

Irena JURKIEWICZOWA

LIAS ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH I JEGO PARALELIZACJA Z LIASEM WYŻYNY KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKIEJ

(z 6 fig.)

Streszczenie

Na podstawie bogatego materiału wiertniczego i zdjęcia geologicznego opracowano dla okolic Żarnowa (północna część zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) szczegółowy profil stratygraficzny serii liasowej z uwzględnieniem osadów występujących zarówno w spągu (retyk i kajper górny), jak również w stropie (dogger) oraz prześledzono jej rozwój ku południowi.

Osady liasu leżą niezgodnie na pstrych utworach kajpru i retyku, oddzielone powierzchnią erozyjną. Podział stratygraficzny liasu przeprowadzono na podstawie różnic litofacjalnych oraz występowania fauny otwornicowej i zespołów megasporowych. Zgromadzone fakty pozwoliły na wyróżnienie tu wszystkich znanych z północnego obrzeżenia poziomów liasu i prześledzenie przebiegu ingresji morskich. Rzuciły również światło na rozwój sedimentacji złóż syderytowych i glinek ogniotrwałych oraz na warunki paleogeograficzne. Jeśli chodzi o rozwój facjalny, charakterystycznymi seriami są tu: seria żwirowo-zlepieńcowa, występująca w spągu liasu, seria rudonośna z poziomami rud i glinek ogniotrwałych (lias α_3) oraz seria esteriowa (lias ϵ).

Ingresje morskie przypadają na dolny hetang (lias α_1), dolny synemur (lias α_3), dolny plienschbach (lias γ) i najniższy toark (lias ϵ_1). Ponadto serię liasową charakteryzują trzy zespoły megasporowe. Pierwszy, z przewodnim gatunkiem *Nathorstisporites hopliticus* Jung, wiąże się z liasem α , drugi z *Maexisporites planatus* Marc. obserwuje się w osadach liasu β , γ i δ , wreszcie trzeci z *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie pojawia się w liasie δ , ale przede wszystkim charakteryzuje lias ϵ i ζ . Między osadami liasu a doggeru na badanym terenie istnieje przerwa sedimentacyjna, zwiększająca się ku południowi. W związku z tym najbardziej kompletny profil osadów jury środkowej występuje w okolicach Żarnowa.

Praca podaje także próbę paralelizacji liasu świętokrzyskiego z liasem częstochowsko-wieluńskim.

WSTĘP

Praca niniejsza składa się z dwu części. W pierwszej zestawiono profil stratygraficzny osadów liasu z przyległymi osadami kajpru i retyku oraz doggeru w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Druga obejmuje paralelizację liasu świętokrzyskiego z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Część pierwsza, omawiająca główny problem pracy, opiera się z jednej strony na analizie rozwoju litologicznego wymienionych osadów w licznych otworach wiertniczych i odsłonięciach, a z dru-

giej na przesiedzeniu stałych poziomów z fauną i szczątkami roślin. Oznaczeniem wybranych przez autorkę megaspor zajęła się mgr T. Marcinkiewicz, oznaczeniem zaś mikrofauny — mgr J. Kopic, za co obydwójgu składam serdeczne podziękowanie.

Autorka pragnie wyrazić wdzięczność dr W. Karaszewskiemu, który nigdy nie szczędził czasu na życzliwą dyskusję i zainteresowanie wynikami badań. Również gorąco dziękuję za dyskusję nad poruszonymi w tej pracy problemami stratygraficznymi koleżankom i kolegom: mgr M. Rogalskiej, mgr T. Marcinkiewicz, doc. dr J. Znosce, mgr Z. Kozydrze i mgr Z. Deczkowskiemu.

Wdzięczność należy się także mgr K. Pałowskiej za udostępnienie próbek z wierceń wykonanych pod kierunkiem naukowym dyrektora Instytutu Geologicznego J. Czarnockiego na południe od Przedborza i na północ od Włoszczowej.

Autorka zainteresowała się opracowanym problemem dzięki inicjatywie prof. dr R. Krajewskiego, któremu jednocześnie jest winna wdzięczność za możliwość zaznajamiania się podczas pracy z wynikami jego badań w okolicy Końskich.

Pozostaje jeszcze do wyjaśnienia, że od złożenia tej pracy do druku upłynęło kilka lat. W tym czasie znajomość niektórych zagadnień stratygrafii kajpru i retyku znacznie się rozszerzyła, szczególnie w zachodniej Polsce. Ponieważ jednak przedstawione w tej pracy poglądy były już dyskutowane przez niektórych badaczy, muszą być one podane w niezminionej formie.

HISTORIA BADAŃ

W zachodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w spągu niemal wszystkich odsłoneń serii liasowej występują pstre osady, uznawane powszechnie za kajprowe. I chociaż głównym problemem tej pracy jest zagadnienie stratygrafii liasu, nie można jednak pominąć sprawy wykształcenia i wieku wspomnianej pstrej serii. Wypada również zwrócić uwagę na jej charakterystyczne cechy, a przede wszystkim na stosunek do serii nadległych, tj. do retyku i liasu. Podobnie zasługuje na omówienie problem kontaktu osadów liasu z osadami doggeru.

Jednym z pierwszych geologów, których prace zapoczątkowały badania w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, był A. Michalski (1834). Opisał on niektóre odsłoneńca osadów kajpru w regionie świętokrzyskim. Opierając się na schemacie stratygraficznym używanym przez geologów niemieckich oraz na pracach z Górnego Śląska F. Roemera (1870), wydzielił on ponad kajprem dolnym (Lettenkohलगruppe) kajper środkowy, tzw. kajper właściwy oraz kajper górny, czyli retyk. Kajper środkowy w ujęciu A. Michalskiego odpowiada w obecnym naszym podziale kajprowi górnemu. Obejmował on, zdaniem tego badacza, pstre gliny oraz pstre margle oolitowe i wapienie, paralelizowane z brekcją wapienną F. Roemera. Strop wyznaczały żwiry kwarcowe przechodzące w zlepieńce. Do kajpru górnego (retyku) A. Michalski zaliczył osady o odmiennym wykształceniu i barwie, a mianowicie występujące ponad zlepieńcami jasnoszare i żółtawe osady mułowcowo-piaskowcowe.

Szczegółowe poznanie budowy zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przynoszą dopiero badania J. Czarnockiego (1924—1939). Za A. Michalskim wyróżnił on nad kajprem dolnym, wykształconym w germańskiej facji ilowęgłowej, kajper środkowy, przyjmując stopniowe przejście między tymi dwoma piętrami. W starszych pracach (1924) kładł między nimi granicę w obrębie pstrych ilów występujących ponad serią piaskowców obfitujących w faunę charakterystyczną dla dolnego kajpru. Natomiast w pracy z 1928 r. przesunął tę granicę w dół, umieszczając ją bezpośrednio ponad wspomnianą warstwą udokumentowaną faunistycznie.

J. Czarnocki (1924—1926) opisuje początkowo kajper środkowy jako grubą serię przeważnie wiśniowych ilów i żwirów oraz zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych lub piaskowców czerwonoróżowych i żółtych, kruchych w stropie. Kajper górny natomiast (czyli retyk) obejmuje według niego łupki ilaste z wkładkami cienkopłytkowych, białych piaskowców, lokalnie syderytów, z licznymi szczątkami roślin.

W późniejszej pracy J. Czarnocki (1928) opisuje dokładniej wykształcenie litologiczne pstrych serii i ponad kajprem dolnym wyróżnia kajper właściwy, który dzieli na dwie części, nie precyzując jednak szczegółowo ich pozycji stratygraficznej. W dolnej części opisuje wśród czerwonych ilów ławice miąższości do kilkunastu metrów wapieni zwięzłych, zielonawych, niekiedy dolomitycznych, częściej jednak pseudo-oolitowych z wyglądu przypominających zlepienie o krystalicznym kalcytowym spoiwie. Poziom ten paralelizuje z poziomem Gipskeuper podziału niemieckiego. Górna część odpowiadająca zapewne poprzednio wydzielonemu kajprowi górnemu (retykowi) składa się z ilów wiśniowych, w których jako niestała wkładka występują żwiry lub słabo scementowane zlepienie. Wyżej leżą piaskowce i ily piaszczyste o żółtawym zabarwieniu. A więc zmienia on pozycję żwirów kwarcowo-kwarcytowych, przesuwając je do najwyższej części kajpru.

W objaśnieniu do mapy przedstawiającej wyniki badań w południowo-wschodniej części obszaru przedborskiego J. Czarnocki (1939) dzieli kajper na cztery poziomy. Najstarszy (TK₁) obejmuje ciemne łupki z wkładkami cienko warstwowanych piaskowców kwarcytowych w stropowej części, następny (TK₂) — czerwone ily z wkładkami margli i wapieni, trzeci z kolei (TK₃) zlepienie, a strop piaskowce (TK₄). Poziomy górne TK₁ i TK₄ zalicza do kajpru środkowego lub górnego (retyku). Sprezycowanie przynależności wiekowej tych warstw nadal nastroczało uczonemu trudności. Do problemu tego J. Czarnocki wrócił jeszcze w 1943 r., umieszczając żwiry ponownie w dolnej części kajpru górnego (retyku).

W tym samym okresie (1924—1939) obszar przedborski opracowywał E. Passendorfer. Badacz ten również nie rozpozniomował szczegółowo kajpru ani młodszych osadów, opierając się głównie na pracach swych poprzedników. Kajper podzielił na dwa piętra; do piętra górnego zaliczył ily wiśniowe, miejscami zielononiebieskie, w dolnej części zawierające wkładki zlepieńców i brekcji wapiennych składających się z otoczków wapieni zielonawych i fragmentów rud zlepionych kalcytem, czasem utworzone wyłącznie z fragmentów rud i czerwonych wapieni miejscami o budowie oolitowej. W stropie występują zlepienie złożone z otoczków

kwarcu oraz kwarcytów białych i żółtych zlepionych spoiwem krzemionkowo-żelazistym. A więc autor osady tego cyklu sedimentacji kajprowej zamyka poziomem zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych.

Cz. Kuźniar (1924—1932) w obszarze koneckim nad kajprem dolnym wyróżnił kajper środkowy, charakteryzujący się dużą zmiennością wykształcenia litologicznego. Jego górnej granicy nie sprecyzował dokładnie i do retyku w obszarze przedborskim (1942) zaliczył czerwone ily oraz wyżej leżące żwiry, zlepieńce i wreszcie piaskowce, ily i piaskowce żelaziste, czyli reprezentował w swych pracach pogląd zgodny z poglądem J. Czarnockiego.

Po 1945 r. nastąpiło ponowne ożywienie badań geologicznych w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Również J. Czarnocki podjął prace w zachodniej i południowo-zachodniej części obrzeżenia (J. Fijałkowski, 1952).

W okolicach Końskich i Przysuchy badania Cz. Kuźniara kontynuował R. Krajewski (1947—1958) wraz z innymi geologami. Opisuje on osady kajpru dolnego i górnego. Podkreśla jednak, że brak podstaw paleontologicznych do położenia granicy między tymi piętrami i, podobnie jak J. Czarnocki, zwraca uwagę, że granica ta nie jest ostra, lecz obserwuje się tu stopniowe przejście. Przeprowadza ją w spągu „przeważnie czerwonej serii“. Ponadto usiłuje zaobserwować pewne cechy litologiczne charakterystyczne dla wykształcenia kajpru górnego.

Z zestawienia wyżej przytoczonych poglądów widać, że granica między kajprem środkowym, czyli górnym w nowym ujęciu, a retykiem nie została bliżej zdefiniowana. Charakterystyczny w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich poziom żwirów kwarcowo-kwarcytowych w starszych schematach stratygraficznych wyznaczał jego strop, a w późniejszych zaczynał lub kończył kompleks osadów retyku. Podział stratygraficzny opierał się więc wyłącznie na różnicach w wykształceniu litologicznym.

J. Samsonowicz (1929) jest pierwszym badaczem, który usiłował granicę tę scharakteryzować paleontologicznie, na podstawie zespołów roślin kopalnych, opracowanych w północno-wschodnim obrzeżeniu przez M. Raciborskiego (1891, 1892), a następnie przez A. Makarewiczównę (1928). Pstre osady w całości umieścił on w kajprze górnym, a do retyku zaliczył serię zagajską o barwie szarżółtawej, żwirzasto-piaskowcowo-ilastą, zawierającą charakterystyczną florę. Jego pogląd był przez długi okres najlepiej udokumentowany i zaciążył na koncepcjach stratygraficznych wielu badaczy.

Nowe poglądy na wiek zarówno pstrych osadów, jak i utworów nadległych przynoszą badania S. Z. Różyckiego (1958) na Kujawach oraz R. Dadleza (1957) na zachodnim Pomorzu. Pierwszy z badaczy ponad kajprem gipsowym wyróżnia redeponowane pstre osady retyku. R. Dadlez (1957) w profilu otworu Mechowo IG I ponad górnym kajpresem również wyróżnił pstre warstwy retyku, wśród których zaobserwował ślady trzech krótkotrwałych ingresji morskich. W ich stropie zaznacza się gwałtowna zmiana charakteru osadów, co skłoniło autora do położenia tu granicy między retykiem a liasem. Badania paleobotaniczne T. Marcinkiewicza (1964) wykazały jednak w stropie pstrych osa-

dów retyku obecność osadów całkowicie pozbawionych pstrych wkładek, a zawierających w dalszym ciągu megaspory retyckie.

W. Karaszewski (1962) zwrócił uwagę na szereg cech litologicznych, pozwalających odróżnić serię retyku od kajpru w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, m. in. pojawienie się sferolitów syderytowych i obecność mułowców syderytycznych oraz syderytów. Nie precyzuje on jednak dokładniej granicy z kajprem, opracowuje natomiast szczegółowo kontakt retyku z dolnym liasem. Wnioski swoje opiera na wynikach badań palynologicznych, rzucających nowe, ciekawe światło nie tylko na kształtowanie się warunków sedymentacyjnych na przelomie tych okresów, lecz również na paleogeograficzny rozwój zbiornika i jego osadów.

Głównym problemem niniejszej pracy jest rozwój serii liasowej. Krytyczne omówienie dotychczasowej polskiej literatury odnoszącej się do tego zagadnienia, jak również zestawienie nowszych podziałów liasu pozakarpackiego przedstawił W. Karaszewski (1962). Dlatego też uwzględniono tu jedynie te pozycje, które dotyczą bezpośrednio tematu opracowania.

Za W. Karaszewskim wypadnie autorce jeszcze raz podkreślić wielkie znaczenie badań J. Samsonowicza (1929), który pierwszy zwrócił uwagę przy rozpoziomowywaniu osadów retyko-liasu na „...ślady ingresji morskich w obrębie serii zarzeckiej i ostrowieckiej w oparciu o poziomy z małżami morskimi oraz na szereg charakterystycznych zjawisk jak ripplemarki, ślady pełzania, kanaliki robaków, ślady korzeni oraz pogrzebanych pionowo stojących lodgy itp. ...”.

Konieczne jest też nawiązanie do dyskusji przeprowadzonej przez W. Karaszewskiego na temat występowania megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung¹ (*Lycostrobos scotti* Nath.). Wprawdzie C. A. Wicher (1938, 1951) w obrębie liasu limniczno-łądowego i limniczno-morskiego (α_1 i α_2) cytuje obecność *Lycostrobos scotti* Nath., zupełnie natomiast nie wspomina o niej w liasie α_3 , ale jednocześnie w liasie α_3 (poziom arietitowy) przychodzi nasilenie transgresji morskiej, o czym świadczy wzbogacenie fauny i mikrofauny.

Ponieważ rozwój poglądów na rozmieszczenie i wiek flor ma decydujące znaczenie dla koncepcji wieku serii zarzeckiej, dlatego problemowi temu poświęcono więcej miejsca.

Pierwszy M. Raciborski (1891, 92) opisał florę z okolic Ostrowca, pochodzącą z górnej części serii zagańskiej i florę z kopalni gliniek chmielowskich z serii ostrowieckiej. Zaliczył je wprawdzie do retyku, ale jednocześnie stwierdził podobieństwo obu flor do flory poziomu *Thaumatopteris schenki*.

Po nim ten sam problem podjęła A. Makarewiczówna (1928). Zasięg opracowanych przez nią flor nie przekracza zasięgu pionowego flor zbadanych przez M. Raciborskiego. Wszystkie opracowane przez siebie poziomy florystyczne okolic Ostrowca zaliczyła do dolnego liasu wraz z florą gliniek chmielowskich, choć przypuszcza, że jest ona młodsza od flor występujących niżej.

¹ Nazwa *Nathorstisporites hopliticus* została wprowadzona przez W. Junga w 1958 r. dla megaspor opisywanych dotychczas przez innych autorów jako *Lycostrobos scotti* Nath.

T. M. Harris (1931, 1937) przeprowadził analizę poziomów florystycznych A. G. Nathorsta i potraktował je nie jako poziomy, lecz jako warstwy z florą. Sam zaś wyróżnił tylko dwie flory — jedną wieku retyckiego (poziom *Lepidopteris ottonis*), a drugą — dolnoliasowego (poziom *Thaumatopteris schenki*) oddzieloną od poprzedniej strefą przejściową. Powyżej warstw z florą *Thaumatopteris* występują na Grenlandii osady poziomu *Uptonia jamesoni* (lias γ) pochodzące z transgresji morskiej. Dlatego też badania T. M. Harris a nie wyjaśniają w pełni górnego zasięgu flory *Thaumatopteris*.

G. Troedsson (1950, 1951) oparł się na wnioskach T. M. Harris a i flory występujące w obrębie piętra Helsingborg (lias α_1 i α_2), zalicza do poziomu *Thaumatopteris*. W piętrze Döshult (lias α_3) natomiast obserwuje obniżające ruchy tektoniczne i wtargnięcie transgresji morskiej. W rezultacie w poziomie tym słabo zaznacza się cykliczność, tak charakterystyczna dla osadów liasu α_1 i α_2 w Szwecji, a jednocześnie pojawia się bogata fauna nie tylko małżów, ale przede wszystkim amonitów i belemnitów. Ponieważ wspomniany autor obserwuje tu równoczesny zanik flory, automatycznie więc zasięg flory *Thaumatopteris* został ograniczony do liasu α_1 i α_2 . Nie wyjaśnia to jednak problemu górnego zasięgu flory *Thaumatopteris* w profilu stratygraficznym. Decydujące bowiem byłyby badania na obszarach nie objętych transgresją liasu α_3 .

Wracając do obszarów Polski, Cz. Kuźniar (1943), pod wpływem prac T. M. Harris a i G. Troedssona, słusznie zaliczył florę znaną w II poziomie rudnym w obrębie serii zarzeckiej do poziomu *Thaumatopteris*.

M. Rogalska (1956) zanalizowała szereg próbek pochodzących z serii zagajskiej, gromadzickiej, zarzeckiej i dolnej części serii ostrowieckiej z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Potwierdza ona wyniki badań A. Makarewicz ó w n y podając, że spektra sporowo-pyłkowe wymienionych serii są charakterystyczne dla liasu dolnego, przy czym należy zaznaczyć, że nie występuje tu forma *Cupressacites subgranulatus* Rogalska, pojawiająca się w środkowym i górnym liasie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

T. Marcinkiewicz (1957) zbadała megaspory ze Skarżyska-Kamiennej, Odrowąza i in. Znalazła bardzo liczne megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung i na tej podstawie warstwy, w których one występowały, zaliczyła wówczas do liasu α_1 — α_2 .

