

WŁADYSŁAW MORYC

BUDOWA GEOLOGICZNA REJONU LUBACZOWA

(Fig. 4)

Geological structure of the region of Lubaczów

(Fig. 4)

Treść: Rejon Lubaczowa zbudowany jest z utworów prekambriu, kambriu, ordowiku i syluru, oraz jury, kredy i miocenu. Osady jury, kredy i miocenu wykazują wyraźne, transgresywne ułożenie.

Utwory miocenu tworzą na ogół płaską pokrywę, natomiast osady jurajskie tworzą synklinę obniżającą się w kierunku południowo-wschodnim.

Kreda stwierdzona została tylko w rejonie północnym na obszarze Baszni.

W rejonie Lubaczowa utwory podmiocieńskie i torton dolny są zdyslokowane. Dyslokacje te rozdzielają obszar omawiany na cztery bloki tektoniczne, ogólnie obniżające się ku południowi. Dyslokacje te zaznaczyły się (przynajmniej jedna z nich) już przed tortonem, a w tortonie środkowym zostały odmłodzone.

WSTĘP

Rejon Lubaczowa należy do północno-wschodniej części polskiego zapadliska przedkarpackiego. Zapadlisko to określane często mianem Przedgórze Karpat wypełnione jest utworami morskiego miocenu, leżącymi transgresywnie na różnych starszych piętrach stratygraficznych.

Podłoże miocenu tworzą skały wieku od prekambriu do kredy włącznie z tym, że rozwój ten wykazuje w poszczególnych rejonach mniejsze lub większe luki stratygraficzne.

Jednym z takich odcinków Przedgórze Karpat o bogatszym wachlarzu stratygraficznym jest rejon Lubaczowa.

Tematem Lubaczowa zajmowałem się od 1957 r. w ramach prac wykonywanych w Państwowym Przedsiębiorstwie „Poszukiwania Naftowe”.

Uważam za swój miły obowiązek podziękować doc. mgrów inż. Z. Obuchowiczowi za umożliwienie mi wykonania tej pracy oraz za szereg uwag i wskazówek udzielonych mi w czasie jej wykonywania, prof. drowi A. Tokarskiemu za wskazówki i uwagi dotyczące tego tematu oraz za udostępnienie mi własnych obserwacji poczynionych w tym rejonie oraz mgrów inż. J. J. Zielińskiemu za umożliwienie i ułatwienie mi wykonania prac kameralnych.

Dziękuję również prof. drowi Cz. Pachuckiemu za wykorzystanie w tej pracy oznaczenia makrofauny zebranej przez mgr P. Karnkowskiego i mgra E. Głowackiego, drowi Z. Kirchnerowi, mgr Z. Milewskiej, mgr I. Heller, mgr A. Żychowskiej, mgr

A. Waśniowskiej i mgrowi H. Jurkiewiczowi za udostępnienie mi badań mikrofaunistycznych, mgr A. Szwabowicz za oznaczenia palynologiczne, mgr J. Brzezickiej, mgr Z. Mazur i mgrowi J. Paduszyńskiemu za wykorzystanie ich badań petrograficznych.

1. HISTORIA BADAŃ GEOLOGICZNYCH

Olbrzymiej miąższości nadkład ilastego miocenu, występujący zresztą nie tylko w rejonie Lubaczowa, ale i na całym obszarze zapadliska przedkarpackiego, uniemożliwiał poznanie głębokiej budowy geologicznej bez zastosowania wierceń lub przynajmniej badań geofizycznych.

W rejonie Lubaczowa pierwszymi pracami badawczymi były badania magnetyczne i grawimetryczne St. Pawłowskiego oraz prace grawimetryczne wykonane przez K. Maryniaka i sejsmiczne wykonane przez A. Kisłowa.

Szczegółowe badania sejsmiczne w rejonie Lubaczowa rozpoczęto dopiero w roku 1956. Niemal równocześnie, ale już na bazie pierwszych materiałów sejsmicznych rozpoczęto prace wiertnicze. Dalej w latach od 1956 do dnia dzisiejszego prowadzone są równoległe prace wiertnicze i sejsmiczne (S. Drwiła, B. Zaleska, 1959).

W roku 1957 ukazała się publikacja S. Drwiły i J. Żytki o wynikach prac sejsmicznych, między innymi w rejonie Lubaczowa.

Rezultatem tych badań jest mapa strukturalna stropu poziomu anhydrowego, stanowiącego, jak dziś wiemy, bardzo charakterystyczny i przewodni horyzont.

Z roku 1958 pochodzi krótka wzmianka P. Karnkowskiego dotycząca wyników pierwszych wierceń w rejonie Lubaczowa.

W kwietniu 1958 r. ukazała się w „Nafcie” praca Z. Obuchowicza, A. Tokarskiego i St. Wdowiarza pt. „Struktura Lubaczowa”. Autorowie podają tu szczegółowy opis utworów stwierdzonych pierwszymi pracami i na tym tle przedstawiają budowę geologiczną rejonu lubaczowskiego. Równocześnie analizują budowę geologiczną wschodniej części polskiego Przedgórza Karpat, wiążąc rozważania geologiczne z tematem złożowym i perspektywami jego rozszerzenia.

Z końcem 1958 r. wykonano dokumentację geologiczną rejonu Lubaczowa i w 1959 r. dokumentację geologiczną północno-zachodniego przedłużenia struktury lubaczowskiej w rejonie Uszkowiec. (Moryc W., 1958, 1959).

2. STRATYGRAFIA

Przy ustalaniu granic stratygraficznych oparto się również na wykresach profilowania elektrycznego.

W skład utworów geologicznych w rejonie Lubaczowa wchodzi warstwy prawdopodobnego prekambriu, paleozoiku (kambr, ordowik i sylur), mezozoiku (jura i kreda) i kenozoiku (miocen i utwory czwartorzędowe).

Prekambrium (ryfej)

Do najstarszych utworów w rejonie Lubaczowa należą piaskowce kwarcytowe i kwarcyty szare lub stalowoszare oraz łupki sflylizowane, zielonawoszare i szare, miejscami przepełnione serycytem.

Utwory te zostały stwierdzone (fig. 1, 2, 3) w profilach: XIV (miąższość przewiercona 10 m), w profilu X (1 m), w profilu XXIII (19,5 m), XV (9,4 m), VIII (28 m), XIX (37,6 m), XXI (8 m) i XX (15 m).

Przeglądając w 1957 r. rdzeń kwarcytów i łupków z profilu XIV, J. Samsonowicz określił te osady jako prekambryjskie.

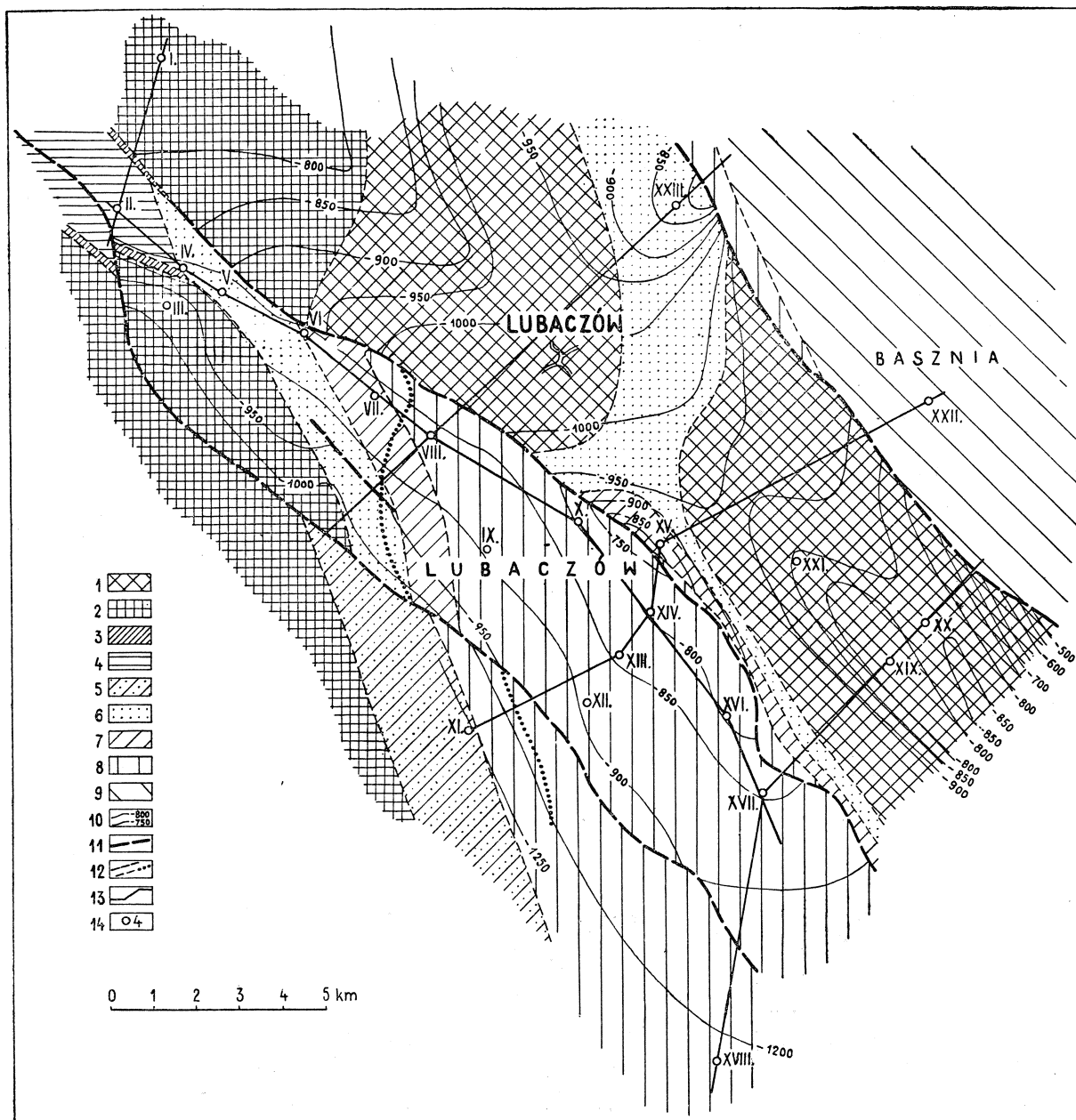


Fig. 1. Mapa geologiczna stropu podłoża miocenu. 1 — prekambry; 2 — kambr; 3 — ordowik; 4 — sylur; 5 — dogger nie rozdzielony; 6 — bajos; 7 — bat; 8 — kelowej malm; 9 — kreda górna; 10 — warstwie stropu podłoża miocenu; 11 — dyslokacje; 12 — granice warstw; 13 — linie przekrojów; 14 — profile

Fig. 1. Geological map of the substratum of the Miocene. 1 — pre-Cambrian; 2 — Cambrian; 3 — Ordovician; 4 — Silurian; 5 — Dogger undivided; 6 — Bajocian; 7 — Bathonian; 8 — Callovian and Malm; 9 — Upper Cretaceous; 10 — isohypses of the sub-Miocene surface; 11 — dislocations; 12 — geological boundaries; 13 — cross-section lines; 14 — profiles

Badania petrograficzne kwarcytów, wykonane przez J. Brzezicką wskazują na strukturę mozaikową, regeneracyjną, typową dla kwar-

cytów. W piaskowcach kwarcytowych zauważa się znaczny procent skałeni, najczęściej skaolinizowanych.

Podobnie liczne wtrącenia piaskowców arkozowych opisują geolodowie radzieccy z rosyjskiej platformy z warstw górnego proterozoiku (Sokołow B. S., 1952; Szat-ski N. S. 1952 i 1952a; Połowinkina J. J., Geologiczeskoje strojenije SSSR, 1958) nazwanych przez N. S. Szat-skiego (1952, 1952a) ryfejem. Są to utwory piaskowcowe i kwarcytowe ze słabo zmetamorfizowanymi łupkami ilasto-serycytowymi, a zatem analogiczne do występujących w rejonie Lubaczowa.

Określenie ryfeju dla warstw starszych od kambru wprowadził do polskiej literatury geologicznej J. Samsonowicz (1955), określając w ten sposób utwory występujące w podłożu miocenu na obszarze Przedgórze Karpat w strefie między Mielcem a Jarosławiem. Są to skały fylitowe, popielatozielonkawe lub czerwone, niekiedy z wkładkami kwarcytów.

Według geologów radzieckich (Geologiczeskoje strojenije SSSR, 1958) górny proterozoik (ryfej = „poziom worucki”) dzieli się na serię dolną („tołkaczewską”) i górną („biełokorowiczeskaja swita”).

Rozwój litologiczny utworów ryfeju lubaczowskiego jest analogiczny z serią górną. W tym ujęciu osady ryfeju z rejonu Lubaczowa reprezentowałyby jego górną część. Przewiercona miąższość tych utworów dochodzi tu do 40 m. Być może, że czerwone fylity, znane z obszaru Mielec—Jarosław, odpowiadają częściowo serii dolnej obszaru płyty rosyjskiej, gdzie zdecydowanie przeważają czerwone osady fylitowe z piaskowcami kwarcytowymi i kwarcytami.

K a m b r

Utwory tego wieku znane są w rejonie Lubaczowa z profilów: IV (miąższość przewiercona 56,5 m), III (17 m), VI (1 m), II (3 m), I (7 m), V (7 m) oraz w profilu XI (133 m). Są to łupki ilaste, ciemnoszare, bezwapniste z miką, silnie zdiagenezowane, z cienkimi wkładkami stalowych kwarcytów. Występują tu liczne brachiopody z rodzaju *Lingulella*, z których A. Tokarski oznaczył *Lingulella ferruginea* Salt. Kwarcyty te są zbite, barwy stalowoszarej, z blaszkami miki. Występują one w łupkach jako wkładki o grubości 1—3 cm. Charakterystyczne są tu liczne drobne hieroglify. Osady te mają rozwój podobny do utworów określanych fliszem kambryjskim. Przewiercona miąższość kambru w rejonie Łukawca wynosi ponad 130 m, a w rejonie Uszkowiec ok. 56 m.

Przypuszczalną granicę kambru z ryfejem przebiegającą pod osadami jury zaznaczono na fig. 1 grubszymi kropkami.

O r d o w i k

Osady ordowickie zostały stwierdzone w profilach II i IV (miąższość ok. 50 m). Są to w dolnej części piaskowce drobnoziarniste, ciemnoszare, z glaukonitem, miką i pirytem. Zdarzają się również drobne wtrącenia łupkowe. W stropowej części piaskowców występują niewielkie wkładki wapieni szarych lub szarobeżowych, zbitych. Z wapieni tych Cz. Pachucki oznaczył w profilu II *Trinucleus* (*Onnia*) *aff. ornata* (Sternberg) oraz *Asaphus tecticaudatus* Steinh., a w profilu IV *Endoceras commune* Wahlbg.

Powyżej serii piaskowcowej występują mułowce piaszczyste ciemnoszare, o miąższości około 25 m.

Według uprzejmej informacji uzyskanej od H. T o m c z y k a¹ utwory ordowickie profilu IV reprezentują dolny tremadok (piaskowce glaukonitowe — w ich spągu łupki z *Dictionema*) i górny aszgil (mułowce z fauną *Tretaspis*).

Badania mikrofaunistyczne wykonane przez Z. Milewską wykazały w profilu II w wapieniach bogaty zespół złożony z form:

Primitia plicata Krause
Primitiella brevisulcata Hessland
Cythere wrichtiana Jones et Holl.
Bythocypris pergracilis Ulrich et Bassler
Beyrichia barbara Barrande
Aparchites asymmetricus Bouček
Orthocypris aff. *perlonga* Kumm.
Apatochilina obessa (Ulrich)
Ctenentoma rectangulocarinata (?) Hessland
Drepanellina confluens Ulrich et Bassler
Ostracoda sp.
Konodonta

Zarówno występujące wyżej mułowce, jak i piaskowce glaukonitowe nie zawierają mikrofauny.

Forma *Primitia plicata* według Z. Milewskiej była opisana przez Krause'a z ordowiku Estonii, Hessland znalazł gatunek *Primitiella brevisulcata* w ordowiku Szwecji.

Pozostałe formy znane są również z syluru.

Sylur

Na utworach ordowiku w profilu II i IV leżą łupki graptolitowe szare i brązowoszare należące do syluru o miąższości ok. 8 m.

Badania H. T o m c z y k a (1959) wskazują, że sylur profilu IV należy do wenloku dolnego do poziomów *Cyrtograptus murchisoni* i *Monograptus riccartonensis*. W profilu II stwierdzono w łupkach drobną wkładkę wapieni szarych, marglistych, z której Cz. Pachucki oznaczył:

Monograptus testis Barl.
Encrinurus punctatus Wahll.
Chonetes striatella Dalm.
Plectodonta cf. *mariae* Kozł.
Sowerbyella cf. *transversalis* Dalm.

W łupkach graptolitowych profilu II stwierdzono również kilka, nie oznaczonych dotychczas trylobitów. Występująca w profilu II forma *Monograptus testis* wskazuje na najwyższą część wenloku górnego.

Występowanie ordowiku i syluru ogranicza się w omawianym obszarze wyłącznie (tabl. VI) do rejonu Uszkowiec.²

¹ H. Tomczyk przygotowuje do druku szczegółowe opracowanie ordowiku i syluru rej. Uszkowiec.

² Ostatnio utwory te stwierdzone zostały wprost pod mułowcami batonu również między profilami XVII a XVIII.

