the products of chemical weathering, also of the less resistant siliceous rocks.

The Upper Cenomanian sea transgression was slow and encroached the area here discussed from the south-west. Conglomerates deposited on an uneven, partly eroded surface of bottom sediments played here the role of transgressive deposits. Their thickness increases to the NE, the size of pebbles in the conglomerates and of grains in the sandstones (Fig. 4) increases in the same direction. The roundness of the pebbles in the conglomerates increases in the north-eastern direction, too (Fig. 6). Transgressive sandstones overlying the conglomerates heaped up embankments which shifted towards the shore as well as parallel there to. This is indicated by the trends of the cross-bedding in the quarry at Jawiszów and in outcrops near the Żłób Pass (Fig. 2a).

The overlying Upper Cenomanian sandstones formed in conditions of an open sea, near to the base of the wave action or just below it. The mineral composition of these deposits indicates that the shores which were then the source area of the material to the sedimentary basin consisted foremost of acid volcanic rocks. A part of the grains of volcanic origin in the Upper Cenomanian sandstones (Pl. X) may have been brought to the Cretaceous sea from the outwashed deposits of the Rotliegendes. The rather strong feldspar content (microcline, perthites) reasonably suggests that during the deposition of Upper Cenomanian sandstones other crystalline rocks also suffered abrasion. Sedimentation at that time was sufficiently rapid to prevent the formation of the typical ferrous glauconite.

The calcareous sandstones of the Upper Cenomanian were formed under similar palaeogeographic conditions. These differed in that during the formation of the above sandstones the precipitation began of the calcium carbonate accumulated in sea water owing to the dissolution of the shells of organisms that lived during the formation of the sandstones. The occurrence of planktonic foraminifers, pholidoid, here and there of the typical glauconite in these rocks indicates the rather slow rate of sedimentation on the shelf under open sea conditions (Smulikowski 1954; Pratt 1963).

The deposits of the middle part of the profile here considered formed under conditions of a much reduced rate of detrital sedimentation. At that time the shores were low and transgression had attained its maximum. The depth of the sedimentary basin had probably also attained its maximum but the basin did not lose its character of an epicontinental shelf sea. This is indicated by the abundance of the typical glauconite in the gaizes of the glauconite horizon (Pratt, *op. cit.*).

** Volcanic action can be disregarded here as the other main source of silica contained in sea water since no volcanic phenomena have been observed in the Cretaceous of the Sudetes.

The lower part of the profile under consideration, including the gaizes of the Upper Cenomanian, may be regarded as a transgressive sequence where we can observe a gradual decrease in the terrigenous material and increasingly better selection (Fig. 20). The upper part of the profile, where the tendency is reversed, should be regarded as a regressive sequence. During this second period of the history of that part of the Intrasudetic sedimentary basin here under consideration, the formation took place of deposits analogous in the mineral composition and the textural properties but in a reversed order (Fig. 20). In the regressive sequence, consisting of the siltstones of the Lower Tu-

ronian and sandstones of the Middle and the Upper Turonian we can observe the gradual increase in the numbers and size of grains and a deteriorating sorting of these deposits. Their formation occurred under conditions of a gradual uplifting of the shores of the sedimentary basin, probably connected with the sub-Hercynian orogeny. The ortoquartzites of the Upper Turonian formed during the phase of these movements. Owing to the reduction in the limits of the sea at that time, abrasion affected the shores built of Cretaceous deposits and this accounts for the far advanced mineral maturity of the Upper Turonian sandstones.

Laboratory of Old Structures
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, December 1968

PLANSZA I

PLATE I

- Fot. 1. Widok na Krzeszów od strony Góry Św. Anny. Odkrywka 3
View of Krzeszów seen from Mt. St. Anne. Outcrop 3
- Fot. 2. Skalka piaskowca bezwapnisteo środkowego turonu w Gorzeszowie.
Odkrywka 27
Rocklet of Middle Turonian non-calcareous sandstone in Gorzeszów. Out-
crop 27



Fot. 1

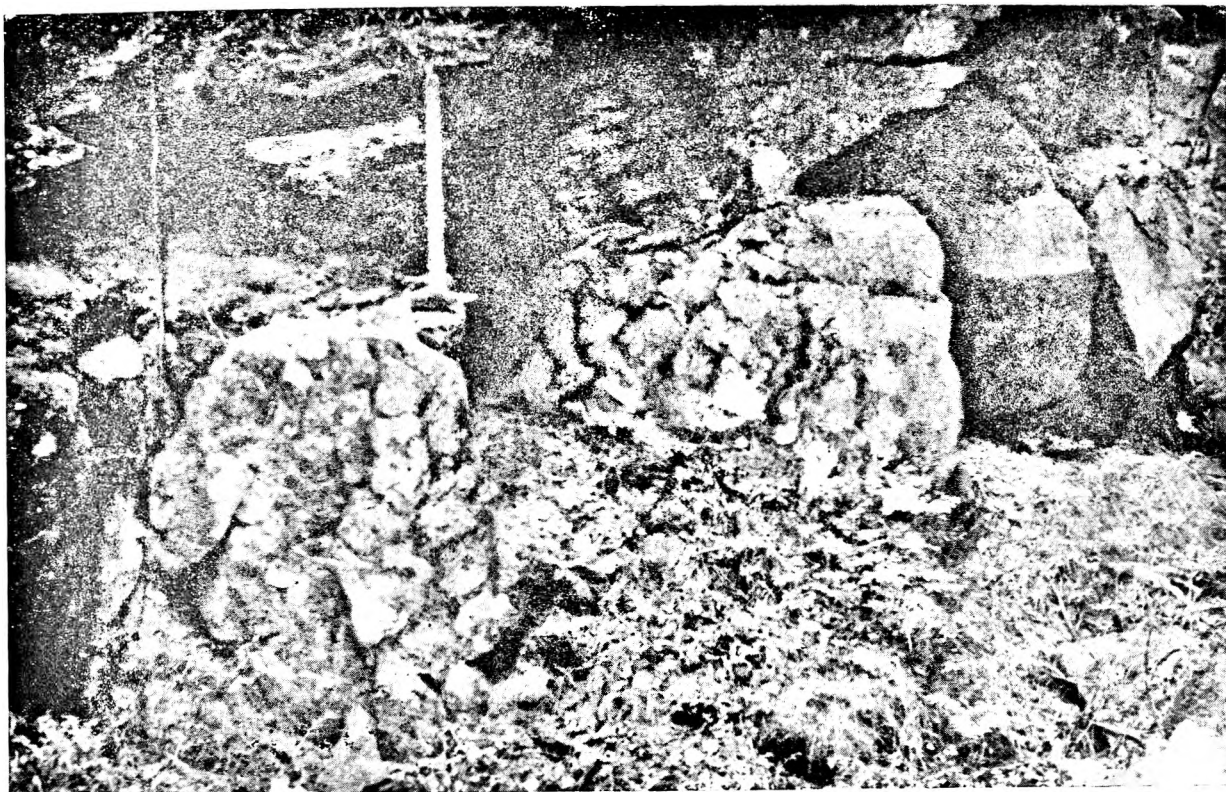


Fot. 2

PLANSZA II

PLATE II

- Fot. 1. Fragment nieczynnego kamieniołomu piaskowców górnego cenomanu na wzgórzu 581,0 m między Gorzeszowem a Kochanowem. Odkrywka 30
Fragment of abandoned Upper Cenomanian sandstone quarry on hill 581.0 m. between Gorzeszów and Kochanów. Outcrop 30
- Fot. 2. Fragment fasady kościoła barokowego w Krzeszowie zbudowanej i rzeźbionej z piaskowca górnego cenomanu
Fragment of the front face of the baroque church at Krzeszów, built of and sculptured in Upper Cenomanian sandstone



Fot. 1

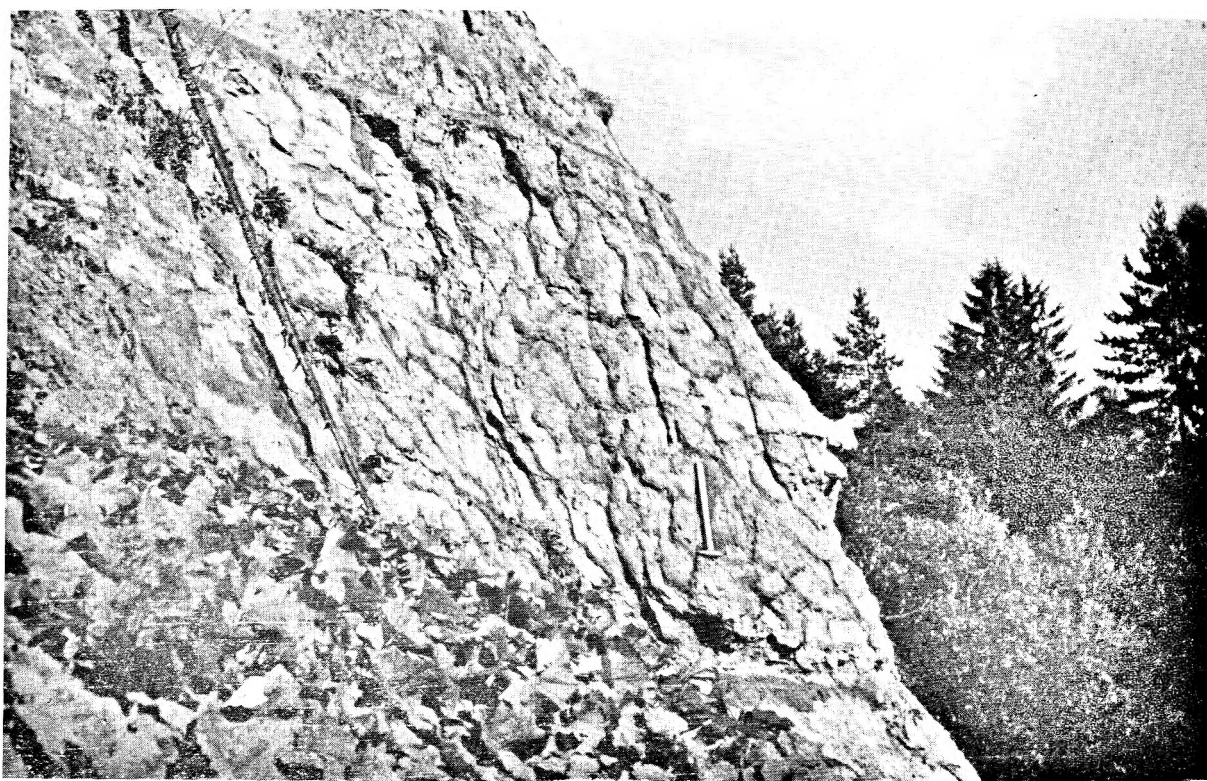


Fot. 2

PLANSZA III

PLATE III

- Fot. 1. Wapniste piaskowce górnego cenomanu w kamieniołomie na zachód od Łącznej. Odkrywka 51
Calcareous Upper Cenomanian sandstones in a quarry west of Łączna. Outcrop 51
- Fot. 2. Gezy górnego cenomanu w kamieniołomie na zachód od Jawiszowa na wzgórzu 501,7 m. Odkrywka 28. W górnej części odkrywki widoczna ławica wapienna (w)
Upper Cenomanian gaizes in a quarry west of Jawiszów on hill 501,7 m. Outcrop 28. Limestone layer (w) visible in upper part of outcrop