Jednocześnie z T. Marcinkiewicz problemem występowania *Lycostrobus scotti* na terenie Skanii zajęła się B. Lundblad. Rozporządza ona jednak szczupłym materiałem i opierając się na wnioskach T. M. Harris a zasięg występowania megaspory *L. scotti* wiąże z florą *Thaumatopteris*. Rozszerza jedynie zasięg wspomnianej megaspory w dół, zwracając uwagę na jej obecność w strefie przejściowej. Nie podaje natomiast nowych obserwacji pozwalających na sprecyzowanie górnej granicy występowania tej megaspory.

Ponieważ każda transgresja morska przynosi zubożenie lub nawet zanik megaspor w profilu stratygraficznym, brak *Nathorstisporites hopliticus* Jung w północnych Niemczech czy w Skanii w osadach liasu α_3 nie wyklucza możliwości jej występowania, czyli granica między liasem

Tabela 1

Porównanie schematów stratygraficznych liasu według
W. Karaszewskiego i I. Jurkiewiczowej

Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich — okolice Gielniowa i Szydłowca (W. Karaszewski, 1961, 1962)				Zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich — okolice Żarnowa (I. Jurkiewiczowa, 1962*)						
Dogger		aalen dolny?	Seria Stuzdziannej 95	W części południowej luka		Dogger		wesul dolny	Seria piaskowców dolnych ok. 15	Luka i niezgodność
Lias	górniny	toark	ζ	Seria borucicka 120—145**	górniny	toark	ζ	Część górna piaskowcowa 35—50	} Seria borucicka 45—75	}
			ε	Seria ciechocinska 70—75			ε	Seria esteriowa (zielona) 40—50		
	środkowy	pilsenbach	δ	Seria drzewicka 175—180	środkowy	pilsenbach	ε	Seria podesteriowa (pod-zielona) 20—30	} 60—80	}
			γ	Seria gielniowska 60—70			δ	Seria bronowska 45—80		
	doliny	synemur	β	Seria koszarowska 80—90	doliny	synemur	β	Seria żarnowska 70—90	} 50—110	}
			α ₃	Seria ostrowiecka 90—110			α ₃	Seria zarzecka 38—42		
		α ₂	Seria rudonośna 80—110	helang		α ₂	Seria gromadzicka 20—50			
		α ₁	Seria skłobska 30—60			α ₁	Seria zagajska 30—60			
	Retyk	Część górna 0—35		Miejscami luka i niezgodność		Retyk	górniny	Niezgodność i luka		
		Część dolna 0—45					środkowy i dolny	0—35		
Kajper górny	Niezgodność i luka, miejscami do wapienia muszlowego włącznie				Kajper górny	Niezgodność i luka				

* Jest to data napisania niniejszej pracy.

** Miąższość w metrach.

α_2 i α_3 nie jest naturalną granicą górnego zasięgu tej megaspory, lecz spowodowana jest transgresją morską.

W Mechowie w serii warstw zaliczonych przez R. Dadleza do liasu α_3 T. Marcinkiewicz (*vide* R. Dadlez i in., 1964) znalazła właśnie omawianą megaspore *Nathorstisporites hopliticus* Jung.

W. Karaszewski (1960), jak już wspomniano, oparł się na wnioskach M. Raciborskiego, A. Makarewiczówny, T. M. Harisa i B. Lundblad. W konsekwencji serię zarzecką, w której występuje *Nathorstisporites hopliticus* Jung umieścił w liasie α_2 . Pozostaje to jednak w pewnej sprzeczności z wykształceniem facjalnym tej serii, która w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich charakteryzuje się wyraźnymi wpływami morskimi, podczas gdy ani w północno-zachodnich Niemczech, ani w południowej Skanii nie obserwuje się w liasie α_2 silniejszej transgresji morskiej, która przychodzi tu dopiero w liasie α_3 (poziom arietowy). Tymczasem W. Karaszewski (1960) sam podkreśla obecność stosunkowo silnych wpływów morskich w obrębie serii zarzeckiej na swoim terenie i mówi nawet o transgresji liasu α_2 . Pogląd ten wyraża na podstawie zasięgu *Nathorstisporites hopliticus* Jung w Skanii, który pokrywa się tam z zasięgiem flory *Thaumatopteris*. Ponadto dla poparcia swej koncepcji przyrównuje serię zarzecką do liasu α_2 w północno-zachodnich Niemczech, gdzie poziom ten charakteryzuje niespokojna sedymentacja i obecność pstrych wkładek.

Tymczasem nowsze badania nad stratygrafią liasu w Skanii wskazują na występowanie tam przynajmniej dwóch pstrych serii (E. Bola u, 1954). Dolna, wykształcona identycznie jak w liasie α_2 w północno-zachodnich Niemczech, należy do liasu β , a górna do liasu ϵ . Wynika stąd oczywisty wniosek, że facjalne podobieństwa nie mogą być pomocne przy porównywaniu tak odległych od siebie terenów.

Osady doggeru w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich były najslabiej zbadanym piętrzem jury. Szczegółowe jego opracowanie dał dopiero S. Z. Różycki (1955), którego schemat stratygraficzny posłużył autorce za podstawę do rozpozniomowania osadów występujących powyżej serii liasowej w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

CZEŚĆ STRATYGRAFICZNA

KAJPER

Wykształcenie litologiczne

Już w początkowym okresie badań nad liasem świętokrzyskim w okolicach Żarnowa (1948—1952) autorka zwróciła uwagę na zmienną miąższość osadów występujących między serią zarzecką (rudonośną) a pstrą serią ilastą, zaliczoną do kajpru. Późniejsze prace terenowe, a zwłaszcza profile licznych otworów wiertniczych, pozwoliły na odtworzenie przebiegu sedymentacji osadów począwszy od kajpru górnego po dogger i dzięki temu na wyjaśnienie obserwowanych zmian w ich miąższości. Zmiany te wskazują na erozyjny charakter powierzchni osadów górnego kajpru, przykrytych kompleksem pstrych osadów retyku o zmiennej

miąższości. Wprawdzie wielu badaczy (J. Samsownik, 1929; Z. Kozdra, 1961) podkreślało już niezgodność kątową kajpru i retyko-liasu, ale charakter tej niezgodności przez nikogo nie był szczegółowiej omówiony.

W okolicy Żarnowa można było poznać jedynie stropową część kajpru górnego o miąższości około 50 m (głównie otwory: Grębenice III, V i Myślibórz Z_1 (C_{10})). Grubszy kompleks tych osadów odłania się dalej na południu, pod Szkucinem, gdzie miąższość jego wynosi od 80 do 100 m.

Osady te są monotonne, przeważnie wykształcone jako wiśniowe mułowce. W serii tej występują soczewki zlepów pseudo-oolitowych i piaskowców, nie tworzące stałych poziomów stratygraficznych.

W okolicy Żarnowa pstrą serię stanowią głównie mułowce przechodzące miejscami w ilowce, a miejscami w piaskowce mułowcowe o intensywnej wiśniowej barwie z mniej lub bardziej licznymi zielonymi plamami. Na ogół w osadach tych nie ma śladów warstwowania, jedynie lokalnie występują cienkie wkładki drobno i wyraźnie laminowane, zwykle wówczas łupkowate. Partie nielaminowane są w niektórych poziomach słabo dolomityczne. Mułowce są wapniste.

Charakterystyczne dla tego obszaru są liczne soczewki zlepów pseudo-oolitowych, nie przekraczające 0,5 m grubości. Ten typ skały był wielokrotnie opisywany w nowszej literaturze i choć nie wymaga szczegółowego opisu, należy zwrócić uwagę na pewne cechy różniące go od wyżej leżących zlepieńców, przypuszczalnie wieku dolnoretyckiego.

Zlepy pseudo-oolitowe składają się z mniej lub bardziej kulistych ziarn, których średnica w okolicach Żarnowa nie przekracza 1 mm. Pseudo-oolity zbudowane są z substancji mułowcowej o wyraźnie zaznaczonym koncentrycznym ułożeniu. Należy podkreślić, że na badanym terenie mają one charakter kongrecji, a nie otoczków. Spoiwo zlepów jest na ogół węglanowe, często między poszczególnymi ziarnami tkwią kryształki kalcytu. Zlepy te tworzą wkładki przeważnie w mułowcach, rzadziej w piaskowcach, bądź też są rozproszone w postaci pojedynczych ziarn i nadają wówczas mułowcom gruzłowy charakter. W tym wypadku ziarna osiągają znacznie większą średnicę.

Ponadto wśród mułowców występują mniej lub bardziej licznie wkładki piaskowców tej samej barwy, czasem nieco zszarzałe, do 2,5 m grubości. Są one na ogół drobnoziarniste, często frakcjonalnie warstwowane i przekątnie uławiczone. Domieszkę miki obserwuje się rzadko. Ten mułowcowo-ilasty kompleks pstrych skał jest w wielu miejscach silnie zlustrowany i poprzecinany gęstą siatką żył kalcytowych.

W pasie wychodni w okolicy Wyszyny Machorowskiej i Szkucina odsłonięte są skały o podobnym wykształceniu. Obserwuje się jedynie zmiany w charakterze przeławień, wśród których dominują obok wkładek zlepów liczne warstewki szarozielonawych i szarych wapieni, zbitych, na ogół drobnokrystalicznych i bardzo zwięzłych; wkładki piaskowców odgrywają tu rolę bardziej podrzędną.

Dalej ku południowi, w okolicy Rudy Pilczyckiej, Pilczycy i Wólki — Konradowa, charakter pstrej serii nie ulega zmianie. Występują tu, podobnie jak na innych terenach, przeławienia wapieni i piaskowców oraz wkładki pseudo-oolitowe, o średnicy ziarn do 2 mm. Powszechne są tu również mułowce gruzłowe o jeszcze większych wymiarach pojedyn-

czych konkrecji (7 mm). Cała pstra seria jest silnie wapnista, zawiera liczne wprysnięcia pirytu obok żył kalcytowych. Wkładki piaskowca charakteryzuje często przekątne uławicenie, rzadziej obecność toczeńców iłów czy łupków ilastych. W jednym z rdzeni wiertniczych (Ruda Pilczycka 14) zauważono 2 mm wkładkę gipsu.

W i e k

Opisane pstre osady były paralelizowane przez wszystkich geologów pracujących na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich z analogicznymi pstryymi osadami Niemiec i zaliczone do środkowego kajpru (Gipskeuper) według podziału niemieckiego, a do górnego według podziału wprowadzonego przez J. Samsónowicza (1929). Seria ta jest bardzo słabo udokumentowana paleontologicznie zarówno w Polsce, jak w Niemczech i innych częściach Europy. Dlatego określenie jej wieku wysuwa się na jedno z pierwszych miejsc wśród najtrudniejszych zagadnień stratygraficznych. Występujący w spągu kajper dolny nie nastęrcza takich problemów dzięki pojawieniu się charakterystycznej fauny znanej z prac J. Czarnockiego (*Myophoria goldfussi*, *M. transversa*, *M. musculoides*, *M. compressus*, *Corbula nuculeiformis*, *Lingula tenuissima*). Ścisłe rozgraniczenie tych dwu pięter na omawianym terenie w dalszym ciągu jest jednak sprawą otwartą, tym bardziej że kajper górny, szczególnie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, wykształcony jest w facji przybrzeżnej. Świadczą o tym liczne wkładki piaskowców, często o uławiceniu przekątnym przy całkowitym braku przeławiczeń gipsowych czy anhydrytowych. Wobec ubóstwa dokumentów paleontologicznych utrudnia to przeprowadzenie podziału stratygraficznego kajpru górnego i jego paralelizację z profilami niemieckimi oraz śląskimi.

Chcąc uzyskać materiał paleontologiczny, autorka przeszlamowała 120 próbek z trzech otworów wiertniczych — Grębenice III, Grębenice V i Myślubórz Ż₁ (C₁₀). Niestety znaleziono tylko nieliczne oogonie charofitów, w kilku poziomach drobny i nieoznaczalny detrytus małżów oraz małżoraczków i nieliczne zęby ryb.

Lepsze wyniki osiągnął J. Małecki (1952), opracowując profil wiercenia w Piętach koło Końskich. Nad serią szarych łupków ilastych z ramienionogami *Lingula deitersensis* Pfl., należących przypuszczalnie do dolnego kajpru leży gruby kompleks pstrych, wiśniowo-zielonawych, przeważnie mułowcowych osadów. Kompleks ten można podzielić na dwie części.

Część dolna o miąższości około 120 m jest dosyć jednolita. Składa się z mułowców z trzema wkładkami piaskowcowymi do 15 m grubości i ze sporadycznie występującymi wkładkami margli. W piaskowcach są nieliczne szczątki roślinne i miejscami blaszki miki. Zaobserwowano tu ponadto obecność konkrecji marglistych oraz soczewkę zlepieńca.

Część górna zaczyna się warstwą zlepieńca złożonego z okruchów wiśniowych iłowców, piaskowców i otoczków kwarcowych; wyżej występują mułowce wiśniowo-zielonawe z licznymi, na ogół bardzo drobnymi konkrecjami marglistymi.

W tej części osadów kajpru J. Małecki (1952) znalazł dwa poziomy z fauną. Na głębokości 93,0 m były to małżoraczki: *Cytheridea* cf. *simplex* Terq., *Pontocypris rara* Meh., *Bairdia hagenovi* R.s.s.; na głębokości 153,0 m masowo pojawiają się drobne małże: *Nucula* cf. *goldfussi*, *Ctenodonta* cf. *tenella* oraz *Estheria* cf. *loczyi* i detrytus fauny. Na głębokości 84,0 m występują liczne *Characeae*.

Profil ten jest stosunkowo dobrze udokumentowany paleontologicznie, brak jednak porównywalnych opracowań dla kajpru, które by pozwoliły wyciągnąć całkowicie pewne wnioski stratygraficzne.

Należy wspomnieć jeszcze o opracowaniu mikrofaunistycznym O. Stryk (1958) dotyczącym kajpru w otworze Studzianna. Stwierdza ona, że na granicy kajpru dolnego i górnego mikrofauna jest dosyć liczna, wyżej ubożeje, aż wreszcie zanika całkowicie i pojawiają się oogonie charofitów. W samym stropie kajpru pojawiają się znów otwornice zlepieńcowate (*Haplophragmoides* sp.), które jednak mogą charakteryzować osady zbiorników wysładzających się.

W. Karaszewski (1962) również na podstawie profilu w Studziannej podaje, że kajper górny w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wykształcony jest jako iłowce margliste czerwono-brunatne z wtrąceniami wapieni i margli dolomitycznych oraz anhydrytu i zawiera faunę *Lingula* sp., zęby ryb i *Characeae*.

Na obszarze żarnowsko-przedborskim brak odsłoneń i głębszych otworów wiertniczych uniemożliwił przedstawienie wykształcenia litologicznego całego kajpru górnego oraz znalezienie dowodów faunistycznych na udokumentowanie jego wieku. Nieliczne znaleziska paleontologiczne nie dają w chwili obecnej dostatecznych podstaw do określenia pozycji stratygraficznej omówionych pstrych osadów. Tym niemniej autorka jest skłonna przypisać tej serii wiek górnokajprowy na tej podstawie, że na obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dopiero w stropie serii występuje charakterystyczny poziom zlepieńcowy, zaczynający cykl osadów wyraźnie redeponowanych, obfitujących w sferolity syderytowe i o dużej zmienności facjalnej. Ponadto w serii tej na obszarze przedborskim autorka znalazła ślady gipsów, które pozwalają paralelizować ją, zgodnie z poglądami J. Czarnockiego, z kajprem gipsowym Niemiec. Opisane serie stanowią więc przypuszczalnie osady peryferycznej części zbiornika górnokajprowego. W chwili obecnej nie można jednak przeprowadzić szczegółowszej paralelizacji.

RETYK

Wykształcenie litologiczne

Seria retyku w okolicach Żarnowa występuje w licznych otworach wiertniczych i ma maksymalną miąższość około 35 m. Najkompletniej wykształcona jest w profilach Nowa Góra VIII_a, Sielec B₃₅ i Myślubórz Ż₁ (C₁₀). Można tu wyróżnić trzy charakterystyczne poziomy.

Poziom A reprezentuje spagową część retyku. Są to osady wybitnie grubodetrytyczne w porównaniu z przeważnie mułowcowymi warstwami kajpru, zaczynające się zlepieńcem lub piaszczowcem średnioziarnistym

z domieszką rozproszonych w skale drobnych otoczków. Zlepieniec ten różni się wyraźnie składem od zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych dolnego liasu, złożony jest bowiem z otoczków wapieni, dolomitów, hematytu, lidyków, nielicznych ziarn kwarcu, drobnych okruchów węgla oraz z drobnutkich kongregacji typu oolitowego (pseudo-oolitów). Wyżej w wymienionych profilach wiertniczych występuje cienka wkładka zlepu pseudo-oolitowego i wapnistego piaskowca drobnoziarnistego, w którym są obecne sferolity syderytowe. Ten gruboklastyczny kompleks kończy się w stropie cieniutką warstwą zlepieńca zbudowanego wyłącznie ze żwiru kwarcowego. Cała ta seria osadów jest pstra, różowo-wiśniowa z jasnozielonawymi plamami.

Analogicznie wykształcony poziom zlepieńcowaty jest znany i z innych okolic — z Rudy Pilczyckiej i Pilczycy (na południe od Przedborza), gdzie ma szerokie rozprzestrzenienie.

Nad osadami kajpru wykształconymi tu w postaci mułowców z licznymi wkładkami zlepu pseudo-oolitowego występuje charakterystyczna seria zlepieńcowata, osiągająca stosunkowo znaczną miąższość (10 m). Są to przekładające ilasto-mułowcowo-piaskowce, z wybitną przewagą tych ostatnich. Piaskowce z reguły zawierają domieszkę otoczków i zazwyczaj przechodzą w typowe zlepieńce, o jeszcze bardziej różnorodnym składzie niż w okolicy Żarnowa. W spoiwie mułowcowo-węglanowym lub piaskowcowo-węglanowym tkwią otoczki drobnoziarnistego piaskowca kwarcytowego, piaskowca żelazistego, marglu kremowego, dolomitu, wapienia szarego, kwarcu przezroczystego i różowego, tocznie zielonych mułowców i rzadkie w tej okolicy ziarna pseudo-oolitów. Miejscami pojawia się ponadto znaczna domieszka drobnych blaszek muskowitu oraz wprysnięcia pirytu. Średnica ziarn dochodzi do 2 cm.

Charakterystyczną cechą tych zlepieńców jest więc ich polimiktyczny charakter, choć również zdarzają się wkładki zlepieńców złożonych wyłącznie z otoczków kwarcytów, czerwonych piaskowców lub mułowców. Podobne zlepieńce występują również we wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich; znane są autorce z profilu rzeczki Kamionki (1953) na południe od Ostrowca. Skład ich jest identyczny jak w zachodnim obrzeżeniu z tą różnicą, że średnica otoczków osiąga tu 4 cm, co wskazywałoby na krótszy transport.

Nieco wcześniej R. Dądlez (1952) opisał te same zlepieńce co ze wspomnianego profilu. Zwrócił on m.in. uwagę na występowanie otoczków piaskowców średnioziarnistych, kwarcytowych mułowców o obfitym spoiwie serycytowo-chlorytowym bądź krzemionkowym oraz skał kwarcytowych kryptokrystalicznych, bardzo silnie ilastych. Zanalizował także dokładniej spoiwo podając, że „...jest ono w zasadzie węglanowe, grubokrystaliczne, z małą domieszką chlorytu i substancji ilastej...”.

Opisany poziom A ma pewne cechy litologiczne wspólne z kajprem, a mianowicie ziarna kongregacyjne (pseudo-oolity) tworzące nawet ławiczki oraz wapnistość i barwę osadu. Różni się natomiast obecnością licznych wkładek zlepieńca o urozmaiconym składzie petrograficznym, zawierającego skały obce kajprowi jak kwarc, lidy, hematyt. Poza tym pojawiają się tu sferolity syderytowe, których nie obserwowano w osadach kajpru.