J u r a

Lias w rejonie Lubaczowa nie występuje. W skład jury wchodzi tu piaskowce i mułowce reprezentujące dogger, oraz skały węglanowe jury górnej.

D o g g e r

Najniższą część jury lubaczowskiej tworzą piaskowce bajosu, na nich leżą utwory mułowcowo-piaszczyste batu przykryte niewielkiej miąższości warstwą piaskowców z oolitami żelazistymi — należącą do keloweju.

B a j o s

Osady bajosu zostały stwierdzone w następujących profilach: XIV (miąższość przewiercona 60 m), X (8 m), XXIII (44 m), XV (6 m), VIII (90 m), IV (21 m), VI (4 m), VII (77 m — nie przewiercony) i w profilu V (27 m). Wykształcenie bajosu jest we wszystkich profilach podobne.

Piętro to rozpoczyna zlepienieć podstawowy grubości dwudziestu centymetrów (profil VI) złożony z tła szarego, piaszczystego, zbitego, słabo wapnistego, usianego pirytem oraz z otoczków, kwarcytów stałowoszarych i kwarców. W zlepieńcu tym występują liczne szczątki roślinne. Wyżej występuje już właściwy kompleks bajosu, złożony z piaskowców szarych i jasnoszarych z rzadkimi drobnymi wkładkami mułowców ciemnoszarych, bezwapnistych.

W całej serii, zarówno w piaskowcach, jak i we wkładkach mułowcowych, występują dość liczne wtrącenia zwęglonych szczątków roślinnych, a niekiedy warstewek węgla brunatnego nie przekraczających na ogół grubości 1 cm. W dolnej części serii mułowce są przepełnione miałem węglowym o charakterze iłowegli.

W kompleksie tym piaskowce zajmują około 80% serii. Są one drobnoziarniste, niekiedy o ziarnie grubszym lub zlepieńcowate, lekko wapniste, przeważnie typu „cukrowatego”. Na ogół są słabo zwięzłe, z wyjątkiem górnej części, gdzie spojone są silniej. W całości spotyka się w nich dość często nieregularne skupienia pirytu.

Analiza petrograficzna tych piaskowców, wykonana przez Z. M a z u r w laboratorium Przemysłu Naftowego, wskazuje, że są to piaskowce nierównoziarniste o dwóch, a nawet trzech (partie zlepieńcowate) wyraźnie zaznaczających się frakcjach, przy czym dominuje frakcja drobniejsza (średnica ziarna ok. 0,2 mm). Są to głównie kwarcy, rzadziej okruchy kwarcytów. Spoiwo piaskowców jest ilasto-żelaziste lub węglanowo-żelaziste, czasem węglanowe. Partie zlepieńcowate zawierają otoczaki o średnicy do 20 mm. Otoczaki te składają się albo z mułków kwarcytowych o strukturze aleurytowej, albo z piaskowców kwarcytowych. Mułki kwarcytowe złożone są głównie z kwarcu ostrokrawędzistego o średnicy 50—100 mikronów oraz z występujących drugorzędnie, muskowitu i skałeni. Całość scementowana jest kontaktowo spoiwem krzemionkowo-ilastym. Otoczaki piaskowców kwarcytowych mają strukturę drobno- i średnioziarnistą. Oprócz kwarcu występują w nich kwarcyty drobno-granuloblastyczne i skałenie, głównie skałizowany ortoklaz. Składniki te spojone są lepiszczem kontaktowym, krzemionkowym i ilastym.

Przy analizowaniu charakteru skał, z których zbudowane są otoczaki,

nasuwa się analogia ich z rozwojem piaskowców kwarcytowych i kwarcytów wchodzących w skład osadów ryfeju.

Ponadto w rdzeniach stwierdzono otoczaki piaskowców drobnoziarnistych zielonych z obfitym glaukonitem, których cechy litologiczne wiążą je z podobnymi osadami z ordowiku.

W utworach zaliczonych do bajosu została znaleziona następująca fauna:

W profilu VIII, z głębokości ok. 10 m powyżej spągu, A. Tokarski znalazł i oznaczył *Pseudomonotis echinata* Sow., a Cz. Pachucki *Pseudomonotis substriata* Münster i *Lucina* sp.

Badania mikrofaunistyczne wykonane przez Z. Milewską w dolnej i środkowej części piaskowców wykazały spośród kilku form nieoznaczalnych otwornicę *Lenticulina varians* (Bornemann), a w najwyższej części zespół ubogi z formami:

Placopsilina sp.

Lenticulina quenstedti (Gumbel)

Lenticulina münsteri (Roemer)

Lenticulina varians (Bornemann)

Formy *Pseudomonotis echinata* i *P. substriata* cytują J. Znosko (1957) i J. Kopik (1956) z warstw od aalenu górnego do dolnego batu, a S. Z. Różycki (1953) w utworach od bajosu do batu górnego.

Gatunki z rodzaju *Lenticulina* mają szeroki zasięg stratygraficzny, jednakże warto nadmienić, że gatunki *Lenticulina varians* i *Lenticulina münsteri* występują dość licznie w doggerze.

W profilu VI z górnej części bajosu Z. Milewska oznaczyła następujące otwornice:

Lenticulina münsteri (Roem)

Lenticulina varians (Born.)

Anomalina liasica Issler.

Forma *Anomalina liasica* cytowana jest z doggeru alfa Niemiec zachodnich.

Powyżej serii piaskowcowej bajosu występuje poziom głównie mułowcowy z dość liczną fauną wskazującą na bat.

W profilu XXIII obecność bajosu przyjmujemy z zastrzeżeniem prawdopodobieństwa. Dotychczas przyjmowano (Z. Obuchowicz et al., 1958), że odcinek od spągu anhydrytów (994 m) do stropu utworów prekambriu (1075 m) może należeć do tortonu dolnego.

Odcinek do głębokości 1030 m według rdzeni jest niewątpliwie dolno-tortonński, niżej z interwału do 1075 m nie wydobyto zupełnie rdzenia.

Przy analizowaniu profilowania elektrycznego tego otworu zauważa się w głębokości 1031 m pewne załamanie, głównie w wykresie sondy potencjalnej, co jest prawdopodobnie związane ze zmianą serii stratygraficznej.

Maksymalna miąższość miocenu podanhydrytowego stwierdzona w profilu XX wynosi 37 m. Miąższość tej samej serii w profilu XXIII od spągu anhydrytów do granicy zaznaczającej się w karotażu elektrycznym wynosi 37 m, a zatem jest taka sama.

Występujące zatem niżej utwory — według bocznego sondowania elektrycznego niewątpliwie piaskowce — powinny reprezentować osady należące do bajosu. Wskazują również na to wyniki z profilu XV, gdzie

występują utwory batu i bajosu (fig. 1, 2, 3), obniżające się ku południowi. Stąd też na północ od profilu XV należy się spodziewać podmioceńskich wychodni utworów doggeru starszego, piaskowców bajosu i te najprawdopodobniej w profilu XXIII zostały stwierdzone. Miąższość piaskowców bajosu jest różna. Najmniejsza miąższość przypada na rejon profilów X i XV (6—8 m), największa na obszarze Uszkowiec osiąga około 90 m.

B a t

W skład osadów batu wchodzi głównie utwory mułowcowe. Wkładki piaskowcowe odgrywają tu rolę drugorzędną. Ze względu na brak dostatecznej ilości fauny pozwalającej na wydzielenie poziomu wieku wezulskiego przez bat rozumiemy tu poziom, w którego dolnej części mieści się również wezul (S. Z. R ó ż y c k i, 1953; J. Z n o s k o, 1957).

Utwory batu stwierdzone zostały w profilach XIV, X, XV, VIII, VI i VII.

W profilu XIV osady batu mają miąższość około 105 m. Są to mułowce i iłowce ciemnoszare, na ogół bezwapniste, zawierające często liczne szczątki zwęglonych roślin oraz drobny miał muskowitowy. Szczątki roślinne prawie zawsze są mniej lub więcej spirytyzowane. Z górnej części cytowana jest (Z. O b u c h o w i c z et al. 1953) *Posidomya alpina* Grass (trzy okazy) i *Morrisiceras* sp. oznaczone przez E. P a n o w a. Z tej samej głębokości A. T o k a r s k i oznaczył *Morrisiceras morrissi* Opp.

Badania mikrofaunistyczne A. Ż y c h o w s k i e j wskazują na występowanie w stropie otwornic: *Ammobaculites* aff. *linea* Lalicker, *Ammodiscus* sp., *Bigennerina* sp., *Lenticulina* sp. (ośrodkie).

Miąższość batu w profilu X wynosi około 90 m. Są to również mułowce ciemnoszare o lito-typie znanych w profilu XIV.

Charakterystyczny miejscami jest tu słaby, czerwonoszary odcień mułowców zaznaczający się również w mułowcach batu w innych otworach.

W osadach batu profilu X stwierdzona została następująca fauna. W stropowej części występuje *Oppelia* sp., *Posidomya alpina* Grass.

Znaleziona ponadto przez geologów PPPN. Jasło fauna z tego profilu, oznaczona przez C z. P a c h u c k i e g o, składa się z następujących form:

Około 55 m poniżej stropu batu występują:

Tragophylloceras aff. *wechsleri* (P o m p).

Lucina sp.

Pholadomya sp.

Avicula sp.

Acanthothyris sp.

Plagiostoma rodburgensis W h i d b.

Pholadomya decorata G o l d f.

Lima sp.

Hastites sp.

Pecten (*Entolium*) *demissum* G o l d f.

Pecten aff. *dubrisiensis* W o o d s

Lima sp.

Inoceramus polyplocus S o w.

Eurystomiceras polyhelictum (B ö c k h.)

Panopaea mandibula S o w.

Około 25 m niżej, a zatem w najniższej części utworów batu występują:

Holcophylloceras sp. ind.
Astarte sp.
Cucullaea (*Parallelodon*) *cincinna* Phill.
Nucula endorae d'Orb.
Zeilleria subbuculenta Chap. et Deval
Leda lacryma Sow.
Rhynchonella sp.
Cucullaea sp.

W całości zespół ten wskazuje na bat.

Bat w profilu VIII wykazuje miąższość ok. 100 m. Są to mułowce ciemnoszare z dwiema wkładkami piaskowców szarych drobnoziarnistych o miąższości ok. 6 m. Wkładki te zajmują następujące pozycje. Strop wkładki niższej występuje 14 m niżej od stropu utworów batu. Z tej wkładki A. Tokarski oznaczył *Oppelia fusca* Qu. Wkładka wyższa stanowi najwyższą część batu. Cz. Pachucki oznaczył stąd:

Cadomites sp. ind. ex aff. *deslongchampsii* d'Orb.
Perisphinctes multicostatus Lis.
Acanthothyris spinosa Schl.
Belemnites canaliculatus Schl.

W mułowcach występujących pomiędzy tymi wkładkami piaskowcowymi stwierdzono kilka okazów *Posidonomya alpina* Gras. Ponadto Cz. Pachucki oznaczył stąd:

Inoceramus laevigatus Münster.
Inoceramus polyplocus Roem.

Analiza mikrofaunistyczna mułowców występujących poniżej niższej wkładki piaskowcowej wykazuje następujący zespół otwornic:

Proteonina sp.
Reophax barnardi Said et Bacarad
Glomospira perplexa Franke
Haplophragmoides tryssa Loeblich et Tappan
Ammobaculites agglutinans (d'Orb)
„ *fontinensis* (Terq)
Ammobaculites sp.
Textularia agglutinans (d'Orb)
„ *saggitula* DeFrance
Trochammia inflata Montfort
„ sp.
Lenticulina münsteri (Roem)
„ *varians* (Born)
„ *quenstedti* (Gumbel)
„ *grojecensis* (Wiśn.)
„ *subtilis* Wiśn.
Planularia hybrida Terq.
„ *rhumbleri* Franke
„ *semiinvoluta* (Terq.)
„ *tricarinella* (Reuss)
Vaginulina contracta Terq.
Dentalina communis d'Orb.
Nodosaria mitis Terq. et Berth.

Lagena liassica K u b l. et Z w i n g.
Guttulina metensis (T e r q)
Eoguttulina liassica (S t r i c k l).

Zespół ten wskazuje na młodszy dogger, a niektóre formy T. Wiśniewski (1890) opisuje z ilów ornatowych (kelowej).

Zespół makrofauny wskazuje jednak na bat. *Cadomites* aff. *deslongchampsii* odpowiada, według podziału S. Z. Różyckiego (1953) przyjętego przez J. Znoskę (1957) — piętru batu środkowego (w naszym ujęciu bat górny). Podobną sytuację zajmuje stwierdzony w profilu XIV *Morrisiceras morrisi*.

Parallelodon concinnum opisano z górnej części wezulu (J. Znosko, 1957) i górnego batu (S. Z. Różycki, 1953).

Acantothyris spinosa S. Z. Różycki (1953) opisuje tylko z najwyższego batu.

Belemnites canaliculatus S. Z. Różycki (1953) cytuje z batu i keloweju, T. Wiśniewski (1890) z keloweju.

Analizując w całości zespoły makro- i mikrofaunistyczne możemy stwierdzić, że fauna określa wiek mułowców na bat (z wezulem S. Z. Różyckiego).

Najniższa część batu została stwierdzona ponadto w profilu VI (3,5 m) jako mułowce ciemnoszare z licznymi okazami *Cerithium* sp.

Należy podkreślić, że w rejonie Lubaczowa rodzaj *Cerithium* występuje dość często, i to głównie w dolnej części batu.

Leżące bezpośrednio na piaskowcach bajosu mułowce z profilu VI reprezentują najniższą część batu. Powyżej występują już osady mioceńskie.

Badania mikrofaunistyczne tych mułowców wykonane przez Z. Milewską wykazały następujący zespół otwornic:

Lenticulina quenstedti G ü m b.
„ *münsteri* (R o e m)
„ *varians* (B o r n.)
Planularia cordiformis (T e r q.)
Epistommina costifera T e r q.
„ *mosquensis* U h l i g
„ *stelligera* (R e u s s)
Vaginulina flabelloides (T e r q.)
„ *proxima* (T e r q.)

Forma *E. costifera* opisana jest w pracy z roku 1937 przez H. Bartensteina i E. Branda z doggeru Niemiec z poziomów gamma, delta i częściowo eta. *E. stelligera* znana jest z doggeru i spągu malmu.

Podobnie wykształcony jest bat w profilu VII. Są to mułowce ciemnoszare o miąższości ok. 50 m. Mułowce te, jak we wszystkich otworach, leżą na piaskowcach zaliczonych do bajosu. Należy podkreślić, że wiercenia nie miały pełnego uzysku rdzeni, stąd też rozwój litologiczny, szczególnie batu, nie jest przedstawiony wyczerpująco. Według wykresów profilowania elektrycznego (fig. 3) zauważa się pewne odcinki, które odpowiadają drobnym wkładkom piaszczystym. Widoczne to jest szczególnie w profilu XIV oraz rzadziej w profilach VIII i X.

Dobrze rozpoziomowany litologicznie bat został stwierdzony w profilu XV. Jest to seria o miąższości przewierconej ponad 330 m.

Według obserwacji A. Tokarskiego seria ceritiowa występująca w dolnej części batu profilu XV pojawia się w tym profilu po raz drugi wyżej.

Przy analizowaniu w tym profilu litologii skał oraz wykresu karotazu elektrycznego rzuca się w oczy idealna między nimi zgodność. Idąc od dołu spotykamy tu następujące poziomy (miąższości pozorne):

Najniżej występuje 52 m serii mułowcowo-piaskowcowej (poziom oznaczony na fig. 3 cyfrą 1 w kółku). Wyżej występuje 34-metrowy poziom piaskowcowy (cyfra 2), przykryty z kolei przez poziom mułowców z wkładkami syderytów (cyfra 3), o miąższości 52 m. Na tym leży 11-metrowa warstwa piaskowcowa przykryta z kolei przez serię mułowcową z wkładkami syderytów. Miąższość tej serii wynosi 78 m.

Najwyższą część batu profilu XV reprezentuje poziom mułowcowy oznaczony na fig. 3 cyfrą 4. Miąższość tego poziomu wynosi 104 m. Widzimy zatem, że 11 m warstwa piaskowcowa odpowiada litologicznie górnej części poziomu piaskowcowego, niższego.

Powyżej tych poziomów piaskowcowych występują serie mułowcowe z wkładkami syderytów (cyfra 3). Analizując wykres bocznego sondowania elektrycznego widzimy potwierdzenie tych obserwacji; zarówno opory, jak i sonda potencjalna wyraźnie wskazują wychyleniami na tektoniczne powtórzenie tej serii.

Granica uskoku zatem w profilu przebiegałaby w spągu wyższej wkładki piaskowcowej. Uskok ten ma również odbicie na mapie geologicznej podłoża miocenu i przekrojach geologicznych (fig. 1 i 2).

Właściwy profil batu byłby tu następujący: Najniżej leży warstwa 1, na niej występuje poziom piaskowcowy niższy (warstwa 2), a wyżej seria mułowcowa z wkładkami syderytów występujących powyżej górnej warstwy piaskowcowej. Najwyższą część batu tego profilu stanowi poziom mułowcowy oznaczony na fig. 3 cyfrą 4. Duża miąższość osadów batu w tym profilu wynika z tektonicznego ich powtórzenia i ze stromo ułożonych warstw zapadających nawet do 75°. Rzeczywista ich miąższość jest podobna do miąższości stwierdzonej w innych profilach, wynosi bowiem około 100 m.