Fot. 1



Fot. 2

Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

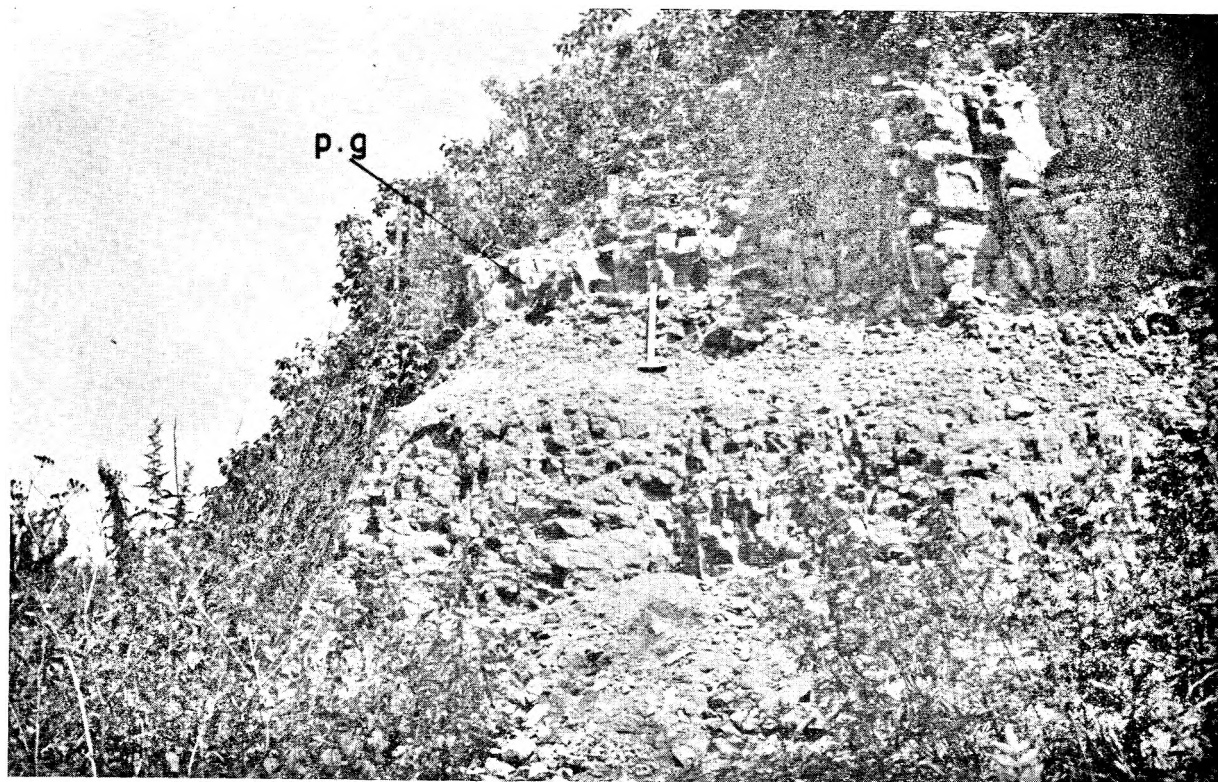
PLANSZA IV

PLATE IV

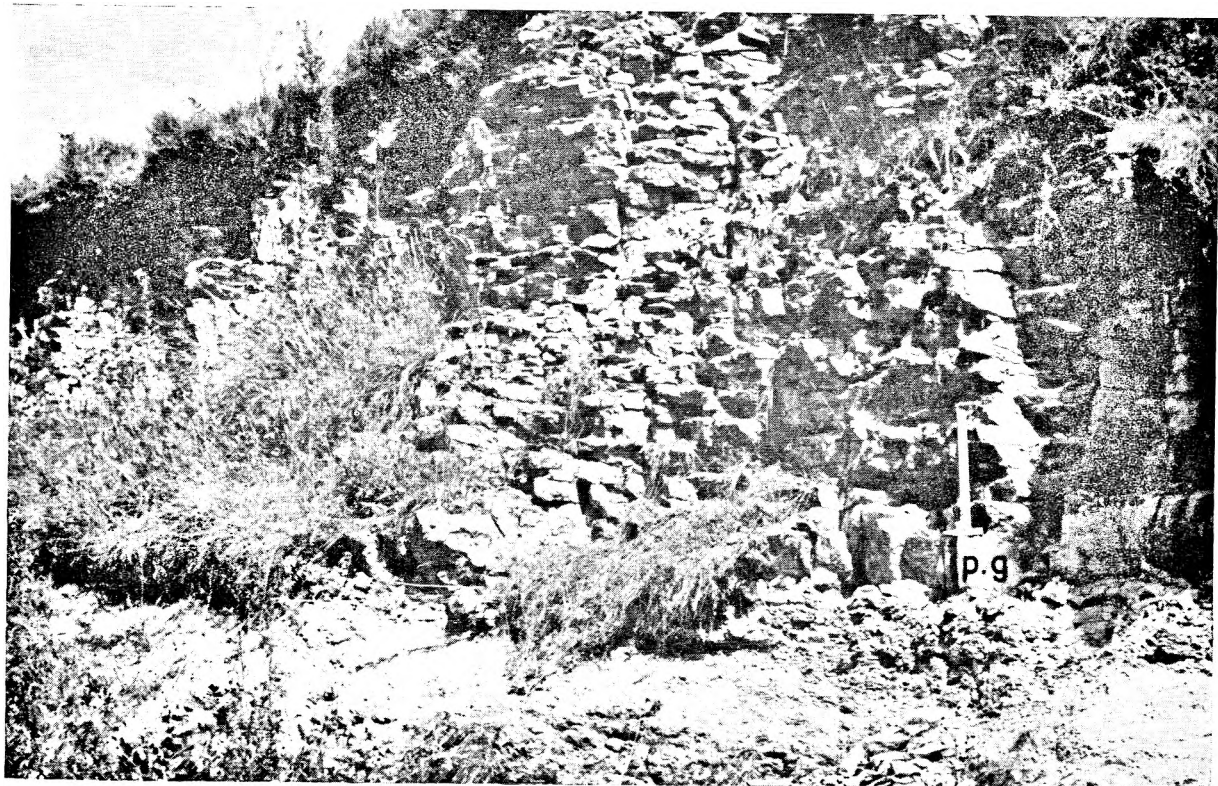
Gezy górnego cenomanu w kamieniołomie w Krzeszowie

Upper Cenomanian gaizes in a quarry at Krzeszów

- Fot. 1. Północna część odkrywki. U góry widoczny poziom glaukonitowy (p.g.)
Northern part of outcrop with the glauconite horizon visible in the top (p.g.)
- Fot. 2. Środkowa część odkrywki. U dołu widoczny poziom glaukonitowy (p.g.)
Middle part of outcrop with the glauconite horizon visible at bottom (p.g.)



Fot. 1



Fot. 2

Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

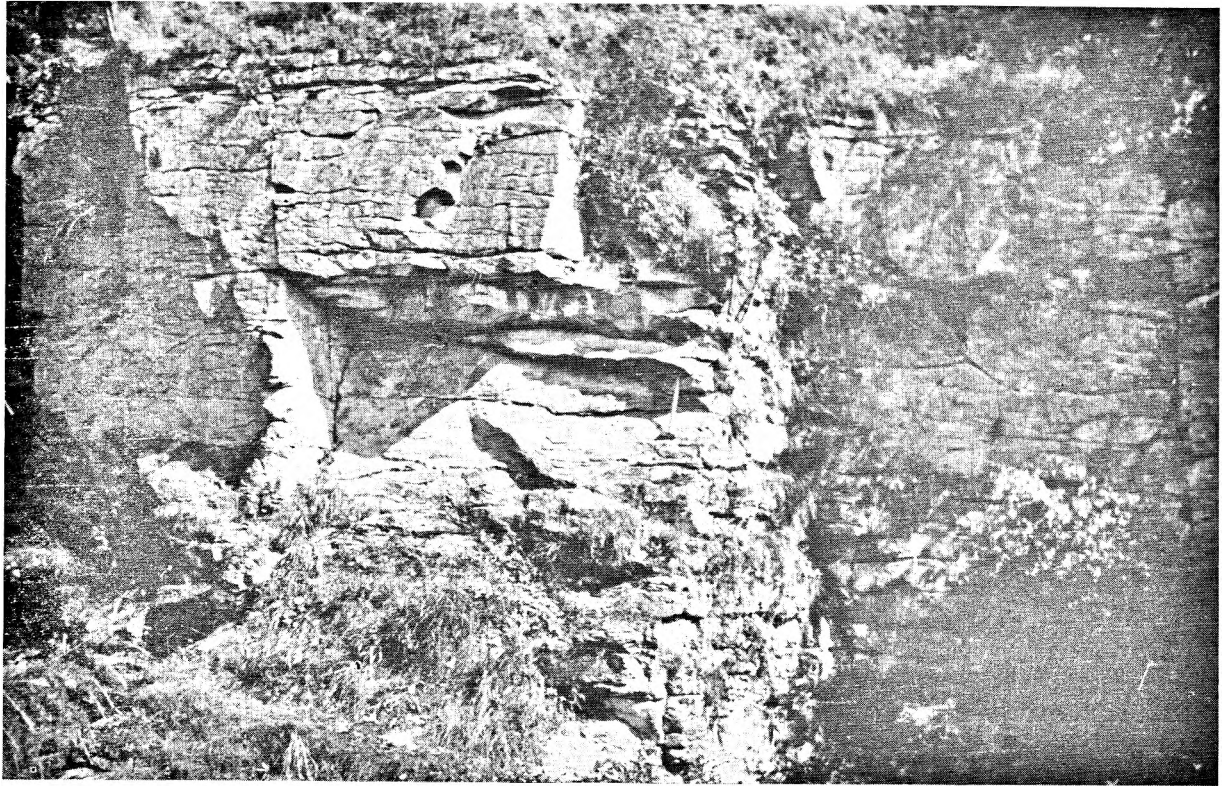
PLANSZA V

PLATE V

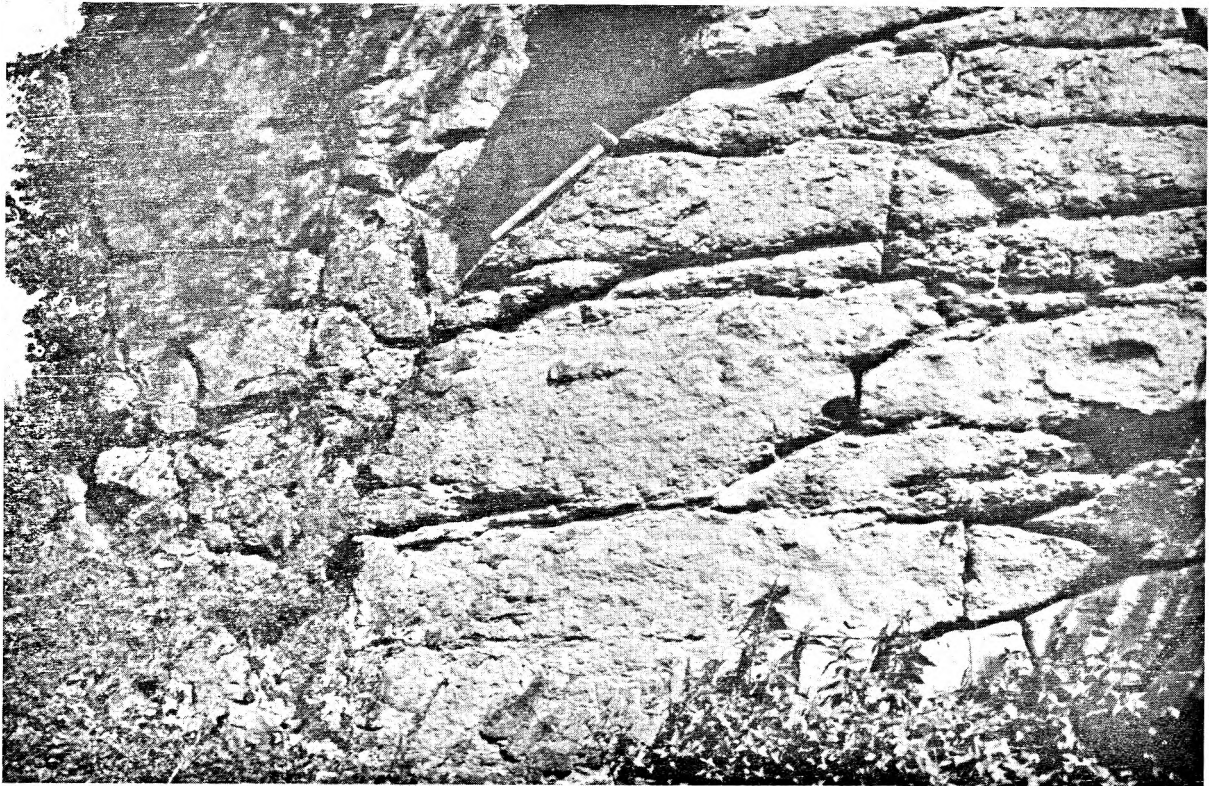
Piaskowce wapniste środkowego turonu w kamieniołomie w Jawiszowie.
Odkrywka 26

Calcareous Middle Turonian sandstones in a quarry at Jawiszów. Outcrop 26

- Fot. 1. Północna ściana kamieniołomu
Northern wall of quarry
- Fot. 2. Fragment północnej ściany kamieniołomu
Fragment of northern wall of quarry



Fot. 1



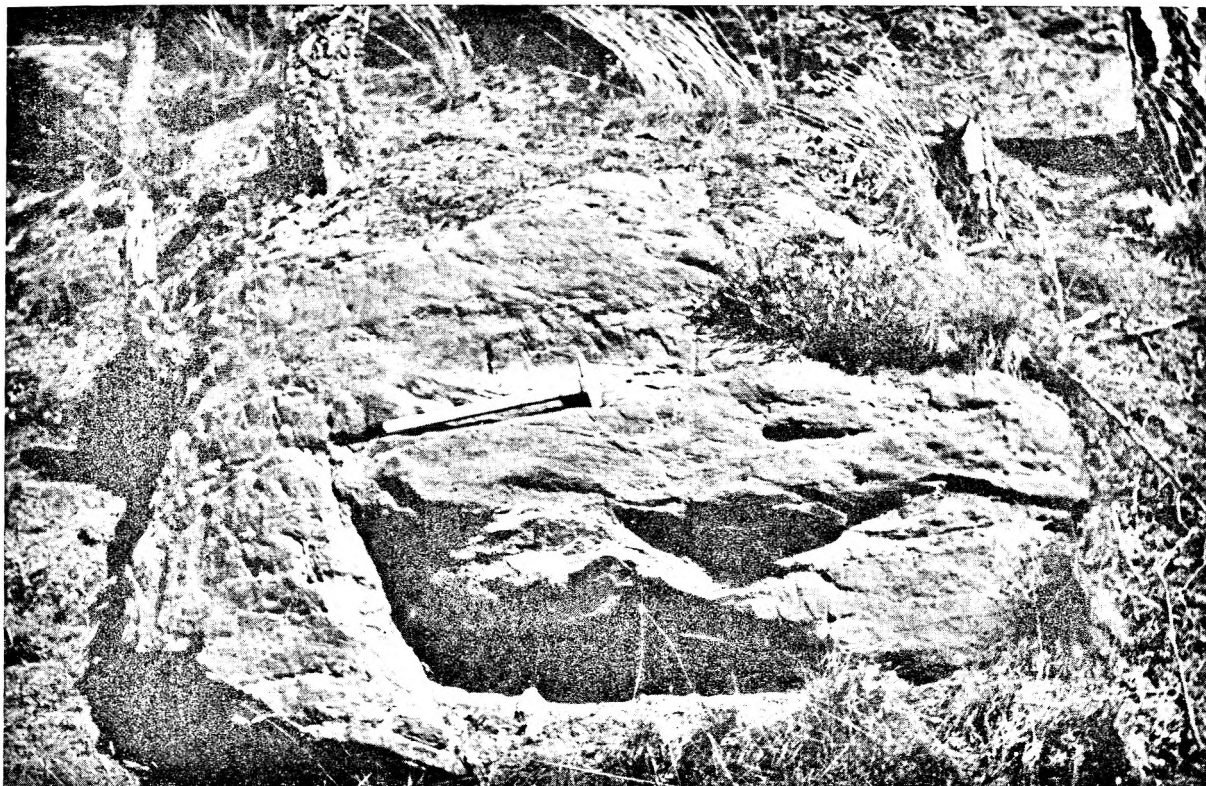
Fot. 2

PLANSZA VI

PLATE VI

Piaskowce górnego turonu w okolicach Krzeszówka
Upper Turonian sandstones from the vicinity of Krzeszówek