Poziom B są to osady mułowcowo-piaskowcowe, miąższości około 15 m, z licznymi przeławiczeniami ilastymi o charakterze przekładańca. Są one również pstre, wiśniowe z zielonymi plamami, często drobnolaminowane, wapniste. Piaskowce są na ogół drobnoziarniste, miejscami przekątnie warstwowane. W wielu poziomach zarówno w piaskowcach, jak i mułowcach, obserwuje się mniej lub bardziej liczne sferolity, pojedyncze ziarna węgla szklistego, zwęglonego drewna i wprysnięcia pirytu. Należy także zwrócić uwagę na obecność w tym poziomie drobnych ziarn granitu. W poziomie tym nie znaleziono również żadnych szczątków fauny.

Na terenach leżących na południe od okolic Żarnowa nie wydzielono tego poziomu z powodu braku odsłonieć i otworów wiertniczych.

Poziom C ma w okolicy Żarnowa około 17 m miąższości i tworzą go osady mułowcowo-ilaste z przeławiczeniami drobnoziarnistego piaskowca. W spągu osady są silniej wapniste, ku stropowi cecha ta stopniowo zanika. Jednocześnie w górnej części pojawiają się wkładki mułowcowo-dolomityczne. Seria ta jest ciągle jeszcze pstra, ale zmienia się natężenie barw. Obserwujemy tu iłowce wiśniowobrunatne i brązowoczerwone z jasnozielonawymi plamami.

Stosunkowo nieliczne w poziomach A i B sferolity syderytowe występują w tym poziomie masowo w niektórych ławicach mułowcowych i ilastych. Obok sferolitów obserwuje się pojedyncze oolity oraz sferolity kaolinowe. W kilku poziomach widoczne są skalenie mniej lub bardziej skaolinizowane i drobne blaszki miki. Poza tym liczne są wprysnięcia i kryształy pirytu oraz wprysnięcia siarczków miedzi.

Najistotniejszą cechą tego poziomu jest obecność śladów organicznych. Poza domieszką okruchów zwęglonego drewna i węgla szklistego pojawiają się poziomy z kanalikami robaków i jednocześnie okruchy skorupki małżów albo małżoraczków, następnie pirytowe ośrodki małżoraczków oraz ułamki kości. W okolicy Myślborza — na zachód od Żarnowa, otwór Z_1 (C_{10}) — osady tego poziomu charakteryzuje obecność fauny występującej tu w dwu poziomach i reprezentowanej przez *Hungarella* sp., *Lingulina* sp., *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq., Berth.) oraz ułamki kości. Należy z naciskiem podkreślić, że w warstwach wydzielonego przez autorkę retyku nie ma megaspor.

Na terenach położonych na południe od okolic Żarnowa brak jest dokładniejszych obserwacji, choć niewątpliwie nad poziomem zlepieńcowym występują tam również wyższe ogniwa opisywanej serii.

W i e k

Problem wieku opisanych poziomów jest bardzo trudny do rozstrzygnięcia. W okolicach Żarnowa występuje wprawdzie uboga fauna (*Hungarella* sp., *Lingulina* sp., *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq., Berth.), ułamki kości), nie są to jednak formy przewodnie, które by precyzowały wiek tej ingresji morskiej, zwłaszcza że retyk w Polsce jest stosunkowo słabo jeszcze poznany i rozpoziomowany. Tym niemniej obecność tej fauny pozwala wysunąć pewne koncepcje stratygraficzne na podstawie

analogii do nowszych wyników badań retyku na niżu, które w skrócie przedstawiono niżej.

W otworze Mechowo IG I (R. D a d l e z i in., 1964) wydzielono retyk „dolny”, „środkowy” i „górnny”. Retyk „dolny” charakteryzuje pstre zabarwienie, obecność przerostów dolomitycznych, żwirków dolomitycznych, białych oolitów i okruchów kości, brak w nim natomiast megaspor. Retyk „środkowy” i „górnny” (zaliczany uprzednio przez R. D a d l e z a do najniższej części liasu a) zawiera bogaty zespół megaspor, wskazujący na wiek retycki. R. D a d l e z wbrew sugestii C. A. W i c h e r a (1957) przyjmuje, że retyk „środkowy” na Pomorzu jest wykształcony, podobnie jak retyk „górnny”, w facji limnicznej.

W Gorzowie Wielkopolskim retyk górny wykształcony jest, podobnie jak na przyległych obszarach Niemiec, głównie w postaci piaskowców i mułowców szarych, zawierających szczątki roślin i wkładki węgla. Podrzędnie występują wtrącenia iłowców ciemnoszarych ze sferolitami, zmieniających na powierzchni zabarwienie na czekoladowe wskutek utlenienia. Retyk dolny został tu po raz pierwszy w Polsce udokumentowany faunistycznie obecnością małżoraczków. W retyku dolnym a może i środkowym dominują iłowce pstre, przeważnie czerwono-brunatne, z podrzędnymi wkładkami mułowców i piaskowców jasnoszarych.

W profilu Gorzów Śląski — Praszka warstwy gorzowskie na podstawie zespołu megaspor zostały zaliczone do górnego retyku.

W profilu Osiny (koło Częstochowy) również występuje retyk górny i jest tu udokumentowany paleobotanicznie (J. Z n o s k o, 1955), problem retyku dolnego i środkowego natomiast nie jest jeszcze całkowicie jasny (Z. M o s s o c z y, 1960).

Z rozważań tych wynika, że w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pstra, wyraźnie laminowana seria, zaczynająca się poziomem zlepieńca o różnorodnym i zmiennym składzie, jest przypuszczalnie wieku dolno-, a może i środkoworetyckiego. Obfituje ona w sferolity syderytowe i charakteryzuje ją obecność szczątków fauny i mikrofauny, które wskazują na ingresję morza. Należy nadmienić, że O. S e i t z i C. A. W i c h e r (1951) wspominają również o występowaniu zlepieńców w spągu dolnego retyku. Brak natomiast w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich młodszych ogniwi retyku rozwiniętego w facji limnicznej i zawierającego szczątki roślin.

Stosunek retyku do osadów kajpru i liasu

Osady retyku leżą niezgodnie, i według W. K a r a s z e w s k i e g o (1960), w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przekraczająco na różnych piętrach triasu. W obrzeżeniu zachodnim osady te leżą również niezgodnie, ale przypuszczalnie tylko na różnych poziomach górnego kajpru, co wskazywałoby na mniej intensywne ruchy tektoniczne. Jak wspomniano, powierzchnia kajpru wykazuje znaczne deniwelacje prawdopodobnie erozyjne, a warstwy mają dość duże upady — od 10 do 12°. Obniżenia są wypełnione osadami retyku. W miejscach najbardziej obniżonych leżą osady gruboklastyczne (poziomy A i B), których brak na wyniesieniach.

Jeszcze bardziej interesujący jest stosunek osadów retyckich do liasowych. Zestawione na figurze 1 profile wierceń ilustrują ten problem i wyjaśniają fragmentaryczne zachowanie retyku. Sedymentację liasu poprzedza tu długotrwały okres denudacyjny, przypadający częściowo na środkowy oraz na górny retyk i przypuszczalnie na najstarszy lias (poziom *Equisetites gracilis*). Leży on również na powierzchni erozyjnej, morfologicznie bardzo urozmaiconej, z wyraźnie zaznaczonymi rynnami o charakterze koryt rzecznych. Deniwelacje tej powierzchni są jeszcze większe niż na powierzchni osadów kajpru i dochodzą do 60 m. W osiach dolin nie tylko osady retyku zostały całkowicie zniszczone, ale erozja naddziała również osady kajpru.

W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich niezgodność między retykiem i liasem jest znacznie silniej zaznaczona niż niezgodność między osadami kajpru i retyku. Brakuje niestety obserwacji dotyczących wielkości kąta upadu warstw retyckich. Analogicznie układają się stosunki we wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W obrzeżeniu północnym natomiast hiatus i niezgodność zaznaczają się tylko miejscami (W. Karaszewski, 1962).

Niezgodność między retykiem i liasem znika całkowicie w północnej części Polski. I tak w profilu Mechowo IG I przejście osadów górnego retyku do liasu zostało przesłedzone jedynie na podstawie wyników badań paleobotanicznych. Gwałtowna zmiana osadu zaznacza się tu natomiast na granicy retyku dolnego i środkowego (albo środkowego i górnego), ale przypuszczalnie bez przerwy sedymentacyjnej.

Na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej problem ten nie jest dostatecznie jasny. Badania paleobotaniczne stwierdzają tu obecność retyku górnego, z drugiej zaś strony występuje gruba seria żwirów dolnego liasu, która według J. Znoski (1955) ma leżeć na różnych stratygraficznie poziomach retyku, co wskazywałoby na istnienie luki sedymentacyjnej i na tym terenie. Jednak wydaje się, że luka ta nie jest tak duża, jak w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie nie stwierdzono osadów retyku górnego.

LIAS

Paleontologiczne podstawy podziału liasu w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Kryteria faunistyczne

W profilu liasu zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich występuje kilka poziomów fauny otwornicowej, które pozwalają na paralelizację z profilem liasu w północnym obrzeżeniu z jednej strony, a z profilem Mechowa (zachodnie Pomorze) z drugiej, gdzie można obserwować najsilniej zaznaczone transgresje morza.

Ślady fauny w postaci nielicznych otwornic, esterii i małżów pojawiają się na opisywanym obszarze po raz pierwszy w osadach hetangu. Mianowicie w serii gromadzickiej (skłobskiej) znaleziono w rdzeniu z otworu Gliniany Las koło Końskich pojedyncze otwornice *Trochammi-*

na sp. Fauny tej nie udało się jednak prześledzić ani w okolicy Żarnowa, ani na południe od niego. Nieliczne *Estheria* występują w pobliżu Turowic (na WSW od Żarnowa), ale są tu związane przypuszczalnie z niższą niż w Glinianym Lesie częścią hetangu. Ponadto zarówno w okolicy Żarnowa, jak i Końskich w osadach liasu α_1 i α_2 obserwuje się sporadyczne pojawienie cienkoskorupowych małżów (do 1 cm średnicy) oraz drobnych ślimaków. Są one na ogół bardzo słabo zachowane, często w postaci odlewów, co utrudnia oznaczenie. Sporadyczne i lokalne pojawienie się śladów fauny w osadach hetangu uniemożliwia chwilowo wydzielenie charakterystycznych poziomów stratygraficznych, świadczy natomiast o niewątpliwych ingresjach morskich. Pierwsze ślady fauny związanej ze stałym poziomem na większych obszarach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pojawiają się dopiero w osadach dolnego synemuru.

Poziom I występuje w obrębie serii zarzeckiej; faunę znaleziono tu zarówno w części spągowej, jak i stropowej.

Poziom Ia. W otworze wiertniczym we wsi Tresta Wesoła (otwór \dot{Z}_1 na zachód od Żarnowa) około 5 m nad dolnym (III według podziału R. K r a j e w s k i e g o, 1947) poziomem rudnym występują pojedyncze okazy *Cornuspira* cf. *orbicula* (T e r q., B e r t h.).

Drugie stanowisko faunistyczne związane z tym samym poziomem znajduje się około 12 km na południowy zachód od Żarnowa. W okolicy Turowic (otwór TC_1) około 3 m ponad III poziomem rudnym występują nieliczne otwornice *Ammodiscus* cf. *orbis* L a l. i *Pseudoglandulina* sp.

Poziom Ib występuje w stropowej części serii zarzeckiej, ale jest słabiej zaznaczony. Bezpośrednio nad I poziomem rudnym w bardzo wielu profilach wiertniczych w okolicy Żarnowa obserwuje się zęby i łuski ryb oraz cienkoskorupowe małże, przypuszczalnie morskie (informacja ustna J. K o p i k a). Na ogół są one bardzo słabo zachowane i trudne do oznaczenia. Na obszarze koneckim, bezpośrednio sąsiadującym od wschodu, w syderecie I poziomu rudnego znaleziono doskonale zachowaną rybę (R. K r a j e w s k i, 1958), przypuszczalnie również morską.

Istnienie tych dwóch poziomów faunistycznych stwarza podstawę do dyskusji na temat wieku serii zarzeckiej. W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest to pierwsza seria liasowa, która po retyku ma tak wyraźnie zaznaczone wpływy morskie. W warstewkach z fauną obserwuje się sferolity sydereytowe oraz w najbliższym sąsiedztwie poziomy z kanalikami robaków.

W profilu liasu w Skanii poziomy liasu α_1 i α_2 według G. T r o e d s s o n a (1950, 1951) są reprezentowane głównie przez warstwy niemorskie. Autor ten wyróżnia tu osady 9 cyklów, z których każdy zaczyna się osadem gruboziarnistym, a kończy warstwą z fauną. Zwraca przy tym uwagę na trudność oddzielenia liasu α_1 od liasu α_2 . Lias α_3 to okres wyraźnej transgresji, której maksimum przypada na jego górną część (poziom *Arnioceras semicostatum*) i jest zaznaczony występowaniem bogatej fauny amonitowej (R. A. R e y m e n t, 1959).

Analogicznie w północno-zachodnich Niemczech (C. A. W i c h e r 1938, 1951) z trudem można oddzielić lias α_1 od liasu α_2 . Warstwy obu poziomów zawierają nieliczną i źle zachowaną faunę otwornicową. Dopiero lias α_3 charakteryzuje znaczne jej wzbogacenie i równoczesne występowanie oolitów żelazistych.

Pojawienie się więc fauny otwornicowej w warstwach zarzeckich pozwala wiązać ich sedimentację z liasem α_3 . Potwierdzają to obserwacje R. Dadleza (1957), który w wyróżnionych przez siebie osadach tego wieku stwierdza wyraźne wpływy morskie. Również J. Kopik (1960) przyjmuje, że lias α_3 jest okresem maksymalnego natężenia i zasięgu dolnoliasowej transgresji morskiej. Transgresja ta niewątpliwie dotarła do basenu kujawsko-świętokrzyskiego, ale mogła się tu zaznaczyć z pewnym opóźnieniem. Na ten sam wiek serii zarzeckiej wskazuje analiza zasięgu górnej granicy megaspor *Nathorstisporites hopliticus* Jung (*Lycoostrobus scotti* Nath.) i flor *Thaumatopteris*.

Poziom II pojawia się w profilu żarnowskim od około 70 do 80 m ponad serią zarzecką. Ślady fauny występują w stosunkowo cienkiej serii, miąższości od 15 do 35 m i tworzą dwa poziomy. W dolnej części, przeważnie piaszkowcowej z kanalikami robaków występuje w Bronowie (na wschód od Żarnowa w otworach D₆ i D₈) bogaty ilościowo zespół reprezentowany tylko przez dwa gatunki otwornic — *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss. i *A. orbis* Lal.

W górnej, mułowcowej części spotyka się poziom obfitujący w małże (otwory Sworzyce i Sierosławice). Są one na ogół słabo zachowane, ale mimo to uderza duże podobieństwo do małżów pochodzenia morskiego oznaczonych przez J. Kopika (1960a) z otworu Szydłowiec). Fauna ta wskazuje na obecność w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osadów γ . W Karaszewski (1960), który pierwszy znalazł w tym poziomie faunę morską w północnym obrzeżeniu, na jej podstawie wydzielił serię gielniowską i szeroko uzasadnił określenie jej wieku, oceniając go na dolny pliensbach (lias γ).

W Mechowie w serii tego wieku występuje stosunkowo liczna fauna, która J. Kopikowi (1964) umożliwiła przeprowadzenie dokładniejszej korelacji. Podaje on, że „...w pliensbachu nastąpiło trwałe połączenie z morzem niemieckim i skanijskim, umożliwiając swobodną migrację fauny...”. Ponadto dowodzi on istnienia na naszym zachodnim Pomorzu pełnego profilu liasu γ , który dzieli na trzy poziomy, przyjmując, że maksimum transgresji przypada na poziom *Uptonia jamesoni* (lias γ_{2a}).

Poziom III występuje w spągu serii esteriowej. Niemal we wszystkich analizowanych profilach wiertniczych w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przebijających tę serię (Buljanów 6_a, Adamów Ż₂, Bronów D₃, D₄, D₇, D₆, Nadole 4, Wólka—Konradów 1) obserwuje się bogaty zespół otwornic w kompleksie mułowcowo-piaszkowcowym. Można tu wymienić *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss., *A. orbis* Lal., *A. cf. orbis* Lal., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Lenticulina* sp. oraz *Ostracoda* sp., *Gastropoda* sp. i miejscami bardzo liczne ułamki szkarłupni. Fauna ta jest wprawdzie nadal dość monotonna, ale w porównaniu do poprzednio opisywanych znacznie bogatsza zarówno w ilość gatunków, jak i egzemplarzy.

J. Kopik, który oznaczył tę mikrofaunę zaliczył ją do serii podesteriowej, paralelizując z profilem w Mechowie i z obszarem zachodniego Pomorza, gdzie przeprowadził dowód zaliczania jej do dolnego toarku (lias ϵ_1). Należy podkreślić, że fauna ta ma największy zasięg ku południowi w porównaniu z poprzednio omówionymi poziomami faunistycznymi. Ten sam bogaty zespół występuje jeszcze w otworach Wólka—Kon-

radów 1 i 2 (z których próbki autorka otrzymała do opracowania dzięki uprzejmości K. Pa w ł o w s k i e j). Transgresja morza dolnotoarskiego wtargnęła najdalej na południe Polski ze wszystkich transgresji liasowych (fig. 2).

Kryteria florystyczne

Oznaczenie megaspor wykonała T. Marcinkiewicz. Wnioski tu podane opierają się nie tylko na jej opracowaniu, ale również na licznych wspólnych dyskusjach.

W liasie świętokrzyskim, podobnie jak pomorskim, można wyróżnić trzy zespoły megasporowe.

I zespół charakteryzuje w opisywanym regionie przede wszystkim obecność *Nathorstisporites hopliticus* Jung (*Lycostrobus scotti* Nath.). Megaspory te występują w osadach zawartych między retykiem a stropem serii zarzeckiej. Megaspora *Nathorstisporites hopliticus* Jung ma według wielu badaczy znaczenie formy przewodniej dla dolnego liasu (lias α).

Uwzględniając wyniki badań nad fauną wskazującą na wpływy morskie i stosunki paleogeograficzne, można postawić wniosek, że *Nathorstisporites hopliticus* Jung występuje przypuszczalnie w całym liasie α , zgodnie z sugestiami T. Marcinkiewicz.

II zespół jest najmniej charakterystyczny. Odznacza się ubóstwem okazów i gatunków. W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich występują w nim głównie *Maexisporites planatus* Marc. i *Echitriletes spicatus* Marc. Był on obserwowany w stosunkowo niewielu punktach, a więc w otworach Tresta Wesoła Ż, (w 15 próbkach), Bronów D₈ i Soczówki SJ₁, przy czym w tym ostatnim pojawia się szczególnie licznie. Występuje tu ponad serią zarzecką i nad poziomem faunistycznym liasu δ , a więc obejmuje przypuszczalnie lias β , γ , i być może dolną część liasu δ .

III zespół jest najbardziej charakterystyczny i najłatwiejszy do udokumentowania dzięki megasporze *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potoné, która odgrywa rolę skamieniałości przewodniej, podobnie jak *Nathorstisporites hopliticus* Jung w zespole I. Pojedyncze okazy *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potoné pojawiają się już w górnej części liasu δ , ale nagły wzrost ich liczebności przypada na serię esteriową (lias ϵ); w liasie ζ ponownie obserwuje się redukcję ilościową okazów tego gatunku.