Spotykane w profilu XV wkładki syderytów są lekko zailone. Zdarzają się w nich ślady kwarcu i skorup muszli. Wkładki te mają grubość najczęściej ok. 5 cm, niekiedy spotyka się grubsze, nie przekraczające jednak 30 cm.

Poza profilem XV syderyty nie zostały stwierdzone w żadnym innym profilu, co może być związane ze znacznymi lukami w rdzeniach.

Stropowa część batu profilu XV o grubości 6 m rozwinięta jest w postaci iłowców jasnoszarych o zielonkawym odcieniu, bezwapnistych. Iłowce te przechodzą w dół stopniowo w mułowce ciemnoszare, typowe dla batu.

Z makrofauny dotychczas oznaczonej w profilu XV występują:
ok. 50 m poniżej stropu — *Posidonomya* sp.

Oppelia sp.

Posidonomya cf. *alpina* G r a s.

odcisk amonita

w dolnej części poziomu 4 — fragmenty belemnita, małżów typu *Posidonomya* i amonita

W dolnej części poziomu mułowcowo-syderytowego, wyższego — *Posidonomya alpina* G r a s.

W dolnej części poziomu mułowcowo-syderytowego, niższego — *Oppelia* sp., *Rhynchonella* sp.
ze stropowej części poziomu mułowcowo-syderytowego, wyższego Cz. Pachucki oznaczył:

Clathropteris meniscioides Brongn (liść)

Podozamites sp. (gałązka)

Flora ta według pracy W. Gothana i H. Weylanda z 1954 roku występuje od retu do środkowej jury.

Badania mikrofaunistyczne wykonane przez A. Żychowską w górnej części mułowców profilu XV wykazały następujący zespół otwornic:

Ammodiscus sp.

Ammobaculites cobbani Loeblich

Ammobaculites lineae? Lalicker

Ammobaculites minuta Waters

Haplophragmoides sp.

Według autorki zespół ten jest analogiczny do zespołu stwierdzonego w profilu XIV, również w górnej części mułowców i ogólnym charakterem wskazuje na dogger.

Analiza palynologiczna wykonana przez A. Szwabowicz wykazała w najniższej części serii oznaczonej cyfrą 1 w profilu XV obecność kilku gatunków typu: *Picea*, *Pinus haploxyylon* oraz *Pinus silvestris*. Przez typ rozumie się budowę ziarna pyłku, a nie określony gatunek. Ponadto występują w znacznej ilości:

Pollenites macroverrucosus Thierg oraz pyłki podobne do *Elatides williamsoni* (Brongn) Seward. Rośliny zarodnikowe reprezentowane są przez 3 gatunki *Lycopodium* oraz kilka gatunków *Filicinae*. Zespół tych sporomorf może wskazywać na górny lias i dogger.

Wspomnimy jeszcze krótko o utworach mułowcowo-piaszczystych stwierdzonych wprost pod miocenem w profilu XI. Pod serią podanhydritową miocenu zajmującego tu blisko 1500 m występuje kompleks utworów mułowcowych z wkładkami piaskowców i piaskowców z wkładkami mułowców. Przewiercona miąższość tych osadów wynosi około 270 m. Niżej występują już osady kambru. Według analogii litologicznych kompleks ten odpowiada piętom bajosu i batu (zespoły otwornic wskazują na dogger).

Kelowej

Do keloweju należą występujące powyżej mułowców batu, piaskowce z oolitami żelastymi. Utwory keloweju zostały stwierdzone w profilach VIII i X i prawdopodobnie w profilu XIV.

Powyżej piaskowców z fauną batu w profilu VIII występuje 1 m grubości warstwa mułowca silnie piaszczystego, szarozółtawego z licznymi, żelazistymi oolitami. Na nim leży 1 m piaskowca drobnoziarnistego, szarozółtego z licznymi rdzawymi plamkami, z bogactwem żelazistych oolitów. Z piaskowca tego Cz. Pachucki oznaczył:

Hecticoceras sp. ind. ex aff. *haugi* Papp. Hat.

oraz

Belemnites sp. ind. ex gr. *hastatus* Bl.

Piaskowiec ten zatem jest wieku kelowejskiego. Powyżej występuje 4-metrowej grubości poziom wapieni szarych i beżowych gruzłowo zrost-

kowych, bez fauny. Być może, że należą one jeszcze do keloweju. Na wapieniach gruzłowo-zrostkowych leżą już osady węglanowe reprezentujące malm.

W profilu X na serii mułowcowej batu występuje 3,5 m grubości poziom piaskowców z oolitami żelazistymi, który wiążemy z serią piaskowcowo-mułowcową keloweju profilu VIII.

Powyżej piaskowców z oolitami żelazistymi profilu X istnieje luka w rdzeniowaniu tak, że nie wiemy, z jakiego typu skał złożona jest jego wyższa część. Na podstawie karotażu elektrycznego, którego wykres w profilu X jest identyczny z wykresem w profilu VIII, możemy założyć, że górna część keloweju profilu X zbudowana jest z podobnego typu wapieni gruzłowych, jakie występują w profilu VIII. Górna granica keloweju w profilu X wyznaczona została 7 m powyżej stropu piaskowców. Podobnie nie uzyskaliśmy rdzenia z serii leżącej bezpośrednio powyżej batu w profilu XIV. Jest to 14 m grubości odcinek, który zarówno obrazem wykresu profilowania elektrycznego, jak i z sytuacji stratygraficznej najprawdopodobniej odpowiada kelowejowi. Na fig. 3 widzimy idealną zgodność korelacji karotaży elektrycznych, zaznaczających wyraźnie piętro keloweju. Miąższość keloweju w rejonie Lubaczowa wynosi zatem ok. 6—14 m.

M a l m

Jura górna rejonu Lubaczowa rozwinięta jest w typowej facji węglanowo-marglistej.

Podział malmu na poszczególne piętra ze względu na niepełne rdzeniowanie i rzadko występujące skamieniałości jest bardzo utrudniony. Przy podziale oparto się głównie na cechach litologicznych i korelacji wykresów profilowania elektrycznego.

Malm lubaczowski rozwinięty jest jako wapienie z wtrąceniami krzemieni (oksford), wapienie szare i beżowe (raurak) oraz wapienie beżowe, detrytyczne (astart).

Młodsze utwory jury w rejonie Lubaczowa nie zostały stwierdzone.

O k s f o r d

W profilu XIV utwory zaliczone do oksfordu mają miąższości około 165 m. Powyżej przypuszczalnego keloweju występuje 55 m miąższości poziom wapieni szarych (rdzeń niepełny), przykrytych przez 5-metrową warstwę wapieni brunatnych, zrostkowo-gruzłowych, z krzemieniami. Z wapieni tych opisany był (Z. O b u c h o w i c z et al., 1958) *Aspidoceras* sp. Wyżej mamy około 40 m lukę w rdzeniowaniu.

Dalej ku górze występują wapienie kremowe z rzadkimi wtrąceniami partii skrzemieniałych. Poziom ten ma 20 m grubości. Powyżej spotykamy margle szare, gruzłowe i wapienie margliste, gruzłowe, miejscami skrzemieniałe. Jest to warstwa, która według bocznego sondowania elektrycznego odpowiada grubości 14 m, w rdzeniu natomiast została uchwycona tylko jej dolna część. W górnej jej części jest luka w rdzeniowaniu. Poziom ten zaznacza się wyraźnie w karotażu elektrycznym i, jak zobaczymy później, ma on swój odpowiednik również w profilu X.

Najwyższa część oksfordu profilu XIV wykształcona jest jako wapienie beżowoszare z wtrąceniami krzemieni.

Badania mikrofaunistyczne A. Ż y c h o w s k i e j i H. J u r k i e w i -

c z a wskazują, że zespół otwornic z dolnego malmu profilu XIV złożony jest z form, między innymi:

Planularia tricarinella Reuss
Guttulina pera Lalic
Bigenerina aff. *deceptor* Haensler
Lenticulina münsteri (Roem)
„ *minuta* (Born)
„ *brückmani* (Miat.)
Cristellaria sp. div.

Otwornice te są długowieczne i nie mają większej wartości stratygraficznej.

A. Żychowska obserwuje na odcinku wydzielonego tu oksfordu charakterystyczne formy w kształcie kulistym, najprawdopodobniej organiczne, które zdaniem autorki zdają się być charakterystyczne dla oksfordu. W tej sytuacji stratygraficznej A. Żychowska obserwuje je między innymi w dobrze udokumentowanym oksfordzie w rejonie Mędrzechowa.

Oksford profilu X stanowią utwory o miąższości około 130 m. Na osadach keloweju występują wapienie beżowe i szare, na ogół z częstymi wtrąceniami krzemieni. W całości przeważa charakter rafowy. Zdarzają się tu wkładki wapieni zrostkowych i margli.

W najniższej części tego poziomu stwierdzono fragment gąbki i belemnita. Miąższość tego poziomu wynosi 90 m. Na nim leży warstwa 11 m grubości złożona z wapieni marglistych, szarych, gruzłowych, zrostkowych. Warstwa ta tak litologicznie, jak i według wykresu karotażu elektrycznego odpowiada podobnej wkładce (fig. 3) opisanej w profilu XIV o grubości 14 m.

Górna część oksfordu profilu X reprezentowana jest przez wapienie beżowe i szare, typu detrytyczno-krynoidowego.

Badania mikrofaunistyczne A. Żychowskiej wskazują na pojawienie się na odcinku przyjętego tu oksfordu form „kulistych”, które przyjmujemy jako wskaźnik wieku oksfordzkiego.

Rozpatrując wykresy profilowania elektrycznego profilów XIV i X widzimy (fig. 3), że dolna część malmu zbudowana jest z warstw o podobnych własnościach fizycznych. Stwierdzone w rdzeniach wkładki wapieni marglistych, gruzłowych, mają odbicie w wykresach bocznego sondowania elektrycznego, zaznaczając się spadkiem tak oporów, jak i sondy potencjalnej.

Miąższość malmu w profilu VIII wynosi 31 m. W profilu tym powyżej wapieni gruzłowo-zrostkowych zaliczonych do keloweju stwierdzono wapienie szare typu detrytycznego, miejscami krzemieniste. Szczególnie w górnej części zdarzają się wkładki margliste. Badania mikrofaunistyczne poza formami „kulistymi” nie wykazały żadnych form organicznych. Wapienie te reprezentują dolną część oksfordu, co wynika również z korelacji wykresów profilowania elektrycznego (fig. 3).

Na osadach węglanowych oksfordu leżą tu wprost utwory mioceńskie.

R a u r a k

W profilu XIV do tego piętra zaliczono skały o miąższości 95 m. Najniższą część stanowią wapienie margliste ciemnoszare (ok. 15 m). A. Żychowska oznaczyła stąd *Conicospirillina trochoides* (Benth.) i *Sp*

rillina orbicula Terq. Wyżej leżą wapienie szare o miąższości 20 m. Spagowa część tych wapieni przejawia charakter gruzłowo-zrostkowy. Na wapieniach szarych występują wapienie zrostkowe, beżowe i białe, miejscami z oolitami i wapienie kremowe. Wapienie te kończą osady rauraku. A. Tokarski znalazł tu *Terebratula* sp., a E. Panow ponadto *Pecten* sp., fragment ostrygi i mszywioly.

W profilu X bezpośrednio pod poziomem anhydrytowym miocenu od głębokości 998—1036 m występują osady o miąższości 38 m, które odpowiadają dolnej części rauraku profilu XIV.

W najniższej części tych utworów w profilu X występują margle szare, twarde z ciemnymi szlirami o miąższości 25 m. A. Tokarski znalazł tu: *Perisphinctes* sp. Wyżej, aż do spagu miocenu występują łupki ilaste szarozielonkawe, wapniste.

Badania mikrofaunistyczne A. Żychowskiej dały stąd następujący zespół otwornicowy:

Spirillina sp.
Conicospirillina trochoides (Berth.)
Trocholina solecensis P o ż.
Quinqueloculina sp.
Cristellaria (cristellaria) aff. *impressa* Reuss
Spirillina orbicula Terq. et Berth.
Guttulina aff. *pera* L alick
Cristellaria aff. *crepidula* F i c h. et M.
Polymorphina aff. *cruciata* Terq.
Ammobaculites aff. *coprolitiformis* (S c h w a g.)
„*Orbulina* A”

Zespół mikrofaunistyczny mógłby wskazywać na astart.

Według autorki wzdłuż całego przebadanego profilu rauraku w tym profilu spotyka się formy organiczne nie oznaczone jeszcze dokładnie rodzajowo, najbardziej podobne do rodzaju *Orbulina*. Formy te A. Żychowska określa tymczasowo „*Orbulina* A”. Występowanie tych form jest bardzo charakterystyczne, stwierdzono je bowiem w szeregu punktów Przedgórze Karpat wyłącznie w osadach rauraku. Na tej podstawie utwory w profilu X zaliczymy z zastrzeżeniem również do rauraku. Odpowiednik tych utworów mielibyśmy prawdopodobnie w profilu IX, gdzie pod miocenem do końcowej głębokości występują w dole wapienie szare, margliste, zbite, o miąższości ok. 25 m, wyżej natomiast wapienie beżowe, skaliste, miejscami szorstkie o charakterze detrytycznym. W wapieniach tych są dość pospolite zielonawe szliry. Poziom wyższy wynosi 30 m. A. Żychowska oznaczyła tu zespół:

Trocholina solecensis P o ż. et B i e l.
Guttulina aff. *liassica* (S t r i c k l.)
Lenticulina sp.
Trocholina sp.

W profilach XVII i XVIII malm wykazuje rozwój typowy dla osadów sekwanu w ujęciu S. Z. R ó ż y c k i e g o (1953).

W profilu XVII malm występuje wprost pod miocenem i do końcowej głębokości nie został przewiercony. Jego miąższość wynosi 270 m. Znalezione przez geologów P.P.P.N. — Jasło brachiopody, ok. 185 m poniżej stropu malmu, C z. P a c h u c k i oznaczył jako:

Septaliphoria astieriana d'Orb.

Septaliphoria pinquis var. *astieriana* d'Orb.

Na podstawie tych form — przyjmując podział S. Z. Różyckiego (1953) — wapienie od tej głębokości w dół zaliczamy do rauraku. Są to wapienie beżowe i białobeżowe, organodetrytyczne z licznymi gąbkami, stromatoporami i koralami.

Analogiczny rozwój mają osady malmu w profilu XVIII, gdzie również nie zostały całkowicie przewiercone. Dolna ich część o miąższości 430 m zbudowana jest z wapieni białobeżowych, organodetrytycznych, z licznymi stromatoporami, gąbkami i koralami z rodzaju *Stylina*. Stwierdzono tu ponadto *Astarte* sp., *Terebratula* sp. i *Rhynchonella* sp. (fragment). Wapienie te na podstawie analogii do profilu XVII reprezentują prawdopodobnie raurak i być może część utworów oksfordu. Występujące wyżej wapienie o miąższości około 80 m należą już prawdopodobnie do astartu.

A s t a r t

Piętrem tym kończą się osady jury w rejonie Lubaczowa. W profilu XIV za odpowiadające temu wiekowi osady uważamy wapienie beżowe typu detrytycznego, miejscami z oolitami, o miąższości około 60 m.

A. Tokarski stwierdził tu *Rhynchonella* cf. *pinquis* Roem., a E. Panow — *Ostrea* sp., *Megerlea* sp. oraz okruchy *Ostrea*, *Trichites* i krynoidów. Podobne litologicznie wapienie z *Septaliphoria pinquis* Roem. zostały stwierdzone również wprost pod miocenem w profilach XIII i XVI.

Badania mikrofaunistyczne przeprowadzone w wapieniach zaliczonych do astartu wykazują całkowity brak otwornic albo są one tak rzadkie i źle zachowane, że ślady ich stwierdzone w szlifach petrograficznych, przy maceracji zostają całkowicie zniszczone.

Forma *Septaliphoria pinquis* jest charakterystycznym wskaźnikiem wieku astarckiego.

Śledząc ogólne obniżanie się osadów malmu (fig. 1 i 2) ku SE uzyskujemy dodatkową informację wskazującą na pojawianie się w tym kierunku coraz to młodszych ogniów jury. Stąd za astart uważamy również wapienie malmu nawiercone pod miocenem w profilu XII oraz w profilach XVII i XVIII. Przypomnę tutaj, że strop rauraku w profilu XVII wyznaczyliśmy na głębokości ok. 185 m poniżej stropu malmu w tym profilu. Wyżej występują wapienie beżowe, detrytyczne, z rzadkimi oolitami zanikającymi na ogół ku górze. Seria ta odpowiada litologicznie wapieniom malmu profilu XVIII, występującym powyżej osadów zaliczonych do rauraku.

Wapienie z profilów XVII i XVIII wykazują analogie litologiczne do wapieni występujących w profilach XIII i XVI oraz do wapieni zaliczonych do astartu z profilu XIV. Na tej podstawie przyjmujemy i tu astarcki wiek tych utworów.

Malm w profilu XXII występuje pod utworami kredy. Najwyższa część o miąższości 18 m wykształcona jest w postaci mułowców piaszczystych i piaskowców ciemnoszarych i szarych z glaukonitem. W dolnej części zaznacza się charakter zlepieńcowaty, przy czym jako otoczaki grają rolę okruchy wapieni. Już mniej, ale również zlepieńcowaty charakter zaznacza się w partii stropowej tej serii.