- Fot. 1. Skałka w pobliżu kopalni. Odkrywka 22
Rocklet near the mine. Outcrop 22
- Fot. 2. Fragment kamieniołomu przy drodze z Krzeszówka do Krzeszowa. Odkrywka 17. Widoczne skośne warstwowanie ławic (c.b.)
Fragment of quarry by the roadside from Krzeszówek to Krzeszów.
Outcrop 17. Cross-bedding of layers (c.b)



Fot. 1



Fot. 2

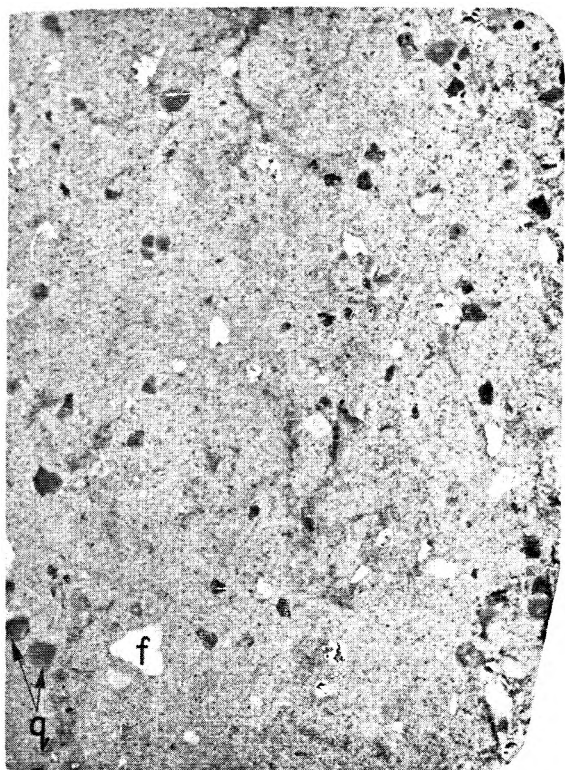
Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

PLANSZA VII

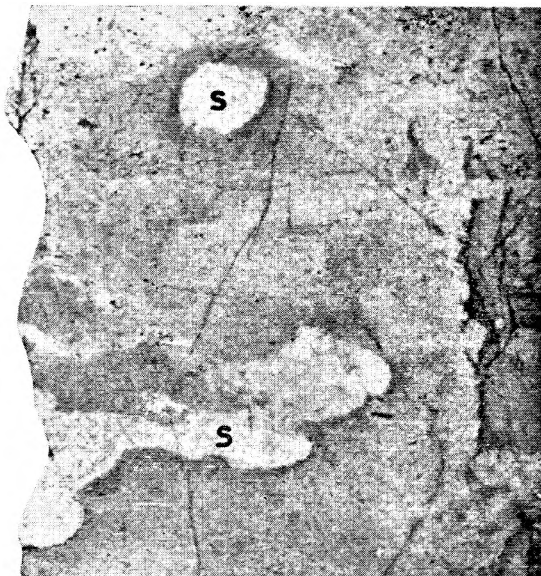
PLATE VII

Makrofotografie struktur
Macrophotographs of structures

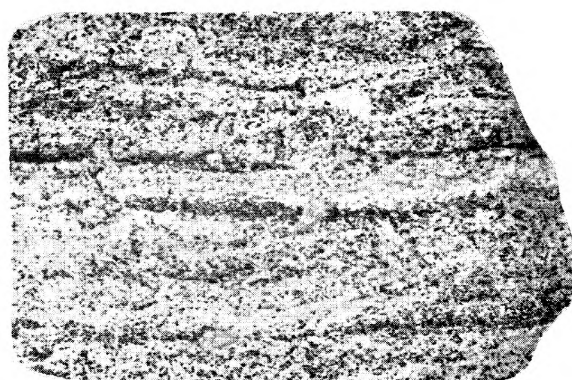
- Fot. 1 Piaskowce górnego cenomanu o bimodalnym rozkładzie ziarnowym. W masie drobnoziarnistej widoczne grube ziarna skaleni (f) i kwarcu (q). Przekrój równoległy do warstwowania. Pow. 1,2 ×
Upper Cenomanian sandstones with bimodal grain dispersion. Coarse feldspar (f) and quartz (q) grains visible in the fine-grained mass. Section parallel to the bedding. Magn. 1,2 ×
- Fot. 2. Geza ze skupieniami spongiolitów (s). Przekrój poprzeczny do warstwowania. Pow. 1,2 ×
Gaize with spongiolite (s) bodies. Section transverse to the bedding. Magn. 1,2 ×
- Fot. 3. Geza z ciemnymi laminami złożonymi z ziarn glaukonitu. Poziom glaukonitowy. Przekrój poprzeczny do warstwowania. Pow. 2 ×
Gaize with dark laminae consisting of glauconite grains. Glauconite horizon. Section transverse to the bedding. Magn. 2 ×
- Fot. 4 i 5. Struktury bioturbacyjne w gezach. Pow. 1,2 ×
Structures of bioturbation in the gaizes. Magn. 1,2 ×



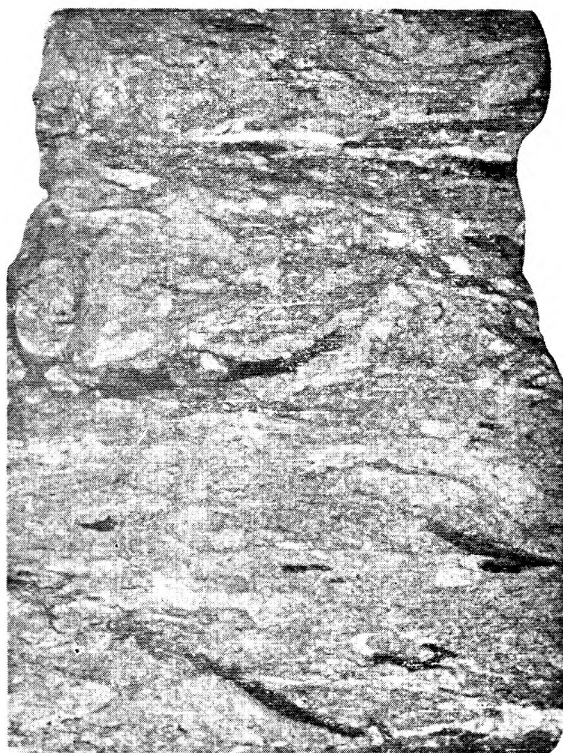
1



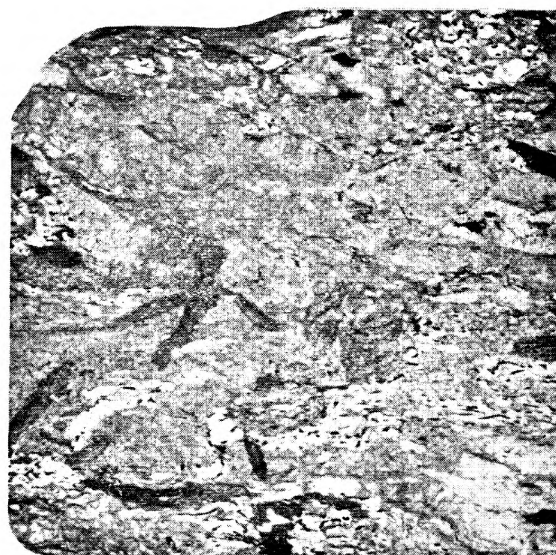
2



3



4



5

PLANSZA VIII

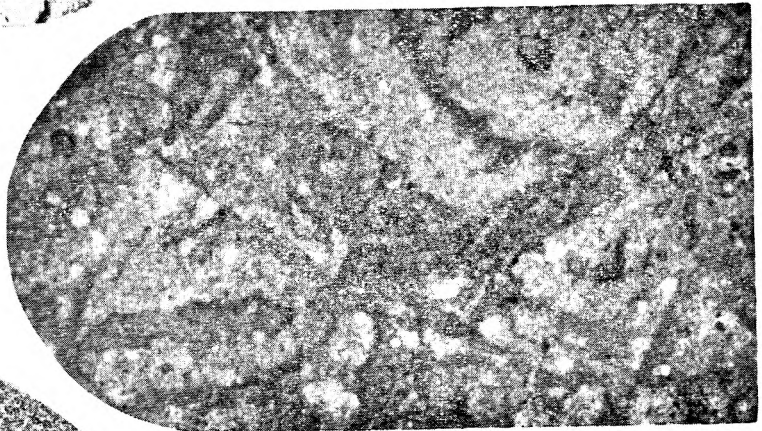
PLATE VIII

Ślady chodników wydrążone przez organizmy bentoniczne
Relicts of canals bored by benthonic organisms

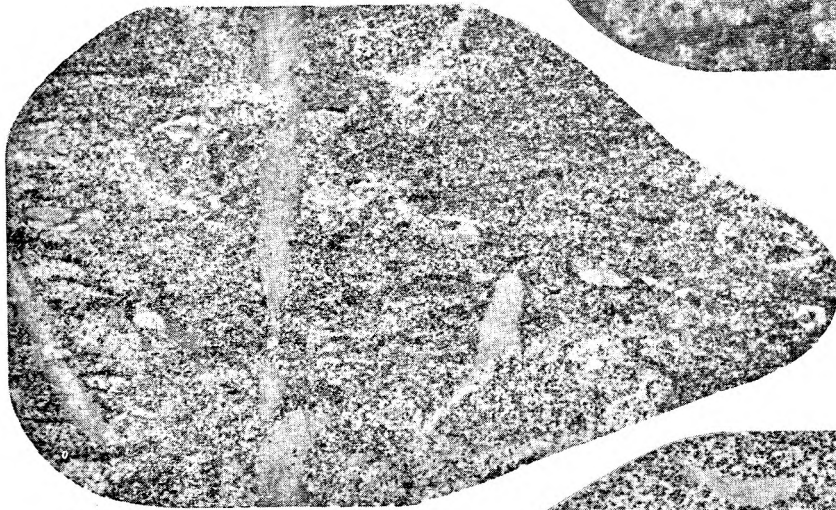
- Fot. 1. Odlew chodnika. Piaskowce wapniste górnego cenomanu. Pow. 1,2 ×
Cast of canal. Upper Cenomanian sandstones. Magn. 1.2 ×
- Fot. 2. Odlewy chodników w gezach wapnistych. Pow. 1,2 ×
Casts of canals in calcareous gaizes. Magn. 1.2 ×
- Fot. 3. Wypełnienia chodników przebijających laminy glaukonitowe w gezach. Przekrój poprzeczny do warstwowania. Pow. 1,2 ×
Filled in canals piercing glauconite laminae in the gaizes. Section transverse to the bedding. Magn. 1.2 ×
- Fot. 4. Wypełnienia chodników przebijające ławicę glaukonitową w gezach. Przekrój równoległy do warstwowania. Pow. 2 ×
Filled in canals piercing the glauconite layer in the gaizes. Section parallel to the bedding. Magn. 2 ×