W zespole tym poza *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potoné zwraca uwagę masowa obecność *Erlansonisporites tegimentus* Marc. Gatunek ten ma również duże znaczenie stratygraficzne, zwłaszcza że jego zasięg jest nieco węższy. Pojawia się bowiem później niż *Thomsonia phyllicus* i wcześniej znika.

Ponadto występują tu jeszcze następujące gatunki: *Erlansonisporites excavatus* Marc., *Echitriletes hispidus* Marc., *Trileites* sp. A (Murray) Marc. i *Bacutriteles clavatus* Marc.

Zespół ten pojawia się we wszystkich otworach przebijających serię esteriową i choć nieco uboższy pod względem gatunkowym od analogicz-

Tabela 2

Rozmieszczenie fauny i megaspor w profilu liasu okolic Żarnowa

Wiek		Serie	Fauna	Megaspory			
Lias	górný	ζ	Seria borucicka	Zespól III			
			Seria esteriowa (zielona)	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc.			
		ε	Seria podesteriowa (pod-zielona)	Poziom III <i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss., <i>A. cf. orbis</i> Lal., <i>Trochammina</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Gastropoda</i> sp., <i>Ostracoda</i> sp.; szczątki szkarłupni	<i>Erlansonisporites excavatus</i> Marc., <i>Echitriletes hispidus</i> Marc., <i>Trileites</i> sp. A (Murray) Marc., <i>Bacutriletes clavatus</i> Marc.		
	środkowy	δ	Seria bronowska		Zespól II		
		γ	Seria gielniowska	Poziom II <i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss., <i>A. orbis</i> Lal., <i>Nuculina</i> (<i>Dacryomya</i>) <i>zieteni</i> (Brauns)	<i>Maexisporites planatus</i> Marc., <i>Echitriletes spicatus</i> Marc.		
		β	Seria żarnowska				
	dolny	α_3	synemur		Poziom Ib Zęby i łuski ryb, małże (?) <i>Ammodiscus</i> sp. (?)	Zespól I <i>Nathorstisporites hopliticus</i> Jung	
				Seria zarzecka	Poziom Ia <i>Cornuspira</i> cf. <i>orbicula</i> (Terq., Berth.), <i>Ammodiscus</i> cf. <i>orbis</i> Lal., <i>Pseudoglandulina</i> sp.		
		α_2	hetang	Seria gromadzicka Seria zagajska	<i>Trochammina</i> sp. <i>Estheria</i> sp.		
		α_1	hetang	Seria zagajska	<i>Estheria</i> sp.		
Retyk	górný	Luka					
	środkowy i dolny	Poziom C Poziom B Poziom A	<i>Cornuspira</i> sp., <i>Lingulina</i> sp., <i>Hungarella</i> sp., <i>Ostracoda</i> sp.; ułamki kości				

nego kompleksu w Mechowie, wskazuje bezspornie na wiek górnoliasowy. Obejmuje on mianowicie górną część liasu δ , liasu ϵ i ζ .

W y k s z t a ł c e n i e l i t o l o g i c z n e

Seria zagajska i gromadzicka

Hetang (lias α_1 i α_2)

Serie zagajska i gromadzicka mają w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich bardzo zredukowaną miąższość i są mało zróżnicowane litologicznie, toteż ich rozgraniczenie jest jednym z najtrudniejszych problemów stratygraficznych.

Obszar zachodniego obrzeżenia, podobnie jak i wschodniego charakteryzuje się w stosunku do obrzeżenia północnego znacznie silniejszymi tendencjami wynurzającymi, które spowodowały powstanie luk stratygraficznych i znaczną redukcję profilu. Jednocześnie wobec zupełnego braku lub ubóstwa dokumentów paleontologicznych trudno określić, które poziomy hetangu i w jakim stopniu są tu wykształcone, a których w ogóle brak.

W. Karaszewski (1960, 1962) przy omawianiu serii zagajskiej wielką rolę przypisuje sferolitom syderytowym, które w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich występują w dolnym 80 m odcinku osadów liasu α_1 i dopiero około 50 m poniżej stropu serii zagajskiej zanikają. W zachodnim obrzeżeniu sferolity występują w całym liasie α w kilku poziomach poniżej serii zarzeckiej. Dlatego też trudno jest przypisać im znaczenie stratygraficzne, choć może należy je uznać za charakterystyczną cechę litologiczną hetangu.

Natomiast większe znaczenie stratygraficzne mają tu poziomy z kanałikami robaków oraz słabo zachowane, choć na ogół liczne odciski małżów. Były one dawniej powszechnie uważane za słodkowodne (J. B. Pusch, *vide* J. Samsonowicz, 1929). Poglądu tego nie podziela jednak W. Karaszewski (1962).

W stropowej części hetangu w okolicach Żarnowa obserwuje się ponadto wkładki białych oolitów o lokalnym rozprzestrzenieniu (otwór Sielec B₁). Również sporadycznie pojawiają się nieliczne otwornice *Trochammina* sp. (otwór Gliniany Las) świadczące bezspornie o ingresji morskiej.

Innym ważnym wskaźnikiem pozwalającym wyodrębnić pewne zespoły warstw są ślady korzeni występujące zazwyczaj w sąsiedztwie gleb kopalnych.

Na podstawie omówionych kryteriów w hetangu, do którego autorka zalicza serie zagajską i gromadzicką, można wyróżnić pięć kompleksów litologicznych.

Kompleks 1 — obejmuje zespół warstw najbardziej charakterystyczny dla zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jest on na ogół wybitnie gruboklastyczny i leży niezgodnie na erozyjnie zniszczonej powierzchni osadów retyckich i kajprowych. Warstwy te wypełniają często obniżenia o charakterze koryt rzecznych (np. koryto sielecko-antoniołowskie, grębenickie).

Głównym elementem tego najstarszego kompleksu liasowego są zlepieńce. Różnią się one ubogim składem petrograficznym od opisanych zlepieńców retyckich. Występują tu głównie otoczaki kwarcytów oraz kwarców z przewagą białawych, żółtawych i szarych. Jako składnik podrzędny spotyka się czarne lidyty, hematyty krzemieniste i szare, krystaliczne wapienie. Średnica otoczków w warstwach wybitnie gruboklastycznych przekracza często 10 cm, dochodząc w skrajnych wypadkach do 15 cm, przeciętnie jednak wynosi od 2 do 8 cm. Wraz ze zmianą średnicy zaznacza się różnica w składzie petrograficznym. W zlepieńcach gruboziarnistych najważniejszą rolę wśród otoczków odgrywają kwarcyty, w warstwach natomiast gdzie średnica ziarn spada poniżej 3 cm, przewagę zyskują kwarce. Stopień obtoczenia jest na ogół dość dobry. Zwykle znacznie lepiej są obtoczone kwarcyty, mające z reguły kształt spłaszczonego otoczka, osiagających w żwirach największe rozmiary. Spoiwo zlepieńców jest bądź mułowcowo-ilaste, często z domieszką piasku, bądź piaszczyste. Zwięzłość zlepieńców zależy jednak przede wszystkim od impregnacji wodorotlenkami żelaza.

Charakterystyczne zarówno dla zlepieńców, jak i dla piaskowców tego kompleksu jest przekątne uławicenie, przy czym szczególnie w piaskowcach obserwuje się często laminację frakcjonalną — widoczne jest wielokrotne przechodzenie od zlepieńców poprzez piaskowce gruboziarniste do piaskowców drobnoziarnistych i mułowców. Również częste są przykłady niezgodnego ścinania warstw starszych przez młodsze, zaczynające się z reguły warstwą żwiru. Najgrubsze zlepieńce leżą w spągu tej serii, ku stropowi średnica otoczków stopniowo maleje.

Na podstawie charakteru warstwowania można stwierdzić, że materiał był transportowany z południa, południowego wschodu i wschodu (120—150°). Inne kierunki miały zapewne mniejsze znaczenie i z reguły obserwuje się je na obszarach silnie zaburzonych tektonicznie.

Kompleks żwirowy, przypuszczalnie zależnie od lokalnych warunków paleomorfologicznych, ma zabarwienie bądź zupełnie jasne, białawo-żółtawo-różowe, bądź też pstre — czerwono-zielonawe, pochodzące z domieszki rozmytych ilastych osadów kajpru (zwykle wkładki pelityczne). Osady koryta sielecko-antoniowskiego (na południowy zachód od Żarnowa) są zupełnie jasne, a wkładki pelityczne mają tu charakter glinek ogniotrwałych. Osady koryta grębenickiego (na południe od Żarnowa) są wybitnie pstre.

Oprócz wkładek żwirowych charakterystyczne dla tego kompleksu są również przeławicenia drobnoziarnisto-pelityczne obejmujące piaskowce drobnoziarniste, ily typu ogniotrwałych oraz mułowce białawe, szarawe i pstre różowowiśniowe. Te ostatnie występują szczególnie licznie w okolicach Grębenic, uzyskuje lokalnie wybitną przewagę nad skałami gruboklastycznymi.

Warstwy tego kompleksu zawierają miejscami znaczną domieszkę blaszek muskowitu, rzadziej wprysnięcia piryty, ale najbardziej charakterystyczną ich cechą jest pojawienie się obfitego detrytusu roślinnego oraz odcisków łodyg i większych fragmentów pni drzewnych. Wreszcie, szczególnie w partiach piaskowcowych, występują kanaliki po korzeniach, które powodują kostkowy charakter wietrzenia piaskowców na wychodniach.

Obfitość materiału zwirowego w spągu serii liasowej zmusza do zastanowienia się nad jego pochodzeniem. W. Pawlica (1920) usiłował je wyjaśnić w odniesieniu do piaskowców liasowych. Wykonane przez niego analizy minerałów ciężkich są bardzo charakterystyczne. Wskazują na wielkie zubożenie i na związek z bardzo jednorodnym materiałem okrucowym, wśród którego głównym składnikiem jest kwarc. Poza kwarcem występują tylko minerały najbardziej odporne jak turmalin, cyrkon, rutil i apatyt, przy czym W. Pawlica podkreśla doskonały stan ich zachowania w porównaniu z minerałami spotykanymi w piaskowcach triasowych. Opierając się na jego wnioskach, J. Samsónowicz (1929) widzi źródło materiału liasowego z jednej strony w lokalnych skałach górotworu świętokrzyskiego, a z drugiej w płycie wołyńsko-ukraińskiej.

Materiał w serii zwirowej pochodzi głównie ze zdenudowanych utworów kambru, dewonu, cechsztynu i pstręgo piaskowca obszaru świętokrzyskiego. Materiał niesiony bezpośrednio z platformy wschodnioeuropejskiej odgrywa mniejszą rolę, choć jest obserwowany zarówno w osadach retyku, jak i całego liasu.

Seria zwirowa występuje wzdłuż północno-wschodniego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Słabiej natomiast jest wykształcona, jak wynika z obserwacji R. Krajewskiego (1958) i W. Karaszewskiego (1962), w północnym obrzeżeniu. W rejonie koneckim R. Krajewski i obserwuje ją tylko w Przyłogach w postaci „...kilku-metrowej ławy zlepieńca kwarcowego o otoczkach do 3 cm średnicy i żelazisto-piaszczystym lepiszczu. Jej zasięg po biegu nie przekracza tu kilkuset metrów...”. Takie występowanie omawianej serii pozostaje niewątpliwie w związku z lokalnymi ruchami tektonicznymi i zasięgiem zbiornika liasowego.

Ostatnie badania wykazały, że na Pomorzu istnieje stopniowe przejście między retykiem a dolnym liasem. Z Kujaw i północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, które leżały zapewne w obrębie jednego zbiornika, brak dokładnych danych. W Studziannej (północne obrzeżenie), gdzie przypuszczalnie występuje retyk górny może być również stopniowe przejście, na terenach natomiast położonych dalej na południe, jak również na południowy zachód i południowy wschód, w retyku górnym lub najniższym liasie (poziom *Equisetites gracilis*) trwa faza lądowa, podczas której nastąpiło znaczne zniszczenie powierzchni osadów dolnoretyckich. Zarówno zachodnie, jak i wschodnie obrzeżenie podlegało w silnym stopniu ruchom wypiętrzającym w porównaniu do obrzeżenia północnego, leżącego w obrębie retyko-liasowego basenu kujawsko-świętokrzyskiego, ulegającego przez cały ten okres przeważnie ruchom obniżającym. Związek zwirow z obrzeżeniem górotworu świętokrzyskiego i jednoczesne zmniejszanie się średnicy ziarn w miarę oddalania się od niego wskazuje, że wypełniają one koryta rzeczne (okolice Żarnowa) lub są osadem stożków napływowych sypanych przez rzeki wypływające z niego do płytkich śródlądowych zbiorników dolnoliasowych.

Wiek tego najstarszego kompleksu liasowego jest trudny do sprecyzowania, gdyż brak jest dokumentów paleontologicznych. Dopiero w jego stropie występują warstwy z *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Ponieważ serie zwirowe są na ogół płonne, ich pozycja stratygraficzna może

być określona tylko w przybliżeniu; czas jej powstania przypada przypuszczalnie na starszy lias α_1 . Należy podkreślić, że brak na tym terenie podstaw, by sedymentację serii żwirowej wiązać z górnym retykiem czy poziomem *Equisetites gracilis*.

W analogicznej pozycji stratygraficznej leży podobnie wykształcony najniższy kompleks warstw liasowych w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (J. S a m s o n o w i c z, 1929).

Kompleks 2 leży na wyrównanej powierzchni kompleksu 1. Są to skały drobnopelityczne miąższości od 5 do 10 cm. Ponadto obserwuje się tu pewne nowe cechy litologiczne, jak liczne poziomy z kanalikami robaków oraz ze sferolitami syderytowymi. Sporadycznie występuje też znaczna domieszka pirytu, zwraca również uwagę obecność chlorytu. Ponadto, podobnie jak seria żwirowa, osady te mają lokalnie pstre zabarwienie, pochodzące przypuszczalnie w dalszym ciągu z rozmywania osadów kajpru.

Kompleks 2 zawiera już ważne dowody paleontologiczne pozwalające określić dokładniej jego wiek. Pojawia się tu bowiem megaspóra *Nathorstisporites hopliticus* J u n g (otwory Myślubórz Z_1 (C_{10}), Sielec B_4 i Sielec B_{35}). Ponadto występują tu miejscami liczne okruchy cienkoskorupowych małżów (otwór Z_1 (C_{10})) i lokalnie (otwór Turowice) pojedynczych *Estheria* sp. Są to więc utwory osadzone w zbiorniku śródlądowym, który zaczyna się już stopniowo kształtować w tej części obszaru świętokrzyskiego. Charakteryzuje się on wprawdzie przewagą wpływów lądowych, ale obecność kanalików robaków oraz występowanie małżów przypuszczalnie morskich świadczy o słabych i krótkotrwałych ingresjach morza, zaznaczających się w północno-zachodnim obrzeżeniu wyraźniej niż w sąsiadującym od wschodu obszarze koneckim, gdzie kompleks ten ma znacznie większą miąższość i zawiera liczne poziomy korzeni oraz gleb kopalnych.

Omawiany kompleks należy więc niewątpliwie do liasu α i autorka skłonna jest umieścić go w liasie α_1 . Osady kompleksu 1 i 2 stanowią osad jednego wielkiego cyklu sedymentacyjnego i na tej podstawie wysuwa przypuszczenie, że mogą one odpowiadać serii zagajskiej w ujęciu J. S a m s o n o w i c z a (1929) paralelizowanej powszechnie z serią węglowo-rudną R. K r a j e w s k i e g o (1947).

Kompleks 3 ma w okolicy Żarnowa miąższość od 15 do 30 m. Reprezentują go piaszkowce przeważnie drobnoziarniste, ale jego cechą charakterystyczną jest ponowne pojawienie się wkładek piaszczowców średnio- i gruboziarnistych, często z toczęncami iłowców oraz z domieszką żwirów kwarcowych. Miejscami pojawiają się również cienkie soczewki zlepieńców, w których obok przeważających otoczków kwarcu występują ponownie otoczki kwarcytów i lidyków nie przekraczające 3 cm średnicy. W okolicy Przysuchej kompleks ten zawiera również wkładki zlepieńców, w których spotyka się częściowo skaolinizowane skalenie, świadczące według W. K a r a s z e w s k i e g o (1962) o pochodzeniu materiału z platformy wschodnioeuropejskiej.

Z omawianym kompleksem Z. K o z y d r a (1961) wiąże główną fazę akumulacji żwirowej w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Nie potwierdzają tego jednak obserwacje autorki, oparte na wielkiej liczbie

otworów wiertniczych i szczegółowym zdjęciu geologicznym okolic Żarnowa.

Charakterystyczną cechą tego kompleksu w północno-zachodnim obrzeżeniu są liczne poziomy z kanalikami korzeni, kończące się w stropie poziomami gleb kopalnych lub nawet cienkimi wkładkami węgla. Szczególnie licznie występują one w rdzeniach z otworów wiertniczych w okolicy Żarnowa (Sielec B₃₅ i Nowa Góra VIII_a).

Osady tego kompleksu są na ogół jasne, jedynie w Grębenicach jego spągowe poziomy mają jeszcze pstre zabarwienie i różnią się dość znaczną zwięzłością od innych serii piaskowcowych liasu. Należy jeszcze wspomnieć o lokalnej obecności sferolitów syderytowych oraz wprysnięciach galeny i pirytu, który miejscami wypełnia nawet drobne szczeliny.

Ożywienie sedymentacji, czego wyrazem są osady kompleksu 3, nastąpiło przypuszczalnie w konsekwencji wynurzających ruchów epejrogenicznych, powodujących gwałtowne spłylenie zbiornika, a okresowo nawet całkowite wynurzenia, o czym świadczą poziomy gleb kopalnych. Dlatego też W. Karaszewski (1960) przypisuje serii skłobskiej, z którą ten kompleks należy wiązać, znaczenie lokalne i sugeruje, że może ona nie rozprzestrzeniać się na cały obszar liasu świętokrzyskiego.

W warstwach kompleksu 3 występują nadal licznie megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, a obok nich liczne poziomy korzeni i gleb kopalnych wskazują na częste wahania głębokości zbiornika i wielokrotną sukcesję roślinności w tej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Nieco inny charakter miał ten zbiornik po wschodniej stronie antyklinalnej struktury radoszyckiej. W rdzeniach wiertniczych z Glinianego Lasu pojawiają się obok nielicznych poziomów korzeni poziomy kanalików po robakach oraz drobne cienkoskorupowe małże. Wskazuje to niewątpliwie na słabe ingresje morza, którym struktura Radoszyc uniemożliwiła rozprzestrzenienie się ku zachodowi.

Bardziej gruboklastyczne wykształcenie kompleksu 3 pozwala wiązać go z dolną częścią serii skłobskiej, a megaspóra *Nathorstisporites hopliticus* Jung wskazuje na lias α , bez możliwości jednak dokładniejszego sprecyzowania jego położenia stratygraficznego.

Kompleks 4 ma miąższość od 10 do 15 m i obejmuje serię przekładańców mułowcowo-piaskowcowych, często o nieregularnej („mierzwiastej”) laminacji, miejscami z dość grubymi pakietami szarych piaskowców drobnoziarnistych, również z „mierzwiastymi” przemazami ilastymi. Lokalnie obserwuje się tu wkładki piaskowców średnio- i gruboziarnistych ze żwirkami kwarcu do 1 cm średnicy i z toczeńcami skał ilastych, przypuszczalnie wskazujące na okresowe ożywienie ruchów epejrogenicznych. Na ogół seria ta ma zabarwienie szare, miejscami jednak, co należy z naciskiem podkreślić, szarozielonawe z czerwonymi plamami.