W środkowej części występuje 6 m grubości wkładka margli szarych, lekko piaszczystych, przepęnlonych miałem muskowitzowym. Przebadane przez J. Waśniewską próbki na mikrofaunę z serii występującej ponad wkładką margli zawierającą otwornice:

Lenticulina münsteri (Roem)
Trocholina solecensis Biel. et Poż.
Lenticulina subalata Reuss.
Lenticulina aff. *varians* (Born.)
Spirillina sp.
Ślimaki
Ostracoda
Kolce jeżowców
Płytki strzykw
Ziarna glaukonitu

H. Jurkiewicz z tego odcinka oznaczył otwornice (wyglądzone) jak:

Conicospirillina trochoides Barth.
Pseudocyclammina sequana var. *minor* Mohler
Trocholina solecensis Biel. et Poż.
Marsonella sp.

oraz niżej, oligosteginy, kolce jeżowców i członki łodyg liliowców. Zespół tych otwornic wskazuje na jurę¹.

Poniżej tej serii aż do obecnej głębokości otworu (luty 1960) stwierdzono 70 m wapieni detrytyczno-oolitowych, szarych, beżowych, z licznymi krynoidami. W poziomie tym występuje 7-metrowa wkładka mułowców szarozielonkawych, wapnistych, z licznym glaukonitem (fig. 3), z fauną małżów i brachiopodów dotychczas nie oznaczonych.

Wkładka ta rozdziela poziom węglanowy na dwa prawie równej grubości poziomy.

W poziomie węglanowym, nadmułowcowym, J. Waśniewska stwierdza istnienie następującego zespołu mikrofaunistycznego:

Conicospirillina trochoides (Berth.)
Lenticulina münsteri (Roem)
Trocholina elevata Paalzow
Płytki strzykw
Kolce jeżowców
Szczątki makrofauny
liczne oolity

Formę *Conicospirillina trochoides* W. Bielecka i Wł. Pożaryski (1954), notują w utworach malmu nie młodszych od astartu. Zespół ten może być wieku astarckiego.

W poziomie węglanowym podmułowym według J. Waśniewskiej występują:

Trocholina solecensis Biel. i Poż.
Conicospirillina basilensis Mohler
Epistomina nuda Terg. var. *vulgaris* Biel. Poż.
Lenticulina münsteri (Roem.)

¹ Wykształcenie litologiczne tej 18 m grubości serii nie jest typowe dla jury a raczej dla kredy. Seria ta może odpowiadać utworom kredy starszej od cenomanu. Otwornice jurajskie byłyby wówczas na wtórnym złożu, na co wskazywałyby ich wyglądy powierzchnie oraz występujące w tej serii otoczaki wapieni. Ostatnio geolodzy Instytutu Geologicznego są skłonni podobne utwory w otworze Babczyn przyjąć za dolnokredowe.

Trocholina aff. *palastiniensis* Henson

Ostracoda

Liczne oolity

Kolce jeżowców

Otwornica *Conicospirillina basilensis* została opisana przez W. Bielecką i Wł. Pożaryskiego (1954) z utworów astartu Polski środkowej.

Zespół mikrofaunistyczny malmu profilu XXII i charakter litologiczny wapieni wskazują na astart². Mapa geologiczna (fig. 1) przedstawia zasięg osadów jurajskich ukazujących się na podmiocieńskiej powierzchni.

Bajos występuje na powierzchni w środkowym elemencie tektonicznym (w bloku Lubaczowa) w rejonie sytuacji profilu IV. Na podstawie dalszych profili stwierdziliśmy, że występuje on również dalej ku południowemu wschodowi pod młodszymi osadami jury. W strefie elementu Cetyni znany jest z profilu XV i najprawdopodobniej dalej na północ, do strefy profilu XXIII. Przypuszcza się, że przebiega on wraz z utworami batu (stwierdzonymi w profilu XV) i być może keloweju oraz dolną częścią malmu — wąskim pasem występującym wzdłuż południowo-zachodniej części elementu (bloku) Cetyni.

Bat bloku Lubaczowa występuje na powierzchni podmiocieńskiej w rejonie profili VI i VII i dalej ku SE zanurza się pod utwory młodsze. W rejonie Łukawca występuje wraz z osadami należącymi prawdopodobnie do bajosu.

Kelowej ma podmiocieńską wychodnię między profilem VII a VIII. Brak go bowiem w profilu VII, gdzie na osadach batu leżą wprost utwory miocenu, natomiast w profilu VIII został w pełni stwierdzony. Przebieg keloweju w bloku Łukawca i Cetyni nie jest jeszcze znany.

Utwory malmu wypełniają strefę bloku Lubaczowa, rozszerzając się ku SE, gdzie zostały stwierdzone w bloku Łukawca w profilu XVII.

W rejonie Baszni malm stwierdzono pod osadami kredy, a jego podmiocieńskie odsłonięcie ukazuje się dalej ku NW, o czym świadczą ostatnie wyniki wiercenia w miejscowości Dolina.

K r e d a

Występowanie utworów kredy w rejonie Lubaczowa znane jest dzisiaj wyłącznie na obszarze określonym blokiem Basznia. Są to w dolnej części utwory piaskowcowo-mułowcowe, wyżej reprezentowane są przez margle. Osady te należą do cenomanu i turonu.

C e n o m a n — t u r o n

Na poziomie piaszczysto-mułowcowym profilu XXII występuje 5 m grubości warstwa mułowców zielonkawoczarnych, silnie wapnistych,

² Pod opisanym wyżej 70 m grubości poziomem wapieni w profilu Baszni (XXII), występują podobne litologicznie wapienie malmu o miąższości około 730 m, nie przewiercone do końcowej głębokości (1131,2 m). Badania mikrofaunistyczne H. Jurkiewicza i J. Waśniowskiej wykazują w najwyższej części tego odcinka (22 m) liczny, astarcki zespół otwornic m. in. *Pseudocyclammina sequana* M. var. minor Mohl., *Trocholina solecensis* Biel. et Poż., kilka gatunków z rodzaju *Lenticulina*, *Sigmomorphina inovroclaviensis* Biel. et Poż. i in. W niższej części badania wykonane dotychczas wyrywkowo wskazują na brak fauny. Około 220 m powyżej końcowej głębokości stwierdzono w wapieniach 10 m grubości wkład dolomitów.

ecką
zej.
giczny
zasięg

tonicz-
stawie
xu po-
mentu
loc, do
worami
ą część-
odniej

w re-
łodsze.
dobnie

1 VIII.
2 tworthy
3 zebieg

: się ku
;o pod-
;ostat-

dzisiaj
i części
margle.

je 5 m
nistych,

i (XXII),
ie prze-
H. Jur-
odcinka
var. mi-
articulina,
a wyko-
i końco-

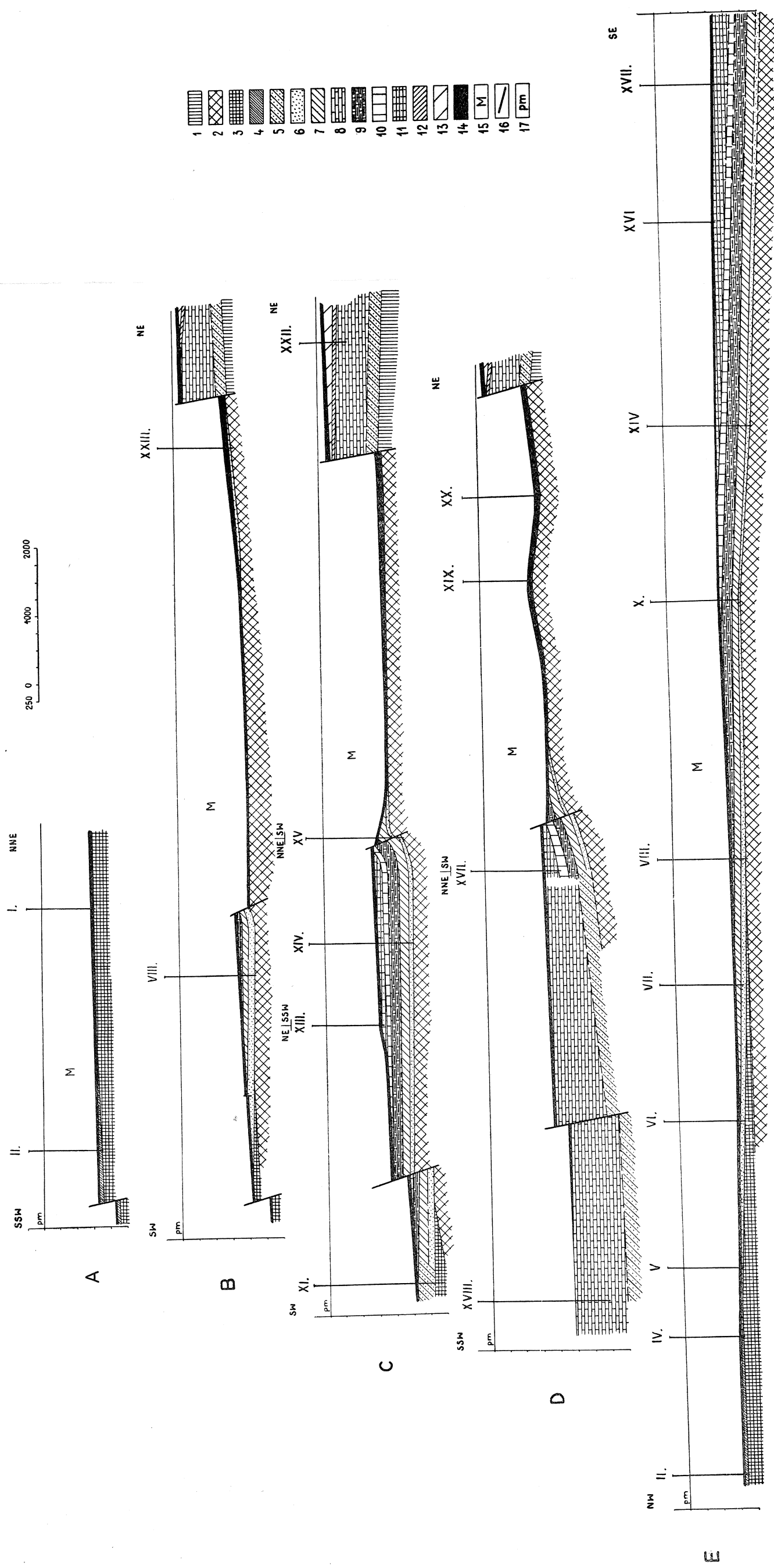


Fig. 2. Przekroje geologiczne przez rejon Lubaczowa, 1 — paleozoik; 2 — prekambr; 3 — kambr; 4 — ordowik + sylur; 5 — dogger nie rozdzielony; 6 — bajos; 7 — bat; 8 — malm nie rozdzielony; 9 — kelowej + oksford; 10 — raurak; 11 — astart; 12 — cenoman; 13 — turon; 14 —orton dolny; 15 — miocen nadanhydrotowy (iły krakowieckie); 16 — dyslokacje; 17 — poziom morza

Fig. 2. Geological cross-sections of the Lubaczów region. 1 — Paleozoic; 2 — pre-Cambrian; 3 — Cambrian; 4 — Ordovician and Silurian; 5 — Dogger undivided; 6 — Bajocian; 7 — Bathonian; 8 — Malm undivided; 9 — Callovian and Oxfordian; 10 — Rauracian; 11 — Ashtarian; 12 — Cenomanian; 13 — Turonian; 14 — Lower Tortonian; 15 — Krakowiec clays; 16 — dislocations; 17 — sea level

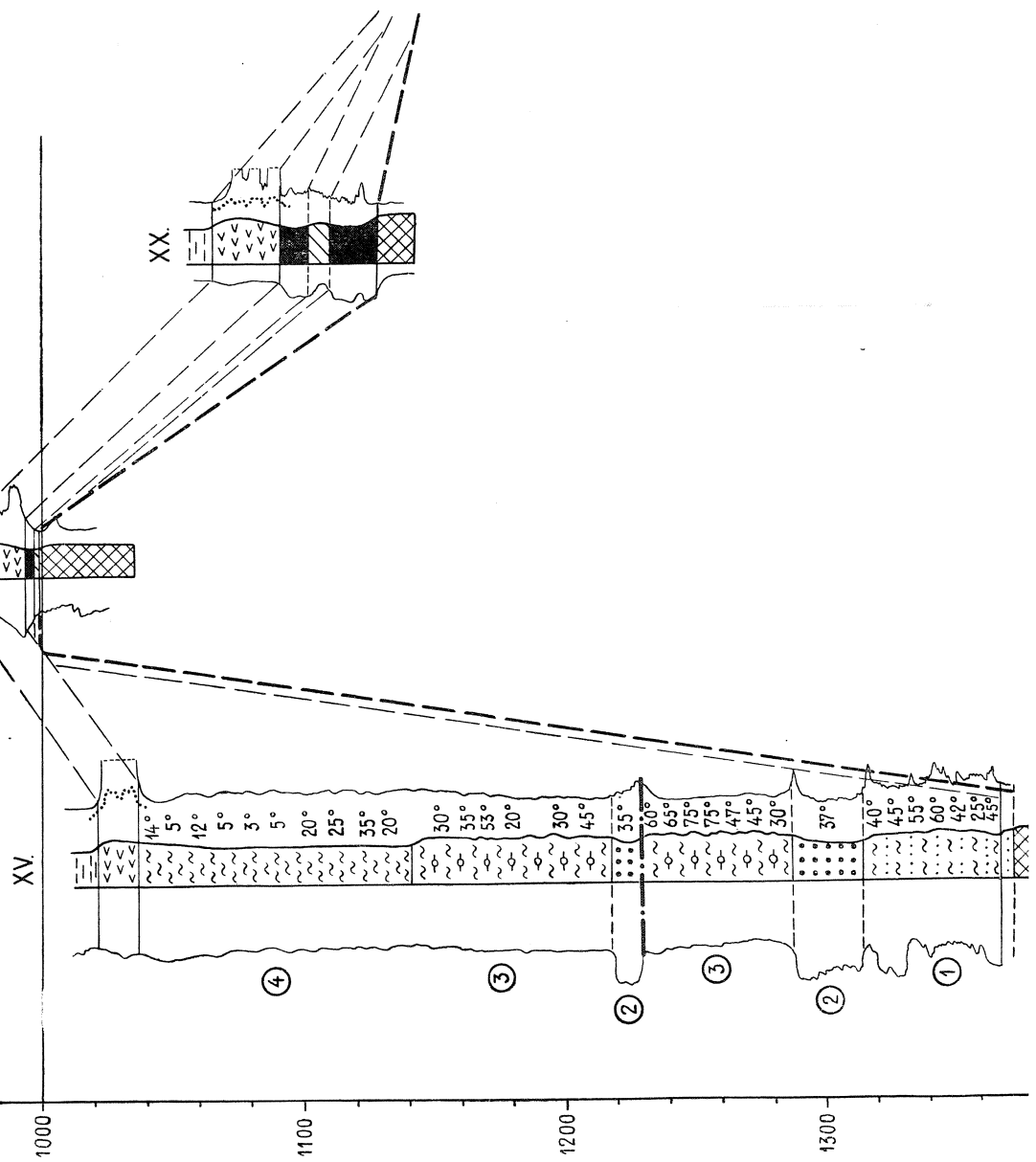
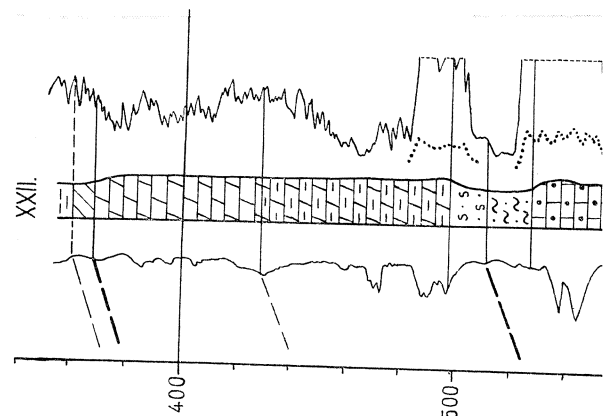
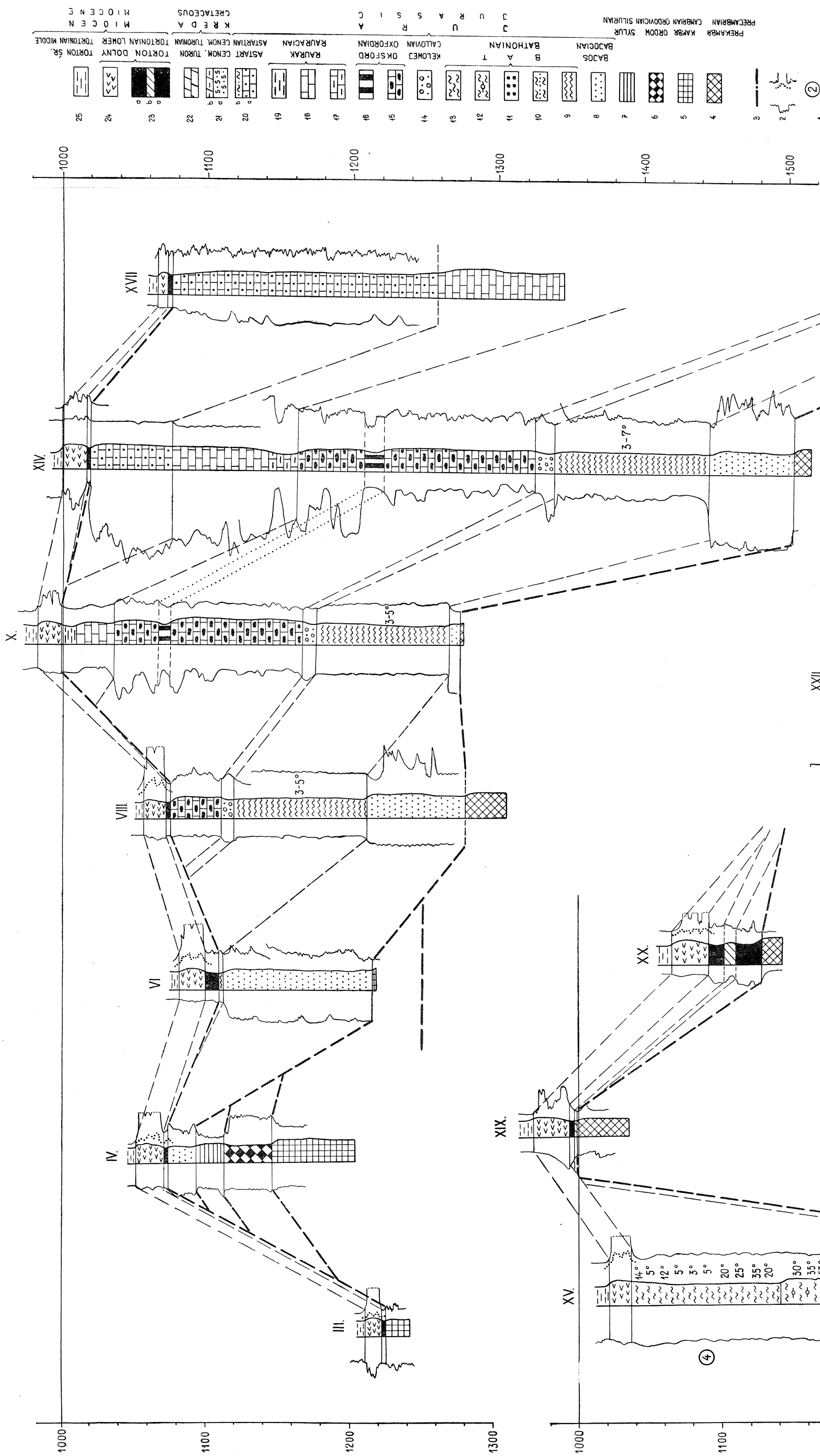