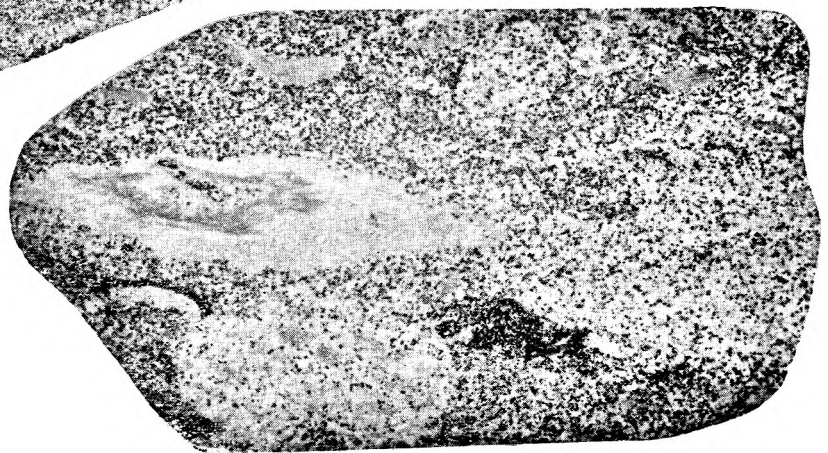
1



2



3



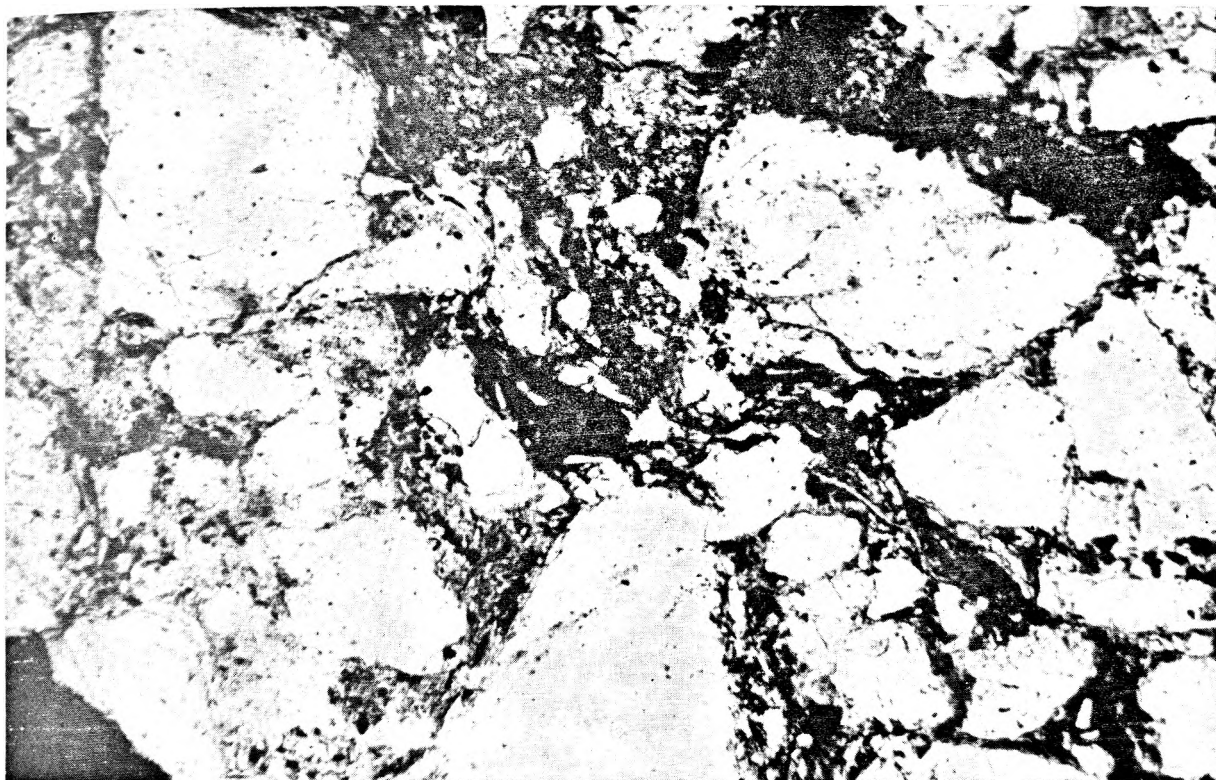
4

PLANSZA IX

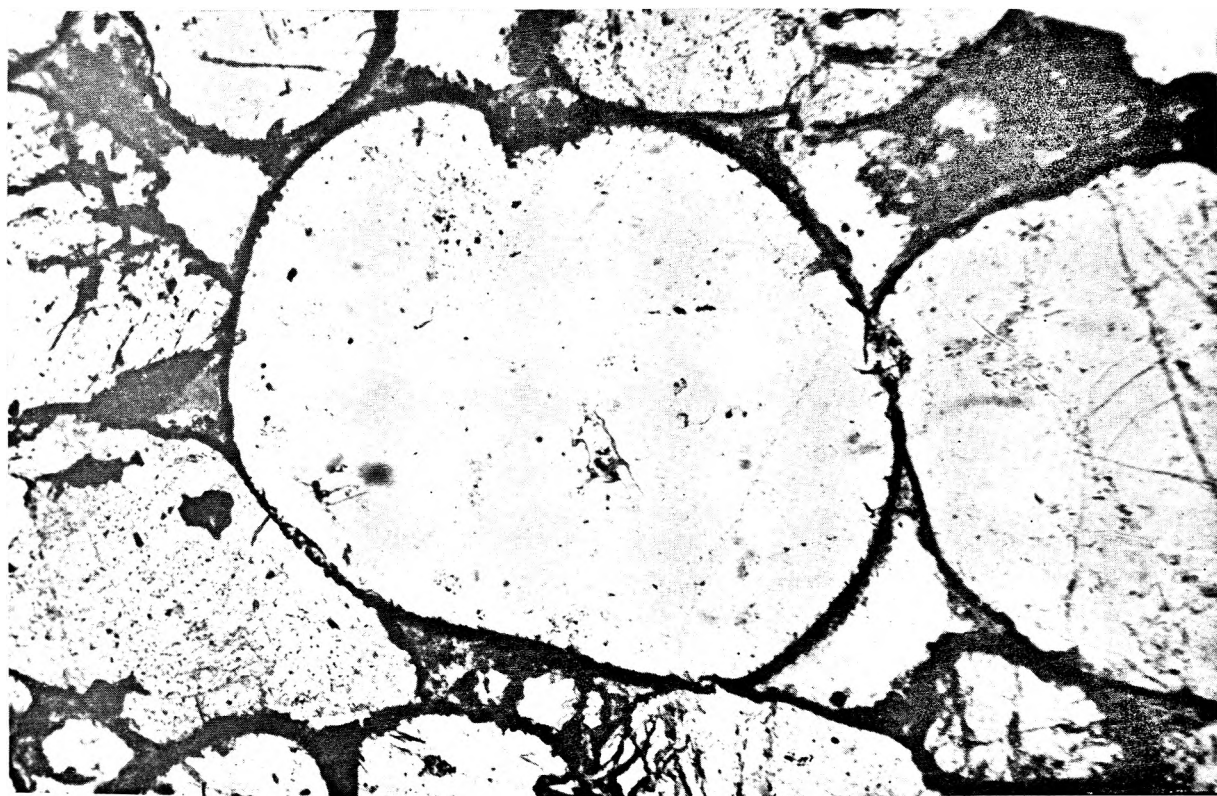
PLATE IX

Mikrofotografie osadów spągowych i transgresywnych
Microphotographs of bottom and transgressive deposits

- Fot. 1. Piaskowiec z osadów spągowych ze skupieniami węglistymi między ziarnami kwarcu. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Sandstone from bottom deposits with coaly agglomerations in the interstitial spaces. Ordinary light. Magn. a. 100 ×
- Fot. 2. Piaskowiec transgresywnego cenomanu. Widoczne doskonałe obtoczenie ziarn kwarcu. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Sandstone of the transgressive Cenomanian showing excellent roundness of quartz grains. Ordinary light. Magn. a. 100 ×



Fot. 1



Fot. 2

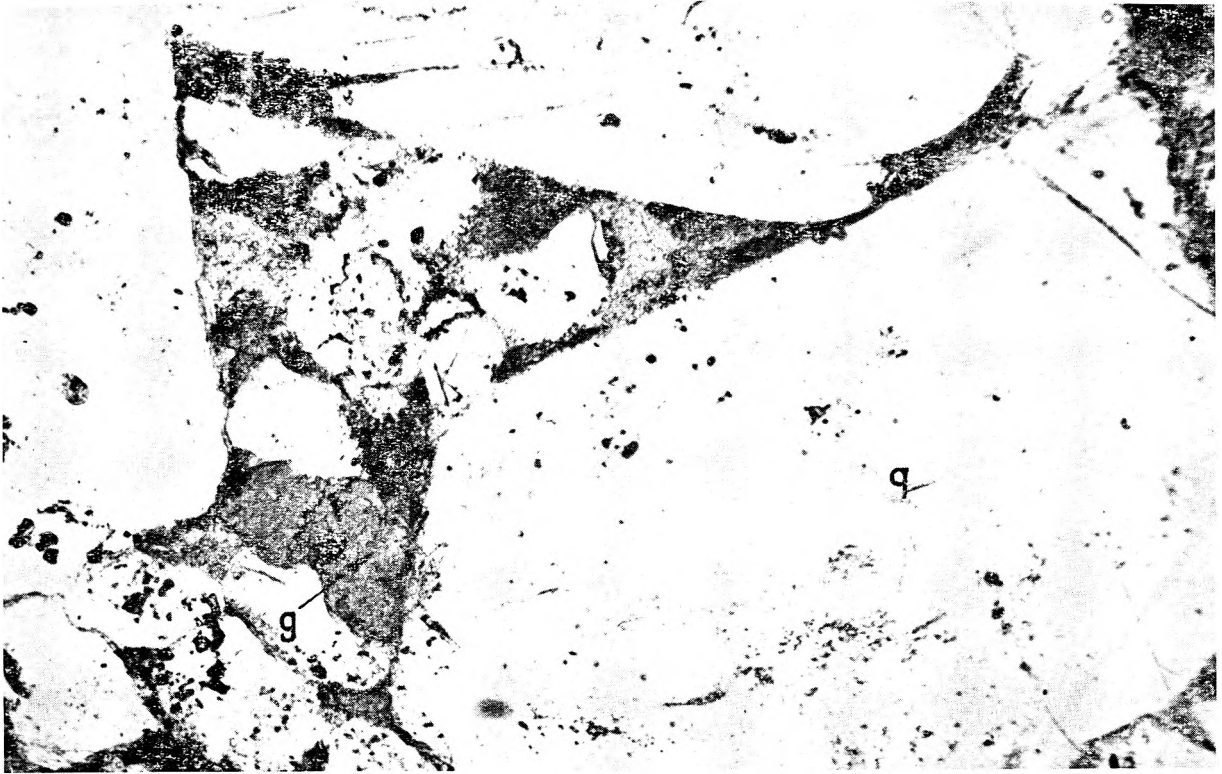
Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

PLANSZA X

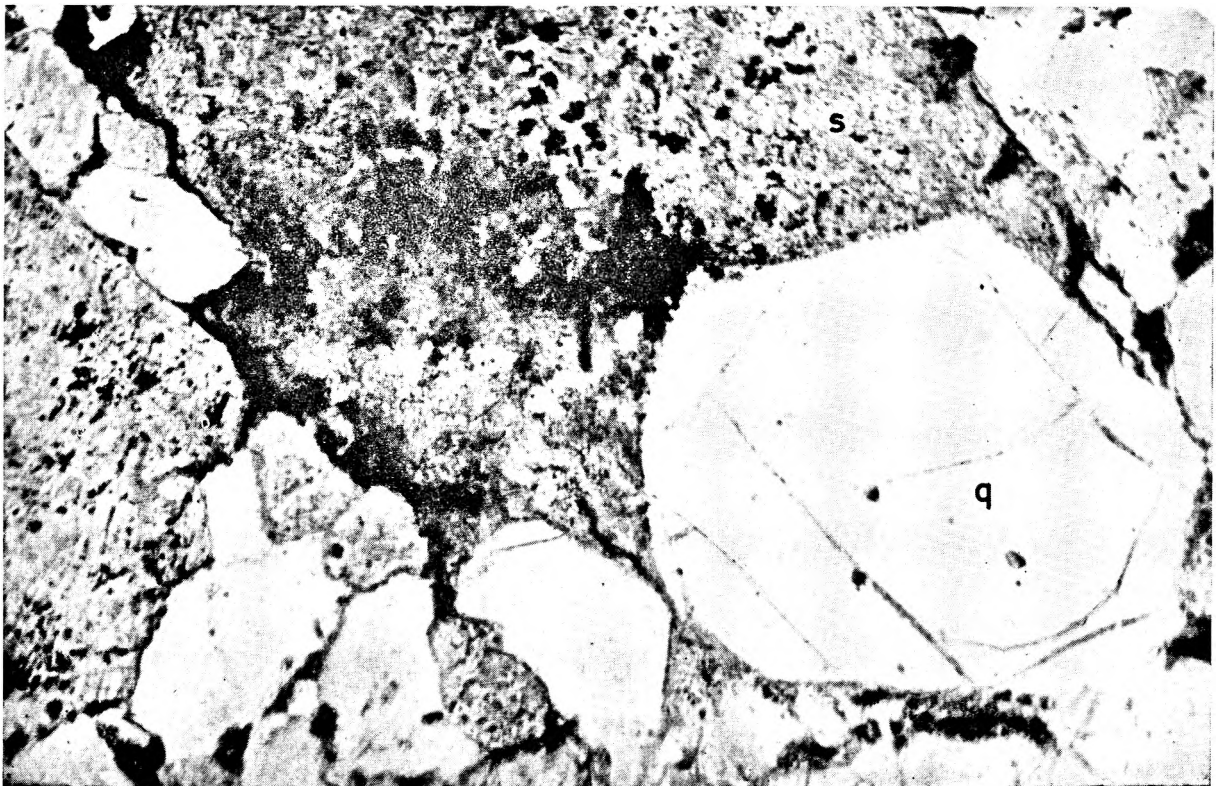
PLATE X

Mikrofotografie piaskowców górnego cenomanu
Microphotographs of Upper Cenomanian sandstones