W dalszym ciągu warunki sedymentacyjne w tym okresie nie są w pełni ustabilizowane i należy brać pod uwagę możliwość istnienia luk sedymentacyjnych. Ponownie obserwuje się tu poziomy bogate w sferolity syderytowe. W części stropowej pojawiają się kanaliki robaków oraz lokalnie białe oolity (Sielec B₁). Często również na powierzchniach warstw można zauważyć ślady hieroglifów oraz zwracają uwagę osady pochodzenia chemicznego w postaci licznych, lecz drobnych poziomów

syderytycznych, nie tworzących jednak stałych poziomów w sensie stratygraficznym. W wielu rdzeniach wiertniczych z osadów tego kompleksu znajdują się odciski słabo zachowanej fauny małżowej i pojedyncze zęby ryb.

Podobnie wykształcony jest ten kompleks w okolicy Końskich, gdzie R. K r a j e w s k i (1947, 1958) wyróżnił go jako szarą serię. Charakteryzuje się on tam pojawieniem ubogiej fauny otwornicowej *Trochammina* sp. (otwór Gliniany Las). Wykształcenie litologiczne i ślady ingresji morskich wskazują, że osadził się on w podobnych warunkach jak kompleks 2.

Również W. K a r a s z e w s k i (1960) stwierdził w tej części profilu dolnoliasowego wyraźne wpływy morskie, a obecność wkładek syderytycznych skłoniła go do połączenia jej z nadległą serią rudonośną. Tymczasem na opisywanym terenie kompleks ten jest oddzielony od serii zarzeckiej jeszcze jednym wyraźnym, choć cienkim, kompleksem osadów.

Jeśli chodzi o wiek kompleksu 4 decydujące znaczenie ma tylko megaspora *Nathorstisporites hopliticus* J u n g, która wskazuje na lias α .

Kompleks 5 — choć ma najmniejszą miąższość, dochodzącą maksymalnie do 5 m, jest bardzo dobrze wykształcony, szczególnie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Około 90% wierceń wykonanych w okolicy Żarnowa uchwyciło go w spągu dolnego, wiśniowego poziomu rudnego (poziom III). Tworzą go na ogół szare piaskowce drobnoziarniste z nieregularnymi przemazami ilastymi, lokalnie piaskowce gruboziarniste z domieszką drobnych żwirów kwarcowych. Cechą charakterystyczną tego kompleksu są bogato rozwinięte poziomy korzeni i poziomy gleb kopalnych, szczególnie dobrze wykształcone w jego stropie. Występują tu megaspory *Nathorstisporites hopliticus* J u n g, które wskazują na niewątpliwą przynależność tego poziomu do liasu α .

Kompleks ten można śledzić również w obszarze koneckim, ku północy natomiast wydaje się on zanikać, gdyż W. K a r a s z e w s k i (1960) już go nie obserwował.

*
* *

Opisane wyżej kompleksy warstw w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich odpowiadają łącznie seriom zagajskiej i gromadzickiej J. S a m s o n o w i c z a (1929) czyli węglowo-rudnej i skłobskiej R. K r a j e w s k i e g o (1958), a według podziału W. K a r a s z e w s k i e g o (1960) obejmują jego serię zagajską, skłobską oraz dolną część serii rudonośnej, leżącą poniżej III poziomu rudnego.

Opierając się na zbieżności wykształcenia litologicznego profilu w okolicy Żarnowa i w otworze Mechowo IG I (zachodnie Pomorze) oraz na pewnych wspólnych cechach z liasem szwedzkim, autorka zalicza opisane wyżej kompleksy osadów do hetangu, tj. do liasu α_1 i α_2 . Najważniejszą podstawą dla oceny ich wieku jest w pierwszym rzędzie obecność megaspory *Nathorstisporites hopliticus* J u n g, a następnie fakt, że leżą one w spągu serii, w której w obrębie liasu dolnego najwyraźniej zaznaczyły się wpływy morskie.

Podobnie jak na Pomorzu, w Skanii i północno-zachodnich Niemczech, także w obszarze świętokrzyskim lias α_1 i α_2 są to poziomy najtrudniejsze

do wyróżnienia. Cykliczność w ujęciu G. Troedssona (1950, 1951) jest tu trudna do odczytania z powodu przeważających wpływów lądowych.

Przedstawione przez autorkę ujęcie stratygraficzne nie pokrywa się z wnioskami W. Karasewskiego (1960, 1962), który serię zagajską umieszcza w liasie α_1 , a o wieku serii skłobskiej nie wypowiada się ostatecznie.

Traktując opisane osady hetangu jako całość można wyróżnić trzy okresy lądowe i dwa okresy o słabo zaznaczonych wpływach morskich. Pierwszy okres lądowy obejmuje serię zwirową występującą w samym spągu liasu. Drugi odpowiada zapewne serii gromadzińskiej, trzeci — najkrótszy, choć równie wyraźny — występuje bezpośrednio w spągu serii zarzeckiej. Z dwu kompleksów ze śladami wpływów morskich, górny jest na tym terenie znacznie lepiej wykształcony niż dolny.

Opisane następstwo stratygraficzne znajduje pełne potwierdzenie w pracy J. Kopika (1962), który zestawił liasowe znaleziska faunistyczne z terenu Polski i wyróżnił w obrębie hetangu dwa poziomy faunistyczne. Obydwa pozwalają wprawdzie stwierdzić obecność wpływów morskich, nie dają jednak — zdaniem wspomnianego autora — podstaw do dokładnego sprecyzowania wieku.

Należy jednak zauważyć, że autor ten jest skłonny wiązać ingresje morskie wyłącznie z hetangiem dolnym, podczas gdy zarówno w obszarze żarnowskim, jak i koneckim zaznaczyły się one dwukrotnie, przypuszczalnie w hetangu dolnym i górnym.

Łączna miąższość hetangu w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wynosi od 50 do 110 m, a więc w stosunku do północnego obrzeżenia jest znacznie zredukowana i waha się w dosyć szerokich granicach. Ponadto należy zwrócić uwagę, że zaznacza się duża różnica w miąższościach osadów i ich wykształceniu po wschodniej i zachodniej stronie fałdu radoszyckiego, stanowiącego wyraźną barierę w paleogeograficznym układzie stosunków sedymentacyjnych podczas hetangu. Jego obecność odegrała również decydującą rolę w rozmieszczeniu najstarszych żwirów dolnoliasowych, których brak po wschodniej stronie wspomnianego fałdu, gdzie jednocześnie wzrasta ogólna miąższość liasu.

Seria zarzecka

Synemur dolny (liasz α_3)

W okolicy Żarnowa serię zarzecką pierwszy opisał E. Passendorfer (1939) jako „piaskowce z rudami i glinkami”. Autorka w swoim podziale stratygraficznym wraca do ujęcia J. Samsonowicza i do serii zarzeckiej zalicza kompleks warstw zamknięty poziomami rudnymi w spągu i stropie. Seria zarzecka jest nieco inaczej wykształcona w porównaniu do północnego oraz północno-wschodniego obrzeżenia i występują tu tylko dwa poziomy rudne odpowiadające poziomom I i III w nomenklaturze R. Krajewskiego (1947).

Dolny poziom rudny rozwinięty jest w okolicach Żarnowa w sposób bardzo jednolity — w tłustych ilach lub łupkach ilastych szarych, brązowych bądź wiśniowych występują wkładki syderytów ilastych. Sam

kompleks pstry jest zwykle pozbawiony zarówno szczątków fauny, jak i roślin. W jego stropie natomiast w wielu miejscach, szczególnie na zachód od Żarnowa, występuje szara warstwa mułowcowa bogata w sferolity żelaziste oraz niekiedy w stosunkowo słabo rozłożone skalenie (Turowice). W warstwie tej obserwuje się dość ubogą zarówno w ilość okazów, jak i gatunków faunę otwornicową: *Cornuspira* cf. *orbicula* (T e r q., B e r t h.) (otwór Tresta Wesoła, \dot{Z}_1 , głębokość 72 m), *Ammodiscus* cf. *orbis* L a l., *Pseudoglandulina* sp. (otwór Turowice TC₁, głębokość 9 m).

Kompleks środkowy piaskowcowo-mułowcowo-ilasty miąższości od 28 do 30 m oddziela dolny poziom rudny od górnego. Charakteryzuje go duża zmienność wykształcenia litologicznego, ale również po raz pierwszy zaznacza się tu pewna cykliczność mniej lub bardziej kompletnie wyrażona. W okolicy Żarnowa udało się prześledzić na przykładzie licznych otworów istnienie osadów 6 cykli, z których każdy zaczyna się piaskowcem, często gruboziarnistym a nawet zlepieńcowatym, a kończy się poziomem ilastym z glębą kopalną w stropie lub poziomem glinki ogniotrwałej.

Osady dwu starszych cykli noszą wybitne ślady wynurzeń. Są one bogate w liczne poziomy korzeni a w stropie występują wyraźne poziomy glęb kopalnych. W tej części profilu notuje się także występowanie megaspor *Nathorstisporites hopliticus* J u n g.

Osady cyklu III i IV (a szczególnie III) są wykształcone w sposób najbardziej charakterystyczny dla serii zarzeckiej w okolicy Żarnowa. Zaczynają się piaskowcem gruboziarnistym, przechodzącym w zlepieńcowaty, a nawet w zlepieniec o średnicy ziarn do 1,5 cm, zbudowany głównie z otoczków kwarcu z domieszką kwarcytu. Miejscami obserwuje się stopniowe przejście do ilów, częściej jednak nad piaskowcem gruboziarnistym występują bezpośrednio iły. Poziom tych ilów w obrębie osadów cyklu III, lokalnie przedzielony cienkim pakietem piaskowcowym, jest w okolicy Żarnowa najbardziej stały. Iły analizowane były przez wielu badaczy, a ostatnio L. S t o c h (1963) wykazał, że głównym ich składnikiem jest kaolinit (do 70% w najdrobniejszej frakcji), któremu towarzyszą jako ważne, lecz podrzędne składniki illit, muskowit i kwarc.

Poziom ilów występuje od około 8 do 13 m nad dolnym poziomem rudnym. W jego spągu pojawiają się lokalnie kanaliki robaków i pojedyncze sferolity syderytowe. Warstwy glinek ogniotrwałych występujące w stropie każdego cyklu sedymentacyjnego przypuszczalnie reprezentują na tym terenie II poziom rudny (R. K r a j e w s k i, 1947).

Obserwowane w stropie tego kompleksu osady cykli V i VI są mniej stałe. Cykl V ponownie charakteryzują silniejsze wynurzenia, w dolnej części wyrażone obecnością korzeni i glębą kopalną, ponad którą (w otworach Żarnów XIII₃, Tresta Wesoła \dot{Z}_1 i \dot{Z}_{1a} , Sielec XIV₄) występuje poziom z nielicznymi kanalikami robaków. Zabarwienie osadów cyklu V bywa miejscami pstre — kremowo-wisniowe, i lokalnie widoczne są cienkie wkładki syderytu ilastego. Osady cyklu VI kończą się bardzo dobrze zachowanym poziomem gleby kopalnej. W obrębie osadów wszystkich 6 cykli występują megaspory *Nathorstisporites hopliticus* J u n g.

Górny poziom rudny jest w odróżnieniu od dolnego szary, szaroliwkowy, tylko miejscami również wiśniowy lub wiśniowo plamisty. Charakteryzuje się mniej stałą miąższością. Podobnie jak poziom dolny, nosi on wyraźne ślady wpływów morskich, wyrażonych obecnością kanałików robaków. Ponadto w otworze Sielec X₈₁ znaleziono w tym poziomie 2 zęby ryb i kilka spirytyzowanych osródek otwornic *Ammodiscus* sp. Zaobserwowano również ostatnie okazy megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, której zasięg definitywnie tu się kończy.

*
* *
*

Całkowita miąższość serii zarzeckiej w okolicach Żarnowa wynosi od 38 do 42 m. Jest więc mniejsza niż na obszarze koneckim i w okolicach Studziannej, gdzie wynosi od 45 do 64 m. Zarysowują się tu również pewne różnice w jej wykształceniu. Występują tu tylko dwa poziomy rudne — dolny, który odpowiada przypuszczalnie poziomowi III według kolejności przyjętej przez R. Krajevskiego (1947) i górny odpowiadający poziomowi I. Poziom środkowy został, jak już wspomniano, zastąpiony glinkami ogniotrwałymi.

Serię zarzecką w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich charakteryzuje dość wyraźna cykliczność w rozwoju litologicznym oraz obecność wyraźnych wpływów morskich sygnalizowanych sporadycznym pojawianiem się otwornic, szczególnie w jej spągu i w stropie. Na podstawie tych otwornic jednak nie można określić pozycji stratygraficznej. W dalszym ciągu spotyka się tu te same megaspory, które były notowane w liasie α_1 i α_2 . Wśród nich najważniejsza jest *Nathorstisporites hopliticus* Jung, wskazująca na lias α .

Seria zagajska i gromadzicka odpowiadają liasowi α_1 i α_2 , zgodnie z tym seria zarzecka jest odpowiednikiem liasu α_3 . Ponieważ związany z nią zespół fauny otwornicowej nie precyzuje w dostateczny sposób jej wieku, przeto należy rozważyć charakter rozwoju litologicznego omawianej serii w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na tle innych regionów Polski oraz krajów sąsiadujących.

Znane jest stopniowe narastanie wpływów morskich w dolnym liasie Skanii (G. Troedsson, 1951; E. Böla, 1959; R. A. Reymont, 1959) gdzie maksimum ich natężenia przypada na lias α_3 (poziom arietitowy). Wskazuje na to pojawienie się w warstwach Döshult bogatej fauny amonitowej pozwalającej na przesądzenie poziomów amonitowych analogicznych do wyróżnionych w liasie zachodnioeuropejskim. Pogłębianie się warunków morskich w poziomie arietitowym Niemiec wyraża się wzbogaceniem fauny nie tylko w gatunki, lecz również w ilość osobników (C. A. Wicher, 1938) oraz pojawieniem się litofacji oolitowo-żelazistej związanej z rozszerzaniem się zbiornika morskiego (K. Hoffman, 1949; O. Kuhn, 1953).

Za badaczami szwedzkimi i niemieckimi R. Dandlez (1964) i J. Kopic (1964) przyjmują, że maksimum transgresji dolnoliasowej na zachodnim Pomorzu przypada również w liasie α_3 . W wyróżnionym przez R. Dandleza kompleksie warstw tego wieku wpływy morskie zana-

czają się poziomami oolitów i chlorytów oraz występowaniem zębów ryb w stropie warstw z małżami morskimi.

W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich poziomom rudnym towarzyszy również miejscami masowe występowanie sferolitów syderytowych. Wspomniane obserwacje wskazują więc na wspólną w tym okresie tendencję strącania się lokalnie rud na obszarze Niemiec i Polski oraz na zbliżony charakter ich sedymentacji. Jednak terenem, z którym przede wszystkim należy powiązać problem serii zarzeckiej zachodniego obrzeżenia, jest północne obrzeżenie, gdzie seria ta jest najpełniej wykształcona.

W. Karaszewski (1962) zwraca uwagę, że i w północnym obrzeżeniu charakteryzują ją najsilniejsze wpływy morskie w porównaniu do pozostałych poziomów liasu α . Należy podkreślić, że w serii tej w zachodnim obrzeżeniu obserwuje się stosunkowo niewielkie redukcje miąższości w porównaniu do serii podścielającej i nadległej. Z dotychczasowych danych wynika, że największe luki w profilach i największe ich redukcje przypadają na kompleks przeważnie lądowego pochodzenia.

O ile więc paralelizacja facjalna serii zarzeckiej z okolic Żarnowa i Studziannej, jak również innych części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, nie budzi żadnych wątpliwości, o tyle przy interpretacji jej wieku zachodzą znaczne różnice. W. Karaszewski (1960) umieszcza serię rudonośną (zarzecką) w liasie α_2 , opierając się głównie na rozważaniach paleobotanicznych. Ponieważ ta koncepcja nie znajduje odzwierciedlenia w profilu Mechowa, jeśli weźmie się pod uwagę ujęcie stratygraficzne R. Dadleza (1964) i J. Kopika (1964), W. Karaszewski proponuje przesunięcie granic poszczególnych poziomów liasu α , co jednak nie ma uzasadnienia w badaniach faunistycznych J. Kopika (1964), który stwierdza na Pomorzu obecność w stropie osadów liasu α_3 charakterystycznej fauny małżowej *Tancredia* aff. *erdmanni* Lund.

W. Karaszewski wielką uwagę przypisuje miąższościom poszczególnych poziomów liasu α na obszarach Skanii, Pomorza i obszaru świętokrzyskiego, zakładając stosunkowo nieznaczne ich wahania. Z chwi-

Tabela 3

Porównanie miąższości poziomów liasu α na różnych obszarach

Poziom	Skania G. Troed- sson, 1951	Zachodnie Pomorze R. Dadlez, J. Kopik, 1964	Południowe Kujawy S. Z. Różycki, 1958	Góry Świętokrzyskie — obrzeżenie	
				północne W. Kara- szewski, 1960	zachodnie I. Jurkiewi- czowa, 1962
	miąższość w metrach				
α_3	około 70	134	} 110—190	80—110	38—42
α_2	125	85		} 130—195	} 50—110
α_1	60—90	115	35—50		
Razem	255—285	334	145—240	210—305	88—152

lą jednak zaliczenia serii rudonośnej do liasu α_2 , jak już wspomniano, zmuszony jest do wprowadzenia w profilu Mechowa znacznych przesunięć, które zupełnie nie są konieczne, gdy seria ta jest uznana za lias α_3 .

Być może, że miąższość liasu α_3 w Mechowie jest w stosunku do Gór Świętokrzyskich zbyt duża, ale i granica tej serii w profilu nie jest jeszcze definitywnie określona. Przymuszczalnie najwyższą jej część wypadnie zaliczyć do liasu β .

Uzasadniając wiek serii rudonośnej jako przynależnej do liasu α_2 , W. Karaszewski powołuje się na pewne zbieżności litologiczne w wykształceniu liasu α_2 w północno-zachodnich Niemczech i na obszarze świętokrzyskim. Jest nią mianowicie obecność pstrych wkładek na obu terenach, które zdaniem wymienionego autora „...poza tym rzadko się spotyka w liasie z wyjątkiem najniższych warstw dolnego liasu...”. Stwierdzenie to jednak niezupełnie odpowiada rzeczywistości, gdyż pstre wkładki na terenie przedborskim poza serią zagajską oraz zarzecką (rudonośną) występują jeszcze w obrębie serii esteriowej, lokalnie zielonawo-czerwono plamistej.

Jednak zasadniczą podstawą, skłaniającą W. Karaszewskiego do przyjęcia wieku liasu α_2 dla serii rudonośnej są przesłanki paleobotaniczne. Opiera on się mianowicie na zasięgu flory *Thaumatopteris*, pokrywającym się w Skanii z zasięgiem megaspori *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Ponieważ w serii rudonośnej występuje jeszcze wspomniana megaspora, przeto włącza ją do liasu α_2 .

Nawiązując do swoich wniosków, autorka zwracała już uwagę, że *Nathorstisporites hopliticus* Jung występuje przypuszczalnie na terenie Polski w całym liasie α . Poza tym w serii rudonośnej zarówno na północnym, jak i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich obserwuje się najsilniejsze wpływy morskie. Te, nawet stosunkowo słabe ingresje świętokrzyskie należy łączyć z ingresjami pomorskimi a następnie skanij-skimi i niemieckimi, gdyż wpływy morskie docierały do zbiornika świętokrzyskiego z północy lub północnego zachodu. Z zestawienia tych faktów wynika, że wpływy morskie w serii zarzeckiej na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich łączą się z ingresją liasu α_3 na Pomorzu.