Fig. 3. Korelacja geologiczna utworów w rej. Lubaczowa. 1 — następstwo warstw batu; 2 — profilowanie elektryczne; 3 — uskok w profilu XV; 4 — kwarcyty i łupki serycytowe; 5 — łupki ilaste z wkładkami kwarcytów; 6 — piaskowce i wapienie; 7 — łupki graptolitowe; 8 — piaskowce drobno- i średnioziarniste; 9 — bat nie rozdzielony (mulowce); 10 — mulowce i piaskowce; 11 — piaskowce; 12 — mulowce z wkładkami syderytów; 13 — mulowce; 14 — piaskowce z olitami żelazistymi w stropie wapienie grzyżlowe; 15 — wapienie z krzemieniami; 16 — wapienie margliste, grzyżlowe; 17 — wapienie margliste; 18 — wapienie skaliste, gładkie; 19 — łupki ilaste; 20a — wapienie detrytyczne, b — piaskowce i mulowce; 21a — piaskowce i mulowce glaukonitowe, b — margle z wkładkami wapieni; 22 — margle gładkie, spękane; 23a — piaskowce i mulowce; 24 — wapienie litotamniowe; 25 — ilolupki.

Fig. 3. Correlation of profiles in the region of Lubaczów. 1 — lithological sequence of the Bathonian; 2 — electric logging; 3 — fault in the profile XV; 4 — quartzites and sericitic slates; 5 — clayey shales with intercalations of quartzites; 6 — sandstones and limestones; 7 — graptolite shales; 8 — fine- and medium-grained limestones; 9 — bathonian undivided (siltstones); 10 — siltstones; 11 — sandstones; 12 — sandstones and limestones; 13 — sandstones; 14 — sandstones and limestones; 15 — sandstones and limestones; 16 — sandstones and limestones; 17 — sandstones and limestones; 18 — sandstones and limestones; 19 — sandstones and limestones; 20a — sandstones and limestones; 21a — sandstones and limestones; 22 — sandstones and limestones; 23a — sandstones and limestones; 24 — sandstones and limestones; 25 — sandstones and limestones.

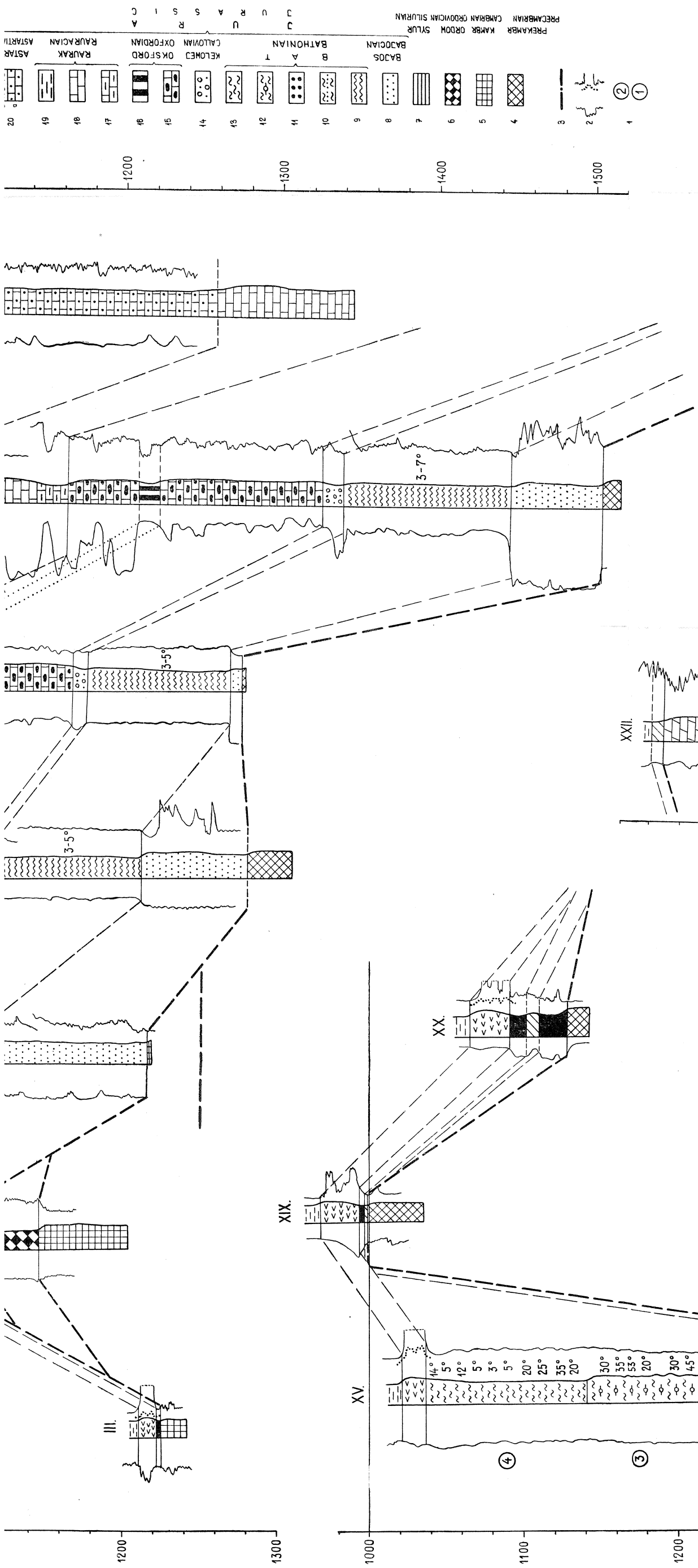


Fig. 3. Korelacja geologiczna utworów w rej. Lubaczowa. 1 — następstwo warstw batu; 2 — profilowanie elektryczne; 3 — uskoki w profilu XV; 4 — kwarcyty i łupki serycytowe; 5 — łupki ilaste z wkładkami kwarcytów; 6 — piaskowce i wapień; 7 — łupki graptolitowe; 8 — piaskowce drobno- i średnioziarniste; 9 — bat nie rozdzielony (mułowce); 10 — mułowce i piaskowce; 11 — piaskowce; 12 — mułowce z wkładkami syderytów; 13 — mułowce; 14 — piaskowce z oolitami żelazistymi w stropie wapienie gruzowe; 15 — wapień z krzemieniami; 16 — wapień marglisty, gruzowy; 17 — wapień marglisty; 18 — wapień skalisty; 19 — łupki ilaste; 20a — wapień detrytyczny, b — piaskowce i mułowce; 21a — piaskowce i mułowce glaukonitowe, b — margle z wkładkami wapieni; 22 — margle gładkie, spektane; 23a — piaskowce i mułowce, b — wapień litotamniowy; 24 — anhydryt; 25 — ilolupki.

Fig. 3. Correlation of profiles in the region of Lubaczów. 1 — lithological sequence of the Bathonian; 2 — electric logging; 3 — fault in the profile XV; 4 — quartzites and sericitic slates; 5 — clayey shales with intercalations of quartzites; 6 — sandstones and limestones; 7 — graptolite shales; 8 — fine- and medium-grained limestones; 9 — bathonian undivided (siltstones); 10 — siltstones and sandstones; 11 — sandstones; 12 — siltstones with intercalations of siderites; 13 — siltstones; 14 — sandstones with ferruginous oolites, nodular limestones at the top; 15 — cherty limestones; 16 — marly nodular limestones; 17 — marly limestones; 18 — „rocky” (biohermal) limestones; 19 — clayey shales; 20a — detrital limestones; b — sandstones and siltstones; 21a — glauconitic sandstones and siltstones; b — marls with intercalations of limestones; 22 — marls; 23a — sandstones and siltstones; b — lithothamnion limestones; 24 — anhydrites; 25 — clayey shales.

znacznie zapiaszczonych, z obfitym glaukonitem i miałem muskowitowym. W stropie tej serii stwierdzona została 60-centymetrowa wkładka piaszczowca glaukonitowego, wapnistego, barwy zielonawoszarej. W warstwie tej poza okruchami skorup inoceramów, nie stwierdzono żadnej fauny. Zaliczamy ją już do cenomanu.

Wyżej występuje 78 m grubości kompleks, głównie margli kremowoszarych, często spękanych, z gniazdami czarnych lub brązowych krzemieni wielkości 2—5 cm. Podrzędnie występują tu kremowe wapienie. W marglach stwierdzono kilka fragmentów skorup inoceramów.

Oznaczona przez I. H e l l e r mikrofauna z tej głębokości składa się przede wszystkim z zespołu charakterystycznego dla cenomanu:

Anomalina cenomanica var. *cenomanica* B r o t z.

Rotundina stephani (G a n d.)

Rotalipora appenninica (R e n z)

Rotalipora reicheli M o r n o d

Rotalipora turonica B r o t z.

Mięszość cenomanu Baszni wynosi ok. 80 m.

Na serii marglistej cenomanu występują margle o podobnej litologii. Mięszość ich wynosi 60 m.

I. H e l l e r wskazuje na brak w tym odcinku form przewodnich i pojawienie się fauny globigerinowej i oligosteginowej. Ponieważ margle te leżą na cenomanie, zaliczymy je do turonu. Prawdopodobnie odpowiadają one wydzielonym na Lubelszczyźnie przez W ł. P o ż a r y s k i e g o (1956) utworom globigerinowym i oligosteginowym (przynajmniej ich niższej części), reprezentującym turon dolny.

Na tych osadach kończą się w rejonie Lubaczowa utwory mezozoiczne.

Miocen

Zagadnienie miocenu rejonu Lubaczowa będzie tematem oddzielnego opracowania. W związku z tym utwory miocenyjskie zostaną tu omówione ogólnie i w takim stopniu, jaki będzie konieczny do wyciągnięcia wniosków tektonicznych czy paleogeograficznych.

W miocenie lubaczowskim, podobnie jak na całym obszarze Przedgórze Karpat Środkowych, rozróżniamy trzy, wyraźnie oddzielające się poziomy:

Najstarsze warstwy podanhydrytowe, następnie poziom anhydrytowy i potężnej mięszości kompleks utworów nadanhydrytowych, znanych pod nazwą iłów krakowieckich.

Warstwy podanhydrytowe

Poziom ten występuje we wszystkich profilach z wyjątkiem profili X, XV i XVIII.

W rejonie bloku Lubaczowa warstwy podanhydrytowe reprezentowane są przez mułowce i piaszczowce szare, silnie wapniste. Warstwy te nazywane są często warstwami baranowskimi. Występują w nich: *Amussium denudatum* R e u s s oraz liczne okruchy skorup fauny ostrygowej.

Badania mikrofaunistyczne Z. K i r c h n e r a wskazują na dolnotortonński wiek tych warstw. Występuje tu zespół otwornic złożony między innymi z form:

Orbulina suturalis B r o n n.

Globigerinoides triboba R s s.
Karreriella div. sp.
Bulimina striata d'O r b.
i inne.

Kolejność warstw poziomu podanhydrytowego w rejonie Cetyni jest następująca:

Z profilu XX (fig. 3) na utworach ryfeju występuje seria piaskowcowo-mułowcowa o miąższości 18 m, wyżej leży 8 m grubość poziom wapieni litotamniowych, przykryty z kolei przez 10-metrowej miąższości warstwę piaskowcowo-mułowcową. Na tym leży już horyzont anhydrytowy.

W profilu XIX na podłożu ryfejskim występuje 2 m wapieni litotamniowych, powyżej zaś seria piaskowcowo-mułowcowa. Wyżej leży już poziom anhydrytowy.

Jeśli byśmy wapienie litotamniowe występujące w tych dwóch profilach wiązali z sobą, to górne poziomy piaskowcowo-mułowcowe byłyby również równowiekowe. A zatem dolnej warstwy podlitotamniowej z profilu XX brak jest w profilu XIX.

Najniższa część miocenu profilu XXII wykształcona jest jako margle i wapienie litotamniowe (8 m). Wyżej leżą już bezpośrednio ły krakowieckie. Poziom anhydrytowy w tym profilu nie występuje.

Jeśli byśmy wapienie litotamniowe profilu XXII uważali za odpowiednik wiekowy wapieni litotamniowych z rejonu Cetyni, to powyżej nich w Baszni mielibyśmy lukę stratygraficzną, odpowiadającą poziomowi mułowców i piaskowców nadlitotamniowych, oraz poziomowi anhydrytowemu i ıłom krakowieckim tortonu ırodkowego. Stwierdzone bowiem wyżej ıły krakowieckie według badań mikrofaunistycznych Z. K i r c h n e r a s ą wieku sarmat — torton g ırny. Natomiast mikrofauna z wapieni litotamniowych profilu XXII według tego autora zawiera liczne obtarte okazy: *Quinqueloculina* akneriana oraz pojedynczo:

Triloculina consobrina d'O r b.
Cibicides cf. *lobatulus* (W. et J.)
Cibicides pseudoungerianus C u s h. (liczne)
Discorbis? ind.
Ostracoda,
mszywioły
kolce jeżowców
ułamki skorup małży.

Według Z. K i r c h n e r a mikrofauna ta nawi ązuje do zespołu mikrofauny poziomu miliolidowego z rejonu Mielca (Z. K i r c h n e r, 1956) do g ırnej części tortonu ırodkowego. W znalezionej faunie nie stwierdzono żadnych form dolno tortońskich. Na podstawie tej mikrofauny autor uważa, że wapienie litotamniowe Baszni s ą wieku tortonu ırodkowego.

W myśł tej interpretacji luka obejmowałaby poziom anhydrytowy i całkowicie poziom podanhydrytowy. Wapienie litotamniowe zatem z Baszni w tym ujęciu byłyby litofacją wapieni litotamniowych z rejonu Cetyni.

Obserwacje mikrofaunistyczne H. J u r k i e w i c z a w poziomie litotamniowym profilu XXII dały zespół fauny złożony z:

Amphistegina sp.
Cibicides ungerianus (d'O r b.)
Cibicides pseudoungerianus C u s h.
Quinqueloculina sp.
Guttulina austriaca d'O r b.

Glomospira gordialis J. et P.

Bryozoa

H. Jurkiewicz zalicza ten zespół do tortonu dolnego.

Według ustnej informacji uzyskanej dzięki uprzejmości prof. dra S. t. Pawłowskiego w otworze Babczyn, odwierconym przez I. G., położonym około 10 km na północ od Baszni, poziom podanhydrytowy wykształcony jest w facji piaskowcowej i litotamniowej i przykryty jest przez horyzont anhydrytowy. Głębokość występowania tortonu dolnego w Babczynie jest niewiele większa od głębokości poziomu litotamniowego z rejonu Baszni.

Na tej podstawie wydaje się słuszniejsze paralelizowanie wapieni litotamniowych z profilu XXII z poziomem litotamniowym tortonu dolnego, tym bardziej że zespół faunistyczny stwierdzony w wapieniach litotamniowych Baszni nie przekonuje dostatecznie o wieku tortonu środkowego. Stwierdzone tu otwornice: *Cibicides* cf. *lobatukus*, *Cibicides pseudoungerianus* i *Quinqueloculina akneriana* występują również w dolnym tortonie. Miliolidy żyją w wodach ciepłych i płytkich (Z. Kirchner, 1956), a za takie możemy uważać środowisko, w którym tworzyły się wapienie litotamniowe. Stąd też występowanie w wapieniach litotamniowych form z rodzajów *Quinqueloculina* i *Triloculina* może być wskaźnikiem facjalnym, a nie stratygraficznym.