- Fot. 1. Piaskowiec o bimodalnym rozkładzie ziarnowym. Duże ziarna kwarcu (q) pochodzące ze skał wulkanicznych zachowały heksagonalne zarysy prakryształów. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Sandstone with bimodal grain size composition. Large quartz grains (q) derived from volcanic rocks have retained the hexagonal contours of the phenocrysts. Ordinary light. Magn. a. 100 ×
- Fot. 2. Fragment skały wylewnej w piaskowcu. Widoczne mikrofelzytowe tło z kwaśnej skały wylewnej (s) i heksagonalne fenokryształy kwarcu (q). Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Fragment of effusive rock in the sandstone, showing the microfelsitic groundmass of an acid effusive rock (s) and the hexagonal quartz (q) phenocrysts. Ordinary light. Magn. a. 100 ×



Fot. 1



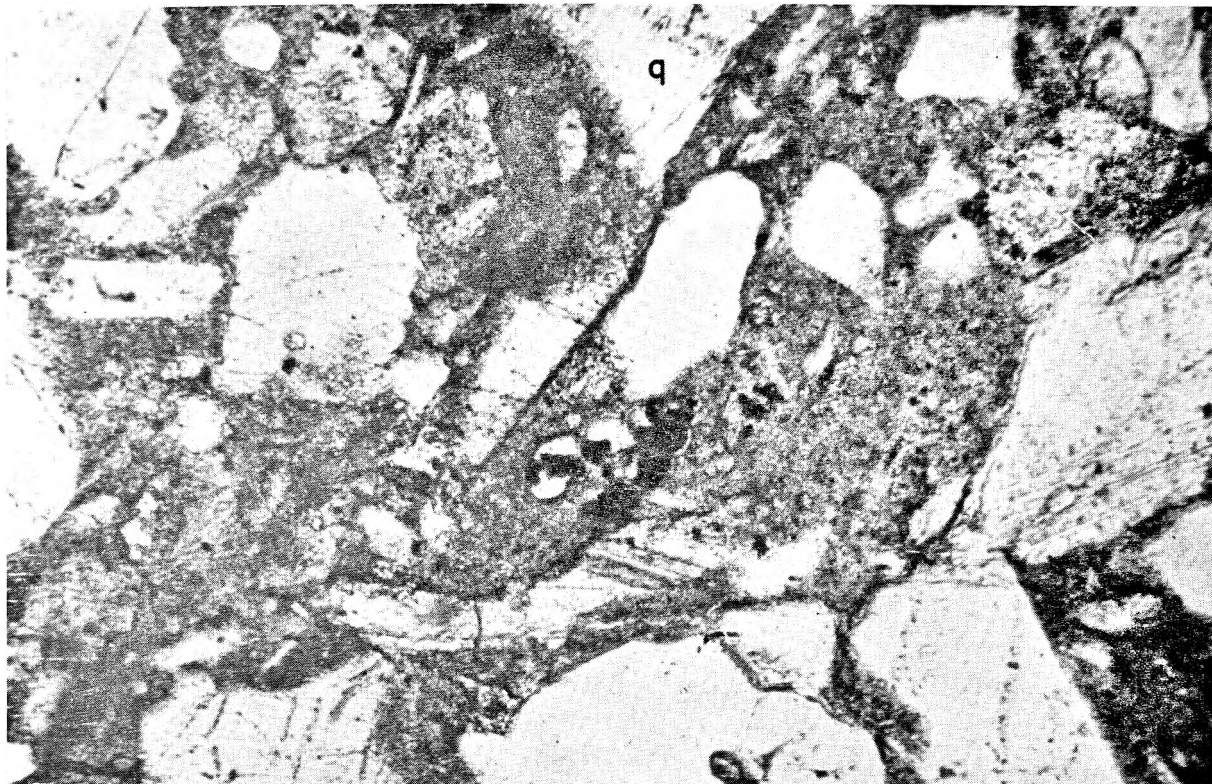
Fot. 2

PLANSZA XI

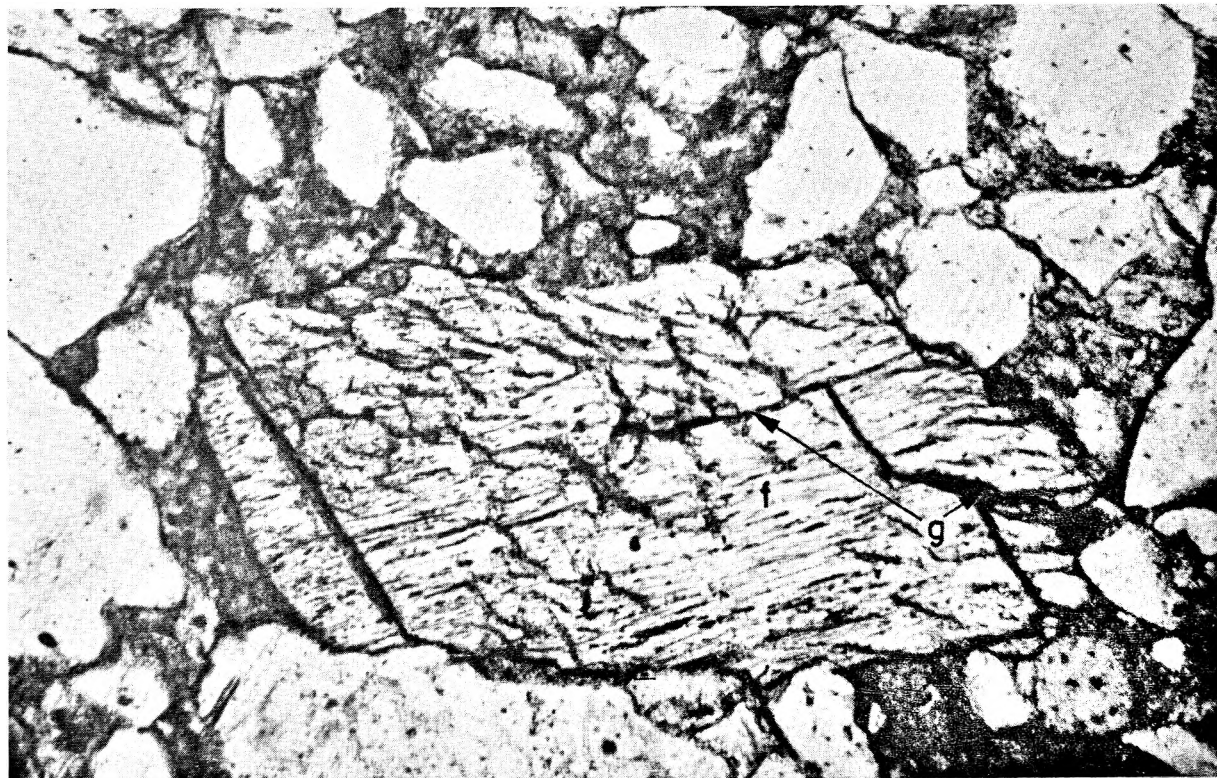
PLATE XI

Mikrofotografie piaskowców wapnistych górnego cenomanu
Microphotographs of calcareous Upper Cenomanian sandstones

- Fot. 1. Ziarna kwarcu o krawędziach skorodowanych przez wapienne spoiwo (q). W środku pola widzenia widoczna otwornica planktoniczna. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Quartz grains with edges corroded by calcareous matrix (q). A planktonic foraminifer visible in the middle. Ordinary light. Magn. a. 100 ×
- Fot. 2. Glaukonityzacja skalenia (f). Szczeliny wypełnione folidoidem (g). Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Glauconitisation of feldspar (f). Fissures filled in with pholidoid (g). Ordinary light. Magn. a. 100 ×



Fot. 1



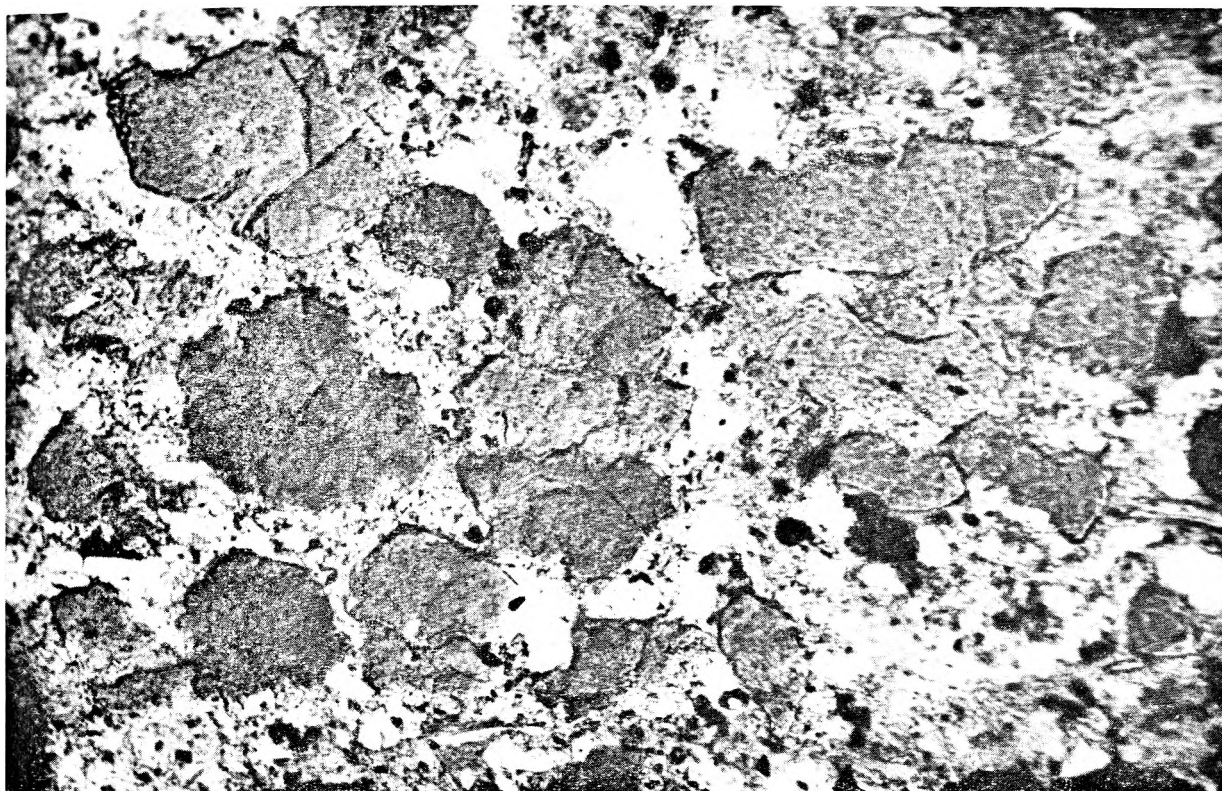
Fot. 2

PLANSZA XII

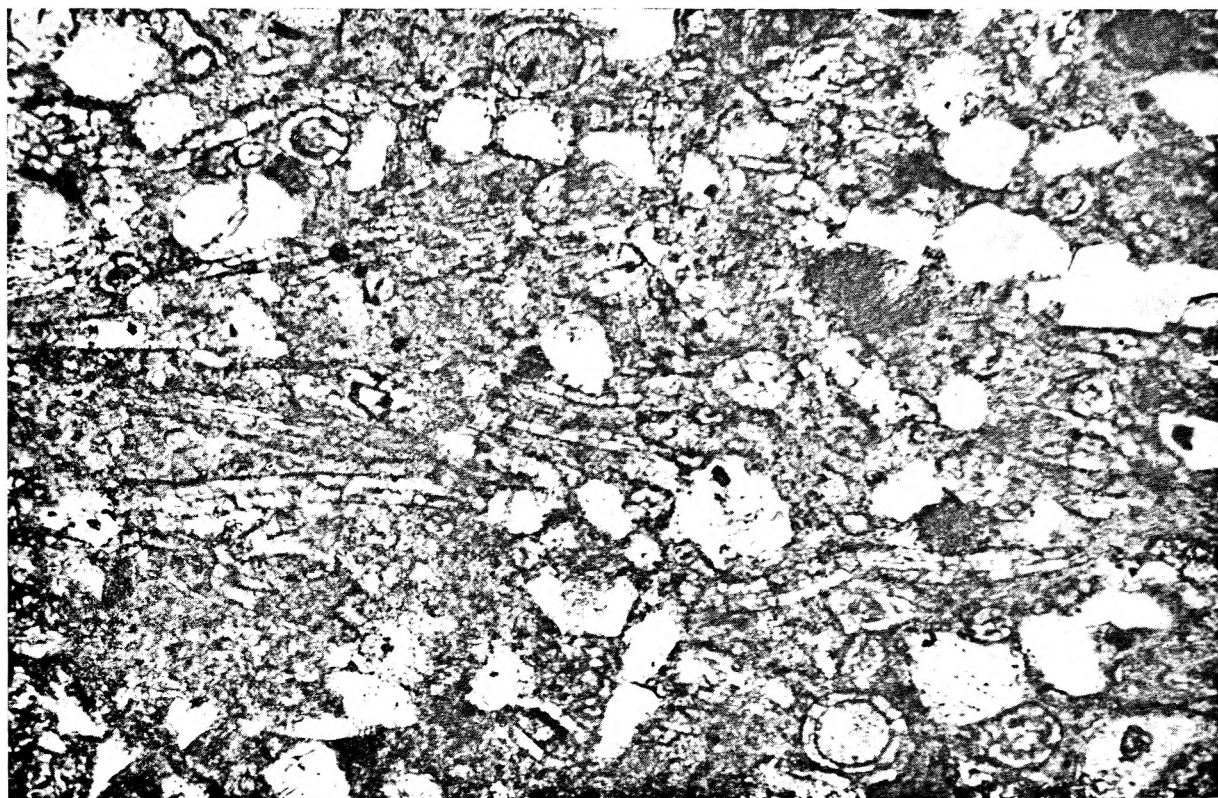
PLATE XII

Mikrofotografie gez górnego cenomanu i mułowców dolnego turonu
Microphotographs of Upper Cenomanian gaizes and Lower Turonian siltstones