Seria żarnowska

Synemur górny (lias β)

Cz. Kuźniar (1925—1931) wyróżnił po raz pierwszy w obszarze koneckim serię piaskowca żarnowskiego. W jego profilu stratygraficznym występuje ona powyżej serii rudonośnej a w spągu doggeru i jest odpowiednikiem serii ostrowieckiej J. Samsonowicza (1929). E. Passendorfer (1939) używa tej samej nazwy dla piaskowców na obszarze przedborskim leżących nad piaskowcami z rudami i glinkami, odpowiadającymi niewątpliwie serii zarzeckiej.

W podziale stratygraficznym autorki seria żarnowska miała początkowo równie szeroki zasięg. Obejmowała ona kompleksy warstw zawarte między serią zarzecką a doggerem i składała się z dwóch kompleksów piaskowcowych przedzielonych kompleksem zielonawych osadów mu-

łowcowo-ilastych z *Estheria* sp. Obecnie nazwę tę zatrzymują tylko warstwy leżące między osadami liasu β_2 i liasu γ .

Seria żarnowska w nowym ujęciu składa się z dwóch części — dolnej o znacznie mniejszej miąższości, którą stanowią przekładańce mułowcowo-piaskowcowe i górnej — wybitnie piaskowcowej. Dolną granicę serii żarnowskiej autorka prowadzi w stropie górnego poziomu rudnego, górną zaś w spągu piaskowców grubo- i średnioziarnistych, często z toczęncami ilów i pojedynczymi otoczkami kwarcu (podobnie jak czyni to W. Karaszewski dla serii ostrowieckiej). W dolnej części na całym terenie okolic Żarnowa występują przekładańce szare, jeszcze z pojedynczymi sferolitami oraz lokalnie z licznymi, na ogół drobnymi, małżami (otwór Sielec C₄, Tresta Wesoła Ż₁ i Ż_{1a}, Soczówki SJ₁). W poziomie tym pojawiają się sporadycznie (otwór Tresta Wesoła Ż₁) otwornice *Ammodiscus* sp. Ponadto obserwuje się tu również liczne poziomy z kanalikami po robakach oraz lokalnie dość liczne megaspory.

Kompleks skał występujący powyżej przekładańców inaczej jest wykształcony na zachód od Żarnowa, a inaczej na wschód od tego miasteczka. Po zachodniej stronie są to grube serie piaskowców śnieżno-białych, drobnoziarnistych, eksploatowanych jako piaskowiec żarnowski (w kamieniołomach Tresty Wesołej, na zachód od Żarnowa). W wielu poziomach obserwuje się tu tylko toczęnce skał ilastych, detrytus roślinny i bliższy muskowi tu leżące na powierzchniach ławic.

Na wschód od Żarnowa seria ta jest bardziej zróżnicowana. Wyraźniej zaznacza się tu cykliczność, gdyż pakiety piaskowcowe przedzielane są mułowcowymi, bądź przekładańcami. W niektórych częściach, zwłaszcza w partiach środkowych, rozwinięte są poziomy ze śladami korzeni, świadczące o chwilowych wynurzeniach. Obserwuje się tu również kilka poziomów z kanalikami robaków oraz lokalnie przekątne laminowanie, ślady hieroglifów obok śladów wysychania i spływów podwodnych.

Jednolite, piaskowcowe wykształcenie opisywanej serii na zachód od Żarnowa sprawia, że łatwiej ją tu prześledzić w terenie niż na obszarze na wschód od tego miasteczka.

Megaspory występują w całej serii żarnowskiej i były znajdowane w wielu poziomach, choć na ogół w niezbyt wielkich ilościach. Należy tu wymienić: *Maexisporites planatus* Marc. i *Echitriletes spicatus* Marc. Megaspory te znajdowane były również w Mechowie, gdzie występują głównie w liasie β i γ oraz w dolnej części liasu δ .

Miąższość tej serii w okolicach Żarnowa wynosi od około 70 do 90 m. Ma ona w wybitnym stopniu cechy osadu powstałego w zbiorniku śródlądowym. Wpływy morskie są wyraźniejsze jedynie w spągu, w wyższych częściach natomiast obserwuje się nieliczne poziomy z kanalikami robaków, które niewątpliwie wskazują na zmiany warunków w zbiorniku sedymentacyjnym.

Największa trudność polega na paralelizacji opisanej serii z profilem W. Karaszewskiego i na określeniu jej wieku. Serii żarnowskiej odpowiadają w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dwie serie, a mianowicie ostrowiecka i koszorowska, które tam występują w spągu faunistycznie udokumentowanej serii gielniowskiej. A więc serii żarnowskiej o miąższości od 70 do 90 m odpowiada tam kompleks warstw

znacznie grubszy, bo liczący około 170—200 m. Świadczy to o różnicach w nasileniu ruchów epejrogenicznych w tym okresie na obydwu obszarach.

Liczne ślady wysychania, obecność korzeni i toczeńców wskazuje na luki sedymentacyjne. Również W. Karaszewski (1962) wspomina o ich występowaniu, szczególnie w serii ostrowieckiej, którą paralelizuje z liasem α_3 północno-zachodniej Europy.

W profilu stratygraficznym W. Karaszewskiego (1960, 1962) między serią rudonośną a gielniowską (lias γ) występują osady liasu α_3 i liasu β (seria ostrowiecka i koszorowska). W ujęciu autorki natomiast sytuacja wygląda nieco inaczej. Ponieważ serię zarzecką zaliczyła ona do liasu α_3 trzeba więc serię żarnowską uznać za odpowiednik liasu β .

Te wnioski stratygraficzne należy jednak poprzeć danymi paleontologicznymi. W samym spągu serii żarnowskiej notuje się jeszcze wyraźne ślady wpływów morskich. Pozostaje to w zgodzie z obserwacjami J. Samsonowicza (1929), który w dolnej części serii ostrowieckiej spotykał ślady robaków oraz faunę, świadczące według niego o wtargnięciu krótkotrwałej ingresji morskiej.

Wyższe partie serii żarnowskiej są przeważnie pochodzenia lądowego. Wprawdzie miejscami zaznacza się tu pewna cykliczność podkreślona nawet kanalikami robaków, ale wobec braku fauny ma ona drugorzędne znaczenie.

O pozycji stratygraficznej omawianej serii decyduje głównie jej położenie między dwiema seriami, stosunkowo najlepiej udokumentowanymi wyraźnymi śladami ingresji morskich, a mianowicie między serią zarzecką (lias α_3) a gielniowską (lias γ). Na tej podstawie autorka zalicza serię żarnowską do liasu β . Na ten sam wiek wskazują megaspory, których zasięg stratygraficzny określono w nawiązaniu do profilu w Mechowie. Najliczniej spotykana megaspóra — *Maexisporites planatus* Marc. występuje w Mechowie głównie w synemurze górnym, pliensbachu i domerze (lias β , γ i δ), wyżej spotyka się ją sporadycznie. *Echitriletes spicatus* Marc. pojawia się w Mechowie dopiero w pliensbachu i występuje do dolnego domeru (lias γ i δ_1). W profilu żarnowskim megaspóra ta pojawia się nieco wcześniej, bo już w osadach serii żarnowskiej.

W synemurze górnym zarysowuje się zasadnicza różnica między zachodnim i północnym obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich, wyrażona przede wszystkim redukcją miąższości, gdyż charakter osadów jest na ogół bardzo zbliżony. W Mechowie lias β ma również analogiczne wykształcenie.

W. Karaszewski (1960, 1962) określił wiek serii ostrowieckiej i koszorowskiej na podstawie flor znalezionych na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Podaje on, że zaliczenie serii ostrowieckiej do liasu α_3 pozostaje na ogół w zgodzie z wnioskami M. Raciborskiego, który uznając pewną odrębność glinek chmielowskich, podkreślił podobieństwo tej flory do zespołu *Thaumatopteris schenki*. Wnioski W. Karaszewskiego nie stanowią więc przeszkody w przyjęciu wieku liasu β dla serii żarnowskiej. Przy obecnym stanie poznania profilu liasowego trudno udokumentować paralelizację serii

żarnowskiej bądź z serią ostrowiecką, bądź z koszorowską, zwłaszcza że obydwie nie mają cech zdecydowanie charakterystycznych.

Seria gielniowska
Pliensbach dolny (lias γ)

Serię gielniowską w profilu liasu świętokrzyskiego wyodrębnił po raz pierwszy W. Karaszewski (1960, 1962). Scharakteryzował on szczegółowo jej wykształcenie facjalne na podstawie profilu otworu wiertniczego w Szydłowcu oraz udokumentował jej pozycję stratygraficzną fauną morską (J. Kopic, 1960a).

Istnienie osadów liasu γ w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zostało stwierdzone początkowo jedynie na podstawie znalezisk faunistycznych. Na wschód od Żarnowa w otworze Bronów D₆ na głębokości 70 m znaleziono bogatą w ilość osobników mikrofaunę: *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss. i *A. orbis* Lal. Dalsze badania pozwoliły stwierdzić ślady tej samej fauny otwornicowej jeszcze w innych otworach, jak Bronów D₇ i D₈, oraz obecność fauny małżowej w otworach Sworzycy i Sierosławicy (Z. Kozydra, 1960a). Na tej podstawie wyodrębniono kompleks warstw zawierających faunę. W okolicach Żarnowa ma on stosunkowo niewielką miąższość, która ku wschodowi wydaje się dość szybko wzrastać. W najbliższym sąsiedztwie wspomnianego miasteczka oceniono ją na około 15 m, a w Sworzycach i Sierosławicach liczy ona 35 m, a może i więcej.

Seria gielniowska różnicuje się na dwie części — dolną wybitnie piaskowcową i górną — mułowcową. W części dolnej przeważają piaskowce średnioziarniste, czasem nawet z wkładkami gruboziarnistych i drobnoziarnistych z licznymi toceńcami skał ilastych i z cienkimi przeławaceniami mułowców. Na drugą składają się kompleksy skał mułowcowo-piaskowcowych, w których pojawiają się sferolity (Bronów D₈) i liczne wkładki syderytyczne.

Seria gielniowska znana jest również z odsłoneń. Z jej osadów zbudowane jest wzgórze na zachód od Soczówek (na wschód od Żarnowa); występuje również w Małachowie (na wschód od Soczówek), gdzie odsłaniają się piaskowce płytkowate z licznymi naskorupieniami limonitycznymi, z wkładkami mułowcowymi i przewarstwieniami piaskowców żelazistych, pierwotnie niewątpliwie syderytycznych.

Oddzielenie tej serii zarówno od serii żarnowskiej (lias β), jak i nadległej serii bronowskiej (lias δ) jest bardzo trudne, a tym samym umowne. Dolną granicę przeprowadzono w spągu piaskowców średnio- i drobnoziarnistych z toceńcami, górną zaś powyżej mułowców lub przekładańców mułowcowo-piaskowcowych.

Wiek tej serii jest stosunkowo dobrze udokumentowany obecnością fauny otwornicowej (*Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss. i *A. orbis* Lal.) i małże z Sierosławicy, które zostały przez J. Kopic (informacja ustna) uznane za podobne do *Nuculana* (*Dacryomya*) *zieteni* (Brauns). Wprawdzie fauna ta nie jest charakterystyczna wyłącznie dla liasu γ , gdyż otwornice tu występujące są obserwowane niemal w całym liasie, ale świadczą one o niewątpliwie, silnej i długotrwałej ingresji morskiej.

Ingresję tę można wiązać ze stwierdzonym w Mechowie (R. D a d l e z, J. K o p i k, 1964) w stropowej części osadów liasu γ_1 i trwającym przez cały lias γ zalewem morskim. Pozwala to na umieszczenie omawianej serii w liasie γ . Pogląd ten potwierdza również występowanie w serii gielniowskiej zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich megaspory *Maexisporites planatus* M a r c.

Kompleks warstw liasu γ , chociaż ma stosunkowo małą miąższość w rozważaniach stratygraficznych odgrywa kapitalną rolę, gdyż pozwala na paralelizację odległych obszarów. Ingresja morska tego okresu jest przypuszczalnie najsilniejsza w tym znaczeniu, że wówczas Pomorze zyskuje szerokie połączenie z morzami Niemiec i Skanii. Pojawia się tu po raz pierwszy fauna amonitowa i według rozważań R. D a d l e z a oraz J. K o p i k a zapewne cały lias γ jest wykształcony w facji morskiej. Do basenu świętokrzyskiego ingresja ta dotarła przypuszczalnie nieco później, podczas maksimum transgresji liasu γ na Pomorzu. W porównaniu do słabych ingresji dolnoliasowych jest ona silnie zaznaczona pojawieniem się znacznie bogatszej fauny.

Seria bronowska
Pliensbach górny (liasz δ)

Powyżej osadów serii gielniowskiej autorka wyróżnia serię bronowską i paralelizuje ją z serią drzewicką W. K a r a s z e w s k i e g o (1960).

Podobnie jak seria żarnowska, jest ona wybitnie piaskowcowa. Charakteryzują ją niewielkie wkładki przekładańców oraz mułowców i ilowców, których miąższość tylko lokalnie wzrasta do 7 m. Piaskowce są przeważnie drobnoziarniste, jedynie lokalnie zawierają wkładki piaskowców średnioziarnistych. Nierzadko spotyka się tu również wkładki piaskowców zlepieńcowatych z domieszką żwiru kwarcowego do 1,5 cm średnicy oraz liczne poziomy z toceńcami skał ilasto-mułowcowych.

Serię tę charakteryzuje wybitnie niespokojna laminacja i bardzo różnorodne wykształcenie w różnych profilach z badanego terenu. Trudno jest tu uchwycić jakąś ogólniejszą tendencję litologiczną, chociaż autorka miała do dyspozycji poza odsłonięciami kilka profili wierceń z okolic Bronowa (D₈, D₇, D₆, D₅). W kamieniołomach (np. Kamieniec na SW od Żarnowa) często obserwuje się wybitną niezgodność w ułożeniu warstw, znaczną ilość detrytusu roślinnego oraz pięknie zachowane odciski roślin. W Bronowie widoczne są liczne poziomy z korzeniami oraz liczne ślady przekątnego warstwowania, miejscami charakterystyczne dla tej serii.

W górnej części liasu δ zwraca uwagę pojawianie się pierwszych pakietów mułowcowych o zielonawej barwie, ze sferolitami, analogicznych do spotykanych w serii esteriowej. W profilu z Sierosławic Z. K o z y d r a (1960a) notuje w kilku miejscach, głównie w dolnej i górnej jego części, obecność poziomów z kanalikami robaków.

W serii bronowskiej brak śladów fauny. Również megaspory nie są tu zbyt liczne. Należy zwrócić jedynie uwagę na mieszanie się w obrębie tej serii megaspor z zespołu II i III. Mianowicie w dolnej części występuje jeszcze *Maexisporites planatus* M a r c., w górnej natomiast pojawiają się pojedyncze okazy *Thomsonia phyllicus* (M u r r a y) P o t o-

nié. Podobną sytuację obserwuje się w profilu Mechowa, gdzie *T. phylliscus* znajduje się około 25 m powyżej spągu liasu δ (*T. Marcinkiewicz*, 1962).

Jak już wyżej wspomniano, dolna granica omawianej serii jest umowna. Podobnie i górnej nie można szczegółowo sprecyzować i dlatego poprowadzono ją chwilowo w spągu warstw obfitujących w faunę otwornicową, nie trzymając się ściśle granic litologicznych, zwłaszcza z punktu widzenia cykliczności, która w liasie δ w zachodnim obrzeżeniu jest dość trudna do odcyfrowania, choć w poszczególnych profilach wiertniczych wyraźnie się zaznacza.

Miąszość serii bronowskiej ulega wybitnej redukcji w stosunku do północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wynosi ona w okolicach Żarnowa od około 45 do 50 m, ale ku wschodowi dość szybko, choć stopniowo, wzrasta i w okolicach Sierosławic wydaje się już liczyć około 80 m, a może i nieco więcej.

W Studziannej W. *Karaszewski* (1960, 1962) ocenia miąszość serii drzewickiej na 178 m. Należy jednak zwrócić uwagę, że wyróżnia on tu powyżej omawianej serii jedynie serię esteriową, podczas gdy na zachodnim obrzeżeniu równie dobrze jest wykształcona seria podesteriowa (pod-zielona). Przepuszczalnie występuje ona również w profilu Studziannej i dlatego górną część serii drzewickiej trzeba by zaliczyć do liasu ϵ . Jeszcze większe różnice zarysowują się przy porównaniu z profilem Mechowa, gdzie lias δ osiąga miąszość ponad 200 m.

Należy więc podkreślić zasadniczą różnicę, jaka zachodzi w tym okresie między zbiornikiem liasowym świętokrzyskim i pomorskim, a zwłaszcza niemieckim i skanijskim, gdzie począwszy od liasu γ obserwuje się dość wyraźne uspokojenie ruchów epejrogenicznych i stopniowe narastanie transgresji.

Seria podesteriowa (pod-zielona)

Toark dolny (liasz ϵ_1)

Podczas badań geologicznych w 1951 r. autorka po raz pierwszy prześledziła w okolicach Żarnowa serię zielonych ilów z charakterystycznymi wkładkami syderytu i ławiczkami *Estheria* sp. Wyróżniła ją wówczas jako serię „ilastą”, tworzącą środkową część serii żarnowskiej (*I. Jurkiewiczowa*, 1952).

Analogiczną serię opisał *J. Samsonowicz* (1954) z otworów w Ciechocinku, gdzie jest ona również zielonawo zabarwiona i zawiera skupienia *Estheria minuta* (*Alberti*) var. *brodieana*. Serię tę nazwał serią esteriową i przyrównał mylnie do serii zarzeckiej z obszaru świętokrzyskiego. Pogląd ten przez dłuższy czas był powszechnie przyjmowany (*R. Dądlez* 1956, 1957; *S. Z. Różycki*, 1958). *R. Dądlez* (1956, 1957) w otworze Mechowo IG I wyróżnił serię zielonawą o analogicznym wykształceniu i faunie. Badacz ten pierwszy wychodzi poza ramy opisu litologicznego i określa jej pozycję stratygraficzną, umieszczając ją w górnym liasie. Pozycja ta została ugruntowana badaniami faunistycznymi *J. Kopika* (1960b).

Łalsze badania w okolicy Żarnowa upewniły autorkę, że serię ilastą

należy uznać za odpowiednik serii ciechocińskiej oraz serii esteriowej i serii zielonej. Problem ten był przedmiotem wielokrotnych dyskusji, co znalazło swój oddźwięk w późniejszych pracach różnych autorów (E. Cieśła, Z. Kozydra, 1958; W. Karaszewski, 1960, 1962 i in.).

W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich seria zielona okazała się najbardziej stała i sięga znacznie dalej na południe, niż seria zarzecka. W porównaniu do innych poziomów liasu ulega ona mniejszym wahaniom miąższości i wykazuje najmniejsze zróżnicowanie litologiczne; dlatego też w stratygrafii liasu tego obszaru odgrywa rolę serii przewodniej. Dzieli się ona wyraźnie na dwie części: dolną piaszczowocowo-mułowcową, jaśniejszą, na ogół szarą, częściej jednak szarobrunatną z podrzędnymi wkładkami zielonawymi w części stropowej i górną — mułowcowo-iłastą, wybitnie zielonawą. Serię górną nazwano esteriową (zieloną), a dolną podesteriową (pod-zieloną).