Poziom anhydrytowy

Jak wyżej wspomniano, anhydryty nie występują w profilu XXII. Podobnie brak ich w profilu XVIII. W pozostałych profilach poziom anhydrytowy został stwierdzony.

Są to anhydryty szare, typu krystalicznego, miejscami przewarstwiane iłolupkami ciemnoszarymi, bezwapnistymi. Anhydryty te odznaczają się w górnej części warstwowaniem, w dolnej zaś przedstawiają się jako zbite, krystaliczne, dość często przerastane białym alabastrem. Zdarzają się partie wykazujące wyraźną trzewiowcową strukturę. W anhydrytach spotyka się skupienia żółtawej siarki rodzimej. W profilu X i III część anhydrytów jest zastąpiona przez ok. 4 m grubości warstwę wapieni kremowobiałych, osiarkowanych.

Badania petrograficzne J. Paduszyńskiego wykazały, że jest to skała wapienna, powstała wskutek wtórnego procesu redukcji siarczaków na siarkowodór (i siarkę) i węglan wapnia.

Mięszość poziomu anhydrytowego w rejonie Lubaczowa wynosi od 8—25 m, z wyjątkiem Baszni i Wielkich Oczów, gdzie, jak wiemy, anhydryty nie występują.

Iły krakowieckie

Jest to kompleks utworów ilastych z wkładkami piaskowców występujący powyżej poziomu anhydrytowego. Są to iłolupki szare, wapniste, z licznymi drobnymi blaszkami muskowitu, z rzadką, na ogół zwęgloną sieczką roślinną i ze smugami — zwłaszcza w górnej części — popielatych wapnistych mułków. Piaskowce występują tu głównie jako kilkucentymetrowe wkładki, rzadko natomiast tworzą warstwy dochodzące do kilku metrów, zaznaczające się bardzo wyraźnie na wykresach profilowania elektrycznego. Są to piaskowce szare, drobnoziarniste, wapniste, z liczną

milną i bardzo rzadkim zwęglonym detritusem roślinnym. W warstwie ok. 20 m miąższości, leżącej bezpośrednio na poziomie anhydrytowym, charakterystyczne jest masowe występowanie skrzydłonoga *Spirialis*. W poziomie spirialisowym stwierdzono ok. 1 cm grubości wkładkę bentonitu.

Badania mikrofaunistyczne przeprowadzone przez Z. Kirchnera wykazały, że ility krakowieckie reprezentują wiek od tortonu środkowego do sarmatu (z wyjątkiem Baszni, gdzie reprezentują sarmat — torton górny).

Anhydryty i warstwy baranowskie należą do tortonu dolnego, a sumaryczna ich miąższość z wyjątkiem Baszni dochodzi do 50 m. Torton środkowy łącznie z poziomem spirialisowym na obszarze Łukawiec—Lubaczów—Cetynia waha się w granicach od 40—200 m, a torton górny 500—700 m. Najniższa część tortonu górnego wydzielona jako poziom anomalinowy wynosi ok. 100 m.

Miaższość sarmatu waha się w granicach 400—600 m. W rejonie Baszni nad wapieniami litotamniowymi występuje torton górny o miąższości około 200 m i sarmat grubości około 160 m.

Czwartorzęd

Obserwacje czwartorzędowe ograniczają się tylko do kilku uwag dotyczących wydmy. Wydmy te pokrywają w znacznym stopniu rejon lubaczowski. Są to piaski drobnoziarniste, żółtawoszare. Wysokość wydmy znana na podstawie wyników wierceń dochodzi do 20 m.

3. TEKTONIKA

Ponieważ najmłodszej tektonice miocennej zawdzięczamy utworzenie się dyslokacji dzielących obszar na poszczególne bloki, a nazwami tych bloków będziemy się często posługiwać, wobec tego przede wszystkim zajmijmy się tektoniką utworów miocennych.

Miocen reprezentowany jest tu, jak wiemy, przez warstwy podanhydrytowe, anhydryty i ility krakowieckie. W dolnej części miocenu (warstwy podanhydrytowe, anhydryty i dolna część ility krakowieckich) zapady wynoszą ok. 5°, w wyższej części stopniowo zmniejszają się do ok. 2, a nawet miejscami do 0°.

Badania sejsmiczne wykonane przez VIII grupę sejsmiczną PGPN pod kierownictwem S. Drwiły (*S. Drwiła, J. Żytka, 1957; S. Drwiła, B. Zaleska, 1959*) umożliwiły odtworzenie struktury stropu poziomu anhydrytowego.

Obraz strukturalny stropu poziomu anhydrytowego strefy lubaczowskiej przedstawia się jako obszar przecięty kilkoma dyslokacjami podłużnymi o przebiegu NW — SE (fig. 1). Dyslokacje te dzielą ten rejon na poszczególne bloki, z których najgłówniejszymi są: blok Lubaczowa — Uszkowiec i występujący na N od niego blok Cetyni. Zewnętrzne bloki, a mianowicie występujący na N od bloku Cetyni określamy blokiem Baszni, a na S od bloku Lubaczowa — blokiem Łukawca.

W związku z niewielką różnicą zachodzącą między miąższościami tortonu dolnego (poziom anhydrytowy i podanhydrytowy), występującymi w różnych profilach, możemy założyć, że miąższość ta jest dla całego obszaru prawie równa. Wówczas mapa strukturalna stropu anhydrytów będzie prawie odpowiadać mapie strukturalnej podłoża miocenu (fig. 2) z tym, że powierzchnia ta będzie obniżona o sumaryczną miąższość tortonu dolnego, czyli o około 50 m.

Izobaty stropu powierzchni podmiocenińskiej (fig. 1) wykreślone zostały co 50 m, w wartościach odniesionych do poziomu morza. Struktura stropu podłoża miocenu (a zatem i stropu anhydrytów) przedstawia się następująco:

Blok główny Lubaczowa — Uszkowiec jest elementem wyniesionym względem zewnętrznych bloków Łukawca i Cetyni. Strop omawianej powierzchni w bloku Lubaczów — Uszkowce wykazuje budowę monoklinalną o zapadach ku SW, o amplitudzie wyniesienia, rzędu 300 m.

W bloku Cetyni występuje kilka elementów antyklinalnych. W części wschodniej zaznacza się rozdwojona — płytką synkliną — elewacja (fig. 1 i 2), której południowa antyklina wykazuje symetryczną budowę. Północne zafałdowanie jest silniej wyniesioną partią monoklinalną, ściśnianą stopniowo przez dyslokację w kierunku północno-zachodnim. W tym kierunku obserwujemy stopniowe obniżanie i wypłaszczanie się tej elewacji. Mniej więcej w środkowej części odcinka dzielącego profile XV i XXIII występuje największe obniżenie struktury tego bloku, zaznaczone wartościami izobat — 1000 m. Dalej ku NW powierzchnia wznosi się aż do obszaru profilu XXIII, tworząc w tej strefie wypiętrzenie w formie brachyantykliny obciętej w osiowej partii dyslokacją graniczącą z blokiem Baszni. Dalej ku NW w bloku Cetyni zaznacza się następna partia elewacyjna prześlędzona tylko we wschodniej części.

Ostatnia, niejako szczątkowa struktura w bloku Cetyni występuje w rejonie profilu XV. Wykazuje ona monoklinalny północny zapad. Od południa ścięta jest dyslokacją dzielącą blok Cetyni z blokiem Lubaczowa.

Obszar Baszni jest elementem tektonicznym, wiszącym względem bloku Cetyni, o amplitudzie wyniesienia dochodzącej miejscami do 750 m. Zrzut bloku Cetyni względem bloku Lubaczowa waha się od około 50 m w rejonie profilu XV do około 200 m w strefie na północ od profilu VIII.

Czwarty element tektoniczny określony blokiem Łukawca jest zrzucony o ok. 250 m od bloku Lubaczowa. Widzimy zatem w rejonie Lubaczowa generalne obniżanie się poszczególnych bloków w kierunku południowym, podkreślające znaną powszechnie „schodową” tektonikę zapadliska przedkarpackiego.

Osady miocenu w rejonie Lubaczowa leżą transgresywnie na swoim podłożu. Załączona mapa (fig. 1) przedstawia wychodnie poszczególnych utworów na powierzchni podmiocenińskiej. Najstarszymi osadami w rejonie Lubaczowa są skały zaliczone do ryfeju. Występują one w strefie środkowej i wschodniej obszaru, gdzie ukazują się bądź to na powierzchni podmiocenińskiej, bądź też przykryte jurą lub kambrem (fig. 2). Zapady warstw ryfeju są na ogół strome. W rejonie Cetyni wynoszą w granicach 45—70°, w rejonie profilów X, XIV i XV — wartości 30—45°, a w profilu XXIII około 30°.

Kambr w rejonie Łukawca wykazuje głównie zapady około 10—20°, rzadko w partiach głębszych dochodzą do 30°. W rejonie Uszkowiec za-

pady jego są podobne z tym, że w profilu III wzrastają nawet do 45° . Osady ordowiku w rejonie Uszkowiec zapadają pod kątem $10-12^{\circ}$, a łupki sylurskie ok. 5° .

Ordowik i sylur Uszkowiec tworzą prawdopodobnie płytką synklinę (fig. 1, 2 — przekrój A i E), otwartą w kierunku północno-wschodnim. Wskazuje na to występowanie tych osadów w profilach II i IV, a brak ich w profilach III, V, VI i I.

Na utworach starszego paleozoiku i ryfeju leżą transgresywnie osady jurajskie. Tworzą one synklinę wypełniającą głównie obszar bloku Lubaczowa. Jeśli przeanalizujemy przekroje geologiczne poprzeczne (fig. 2 — C), to uzyskamy następujący obraz synkliny jurajskiej.

We wszystkich profilach bloku Lubaczowa występuje malm, a w niektórych stwierdzono również dogger.

W profilu XI bezpośrednio pod mioceniem występują utwory doggeru. Spąg malmu zatem musi się ukazywać na powierzchni podmiocenińskiej pomiędzy profilami IX i XII a profilem XI. Jest to zatem południowe skrzydło synkliny jurajskiej. W profilu XV malmu również nie stwierdzono, pod mioceniem wprost ukazały się utwory batu.

Analogicznie granica malmu z doggerem musi przebiegać między profilem XIV a profilem XV. Granicę tę przeprowadzono między dyslokacją a profilem XV, mając na uwadze prawie pełną miąższość batu profilu XV oraz znaczny odcień barwy szarej iłowców występujących w jego stropie, co najprawdopodobniej ma związek z przypuszczalną, bliską wychodnią szarych osadów węglanowych malmu.

Jak pamiętamy z opisu stratygrafii profilu XV, osady jury w tym otworze są tektonicznie powtórzone. Uskok został stwierdzony w tym profilu w bacie, a jego przedłużenie ku górze wykazują badania sejsmiczne, stwierdzające dyslokację w poziomie anhydrytowym. Jest to zatem dyslokacja typu nasuwawczego, której płaszczyzna zapada w kierunku północno-wschodnim. Utwory jury w profilu XV powyżej płaszczyzny dyslokacji należą do bloku Cetyni, a poniżej tej płaszczyzny reprezentują osady należące do bloku Lubaczowa.

Jura bloku Cetyni jest zatem skrzydłem wiszącym względem zrzuconego elementu Lubaczowa, przy czym amplituda zrzutu wynosi około 100 m.

Obserwujemy tu zatem inwersję zrzutów, a mianowicie dyslokacja przecinająca utwory jury zrzuca blok Lubaczowa, a młodsza tektonika poanhydrytowa zrzuca blok Cetyni. Zapady warstw doggeru profilu XV (fig. 3) są bardzo strome i tworzą fleksurowate wygięcie, łagodniejące ku północy.

Synklina jurajska w kierunku południowo-wschodnim (fig. 2 — B, C, D, E) stopniowo się rozszerza i pogłębia. Ku północnemu zachodowi synklina ta wznosi się stopniowo tak, że w profilach II i III osady jury już nie występują. W bloku Cetyni występuje przypuszczalnie wąski pas jury na obszarze między profilami XV i XXIII oraz wzdłuż południowej krawędzi bloku.

Utwory jury odznaczają się łagodnymi zapadami, nie przekraczającymi na ogół 5° . Wyjątkowo w profilu XIV wahają się one od $5-15^{\circ}$ i w profilu X, gdzie ich wartości dochodzą do 8° . Jest to niewątpliwie związane z sytuacją tych otworów występujących w pobliżu zdyslokowanej fleksury. Podobną, ale już znacznie zaawansowaną tektonicznie rolę gra profil XV, w którym zapady jury środkowej osiągają nawet 75° . Przebiega on, jak

wiemy, strefę fleksuralną i zdyslokowaną. Jeśli zwrócimy uwagę na dziesięjszą rzeźbę stropu podłoża jury, to uzyskamy następujący obraz.

W profilu XIV strop ten wypada na izobacie — 1275 m (wartości liczne od poziomu morza). Dalej ku NW w profilu XV głębokość — 1132 m, w profilu X — głębokość — 1062 m, w profilu VIII strop ten wynosi — 1089 m, a w rejonie Uszkowiec wznosi się już do wartości ok. — 980 m. Widzimy zatem, że istnieje generalne obniżanie się podłoża jury w bloku Lubaczowa, w kierunku południowo-wschodnim. W rejonie sytuacji profilu X zaznacza się w strefie podłoża jury niewielki garb występujący 27 m wyżej od strefy depresyjnej, w której usytuowany jest profil VIII.

Strop podłoża jury w profilu XXIII wypada na izobacie — 859. Jest to strefa erozyjnie obniżona względem obszaru Cetyni, gdzie strop podłoża miocenu (jura tu nie występuje) osiąga wysokość od —837 m (profil XXI), do —767 m (profil XIX). Z obniżeniem morfologicznym podłoża jurajskiego możemy wiązać ślady jury, jakie zachowały się w bloku Cetyni. W bloku Baszni jura i kreda zgodnie z ogólnym, regionalnym przebiegiem zapadają ku północnemu wschodowi.

4. UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Zaobserwowane różnice zapadów ryfeju i kambru nasuwają przypuszczenie istnienia między nimi dyskordancji.

Przed transgresją kambru obszar Lubaczowa był prawdopodobnie speneplenizowany. Transgresja kambru objęła najprawdopodobniej cały obszar Lubaczowa, późniejsza erozja spowodowała znaczne jego usunięcie tak, że kambr dziś zachował się tylko w strefie Łukawiec — Uszkowce.

Na podstawie słabych różnic kątowych zaobserwowanych w zapadach utworów kambru i ordowiku w rejonie Uszkowiec nie możemy powiedzieć, czy i w jakim stopniu zostawiła tu swój ślad orogeneza sandomierska. Obserwacje geologów radzieckich (Geologiczneskoje strojenije SSSR, 1958) w Zachodniej Ukrainie wskazują na niezgodność między ordowikiem a kambrem.

Oroogeneza sandomierska fałdowała wówczas Góry Świętokrzyskie tworząc szereg prawie równoleżnikowych fałdów (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952). Być może, że ślady jej zaznaczają się również w rejonie Lubaczowa.

Transgresja ordowiku w rejonie Uszkowiec zaczyna się w najniższym tremadoku, o czym świadczą występujące w spągu łupki z *Dictionema*.

Występujące wprost na tremadoku osady górnego aszgilu wskazują na lukę w sedymentacji obejmującą skiddaw, landeil, karadok i dolną część aszgilu.

Na osadach górnego aszgilu leżą wprost osady syluru górnego, wenloku. Luka w sylurze obejmuje cały walent. Luka ta wskazuje, że obszar Uszkowiec (być może i całego rejonu Lubaczowa) był w walencie wynurzony.

Wynurzenie to mogłoby odpowiadać synorogenezie takońskiej, z którą (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz 1952; H. Tomczyk 1959) wiąże się lukę stratygraficzną występującą w najwyższym ordowiku Gór Świętokrzyskich z tym, że w rejonie Uszkowiec wynurzenie to mogło trwać dłużej, do wenloku.

Osady ordowiku i syluru zachowały się dziś tylko w rejonie Uszkowiec.

Olbrzymia ich miąższość znana jest z obszaru ZSRR (J. M. S a n d l e r, W. W. G ł u s z k o, 1954; Geologiczneskoje strojenije SSSR, 1958), a w rejonie Rawy Ruskiej osiąga ona około 1000 m. Wydaje się niemożliwe, aby przy tak olbrzymiej miąższości syluru Rawy Ruskiej oddalonej około 50 km od rejonu Lubaczowa, sylur nie osadził się również tutaj.

Sylur ten, podobnie jak i ordowik zajmował niemal pewnie cały obszar Lubaczowa, a późniejsza denudacja spowodowała prawie zupełne ich usunięcie, zachowując ich ślady w rejonie Uszkowiec.

Utwory młodsze od syluru, a starsze od jury środkowej w rejonie Lubaczowa dziś nie występują.