- Fot. 1. Geza z poziomu glaukonitowego. Oprócz dużych ziarn glaukonitu widoczne ziarna kwarcu i chalcedonowe spoiwo. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Gaize from the glauconite horizon. Besides large glauconite grains, quartz grains and chalcedony matrix also visible. Ordinary light. Magn. a. 100 ×
- Fo. 2. Mułowce dolnego turonu. Widoczne igły gąbek w różnych przekrojach, ziarna kwarcu i wapienno-ilaste spoiwo. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Lower Turonian siltstones showing sponge spicules in various sections, quartz grains and clayey-calcareous matrix. Ordinary light. Magn. a. 100 ×



Fot. 1



Fot. 2

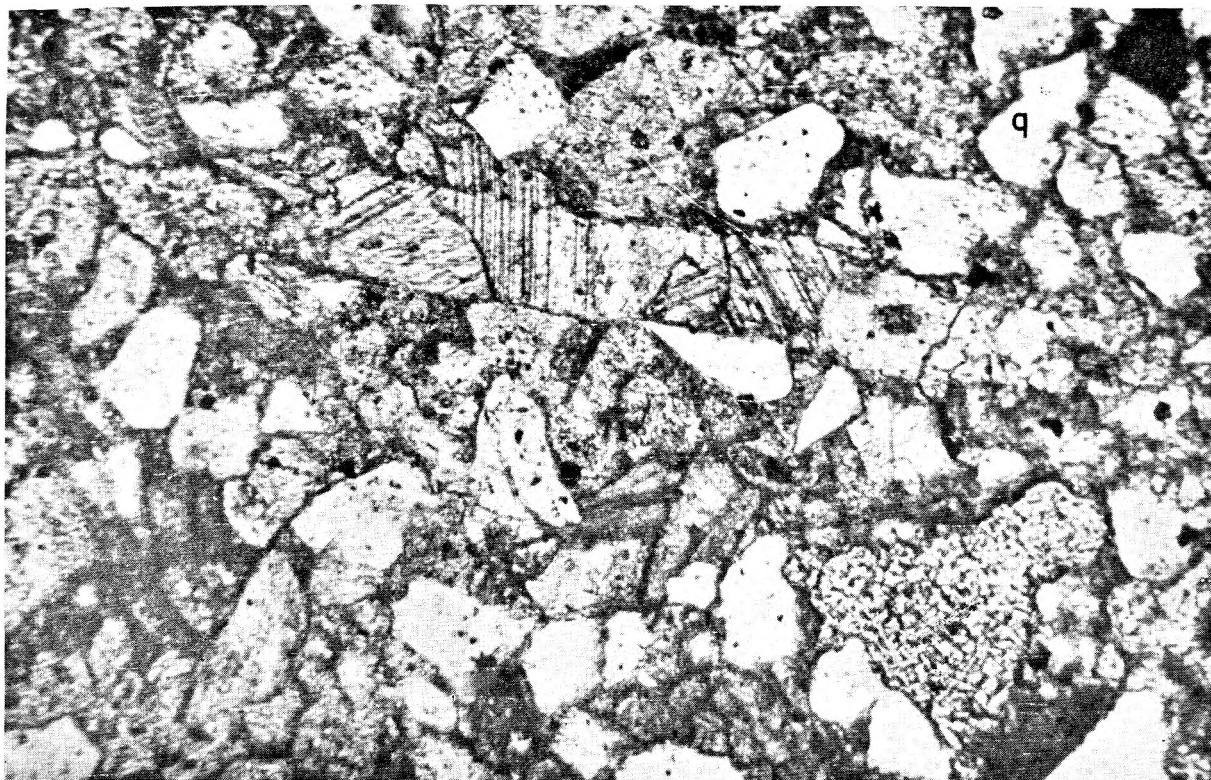
Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

PLANSZA XIII

PLATE XIII

Mikrofotografie piaskowców wapnistych środkowego turonu
Microphotographs of calcareous Middle Turonian sandstones

- Fot. 1. Piaskowiec wapnisty o przewadze ziarn detrytycznych. Widoczne ziarna kwarcu o narożach skorodowanych przez wapniste spoiwo (q). Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Calcareous sandstone with the preponderance of detrital grains. Quartz grains with corners corroded by calcareous matrix (q) are visible. Ordinary light. Magn. 100 ×
- Fot. 2. Piaskowiec z przewagą wapnistej spoiwa. Widoczne otwornice bentoniczne. Bez analizatora. Pow. około 100 ×
Sandstone with predominance of calcareous matrix, with benthonic foraminifers. Ordinary light. Magn. a. 100 ×



Fot. 1



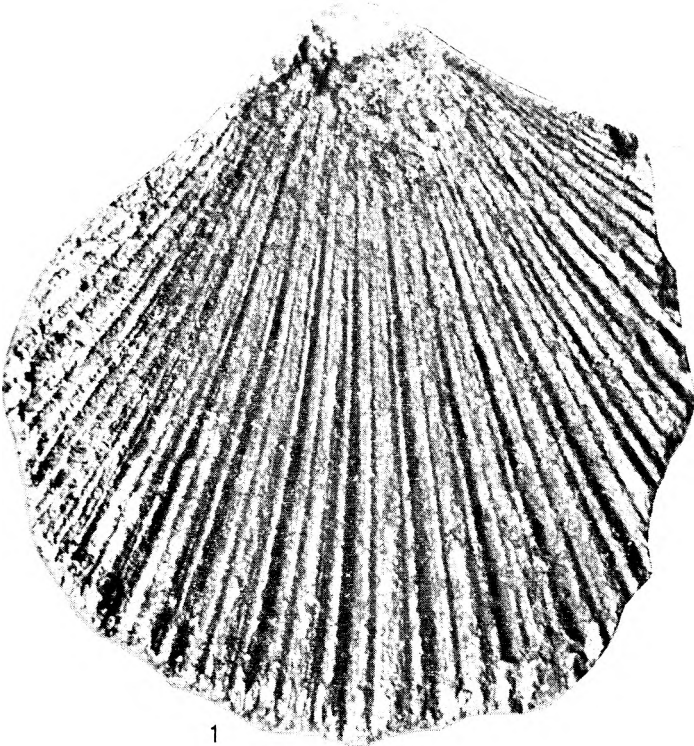
Fot. 2

PLANSZA XIV

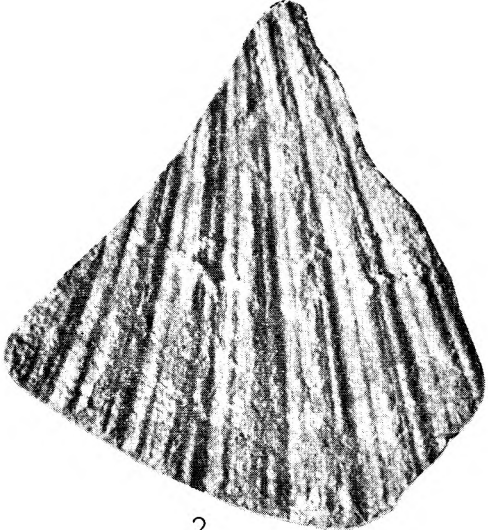
PLATE XIV

Fauna piaskowców górnego cenomanu
Fauna from the Upper Cenomanian sandstones

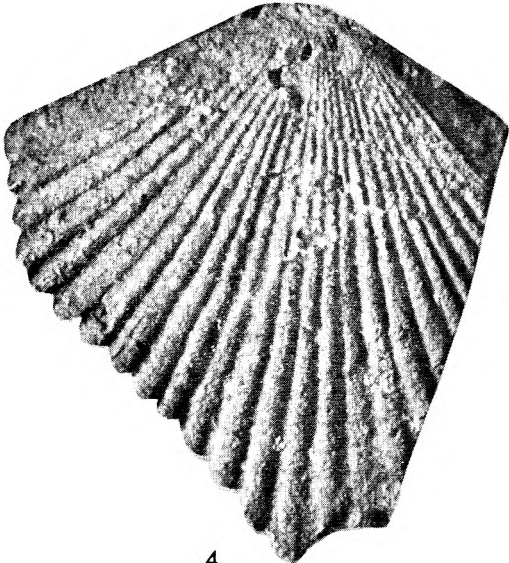
- Fig. 1. *Chlamys asper* (Lamarck)
Odcisk skorupki prawej. Pow. 1,3 ×. Odkrywka 46
Impression of right valve. Magn. 1.3 ×. Outcrop 46
- Fig. 2. *Chlamys asper* (Lamarck)
Fragment odcisku skorupki. Pow. 1,3 ×. Odkrywka 49
Fragmentary imprint of valve. Magn. 1.3 ×. Outcrop 49
- Fig. 3. *Chlamys asper* (Lamarck)
Odcisk skorupki prawej. Pow. 1,3 ×. Odkrywka 48
Impression of right valve. Magn. 1.3 ×. Outcrop 48
- Fig. 4. *Pecten* sp. indet.
Fragment ośródk. Powiększenie 1,5 ×. Odkrywka 1
Fragment of mould. Magn. 1.5 ×. Outcrop 1
- Fig. 5. *Janira aequicostata* (Lamarck)
Zdeformowany fragment ośródk skorupki lewej. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 24
Deformed fragment of mould of left valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 24
- Fig. 6. *Janira aequicostata* (Lamarck)
Ośródka skorupki lewej. Pow. 2 ×. Odkrywka 24
Mould of left valve. Magn. 2 ×. Outcrop 24