*

*

*

Początkowo kompleks warstw serii podesteriowej autorka łączyła z serią esteriową czyli zieloną, która dzięki temu w zachodnim obrzeżeniu miała dość znaczną miąższość, dochodzącą do 70—80 m. Pojawienie się obfitej fauny otwornicowej w jej dolnej części pozwoliło na wyróżnienie serii podesteriowej liasu ϵ_1 . Badania terenowe, jak również profile wierceń pozwoliły stwierdzić, że ma ona równie stałe rozprzestrzenienie jak seria esteriowa. Dolna granica serii pod-zielonej nie jest wyraźna. Przeprowadzono ją w spagu ławicy piaszczowców średnio- lub drobnoziarnistych, z toczącami skał iłastych, śladami kanalików robaków i śladami pełzania oraz hieroglifami.

Seria ta wykształcona jest głównie jako mułowce i przekładańce z przeławiczeniami piaszczowców drobnoziarnistych, czasem nawet średnioziarnistych. Często obserwuje się w nich liczne poziomy z toczącami iłowców oraz sydereityczne wkładki w postaci mułowców sydereitycznych o brązowym zabarwieniu lub piaszczowców impregnowanych syderitem. Miejscami przesycenie to jest tak powszechne, że barwi cały kompleks osadów liasu ϵ_1 na brązowo. Ponadto pojawiają się tu sferolity żelaziste, występujące w niektórych poziomach masowo. Skały te zawierają dużo łyżczyków, przeważnie muskowitz. Pojawiły się tu również liczne poziomy z kanalikami robaków, których obecność dodatkowo podkreśla cykliczny rozwój osadu.

W Niemczech lias ϵ jest okresem zupełnego spokoju i przerwy w ruchach epejrogenicznych. Dlatego, zdaniem niemieckich autorów (C. A. Wicher, 1938; O. Kuhn, 1953; K. Hoffmann, 1949), wiąże się z nim maksimum zasięgu morza w całej górnej jurze. Transgresja morska liasu δ_2 i ϵ_1 wkracza nie tylko na Pomorze, lecz wdziera się w głąb Polski, zaznacza się nawet w partii peryferycznej platformy wschodnioeuropejskiej (Płońsk, Pasłęk) oraz w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Najistotniejszą cechą osadów liasu ϵ_1 w zachodnim obrzeżeniu jest występowanie najbogatszego zarówno co do ilości egzemplarzy, jak i gatunków, zespołu mikrofaunistycznego reprezentowanego przez *Ammodiscus ex gr. glumaceus* Gerke, Soss., *A. orbis* Lal., *A. cf. orbis*

Lal., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp. i *Lenticulina* sp. Występują tu również małże, niestety wskutek złego stanu zachowania nieoznaczalne.

A więc ingresja morska tego okresu była przypuszczalnie najsilniejsza, skoro dotarła najdalej na południe i ponadto trwała stosunkowo długo, zaznaczając się najbogatszym zespołem fauny.

Jeśli chodzi o datowanie paleobotaniczne, to megaspora *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié, która pojawiła się już w liasie δ , jest tu także obecna, ale nadal nie występuje jeszcze masowo. Obok niej w dalszym ciągu spotyka się *Maexisporites planatus* Marc. i *Echitriteles spicatus* Marc.

Oznaczenie wieku tej serii oparto na wnioskach J. Kopika (1960b) odnoszących się do profilu otworu Mechowo IG I, w którym w serii podzielonej znaleziono bogatą faunę otwornic pozwalającą wyróżnić lias δ_2 i ϵ_1 . W świetle rozważań J. Kopika (1960b), opisywana przez autorkę seria odpowiada zapewne maksimum transgresji i pochodzi z liasu ϵ_1 , gdyż początkowa faza transgresji, datująca się z górnego domeru, mogła tu jeszcze nie dotrzeć.

Miażdżość tej tak ważnej z punktu widzenia stratygraficznego serii jest w zachodnim obrzeżeniu stosunkowo niewielka i wynosi od 20 do 30 m. W Studziannej, jak już wyżej wspomniano, seria ta nie została wyróżniona, choć niewątpliwie jest tu obecna i wypadnie do niej zaliczyć górną część serii drzewickiej. Przypuszczalnie występuje ona również na Kujawach. Wskazuje na to szarobrunatne zabarwienie serii sławęcińskiej górnej (S. Z. Różycki, 1958).

Seria esteriowa (zielona)

Toark dolny (lias ϵ_2)

Część górną liasu ϵ stanowi seria esteriowa, czyli zielona, złożona przeważnie ze skał mułowcowo-ilastych, często w postaci mułowców łupkowatych, drobno laminowanych ilowcami oraz przekładanćów mułowcowo-piaskowcowych, z wkładkami piaskowców na ogół drobnoziarnistych. Jest to najbardziej jednolicie wykształcona seria w zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Charakteryzuje ją wybitnie drobna laminacja zaburzona jedynie miejscami spływami przypominającymi plejstocenne formy soliflukcyjne. Mimo że charakter laminowania wskazuje na bardzo spokojną sedymentację, to obserwuje się w tej serii dość liczne poziomy z toczeńcami zielonych mułowców. Występują tu również drobne soczewkowate ławiczki syderytu ilastego, zwłaszcza w środkowej partii. Nie tworzą one stałych poziomów, tak jak w serii zarzeckiej, choć lokalnie osiągają tu nawet znacznie większe miąższości. Ponadto spotyka się dość grube kompleksy skał impregnowane syderytem. Seria ta ma lokalnie pstre zabarwienie lub jest plamista wiśniowo-czekoladowa, zwłaszcza na terenach położonych na południe od Żarnowa — Tama, Wólka—Konradów, gdzie niższe poziomy liasu są bardzo zredukowane.

Charakterystyczna dla serii zielonej jest również obfitość blaszek łyńczyków, ułożonych zazwyczaj na powierzchniach laminacji. Obok muskowitu zwraca uwagę masowe występowanie łyńczyków ciemno-zie-

lono-oliwkowych miejscami przeważających nad pierwszym. Są to niewątpliwie blaszki biotyту i przypuszczalnie chlorytu (T. Wieser, informacja ustna).

Ciekawe jest też pochodzenie zielonawooliwkowej barwy, tak charakterystycznej dla tej serii. Wyniki termicznej analizy różnicowej próbki typowego osadu ilastego z omawianej serii, wykonanej w Pracowni Geochemicznej Instytutu Geologicznego w Krakowie, wskazują na znacznie większą zawartość illitu niż kaolinitu.

Fakt ten byłby niesłychanie ważny, jeśli chodzi o poznanie warunków sedymentacyjnych panujących w zbiorniku liasu ϵ . Transgresja morska, która zaczęła się w najwyższym liasie δ osiągnęła swoje maksimum w liasie ϵ_1 , po czym bardzo powoli wygasła w liasie ϵ_2 . Morski typ osadów serii pod-zielonej nie ulega więc wątpliwości. Mniej wyraźny natomiast jest charakter basenu, w którym powstawała seria zielona. Brak fauny typowo morskiej (występuje tu jedynie *Estheria* sp.), mimo licznych poziomów z kanalikami robaków i obfitości sferolitów sugeruje, że ma on cechy zbiornika brakiczno-limnicznego. Istnienie zbiornika tego typu tłumaczy proces powstawania illitu na tak wielką skalę. W pierwszym, transgresywnym okresie liasu ϵ kaolinit przypuszczalnie osadzał się szybciej i nie było sprzyjających warunków na tworzenie się illitu. W następnym natomiast, wyjątkowo spokojnym, mogło zachodzić przeobrażenie kaolinitu w illit mimo mniejszego zasolenia wody. Ten proces tworzenia się illitu nadającego zieloną barwę osadom, sugerowany przez T. Wiesera, wyjaśnia dlaczego lokalnie występuje ona również poniżej i powyżej liasu ϵ_2 .

Trudniejszy do wyjaśnienia jest problem masowego występowania biotyту w serii zielonej na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. T. Wieser zwraca uwagę, że w seriach karpaccich podobne fakty łączą się z diastrofizmem. Tymczasem, jak już wiadomo, lias ϵ_2 jest okresem maksymalnego spokoju. Przypuszczalnie więc wskazuje to na dopływ świeżego materiału z obszaru krystaliniku.

Wracając do wykształcenia serii zielonej, należy jeszcze wspomnieć o licznych wprysnięciach piryту i masowym występowaniu sferolitów syderytowych, co obserwuje W. Karaszewski (1960, 1962) w północnym obrzeżeniu, podkreślając również zbieżność litologiczną tej serii z retykiem.

Ponadto seria zielona przepelniona jest detrytusem roślin występujących najczęściej na powierzchniach ławic razem z blaszkami lyszczyków. Obserwuje się w niej również poziomy z korzeniami i związane z nimi węgliste wkładki, będące kopalnymi poziomami glebowymi oraz cienkie smużki węgla. Zwracają też uwagę stosunkowo liczne poziomy z kanalikami robaków i miejscami bardzo liczne poziomy z *Estheria* sp., „...którą J. Samsonowicz przyrównał do *Estheria minuta* var. *brodieana*...” (fide W. Karaszewski, 1962). Jest to również seria najbardziej masowego występowania megaspor zespołu III reprezentowanych głównie przez *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié i *Erlansonisporites tegimentus* Marc. Obok nich występują: *Erlansonisporites excavatus* Marc., *Echitriletes hispidus* Marc., *Trileites* sp. A (Murray) Marc. i *Bacutriletes clavatus* Marc. Serię tę zaliczono do liasu ϵ_2 . Miąższość jej w okolicach Żarnowa wynosi od około 40 do 50 m.

Porównując lias ϵ zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z obrzeżeniem północnym, natrafia się na pewne trudności. W. K a r a s z e w s k i (1960) nie wyróżnił na swoim terenie osadów liasu ϵ_1 . Wobec powyższego podana przez niego miąższość 74 m odnosi się tylko do serii liasu ϵ_2 . A więc w stosunku do okolic Żarnowa można by zanotować wzrost miąższości serii esteriowej w północnej części basenu świętokrzyskiego.

Seria borucicka

Toark górny (liasz ζ)

W stropie serii ilastej w okolicy Żarnowa występuje kompleks piaskowcowy, który autorka pierwotnie wyróżniła jako górną serię piaskowcową, stanowiącą najwyższą część serii żarnowskiej (I. J u r k i e w i c z o w a, 1952).

S. Z. R ó ż y c k i (1958) na obszarze południowych Kujaw powyżej serii ciechocińskiej wyodrębnił serię borucicką, która zamyka według niego cykl sedymentacji liasowej. Górnoliasowy wiek tej serii wynika również z badań R. D a d l e z a (1956, 1957).

Stratygrafia osadów występujących w stropie serii zielonej nastęrcza w zachodnim obrzeżeniu szczególnie wiele trudności, z powodu braku dokumentów paleontologicznych oraz wykształcenia zbieżnego z seriami dolnodoggerskimi.

Osady serii borucickiej dzieli autorka na dwie części, dolną — „ilastą” i górną — piaskowcową.

Część „ilasta” wiąże się charakterem sedymentacji jeszcze z serią esteriową. Jest to w dalszym ciągu kompleks skał łupkowatych, mułowato-piaskowcowych, z cienkimi przeławiczeniami piaskowców drobnoziarnistych i tylko z jedną jego grubszą wkładką. Charakteryzuje go spokojne i bardzo drobne laminowanie oraz wkładki impregnowane syderitem. Obfituje ona także w blaszki miki, podobnie jak niższe serie. Obecne są tu w dalszym ciągu sferolity oraz detrytus roślinny, choć mniej obfity.

Różnica więc między serią zieloną a opisywaną sprowadza się właściwie do zmiany barwy z zielonej na szarą, choć lokalnie obserwuje się ją nadal. Dlatego też w pierwszym schemacie stratygraficznym (1952) poziom ten, liczący od 10 do 25 m miąższości, autorka łączyła z serią zieloną, dzięki czemu jej miąższość w tym ujęciu wynosiła około 100 m.

Do wyodrębnienia tego poziomu skłoniły autorkę pewne przesłanki paleontologiczne, a mianowicie, wprawdzie w dalszym ciągu pospolicie występuje tu ten sam zespół megaspor co w serii zielonej, ale wybitnie zmalała ich ilość.

O wieku serii borucickiej decyduje głównie jej położenie w stropie serii esteriowej i pozwala zaliczyć ją do liasu ζ .

W otworze Studzianna (W. K a r a s z e w s k i, 1962) dolna część osadów liasu ζ jest również wykształcona w postaci przekładańców mułowcowo-piaskowcowych. W Mechowiu ta część profilu nie ma swego odpowiednika.

Część piaskowcowa obejmuje kompleks piaskowców o zmiennej miąższości. Są to na ogół piaskowce drobnoziarniste, żółtawe, białawe, w odsłonięciach drobnopłytkowe, z wkładkami piaskowców żelazistych i z licznymi toceńcami ilów. Piaskowce te na ogół są bardzo kruche, ponieważ zawierają obfite mułkowate spoiwo. Spotyka się tu również częste przeławicenia piaskowców średnioziarnistych, a nawet gruboziarnistych, zwłaszcza w dolnej części, nierzadko z toceńcami złożonymi z białych mułków i drobnych żwirików kwarcu. Występują w nich także na ogół cienkie wkładki mułkowato-ilaste od białych przez kremowe i różowe do szarych, a nawet czarnych. Piaskowce zawierają znaczną domieszkę blaszek miki i pyłu węglowego oraz miejscami detrytusu roślinnego i liczne okruchy węgla.

O ile dolna granica tej serii jest wyraźna, choć umowna, o tyle górna jest jedną z najtrudniejszych do sprecyzowania w całym opisanym profilu. W otworze Wąsosz 5a przeprowadzono ją poniżej poziomu z toceńcami mułków i ze słabo zachowanymi odciskami małżów. Obserwuje się tu również wyraźny poziom z kanalikami po robakach. A więc wspomniana granica biegłaby nie w samym stropie kompleksu piaskowcowego, lecz wewnątrz niego, czyli kompleks piaskowcowy dzieli się na dwa poziomy. Dolny o znacznie większej miąższości autorka zalicza jeszcze do liasu (lias 5), część stropową natomiast, liczącą od 10 do 18 m, proponuje włączyć już do doggeru. Piaskowce dolne są litologicznie zbliżone do typowych osadów liasu. Natomiast piaskowce górne w Wąsoszu charakteryzuje domieszka szarego mułku, pojawienie się sferolitów oraz wprysnięć pirytu. Obecne w spągu odciski fauny małżowej decydują ostatecznie o ich włączeniu do osadów doggeru.

W liasowym kompleksie piaskowcowym obserwuje się pojedyncze megasporry *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie. Diaklasy w tych piaskowcach mają te same kierunki co w niżej leżących kompleksach liasu.

Miąższość tej serii piaskowcowej przy tak przyjętych granicach waha się od 35 do 50 m. Jest więc ona również wybitnie zredukowana w porównaniu do profilu ze Studziannej, gdzie wynosi około 145—150 m (W. Karszewski, 1960, 1962).

Wiek serii borucickiej nie został ściślej udokumentowany w północno-zachodnim obrzeżeniu znaleziskami fauny czy roślin, poza wymienionymi megasporami. Określenie wieku wynika z jej sytuacji w stosunku do serii esteriowej i do osadów doggeru.

Na zakończenie należy jeszcze raz zwrócić uwagę, że w liasie zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zanotowano trzy wyraźne ingresje morskie lub raczej trzy okresy ingresji potwierdzone obecnością fauny. Pochodzą one z liasu α_3 , γ i ϵ_1 .

DOGGER

Wykształcenie litologiczne

Wzdłuż zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w stropie osadów liasu występuje kompleks skał wieku doggerskiego. Ich rozpozno-

wanie oparto głównie na różnicach wykształcenia litologicznego, obserwowanych na całym tym terenie, opisanych po raz pierwszy przez S. Z. Różyckiego (1955) w obszarze opoczyńskim i udokumentowanych tam wiekowo fauną amonitową. Uwzględniono przy tym prześludzone przez autorkę poziomy z fauną otwornicową (oznaczoną w całości przez J. Kopikę), występującą miejscami szczególnie obficie.

Seria piaskowców dolnych

Wezulu dolny

Położenie granicy między osadami liasu i doggeru w okolicy Żarnowa jest szczególnie trudne, gdyż kompleks piaskowców środkowojurajskich zbliżony jest wykształceniem do piaskowców liasowych serii borucickiej. Zaczyna się on poziomem piaskowców białawych, drobnoziarnistych, z tocząciami ilastymi. Ponadto charakteryzuje go pojawienie się wkładek mułowcowo-ilastych o barwie ciemnoszarej i czarnej, obfitujących często w liczne poziomy kanalików po robakach oraz sferolity syderytowe i wprysnięcia pirytu. Spotyka się tu również skąpy detrytus roślinny i nieliczne megaspory należące do tych samych gatunków, które były obserwowane w górnym liasie. Pojawia się także uboga fauna, reprezentowana jedynie przez nieoznaczalne odciski małżów. Miąższość opisywanej serii w najbliższej okolicy Żarnowa (otwory Nadole 1 i Nadole 2) waha się w granicach 15,0—18,0 m.

W okolicy Czerмна dogger zaczyna się analogicznym kompleksem skał o zbliżonej miąższości około 15 m. W południowej części obszaru przedborskiego piaskowce te już nie występują. A więc na południe od Czerмна przebiega granica południowego zasięgu serii piaskowców dolnych.

Wiek tych piaskowców nie jest łatwy do określenia. W Studziannej W. Karaszewski (1962) i E. Cieśla (1957) podają występowanie osadów aalenu nad serią borucicką. Badania E. Cieśli dowodzą obecności aalenu w całym północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W Kruszewicach według jego sugestii występuje przypuszczalnie jeszcze dolny aalen w postaci czarnych łupków ilastych o miąższości około 40 m. Natomiast w Węglanach profil doggeru zaczyna się prawdopodobnie od osadów bajosu (J. Znosko, 1959).

W północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich S. Z. Różycki (1955) na podstawie przewodniego amonita *Subgarantiana subangulata* Wetz., znalezionej w Małachowie pod Petrykozami (około 12 km na ENE od Żarnowa) w poziomie piaskowców białych lub żółtoszarych, kruchych, czasem grubopłytkowych i bardzo zbliżonych do niektórych odmian słabiej zcementowanych piaskowców z dolnego liasu, przyjmuje, że transgresja doggeru zaczyna się tu w wezulu dolnym (w poziomie *Strenoceras subfurcatum*). Jednocześnie zwraca uwagę, że spągowe piaskowce doggeru leżą tu niezgodnie na zdyslokowanych osadach liasu.

Wyróżnioną przez autorkę serię piaskowców dolnych można bez zastrzeżeń paralelizować z serią piasków i piaskowców spągowych S. Z. Różyckiego (1955). Brak znalezisk charakterystycznej fauny uniemożli-

wia jednak określenie, w którym poziomie transgresja morza doggerskiego dotarła do okolic Żarnowa. Ponieważ stopniowo rozszerzała ona swój zasięg, przeto należy przypuszczać, że w terenie tym osady doggeru zaczynają się dopiero poziomem *Garantiana garantiana*. A więc osady doggeru od osadów liasu oddziela tu długotrwały hiatus. Przypada ona na najwyższą część liasu Ł. aalen, bajos i dolną część wezulu dolnego.

Dolna seria ilasta

Wezul dolny i środkowy

Nad serią piaskowców dolnych leży w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dolna seria ilasta, przesledzona dzięki otworom wiertniczym zarówno w okolicy Żarnowa, jak i na całym obszarze przedborskim. Tworzą ją tu przeważnie skały mułowcowo-ilaste z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, które charakteryzuje pojawienie się wkładek i impregnacji syderytycznych. Miąższość tej serii w okolicach Żarnowa oceniono na około 40 m (otwór Nadole 1), w okolicach Czerмна na około 30 m (otwór Wąsosz), w Wólce-Konradowie natomiast, gdzie brak jej dolnej części, niewiele przekracza 10 m. W okolicy Żarnowa można było dokładniej poznać skład litologiczny tylko dolnej części omawianej serii ilastej, w okolicy Czerмна natomiast udało się przesledzić wykształcenie całej serii. Liczy ona tu wprawdzie tylko około 24—29 m, ale mimo to różnicuje się wyraźnie na dwie części.