Dewon i karbon na Podolu i Wołyniu, a nawet w strefie niezbyt odległej na wschód (Olesko), osiągają po kilkaset metrów miąższości (M. K s i ą ż k i e w i c z, J. S a m s o n o w i c z, 1952; S. D e p o w s k i, 1958; G. Ch. D i k e n s t e i n, 1958; Geologiczneskoje strojenije SSSR, 1958; M. P a j c h ł o w a, 1959; G. M. P o m i a n o w s k a j a, E. A. Z a w j a ł o w a, 1959).

Transgresja dewońska i karbońska mogły objąć również rejon Lubaczowa, a osady ich zostały później z tego obszaru całkowicie usunięte. Nie jest wykluczone, że dewon i karbon ten łączył się z istniejącymi osadami dewonu i karbonu w rejonie Hucisk i Bratkowic (E. G ł o w a c k i et al. 1958).

Okres fałdowań herceńskich w rejonie Lubaczowa spowodował wypiętrzenie tego rejonu i wzmożony proces denudacji, która usunęła całkowicie osady istniejącego tu być może karbonu i dewonu oraz prawie zupełnie usunęła osady starszego paleozoiku, którego ślady zachowały się jedynie w strefie Łukawiec — Uszkowce. Wkraczające w jurze środkowej na ten obszar morze zastało obszar speneplenizowany.

Transgresja jurajska rozpoczyna się osadami piaszczystymi bajosu ze zlepieńcami w partii spągowej. W piaskowcach tych w partiach zlepieńcowatych występują otoczaki kwarcytów i piaskowców kwarcytowych, które pochodzą z utworów prekambriu oraz piaskowców zielonych z glaukonitem o cechach litologicznych piaskowców ordowickich. Materiał był dostarczany prawdopodobnie z niewielkiej odległości, na co mogą wskazywać otoczaki oraz liczne, zwęglone szczątki roślinne, których pochodzenie musimy wiązać z pobliskim lądem. Pogłębienie morza i szerszy jego zasięg nastąpiły dopiero w malmie, w którym panują osady węglanowe.

Transgresja jury objęła nie tylko rejon Lubaczowa, ale również obszar występujący dalej ku zachodowi i południowemu-zachodowi od Lubaczowa, o czym może świadczyć duża miąższość malmu występująca w rejonie Mielec—Niwiska. Przy końcu malmu następuje regresja morza jurajskiego. Występujący pod kredą Baszni malm reprezentuje osady astartu. Kimeryd i bonon znany jest z Podola (M. K s i ą ż k i e w i c z, J. S a m s o n o w i c z, 1952) i z obszaru rowu lubelskiego (W. P o ż a r y s k i et al. 1956).

Nie wiemy, w jakim piętrze nastąpiła z obszaru Lubaczowa regresja morza jurajskiego, ale przynajmniej część malmu wyższego prawdopodobnie została w czasie jednej z faz orogenezy młodokimeryjskiej erozyjnie usunięta.

Transgresja kredowa w rejonie Lubaczowa wtargnęła w cenomanie, (a może już w kredzie dolnej), osadzając z początku mułowce i piaskowce glaukonitowe, a następnie margle i wapienie. Po wycofaniu się morza kredowego z obszaru Lubaczowa warstwy kredowe i jurajskie uległy w okre-

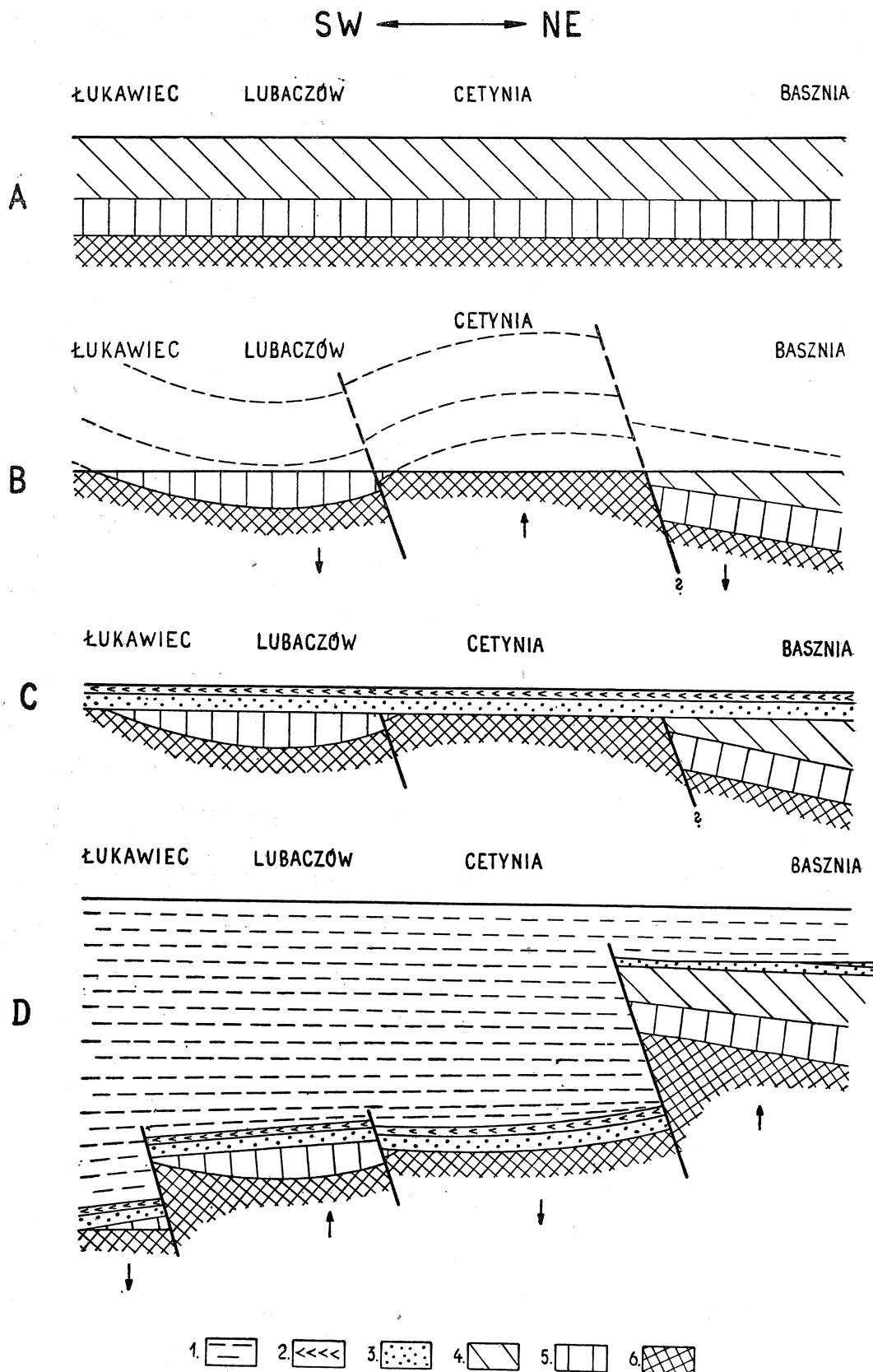


Fig. 4. Schemat powstania struktury blokowej obszaru Lubaczowa (bez zachowania proporcji w miąższościach). 1 — iły krakowieckie; 2 — anhydryty; 3 — warstwy pod-anhydrytowe; 4 — kreda; 5 — jura; 6 — podłoże

Fig. 4. Scheme of formation of the block structure of the Lubaczów region (the vertical scale out of proportion). 1 — Krakowiec clays; 2 — anhydrites; 3 — sub-anhydrite member; 4 — Cretaceous; 5 — Jurassic; 6 — substratum

się pokredowym a przedtortoniskim sfałdowaniu i zdyslokowaniu (fig. 4), a następnie erozji.

Powstał wtedy na pewno uskoki dzielący blok Cetyni z blokiem Lubaczowa, zrzucający obszar bloku Lubaczowa. Świadczy o tym dyslokacja występująca w profilu XV. Być może, że północna dyslokacja bloku Cetyni zaznaczyła się również już w tym samym okresie. Blok Cetyni zatem byłby wówczas horstem, z którego po kredzie, a przed tortonem, została całkowicie usunięta kreda, a jura zachowała się jedynie w śladach. Dyslokacje te (a przynajmniej pierwsza) najprawdopodobniej odpowiadałyby orogenezie laramijskiej lub jednej z faz ruchów środkowoalpejskich.

Czy dyslokacja dzieląca bloki Lubaczowa i Łukawca tworzyła się już w tym czasie, na to odpowiedzieć nie umiemy. Wiemy natomiast, że utworzyła się — a może została odmłodzona — w okresie późniejszym, podobnie jak odmłodzone zostały omówione poprzednio dyslokacje. Na początku tortonu, na mniej więcej zrównany obszar wtargnęła transgresja morza (fig. 4 C), osadzając utwory podanhydrytowe i anhydryty, reprezentujące torton dolny.

Po osadzeniu się anhydrytów nastąpiło odmłodzenie dyslokacji przedtortoniskich i lekkie sfałdowanie tortonu. Ruchy te spowodowały odwrócenie zrzutów, obniżając obszar Cetyni względem bloku Lubaczowa i bloku Baszni (fig. 4 D). Zapadł się wtedy również blok Łukawca.

Duży zrzut dyslokacji między blokiem Baszni i Cetyni wskazuje na zapadnięcie się całego obszaru Łukawiec — Lubaczów — Cetynia, a występujące w tym elemencie pozostałe uskoki mają charakter drugorzędny.

Badania sejsmiczne wykazały, że ily krakowieckie powyżej tortonu środkowego mają ułożenie na ogół płaskie. Wiek tych dyslokacji jest zatem środkowotortoniski.

Ruchy te nie mają odpowiednika w schemacie Stillego, gdyż byłyby starsze od fazy attyckiej, a młodsze od styryjskiej. Byłyby również starsze od fazy, którą J. S a m s o n o w i c z (1952) przyjmuje na granicy tortonu z sarmatem.

Jak wiemy z opisu stratygrafii, powyżej wapieni litotamniowych w otworze Baszni występują ily krakowieckie tortonu górnego. Przyjmując dolno tortoniski wiek wapieni litomniowych Baszni mielibyśmy tu lukę stratygraficzną obejmującą górną część tortonu dolnego i torton środkowy.

Na podstawie wyniku wiercenia Babczyn możemy założyć, że torton dolny osadził się również w rejonie Baszni. W czasie tortonu środkowego trwało obniżanie się bloków występujących na południe od bloku Baszni.

Postęp transgresji środkowotortoniskiej prawdopodobnie był mniejszy od szybkości obniżania się tego obszaru, stąd też możemy wyrazić przypuszczenie, że w tortonie środkowym obszar Baszni mógł być nie zalany morzem. Wtedy mogłyby zostać erozyjnie usunięte utwory górnej części tortonu dolnego, a mianowicie anhydryty i wyższa część poziomu podanhydrytowego. Przy końcu tortonu środkowego skończyły się ruchy obniżające obszar Cetynia — Lubaczów — Łukawiec, a postępujące nadal morze w tortonie górnym zalało również rejon Baszni, osadzając swoje utwory na resztkach tortonu dolnego, wapieniach litotamniowych. Morze to w tortonie górnym i sarmacie panuje już na całym obszarze (fig. 4 D) i z końcem sarmatu wycofuje się po raz ostatni z tego obszaru.

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

1. Areń B. (1959), Wyniki badań na odcinku Roztocza Lubelskiego w latach 1956-57. *Przegląd Geol.* 1, Warszawa.
2. Bielecka W. i Pożaryski Wł. (1954), Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego malmu w Polsce środkowej (Mikropaleontologiczaska stratigrafija wierchniego malma w Centralnoj Polsce) (Mikropalaentological stratigraphy of the Upper Malm in Central Poland) *Inst. Geol., Prace*, t. XII. Warszawa.
3. Bielecka W. (1956), Badania mikrofauny dolnego malmu w okolicy Trzebini (Issliedowaniija mikrofauny niższego malma w okrestnosciah Trzebini), Investigations of mikrofauna of the Lower Malm in the vicinity of Trzebinia (Upper Silesia), *Inst. Geol., Biul.* 102, Warszawa.
4. Bogdanow A. A., Guriewicz B. Ł., Szeryszewska S. J. (1950), Anomalii siły ciężkości i ich związek z górnictwem i tektonicznymi elementami zachodnich obszarów ZSSR *Izw. Ak. Nauk USSR Gier. geogr. i geofiz.* t. XIV, 3.
5. Depowski St. (1958), Niektóre wyniki wierceń poszukiwawczych za ropą naftową i gazem ziemnym w zachodnich rejonach ZSSR *Przegląd Geol.* 7, Warszawa.
6. Dikenstein G. Ch. (1958), Tektonika lwowskiej wpadiny „Woprosy geologicznego strojenia ukraińskiej i wołgouralskiej oblasti”. *Prilożenie K nr 7 Geologia niefti*.
7. Drwiła S., Zaleska B. (1959), Sprawozdanie z prac sejsmicznych w rejonie Lubaczowa wykonanych w latach 1956—1959. Maszynopis i mapa stropu anhydrytów, *Arch. PGPN*, Kraków.
8. Drwiła St., Żytka J. (1957), Wyniki badań sejsmicznych w rejonie Przedgórze Karpat. *Nafta* 10.
9. Geologiczneskoje strojenie SSSR (1958). Praca zbiorowa stratygrafia t. 1, Moskwa.
10. Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P. (1958), Występowanie karbonu w otworze Bratkowice. *Przegląd Geol.* 10, Warszawa.
11. Głuszkow W. W., Klitoczenko I. F., Maksimow S. P. (1958), Sprawozdanie o odcieniach perspektyw nieftiegazonosnosti ziemel Ukrainoskiej SSR. „Woprosy geologicznego strojenia ukraińskiej i wołgouralskiej oblasti”. *Prilożenie K. nr 7 Geologia niefti*.
12. Karnkowski P. (1958), Nowe pole gazowe. *Wiad. Naftowe*, 1/27, Katowice.
13. Kirchner Z. (1956), Stratygrafia miocenu Przedgórze Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny (Miocene stratigraphy of the Central Carpathian foreland based on microfaunal studies). *Acta Geol. pol.* v. 7, Warszawa.
14. Kopik J. (1956), Stratygrafia i mikrofauna jury w głębokim wierceniu „Borucice”, koło Łęczycy (Stratigrafija i mikrofauna jury w głębokom burienii „Borucice” wblizi Łęczycy (Okrug Łódź), (Stratigraphy and mikrofauna of the Jurassic in the „Borucice” deep borehole near Łęczycy (district of Łódź) *Inst. Geol., Biul.* 102, Warszawa.
15. Książkiewicz M., Samsonowicz J. (1952), Zarys geologii Polski PWN, Warszawa.
16. Moryc Wł. (1958) Dokumentacja geologiczna rejonu Lubaczowa i Cetyni. Maszynopis. *Archiwum PPPN* Kraków.
17. Moryc Wł. (1959), Dokumentacja geologiczna rejonu Uszkowice. Maszynopis. *Archiwum PPPN*, Kraków.
18. Nowak J. (1917), Głowonogi z średniej kredy Podola. *Bull. Ac. Sc. seria A*, Cracovia.
19. Nowak J. (1927), Esquisse de la tectonique de la Pologne. Cracovia.

20. Obuchowicz Z., Wdowiarz St., Tokarski A. (1958), Struktura Lubaczowa. *Nafta* nr 4, Katowice.
21. Pajchłowa M. (1959), Zagadnienie stratygrafii i rozwoju facji dewonu w Polsce. *Przegląd Geol.* nr 2, Warszawa.
22. Pomianowska G. M., Zawjałowa E. A. (1959), Nowyje dannyje o karbonie w siewierozapadnoj czasti Wołyńskiej oblasti. Stratigrafija, litologija i paleontologija nieftie-gazonosnych rejonow Ukrainy. Wyp. 1, Moskwa.
23. Pożaryski Wł., Areń B., Jahn A. (1956), Regionalna geologia Polski t. II. Region Lubelski *Pol. Tow. Geol.*, Kraków.
24. Pożaryski Wł., Witwicka E. (1956), Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej (Globotrunkany wierchniego miela centralnoi Polski), (Globotruncana of the Upper Cretaceous in Central Poland) *Inst. Geol. Biul.* 102, Warszawa.
25. Różycki S. Z. (1953), Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej (Wierchnij dogger i niżnij malm krakowsko-czenstochowskiego jurskiego kriaża) *Inst. Geol., Prace* t. XVII, Warszawa.
26. Różycki S. Z. (1955), Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geol. pol.* v. 5, Warszawa.
27. Samsonowicz J. (1926), Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu — cenomanu w bruździe północno-europejskiej (Esquisse géologique des environs de Rachów sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomanien dans le sillon nordeuropéen). *Spraw. PIG. T.* 3, z. 1/2, Warszawa.
28. Samsonowicz J. (1955) O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce *Przegląd Geol.* nr 12, Warszawa.
29. Sandler J. M., Głuszek W. W. (1954), Składczatyj sylur w siewiero-zapadnoj czasti lwowskiej oblasti. *Dokł. Akad. Nauk.* t. 103, nr 4, Moskwa.
30. Sokołow B. S. (1952), O wozrastie drierwiejszego osadocznego pokrowa Ruskiej platformy. *Izw. Ak. Nauk. SSSR, Geol.* sier. nr 5.
31. Szatskij N. S. (1952), O drierwiejszych otłożenijach osadocznego czechła Ruskiej platformy i ob jeje strukturie w drierwniem paleozoje. *Ibid.*, nr 1.
32. Szatskij N. S. (1952 a), O granice mieźdu paleozojem i protierozojem i o riefiejskich otłożenijach Ruskiej platformy *Ibid.*, nr 5.
33. Tomczyk H., Teller L. (1957), Utwory ludlowu we wschodniej Polsce. *Przegląd Geol.* nr 5, Warszawa.
34. Tomczyk H. (1959), Zagadnienie stratygrafii i rozwoju facji ordowiku i syluru w Polsce. *Przegląd Geol.* nr 2, Warszawa.
35. Wiśniewski T. (1890), Mikrofauna ilów ornatowych okolicy Krakowa *Pam. Akad. Umiej.* t. 17, Kraków.
36. Znosko J. (1957), Zarys stratygrafii łęczyckiego doggeru (Oczerk stratigrafii łenczickiego doggera), (Outline of stratigraphy of the Dogger in the Łęczyca area). *Inst. Geol. Biul.* 125, Warszawa.