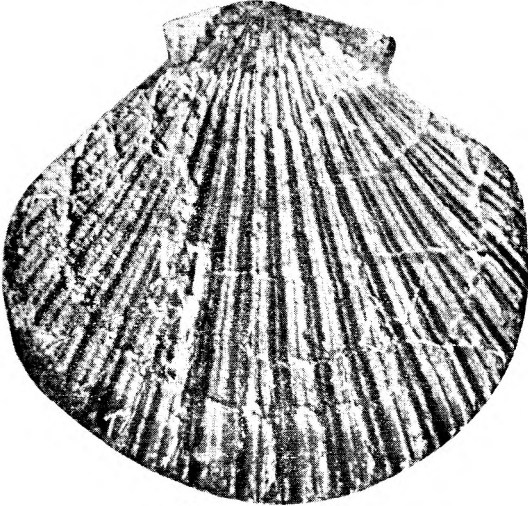
1



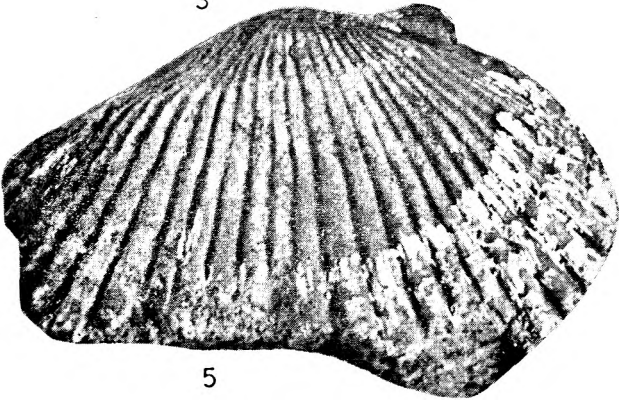
2



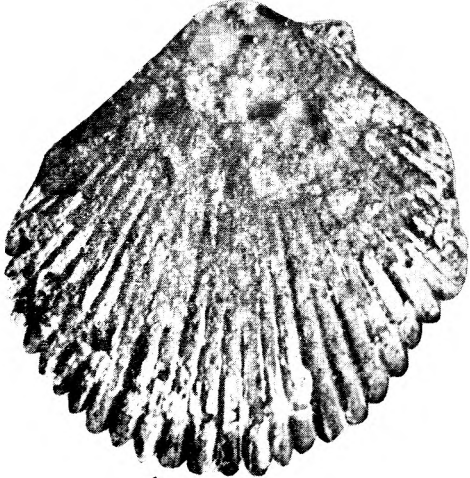
4



3



5



6

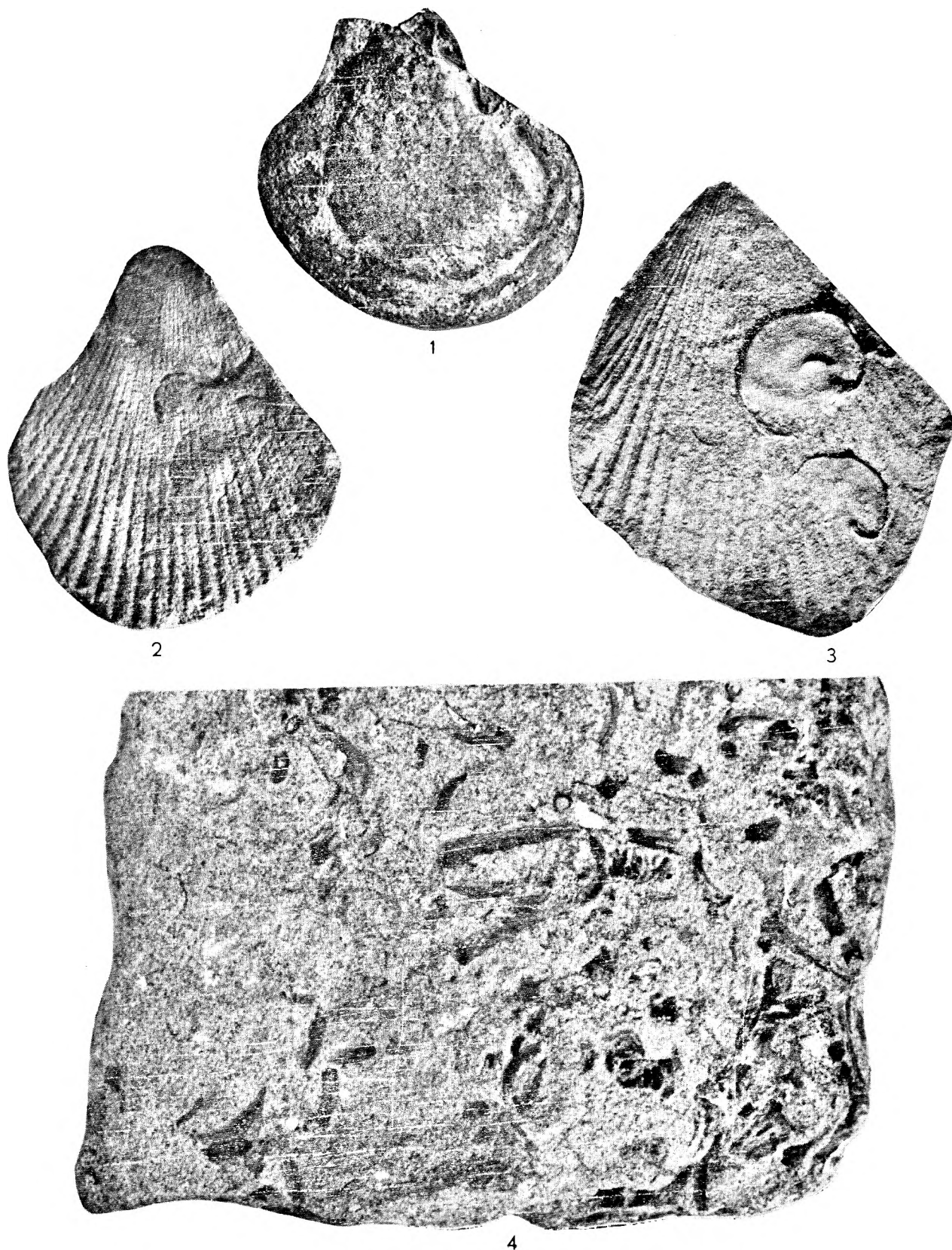
Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

PLANSZA XV

PLATE XV

Fauna piaskowców górnego cenomanu
Fauna from the Upper Cenomanian sandstones

- Fig. 1. *Lima* sp. indet.
Ośródka skorupki lewej. Pow. 2 ×. Odkrywka 49
Mould of left valve. Magn. 2 ×. Outcrop 49
- Fig. 2. *Chlamys elongatus* (Lamarck)
Odcisk skorupki. Pow. 0,7×. Odkrywka 25
Impression of valve. Magn. 0.7 ×. Outcrop 25
- Fig. 3. *Chlamys elongatus* (Lamarck)
Odcisk skorupki uszkodzony przez odciski egzogyr. Wielkość naturalna.
Odkrywka 25
Impression of valve damaged by impressions of *Exogyra*. Natural size.
Outcrop 25
- Fig. 4. *Dentalium sexcarinatum* Goldfuss
Nagromadzenie odcisków i ośródek skorupki. Pow. 1,2 ×. Odkrywka 35
Concentration of impressions and moulds of valves. Magn. 1.2 ×. Outcrop 35



Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów

PLANSZA XVI

PLATE XVI

Fauna piaskowców górnego cenomanu
Fauna from the Upper Cenomanian sandstones

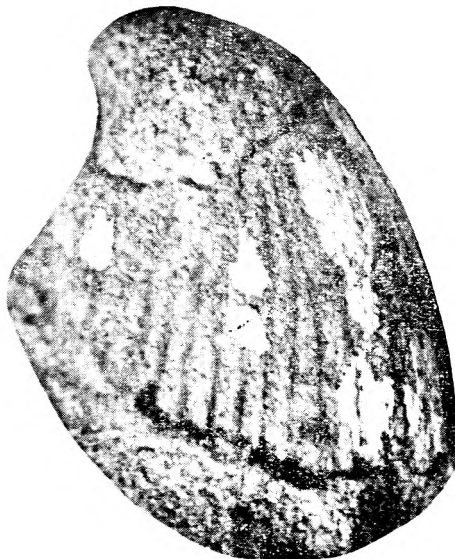
- Fig. 1. *Exogyra columba* (Lamarck)
Ośrodek skorupki lewej. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 49
Mould of left valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 49
- Fig. 2. Ten sam okaz widziany z boku.
Side view of same specimen
- Fig. 3. *Janira aequicostata* (Lamarck)
Ośrodek skorupki prawej. Pow. 3 ×. Odkrywka 24
Mould of right valve. Magn. 3 ×. Outcrop 24
- Fig. 4. *Exogyra columba* (Lamarck)
Ośrodek skorupki lewej. Pow. 2,5 ×. Odkrywka 30
Mould of left valve. Magn. 2.5 ×. Outcrop 30
- Fig. 5. Ta sama muszla od strony skorupki prawej
View of right valve of the same shell



1



2



3



4



5

PLANSZA XVII

PLATE XVII

Fauna mułowców górnego cenomanu
Fauna from the Upper Cenomanian siltstones

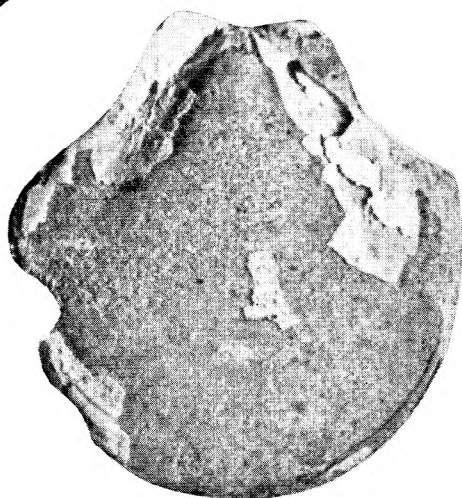
- Fig. 1. *Syncyclonema orbicularis* (Sowerby)
Skorupka prawa. Pow. 3 ×. Odkrywka 41
Right valve. Magn. 3 ×. Outcrop 41
- Fig. 2. *Syncyclonema orbicularis* (Sowerby)
Skorupka lewa. Pow. 3 ×. Odkrywka 41.
Left valve. Magn. 3 ×. Outcrop 41
- Fig. 3. *Syncyclonema orbicularis* (Sowerby)
Ośródka skorupki lewej. Pow. 3 ×. Odkrywka 32
Mould of left valve. Magn. 3 ×. Outcrop 32
- Fig. 4. *Janira atava* (Römer)
Ośródka skorupki prawej. Pow. 3 ×. Odkrywka 46
Mould of right valve. Magn. 3 ×. Outcrop 46
- Fig. 5. *Janira aequicostata* (Lamarck)
Ośródka skorupki prawej. Pow. 5 ×. Odkrywka 46
Mould of right valve. Magn. 5 ×. Outcrop 46
- Fig. 6. *Janira quinquecostata* (Sowerby)
Skorupka prawa. Pow. 3 ×. Odkrywka 41
Right valve. Magn. 3 ×. Outcrop 41
- Fig. 7. *Lopha diluviana* (Linnaeus)
Ośródka skorupki prawej. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 38
Mould of right valve. Magn. 1,5 ×. Outcrop 38



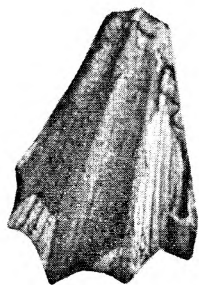
1



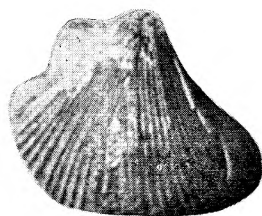
2



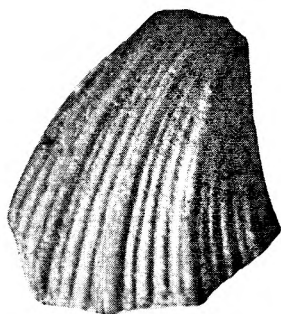
3



4



5



6



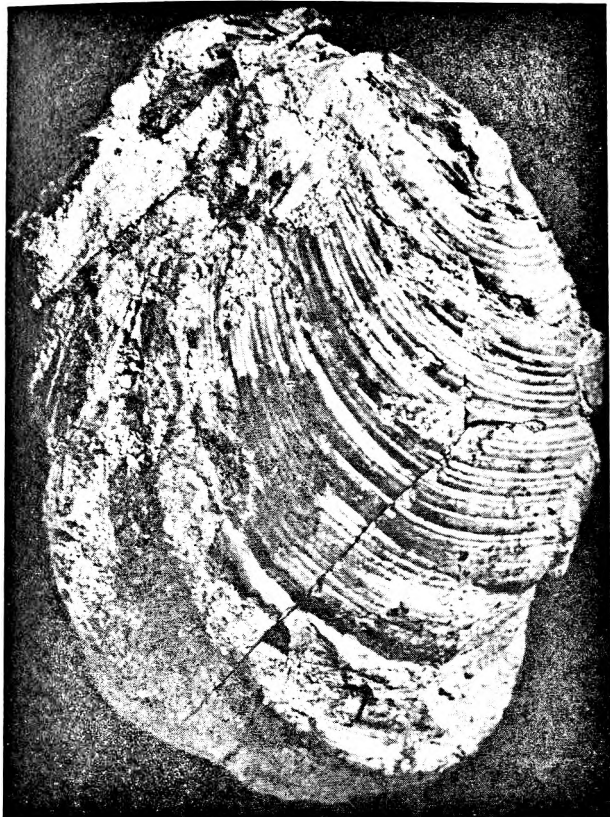
7

PLANSZA XVIII

PLATE XVIII

Fauna gez górnego cenomanu
Fauna from Upper Cenomanian gaizes

- Fig. 1. *Inoceramus pictus pictus* (Sowerby)
Ośródką muszli od strony skorupki lewej. Pow. 1,3 ×. Odkrywka 12
Mould of shell viewed from left valve. Magn. 1.3 ×. Outcrop 12
- Fig. 2. Ta sama muszla od strony skorupki prawej
Same shell viewed from right valve
- Fig. 3. *Inoceramus pictus neocaledonicus* (Jeannet)
Ośródką skorupki. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 7
Mould of valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 7
- Fig. 4. *Inoceramus pictus* Sowerby subsp. indet.
Ośródką skorupki. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 7
Mould of valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 7



1



2



3



4

PLANSZA XIX

PLATE XIX

Fauna geiz górnego cenomanu
Fauna from the gaizes of the Upper Cenomanian

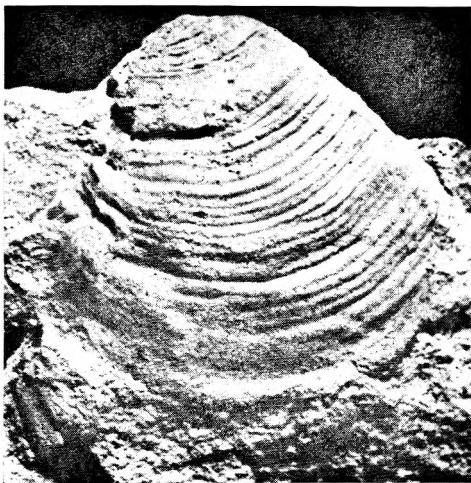
- Fig. 1. *Inoceramus pictus bannewitzensis* Tröger
Ośródką skorupki. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 12
Mould of valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 12
- Fig. 2. *Inoceramus pictus bannewitzensis* Tröger
Ośródką skorupki. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 12
Mould valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 12
- Fig. 3. *Inoceramus* sp. indet. no. 1
Fragment ośródką skorupki. Pow. 2 ×. Odkrywka 6
Fragmentary mould of valve. Magn. 2 ×. Outcrop 6
- Fig. 4. *Inoceramus pictus pictus* (Sowerby)
Fragment muszli od strony wierzchołka. Pow. 2,5 ×. Odkrywka 7
Top view of fragmentary shell. Magn. 2.5 ×. Outcrop 7
- Fig. 5. *Inoceramus pictus bannewitzensis* Tröger
Ośródką skorupki. Pow. 2,5 ×. Odkrywka 6
Mould of valve. Magn. 2.5 ×. Outcrop 6
- Fig. 6. *Inoceramus* sp. indet. no. 2
Odelew gipsowy. Pow. 1,3 ×. Odkrywka 6
Plaster cast of mould of valve. Magn. 1.3 ×. Outcrop 6