SUMMARY

Abstract: The region of Lubaczów is built of pre-Cambrian, Cambrian, Ordovician, Silurian, Jurassic, Cretaceous and Miocene rocks. The Miocene forms a thick flat-lying cover concealing all the older formations. Cretaceous sediments are present under this Miocene cover only in the northern part of the region, in the area of Basznia, while the Jurassic occurs in the central part of the region described, forming there a syncline with the axis dipping in the south-eastern direction. The Miocene, Cretaceous and Jurassic sediments are distinctly transgressive. The Ordovician and

Silurian formations occur only in the western part of the region, in the area of Uszkowce. The Cambrian is present in the area between Uszkowce and Łukawiec, while rocks of pre-Cambrian age are forming the sub-Miocene surface in the area of Cetynia.

The pre-Miocene formations and the Lower Tortonian are faulted. Three faults extending in the north-west — south-east direction are dividing the region of Lubaczów into four blocks, which are forming steps lowering towards the south. At least one of these faults had been formed before the Tortonian, while in the Middle Tortonian all the faults were rejuvenated.

The region of Lubaczów is forming the north-eastern part of the foreland of the Middle Carpathians. Marine Miocene sediments are lying here in transgression on various older formations.

The region of Lubaczów was studied first by geophysical methods by St. Pawłowski who managed magnetic and gravimetric surveys, by K. Maryniak (gravimetric survey), and A. Kisłowski (seismic survey). Detailed seismic surveying began in 1956 under the management of St. Drwiła (1957, 1959). Drilling operations were also started in this time.

The preliminary results of the investigations of the geological structure of the region of Lubaczów were presented by P. Karnkowski (1958) and in a joint paper by Z. Obuchowicz, A. Tokarski and St. Wdowiarski (1958). Continued drilling provided a more detailed insight into the geology of this region.

Stratigraphy

The region of Lubaczów is built of pre-Cambrian, Cambrian Ordovician, Silurian, Jurassic, Cretaceous, Tertiary and Quaternary formations.

Pre-Cambrian

The pre-Cambrian is represented by grey quartzitic sandstones and quartzites, and grey-green and grey phyllitised shales which contain sometimes sericite. The quartzites display a mosaic texture. The quartzitic sandstones contain numerous kaolinised feldspars.

A similar series was described by Soviet geologists (Sokołow 1952, Szatskij 1952 a, b, *Geologicheskoe strojenie SSSR* 1958) from the Upper Proterozoic. The term „Ryphean” was introduced by Szatskij (1952 a, b) to denote this series.

Cambrian

Cambrian sediments were stated in the southern and western part of the described region, in the area of Łukawiec and Uszkowce (Fig. 1). They consist of dark-grey clayey shales with thin intercalations of grey quartzites. The thickness of this series is unknown, and until now the Cambrian has been drilled through to the depth of 130 metres.

Ordovician

The presence of the Ordovician was stated at Uszkowce and in one profile in the region of Lubaczów. The lower part of this formation is represented by glauconitic sandstones and shales of Lower Tremadoc age,

containing *Dictionema*. The sandstones are covered by sandy siltstones which contain an Upper Ashgillian fauna. The middle and upper part of this series contain thin intercalations of limestones. The total thickness of the Ordovician amounts to 50 metres.

Silurian

The Ordovician is covered by dark-brown clayey shales containing a graptolite fauna indicating Wenlockian age (H. T o m c z y k 1959). This series is 8 metres thick.

Jurassic

The Jurassic sediments are lying in transgression over pre-Cambrian, Cambrian, Ordovician and Silurian formations. The Lias is not present in the region of Lubaczów. The Jurassic formation consists of sandstones (Bajoccian), siltstones (Bathonian), sandstones with ferruginous oolites (Callovian) and of carbonate sediments of the Malm.

Bajoccian

The Bajoccian series is composed of grey sandstones, medium- and fine-grained, partly conglomeratic. A basal conglomerate 20 cm thick, composed chiefly of pebbles of pre-Cambrian rocks is forming the lowest member. It is covered by sandstones with carbonised flora and thin intercalations of dark clayey shales with abundant carbonised plant detritus. The conglomeratic varieties of these sandstones contain pebbles of pre-Cambrian rocks and of Ordovician sandstones.

The age of the sandstones was determined on account of faunistic evidence. The thickness of the Bajoccian series is very variable, attaining a maximal value of 90 metres in the area of Uszkowce.

Bathonian

The Bathonian is represented by dark-grey siltstones with rare intercalations of sandstones. Both contain carbonised plant detritus. The determination of age is based on the occurrence of numerous fossils. The thickness of the Bathonian amounts to 100 metres. The apparent thickness is much greater and attains the value of 330 metres in the section XV (fig. 3). This is caused by a tectonic repetition of the Bathonian series, and by a steep inclination — the dip is ranging up to 75°. The fault causing this apparent increase of thickness of the Bathonian is cutting also the younger series and it is marked on the geological map of the substratum of the Miocene and on the cross-sections (Fig. 1 and Fig. 2). The true thickness of the Bathonian in the section XV is similar as in the other sections i. e. amounts to 100 metres.

Callovian

A yellow-green sandstone with numerous ferruginous oolites is overlying the Bathonian siltstones. This Callovian sandstone is covered directly by the carbonate sediments of the Malm, but it is possible that the lowest part of the carbonates (about 5 metres) is still of Callovian age.

The total thickness of the Callovian ranges from 6 metres up to 14 metres. A similar development of the Callovian is known in the Holy Cross Mts, and in the Cracow region.

M a l m

The Upper Jurassic is represented in the region of Lubaczów by carbonate sediments and marls. The lower part of the Upper Jurassic series (Oxfordian) is represented by grey and light-brown limestones and marly limestones which locally display a nodular structure and contain cherts.

The Rauracian is composed of grey and brown limestones developed at places in the „rocky” (biohermal) facies and of grey marls. This member is covered by brown detrital and oolitic limestones of the Astartian. Glauconitic sands and silts are present in the upper part of the Astartian in the region of Basznia (Fig. 1 and Fig. 2). It is possible, however, that they represent the Lower Cretaceous.

The paleontological data indicate, that the Astartian is the youngest stage of the Upper Jurassic present within the described region. Jurassic sediments younger than the Astartian are known farther north, in the region of Lublin (W. Pożaryski, B. Areń and A. Jahn, 1956), and on the east in Podole (M. Książkiewicz and J. Samsonowicz 1952). The total thickness of the Malm in the region of Lubaczów amounts to 400 metres, while in the region of Basznia its thickness exceeds 800 m

C r e t a c e o u s

Cretaceous sediments are present in the region of Lubaczów only in the area of Basznia.

The Cretaceous formation begins here with the Cenomanian which attains the thickness of 80 metres. Green glauconitic sandstones and siltstones about 5 metres thick occur at the base of the Cenomanian, while the upper part of this stage is represented by cream-grey coloured cherty marls with rare intercalations of cream-coloured limestones. Similar marls are representing also the Turonian, and the boundary between these two stages is placed where the Cenomanian key microfossils are replaced by assemblages with *Globigerina* and *Oligostegina*.

Both the continuous sequence and the similarity with the *Globigerina* and *Oligostegina* marls occurring in the region of Lublin (W. Pożaryski 1956) indicate that the upper part of the Cretaceous in the region of Lubaczów represents the Lower Turonian. The thickness of the Lower Turonian amounts to 60 metres.

M i o c e n e

Three members are distinguished in the Miocene of the Lubaczów region, similarly as in the whole foreland of the central part of the Northern Carpathians.

The lowest member called Baranów beds (or sub-anhydrite beds) consists of grey calcareous siltstones and sandstones, containing Lower Tortonian fossils. An intercalation of white Lithotamnium limestones occurs in this member in the area of Cetynia.

The middle member is formed of anhydrites which are tough and

crystalline at the base and layered in the upper part. Near the base the anhydrites are often intergrowing with alabaster. Both the anhydrite member and the sub-anhydrite one contain local accumulations of sulphur. Locally the anhydrites are partly replaced by white and cream-coloured limestones with accumulations of sulphur. Petrographic investigations provided evidence that these limestones were formed by reduction of sulphates into hydrogen sulphide, sulphur, and calcium carbonate.

The anhydrite member is also of Lower Tortonian age. The total thickness of the Lower Tortonian amounts to 50 metres.

The upper member called Krakowiec clays is of Middle Tortonian-Sarmatian age. It consists of clays with intercalations of sandstones, and its thickness often exceeds 1000 metres.

Quaternary

A large part of the Lubaczów region is covered by yellow-grey fine-grained sands which form dunes attaining the height of 20 metres.

Tectonics

The structure of the top of the anhydrite member was determined in a detailed manner by seismic methods (St. Drwiła and B. Zaleska (1956—1959), and St. Drwiła and J. Żytko (1957). As the dislocations discovered by the seismic investigations are cutting across the pre-Miocene formations and the thickness of the Lower Tortonian is rather constant, the structural map of the substratum of the Miocene will correspond with a good approximation with the structural map of the top of the anhydrite member, lying about 50 metres lower, as the thickness of the Lower Tortonian amounts to 50 metres. Three large dislocations extending in the north-west—south-east direction are present in the region of Lubaczów, dividing it into four tectonic blocks (Fig. 1) i. e. from the north southward: the blocks of Basznia, Cetynia, Lubaczów — Uszkowce and Łukawiec.

The block of Lubaczów-Uszkowce is uplifted in relation to the neighbouring blocks of Łukawiec and Cetynia. The block of Basznia is also uplifted, and the amplitude of the faults forming its boundaries amounts to 750 metres (Fig. 2). The Miocene sediments are generally lying horizontally, and dips not exceeding 5° are observed only in the Lower and Middle Tortonian. Therefore, several anticlines are present in the lower part of the Miocene formation, chiefly in the block of Cetynia.

The Miocene is lying in transgression on the older formations. The Cretaceous sediments are present only in the area of Basznia where they are forming the southern limb of the syncline of Lublin (B. Aręń 1959; W. Pożaryski, B. Aręń and A. Jahn 1956).

The Jurassic is forming a flat syncline (Fig. 1 and Fig. 2), the largest part of which lies within the block of Lubaczów-Uszkowce. The axis of this syncline is dipping towards the south-east.

A tectonic repetition of the Jurassic is seen in the profile XV (Fig. 2 and Fig. 3). The existence of a fault was stated by drilling in the Bathonian, and seismic surveys provided evidence of a dislocation in the Miocene anhydrite member forming obviously a prolongation of the fault stated in the Jurassic (Fig. 2 C).

This dislocation separates the block of Lubaczów-Uszkowce from the block of Cetynia, forming thus an overthrust plane dipping towards the north-east. The dip of the other fault-planes is unknown. The inclination of the plane of the dislocation stated in the profile XV causes that the series above the fault-plane are belonging to the block of Cetynia, while those below it are forming a part of the block of Lubaczów-Uszkowce. The Jurassic of the block of Cetynia forms therefore the hanging wall of the fault, while in the block of Lubaczów-Uszkowce the Jurassic forms the downfall. The amplitude of the fault amounts to 100 metres.

This situation can be explained by an inversion of the relative movements along the fault-plane: in the pre-Tortonian dislocation cutting across the Jurassic the block of Lubaczów-Uszkowce formed the downfall, while the block of Cetynia was lowered along the same fault-plane during the post-Tortonian movements.

The dips of the Jurassic series amount to 5° with the exception of the zone of the flexure adjacent to the fault stated in the profile XV, where the dips attain the value of 75° .

The Ordovician and Silurian are forming a flat syncline open towards the north-east. The Cambrian bordering from the west the pre-Cambrian zone of the substratum of the Miocene occurs in a similar tectonic situation.

The pre-Cambrian rocks are steeply inclined, and their dips are ranging from 45° up to 70° . The dips in the Cambrian formation do not exceed 28° marking thus the profound unconformity separating the pre-Cambrian and Cambrian formation.

The unconformities separating the Cambrian and Ordovician and Silurian are less distinct, but anyhow their presence was stated without doubt.

Paleogeographic remarks

The region of Lubaczów peneplenised at the end of the Proterozoic was probably covered entirely by the Cambrian transgression. The Cambrian sediments had been removed from a large part of the region by a later erosion and are now preserved only in the area of Łukawiec and Uszkowce. As the Sandomirian folding is strongly marked both in the Holy Cross Mts (M. Książkiewicz and J. Samsonowicz, 1952) and in the Western Ukraine (Geologicheskoye strojenie SSSR, 1958) it is possible that it was also marked in the region of Lubaczów.

The Ordovician is not complete: in the region of Lubaczów the Tremadoc is covered directly by the Upper Ashgillian. The stratigraphic lacune embraces therefore the Skiddavian, Llandeilian, Caradocian, and Lower Ashgillian stages. The Silurian occurring in the region of Uszkowce begins with the Venlockian, and the whole Walentian is missing. The emergence of the region of Lubaczów in the Walentian was probably caused by Taconian synorogenic movements. The Silurian is directly covered by Middle Jurassic sediments.

The occurrence of very thick Devonian and Carboniferous formations in Wołyń and Podole not far from the region of Lubaczów (St. Depowski 1958; G. Ch. Dikenshtein 1958; Geologicheskoye strojenie SSSR, 1958; M. Książkiewicz and J. Samsonowicz 1952; Z. Obuchowicz, A. Tokarski, St. Wdowiarz 1958;

M. Pajchłowa 1959) suggests, that the Devonian and Carboniferous sediments had been also deposited in the region of Lubaczów, but were completely removed during the post-Variscan erosion.

The Jurassic transgression covered the region of Lubaczów in the Bajocian (possibly even in the Aalenian) and lasted till the end of the Astartian. Sediments of Kimmeridgian and Bononian age are present in the Podole (M. Książkiewicz and J. Samsonowicz 1952) and in the Lublin syncline (W. Pożaryski, B. Areń and A. Jahn 1956). It is possible therefore, that at least the Kimmeridgian had been also deposited in the region of Lubaczów, and later was removed by erosion during the Cimmerian orogeny.

The Cretaceous transgression reached the region of Lubaczów in the Cenomanian, (and possibly even earlier), and deposited glauconitic sandstones and siltstones followed in the profile by marls with intercalations of limestones.

After the regression of the Cretaceous sea from the region of Lubaczów the Jurassic and Cretaceous sediments were folded and faulted and then eroded. The tectonic movements occurred after the Turonian and before the Tortonian (Fig. 4 A and 4 B). The fault separating the hanging block of Cetynia from the downfall block of Lubaczów-Uszkowce was certainly formed during these movements, which were probably corresponding with the Laramide orogenic movements or with some middle phase of the Alpine folding.

It is possible that the dislocation forming the north-eastern boundary of the block of Cetynia also originated during the discussed movements.

The Tortonian transgression covered a levelled area and deposited the sub-anhydrite sandstones and siltstones and the anhydrites (Fig. 4 C). A rejuvenation of the pre-Tortonian dislocations and some folding occurred after the deposition of the anhydrites i. e. after the Lower Tortonian.

The movements along the rejuvenated fault planes were inverse in relation to the pre-Tortonian faulting. The block of Cetynia was lowered, forming a graben between the neighbouring blocks of Basznia and of Lubaczów-Uszkowce. The block of Łukawiec was also lowered during these movements (Fig. 4 D).

The seismic surveys proved that the Upper Tortonian Krakowiec clays are lying horizontally. The dislocations must be therefore of Middle Tortonian age.

The Middle Tortonian movements are not included in the Stille's scheme, as they are younger than the Attician orogenic phase, and older than the Stirian one. They are also older than the orogenic phase postulated by J. Samsonowicz (M. Książkiewicz and J. Samsonowicz 1952) between the Tortonian and the Sarmatian.

The Lower Tortonian sediments were therefore folded and faulted during the Middle Tortonian. The whole part of the Lubaczów region situated south of the block of Basznia was lowered during these movements. It is possible that the lowering of this area was more rapid than the advance of the Middle Tortonian transgression, and that in consequence the block of Basznia was not covered by the Middle Tortonian sea. The lack of the upper part of the Lower Tortonian sediments i. e. of the anhydrites and of the sub-anhydrite siltstones within the block of Basznia can be accounted for by assuming that they were removed by erosion during the Middle Tortonian.

At the end of the Middle Tortonian the lowering of the area of Cetynia—Lubaczów—Łukawiec ceased and the block of Basznia was covered by the Upper Tortonian sea which deposited its sediments on the Lower Tortonian Lithothamnion limestones which escaped the Middle Tortonian erosion. The Upper Tortonian sea persisted in the whole region of Lubaczów till the end of the Sarmatian (Fig. 4 D). The last regression occurred at the end of the Sarmatian.

State Oil Prospecting Company, Cracow