1



2



3



4



5



6

PLANSZA XX

PLATE XX

Fauna geiz górnego cenomanu
Fauna from the Upper Cenomanian gaizes

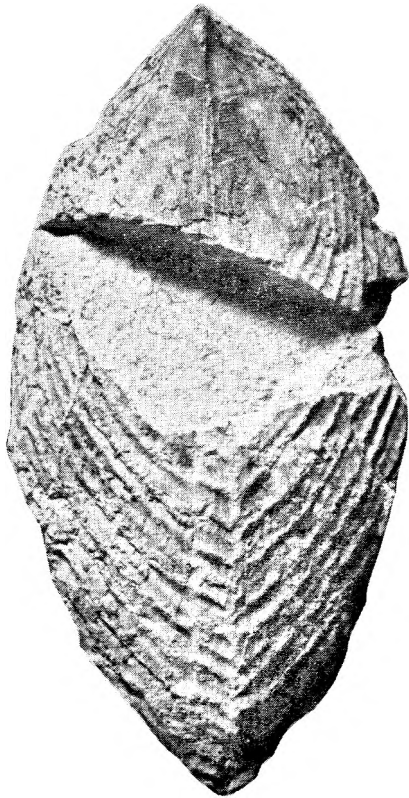
- Fig. 1. *Mytilus* aff. *neptuni* (Goldfuss)
Ośródkka muszli widziana z góry. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 56
Top view of mould of shell. Magn. 1.5 ×. Outcrop 56
- Fig. 2. Ten sam okaz od strony skorupki lewej
Same specimen viewed from left valve
- Fig. 3. *Mytilus* sp. ex gr. *neptuni* (Goldfuss)
Ośródkka muszli widziana z góry. Wielkość naturalna. Odkrywka 10
Top view of mould of shell. Natural size. Outcrop 10
- Fig. 4. Ten sam okaz. Odcisk górnej części muszli
Same specimen. Impression of upper part of shell



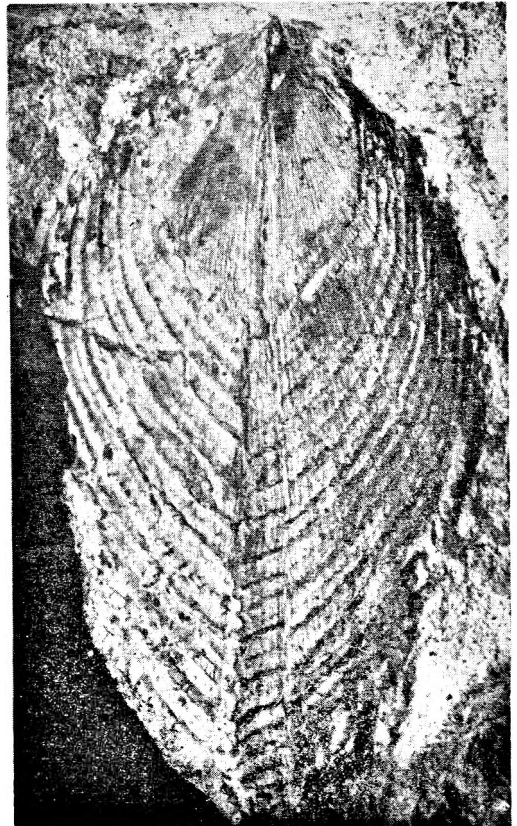
1



2



3



4

PLANSZA XXI

PLATE XXI

Fauna geiz górnego cenomanu i wapnistych piaskowców
środkowego turonu

Fauna from the Upper Cenomanian gaizes and from the calcareous
Middle Turonian sandstones

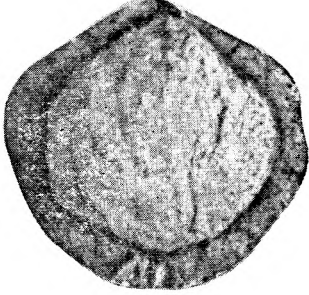
- Fig. 1. *Pinna decussata* (Goldfuss)
Fragment skorupki lewej. Pow. 1,5 ×. Odkrywka 31
Fragment of left valve. Magn. 1.5 ×. Outcrop 31
- Fig. 2. *Glycymeris geinitzi* (d'Orbigny)
Ośródkka skorupki prawej. Pow. 3 ×. Odkrywka 28
Mould of right valve. Magn. 3 ×. Outcrop 28
- Fig. 3. *Serpula septemsulcata* Cotta
Fragment skorupki. Pow. 3 ×. Odkrywka 9
Fragment of valve. Magn. 3 ×. Outcrop 9
- Fig. 4. *Lima* cf. *pseudocardium* Reuss
Ośródkka skorupki lewej. Pow. 3 ×. Odkrywka 9
Mould of left valve. Magn. 3 ×. Outcrop 9
- Fig. 5. *Janira* cf. *comata* (d'Orbigny)
Skorupka prawa. Pow. 3 ×. Odkrywka 9
Right valve. Magn. 3 ×. Outcrop 9
- Fig. 6. *Camptonectes curvatus* (Geinitz)
Odcisk skorupki lewej. Pow. 3 ×. Odkrywka 26
Impression of left valve. Magn. 3 ×. Outcrop 26
- Fig. 7. *Lima canalifera* Goldfuss
Skorupka i ośródkka skorupki lewej. Pow. 1,2 ×. Odkrywka 15
Valve and mould of left valve. Magn. 1.2 ×. Outcrop 15



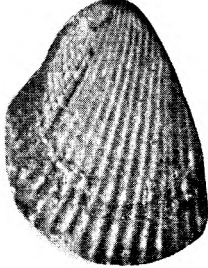
1



3



2



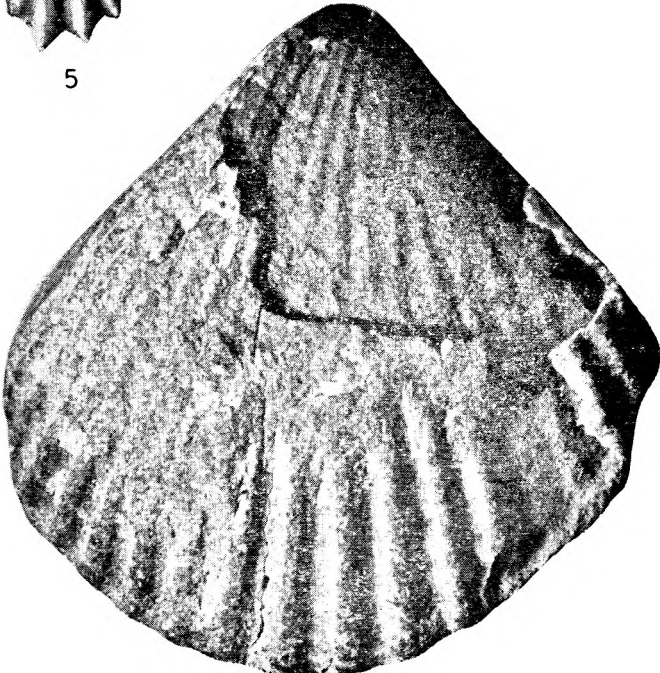
4



5



6



7

Tomasz JERZYKIEWICZ — Kreda okolic Krzeszowa
Cretaceous in the vicinity of Krzeszów



Fig. 2 a

Szkic geologiczny kredy okolic Krzeszowa

1 — czerwony spągowiec, 2 — cechsztyń, 3 — pstry piaskowiec, 4 — lądowe osady spągowe dolnego i środkowego cenomanu ze zlepiancami i piaskowcami transgresywnymi w strobie (lokalnie), 5 — piaskowce górnego cenomanu, 6 — piaskowce wapienste i mułowce górnego cenomanu, 7 — gezy górnego cenomanu, 8 — mułowce dolnego turonu, 9 — piaskowce wapienste środkowego turonu, 10 — piaskowce bezwapienste środkowego turonu, 11 — piaskowce górnego turonu, 12 — osady czwartorzędowe, 13 — odkrywki cytowane w tekście i stanowiska z fauną

Geological sketch map of the vicinity of Krzeszów

1 — Rotliegendes, 2 — Zechstein, 3 — Buntsandstein, 4 — terrigenous bottom deposits of the Lower and Middle Cenomanian with conglomerates and transgressive sandstones in the top (locally), 5 — Upper Cenomanian sandstones, 6 — calcareous sandstones and siltstones of the Upper Cenomanian, 7 — Upper Cenomanian galeses, 8 — Lower Turonian siltstones, 9 — calcareous Middle Turonian sandstones, 10 — Non-calcareous Middle Turonian sandstones, 11 — Upper Turonian sandstones, 12 — Quaternary deposits, 13 — outcrops mentioned in the text and faunal sites

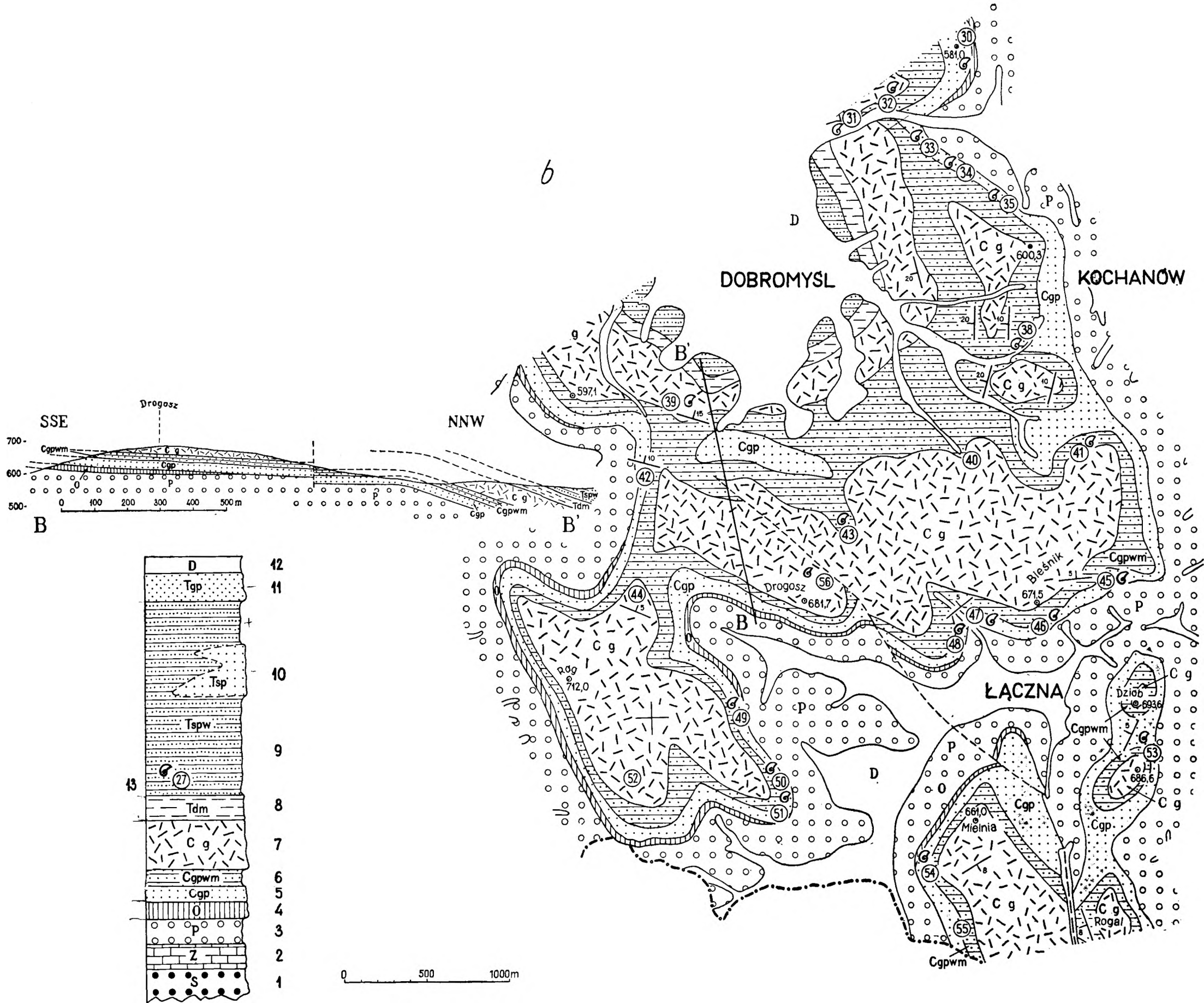


Fig. 2 b

Szkic geologiczny kredy okolic Łącznej
 Objaśnienia jak na fig. 2 a

Geological sketch map of the vicinity of Łączna
 Explanations see Fig. 2 a