Część dolną o miąższości 13,1 m stanowią przekładance mułowcowo-piaskowcowe, najczęściej z przewagą lamin mułowcowych. Wkładki piaskowcowe przechodzą często w piaszczyste. Liczne są wkładki syderytu ilastego i impregnacje syderytyczne (okolice Żarnowa). Osady te są często niespokojnie „mierzwiście” laminowane; przeważa barwa szara. Miejscami występuje znaczna ilość zwęglonych roślin oraz dużo sferolitów. Skała obfituje w muskowitz, obserwuje się tu hieroglify i poziomy z kanalikami robaków, wypełnione często pirytem. Ślady fauny są tu nadal bardzo nieliczne (otwór Wąsosz) i reprezentowane tylko przez odciski małżów i nieliczne fragmenty *Gastropoda* sp. oraz *Phyllopora* sp., a szczątki roślinne reprezentują pojedyncze megaspory *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie.

S. Z. Różycki (1955) wyróżnia nad serią piasków i piaskowców spągowych dolnego wezulu dolną serią ilastą. Opisane przekładance odpowiadałyby więc zapewne dolnej części jego dolnej serii ilastej i według tego autora leżałyby na pograniczu wezulu dolnego i środkowego, obejmując poziom *Subgarantiana tetragona* i może najniższą część poziomu *Parkinsonia parkinsoni*.

Część górną opisywanej dolnej serii ilastej w okolicach Czerмна ma miąższość około 11—16 m. Obejmuje ona mułowce łupkowate laminowane piaskiem drobnoziarnistym, przekładance mułowcowo-ilaste oraz przekładance mułowcowo-piaszczyste z cienkimi smużkami piasków drobnoziarnistych i z nieregularnymi przemazami czarnego mułowca. Cała ta seria jest ciemna. Zawiera cienkie wkładki syderytu ilastego lub jego kongrecje albo jest impregnowana na znacznych odcinkach sydery-

tem. Występują bardzo liczne blaszki muskowitu ułożonego wzdłuż lamin, duże nieregularne konkrecje pirytu, miejscami również wkładki wapieni piaszczystych.

Ta część serii ilastej obfituje już w detrytus fauny w postaci igieł gąbek, drobnych małżów oraz w stosunkowo liczną mikrofaunę: *Ammodiscus* sp., *Astaculus tricarinella* (Reuss), *A. cf. tricarinella* (Reuss), *Bathysiphon* sp.(?), *Citharina proxima* (Terq.), *Eoguttulina liassica* (Strickl.), *Haplophragmoides ex gr. concavus* (Chapm.), *Haplophragmoides* sp., *Lenticulina* sp. div., *Lenticulina* sp., *Nodosaria ex gr. fontinensis-mutabilis* Terq., *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro (pojedyncze), *Planularia* sp., *Planularia cf. eugenii* (Terq.), *Pseudoglandulina cf. vulgata* (Born.), *Trochammina* sp., *Phyllopoda* sp. i *Ostracoda* sp.

W południowej części obszaru przedborskiego miąższość dolnej serii ilastej stopniowo maleje do 10 m (Wólka-Konradów), przy czym reprezentowana jest tu przypuszczalnie górna jej część. Pogląd ten autorka opiera na fakcie znacznego wzrostu ilości mikrofauny zarówno co do ilości gatunków, jak i egzemplarzy.

Wykształcenie litologiczne dolnej serii ilastej na badanym odcinku zachodniego obrzeżenia różni się od opisanego przez S. Z. Różyckiego w obrzeżeniu północnym. Nie występuje tu bowiem wkładka piaskowców dzielących. Dolna seria ilasta, zdaniem S. Z. Różyckiego (1955), zaczyna się na poziomie *Subgarantiana tetragona*, trwa przez cały poziom *Parkinsonia parkinsoni* i kończy się w dolnej części poziomu *Parkinsonia schloenbachi*, czyli jej sedimentacja odbywała się głównie w wezulu środkowym, zaczynając się w końcu wezulu dolnego. Zgadza się to również z wnioskami J. Kopika opartymi na przedstawionej liście fauny otwornicowej.

Seria podwapieniaków dolnych

Wezul środkowy i górny

Poziom ten ma bardzo charakterystyczne wykształcenie litologiczne, dzięki któremu można go było prześledzić począwszy od okolic Żarnowa na północy, aż po okolice Mnina na południu.

W okolicach Żarnowa (otwory Nadole 1 i 3) stwierdzono jedynie spągową część tego poziomu. Mianowicie w stropie dolnej serii ilastej obserwuje się stopniową zmianę wykształcenia. Wzrasta znacznie piaszczystość osadu i jednocześnie pojawiają się piaskowce wapniste (podwapieniaki) oraz wapienie piaszczyste z nieregularnymi przeławieniami czarnych mułowców i oolity żelaziste. Obserwuje się tu również gwałtowny wzrost ilości mikrofauny, której charakter początkowo nie ulega widocznej zmianie.

W okolicach Czerwna położenie granicy między dolną serią ilastą a podwapieniakami nastęrcza pewne trudności z powodu stopniowych zmian litologicznych. Pojawienie się jednak piaskowców wapnistych, wapieni piaszczystych i oolitów niezbitnie dowodzi obecności omawianego poziomu. Potwierdza to również gwałtowny wzrost ilości znacznie bogatszej w gatunki mikrofauny.

Miąszość serii podwapieniaków dolnych nie została dokładnie poznana. W Wąsoszu określono tylko miąszość dolnej części omawianej serii, która wynosi około 10 m. Całkowita miąszość wynosi prawdopodobnie około 20 m.

W okolicach Wólki-Konradowa (obszar przedborski) poziom ten jest wykształcony w sposób jeszcze bardziej charakterystyczny. Obok opisywanych wyżej wapieni piaszczystych i piaskowców wapnistych pojawiają się wapienie oolitowe (z oolitami żelazistymi), soczewki muszlowców i wkładki zlepieńców lub poziomy konkrecji wapnisto-mułowcowych.

Obserwuje się tu pospolicie drobną faunę małżową, liczne zęby ryb oraz — podobnie jak w bardziej północnych okolicach — bogatą mikrofaunę reprezentowaną przez: *Astacolus* cf. *tricarimella* (R e u s s), *Citharina proxima* (T e r q.), *C.* cf. *proxima* (T e r q.), *Epistomina* ex gr. *parastelligera* (H o f k.), (liczne), *E.* ex gr. *mosquensis* U h l., *Falsopalmula deslongchampsii* (T e r q.), *Frondicularia oolithica* T e r q., *Frondicularia* sp. 4, *Lenticulina* sp. div. (bardzo liczne), *Nodosaria* sp., *N.* ex gr. *fontinensis-mutabilis* T e r q., *Ophthalmidium carinatum terquemi* P a z d r o (masowo), *Paalzowella* sp., *Planularia cordiformis* (T e r q.), *Pseudoglandulina* sp., *Saracenaria triquetra* var. *gümbeli* W i ś n., *Saracenaria* cf. *cornucopiae* (S c h w.), *Spirillina infraoolithica* T e r q., *S. punctulata* T e r q., *Pleurocythere richteri* T r i e b., *P.* cf. *impar* T r i e b., ponadto *Ostracoda* sp., *Gastropoda* sp., drobne elementy szkieletowe szkarłupni, igły gąbek i ułamki mszywiolów.

Ostatnim miejscem, w którym występuje jeszcze opisywany poziom, są okolice Mnina. W otworze wiertniczym (K. P a w ł o w s k a, J. D e m b o w s k a, 1954) wykonanym na północ od wsi, w spągu osadów doggerskich obserwuje się ilowce ciemnoszare z domieszką oolitów żelazistych zawierających odlew skorupy amonita.

We wszystkich opisywanych wyżej okolicach poziom podwapieniaków dolnych charakteryzuje się masowym występowaniem formy *Ophthalmidium carinatum terquemi* P a z d r o. Powyższy fakt skłania J. K o p i k a do przyjęcia dla tego poziomu wieku górnovezulskiego z możliwością rozciągnięcia na najwyższy środkowy wezul. Dane mikrofaunistyczne są więc zgodne z oceną wieku tych warstw opartą na faunie amonitowej, opracowanej przez S. Z. R ó ż y c k i e g o (1955).

Górna seria ilasta

Wezul górny i baton dolny

S. Z. R ó ż y c k i (1955) w stropie górnego podwapieniaka wyróżnia jako warstwę 8 wkładkę ilastą o miąszości od kilku do kilkunastu metrów. Seria ta według niego jest „...dobrze rozwinięta w północnym obrzeżeniu...” i wykształcona jako „...warstwa ciemnych ilów, rzadziej piaskowców ilastych, przewarstwionych ilami...”. Występuje ona niewątpliwie w okolicy Żarnowa i Czermna oraz Wólki-Konradowa. Miąszość jej spada od 20 m na północy do około 10 m na południu. Tym niemniej seria ta jest ważnym ogniwem stratygraficznym, szczególnie w południowej części obszaru przedborskiego, a zwłaszcza w okolicach Włoszczowej. Złożona jest ona z ciemnych mułowców piaszczystych, jedynie z podrzęd-

nymi przeławieniami muszlowców, piaskowców wapnistych lub wapieni. Wykształcenie facjalne wskazuje więc na związek tego poziomu z serią dolnego podwapieniaka.

Jeszcze dobitniej potwierdza to bogaty zespół mikrofaunistyczny: *Astacolus tricarinella* (R e u s s), *A. cf. tricarinella* (R e u s s), *Citharina flabelloides* (T e r q.), *C. proxima* (T e r q.), *Dentalina* sp., *Epistomina* ex gr. *parastelligera* (H o f k.), *Falsopalmula deslongchampsii* (T e r q.), *Fron-dicularia* sp. 4, *Lenticulina* sp. (liczne), *Lenticulina* sp. div., *Lenticulina* sp. 2, *L. cf. brückmani* M j a t l., *L. mamillaris* (T e r q.), *Marginulina cytharella* T e r q., *Miliolina* sp. (liczne), *Nodosaria* ex gr. *fontinensis-mutabilis* T e r q., *Nodosaria* sp. *Nubecularia* sp., *Ophthalmidium carinatum terquemi* P a z d r o, *Paalzowella* sp., *Planularia cf. eugeniei* (T e r q.), *Spirillina punctulata* T e r q., *Spirillina* sp., *Trocholina cf. conica* (S c h l u m b.), *Trocholina* sp., *Vaginulina* sp., *Ostracoda* sp. oraz elementy szkieletowe szkarłupni, mszywiolów, igły gąbek. Poziom ten występuje również w okolicach Mnina, gdzie ma taką samą miąższość.

J. C z a r n o c k i (1925, 1927) opisuje w stropie osadów liasowych serię „...czarnych łupków i ilów o miąższości do kilkunastu metrów...”, którą przeszedł w okolicach Mnina, Łopuszna i Lasocina. Badacz ten zwraca uwagę na jej ograniczony zasięg. Przypuszczalnie jest ona odpowiednikiem opisanej poprzednio górnej serii ilastej. O obecności tego poziomu w obszarze Józefina — Snochowice wspomina również R. D a d l e z (1952). W obrzeżeniu południowo-wschodnim poziom ten występuje tylko lokalnie.

J. C z a r n o c k i serię tę umieszcza w dolnej części batonu, opierając się jedynie na jej położeniu w profilu stratygraficznym, gdyż w warstwie tej nie znalazł żadnej charakterystycznej fauny. S. Z. R ó ż y c k i (1955) również nie cytuje fauny z tego poziomu, ale umieszcza go w stropie wezulu górnego. Wreszcie J. K o p i k (informacja ustna) zaznacza, że mikrofauna — aczkolwiek bardzo bogata — jest mało charakterystyczna i z zastrzeżeniem przyjmuje jej wiek dolnobatoński, ewentualnie górnnowezulski. A więc stanowiska wspomnianych badaczy są bardzo zbliżone. Opierając się na profilu doggeru północnego obrzeżenia autorka zakłada, że górna seria ilasta reprezentuje osady najwyższej części górnego wezulu i dolnego batonu.

Seria piaskowców górnych

Baton środkowy i górny

S. Z. R ó ż y c k i (1955) wyróżnia górną serię piasków i piaskowców w obszarze opoczyńskim, gdzie opisuje ją jako „...piaski i kruche piaskowce z przewarstwieniami mierzwistych, rzadko piaszczystych ilów, zbliżone do podwapieniaków...”. Jej miąższość ocenia na około 100 m.

Serię analogicznie wykształconą udało się autorce prześledzić jedynie na południe od Przedborza w okolicach Wólki-Konradowa i Mnina, choć niewątpliwie występuje ona zarówno w okolicach Żarnowa, jak i Czermna. W Wólce-Konradowie liczy ona około 20 m, a w okolicach Mnina jej

miąższość jeszcze bardziej wzrasta. Złożona jest tu z piasków i piaskowców drobnoziarnistych, żółtordzawych, silnie wapnistych, nieregularnie laminowanych, z cienkimi wkładkami czarnego mułowca i z przewarstwieniami muszlowców.

Zespół fauny gwałtownie ubożeje w tej serii i jest reprezentowany przez: *Bathysiphon* sp. (?), *Lenticulina* sp., *Miliolina* sp., *Paalzowella* sp., *Spirillina punctulata* Terq. oraz przez bardzo liczne elementy szkieletowe szkarłupni, igły gąbek, fragmenty mszywiolów.

W Mnie serie piaskowców górnych można śledzić na znacznej przestrzeni na północ od wsi. Są to na ogół piaskowce wapniste, rdzawe, słabo scementowane, z cienkimi wkładkami muszlowców, zawierające bardzo ubogą faunę. J. Czarnocki (1925, 1927) podaje z nich tylko *Rhynchonella* sp. i *Astarte corāata* (Trautsch.). Należy zwrócić uwagę, że zasięg tych piaskowców kończy się w okolicach Mnina. A więc jest pewna nieregularność w notowanych dotąd zasięgach poszczególnych serii. Mianowicie górna seria ilasta ma większy zasięg pionowy niż przykrywająca ją w okolicach Mnina seria piaskowców górnych. Od tego miejsca zaś, w miarę posuwania się na południe, rozszerzał się hiatus na pograniczu osadów liasu i doggeru oraz pojawiały się coraz młodsze elementy profilu środkowojurajskiego. Tymczasem na terenach położonych bezpośrednio na południe od Mnina obserwuje się nowy hiatus przypadający na okres między górną serią ilastą a kelowejem.

J. Czarnocki piaskowcom tym przypisuje wiek batoński. S. Z. Różycki (1955), opierając się na faunie małżów i ramienionogów, zalicza je również do batonu. Zaznacza jednak, że najwyższa ich część należy już przypuszczalnie do dolnego keloweju. Podana mikrofauna nie pozwala jednak dokładniej sprecyzować wieku tej serii. A więc w tej części obrzeżenia czeka na wyjaśnienie problem kontaktu opisanej batońskiej serii piaskowców górnych z wapieniami piaszczystymi dolnego keloweju o brunatnym i brunatnoczerwonym zabarwieniu, znanymi zarówno z Wólki-Konradowa, jak i Mnina.

Wapień keloweju

Na południe od Mnina, koło Łopuszna i Ewelina kelowej spoczywa przypuszczalnie bezpośrednio na górnej serii ilastej i zaczyna się poziomem zlepieńca zbudowanego z otoczaków marglu szarozółtego, scementowanego spoiwem marglistym. Obecność tej warstwy rzuca światło na charakter kontaktu wapieni keloweju z podścielającymi je warstwami.

Wapień z krzemieniami dolnego keloweju w miarę posuwania się na południe leżą na coraz starszych osadach. I tak w Józefinie i Snochowicach, podobnie jak w Łopusznie, spoczywają bezpośrednio na górnej serii ilastej. Natomiast w Czartoszowych oraz Mieczynie obserwuje się je na piaskowcach i zlepieńcach dolnoliasowych. Po południowo-zachodniej stronie obrzeżenia, jak na przykład we wsi Obice (okolice Pińczowa), spotyka się je na osadach kajpru lub retyku. Osady dolnego liasu zachowały się w wielu miejscach wzdłuż południowej granicy mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

KONTAKT OSADÓW LIASU I DOGGERU

Wobec pozornie zgodnego ułożenia osadów doggeru na osadach liasu znalezienie kontaktu między nimi było bardzo trudne. W osadach jury środkowej, analogicznie do utworów liasowych, w miarę posuwania się na południe następuje redukcja miąższości poszczególnych poziomów, ale wykształcenie tej serii wyłącznie w facji morskiej decyduje o większej jej jednolitości, która pozwala wyróżnić poszczególne elementy stratygraficzne na całym opracowywanym terenie i ułatwia odtworzenie zasięgu rozszerzającego się stopniowo zbiornika morza doggerskiego.

Osady liasu w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich najkompletniej rozwinięte są w jego północnej części, mianowicie w okolicach Żarnowa. Kończą się tu serią borucicką (lias ζ), której łączna miąższość waha się od 45 do 75 m. Na niej spoczywają osady doggeru, również w litofacji piaszczystej, reprezentowane przez dolnowezulską serię piaskowców dolnych o miąższości zaledwie od 15,0 do 20,0 m. Hiatus w obszarze żarnowskim przypada więc przypuszczalnie już na najwyższą część liasu górnego, obejmując strop serii borucickiej, a następnie rozszerza się na cały aalen, bajos i dolną część wezulu dolnego. Wskazuje na to stosunkowo oznaczona miąższość serii w porównaniu do sąsiadującego od północy obszaru opoczyńskiego, gdzie według sugestii R. O s i k i dochodzi do 90 m.

Ku południowi, w okolicach Czerмна i Buljanowa, profil osadów na kontakcie omawianych serii zmienia się początkowo bardzo powoli. Stopniowo maleje miąższość serii borucickiej, obejmującej tu kompleks warstw miąższości od 30 do 50 m. Osady doggeru zaczyna seria piaskowców dolnych o miąższości 15,6 m. Hiatus więc tylko nieznacznie się rozszerza, tj. zaczyna się nieco wcześniej w liasie górnym i kończy nieco później w wezulu dolnym. Jednocześnie maleje tu stopniowo miąższość wyższych poziomów doggeru. I tak nadległa dolna seria ilasta liczy tu tylko od 24 do 30 m grubości, podczas gdy w okolicy Żarnowa miała jeszcze około 40 m.

Na przestrzeni od okolic Czerмна do Wólki-Konradowa i Mnina obserwuje się nieporównywalnie szybsze zmiany na kontakcie liasu i doggeru. Znika tu seria borucicka (toark górny) i występuje jedynie toark dolny. W Wólce-Konradowie rozwinięta jest jeszcze seria esteriowa w stropie serii podesteriowej. Osady liasu ϵ osiagają tu więc łączną miąższość 33,6 m, w Mninie zaś, znajdującym się zaledwie około 4 km na wschód, obserwuje się tylko serię podesteriową.

Osady doggeru zaczynają się w Wólce-Konradowie dolną serią ilastą miąższości zaledwie 11,5 m. Wyżej leży seria podwapieniaków dolnych, górna seria ilasta, seria piaskowców górnych oraz kompleks warstw ke-lowaju.

A więc hiatus w tej okolicy obejmuje znacznie większy odcinek liasu górnego, bo przypuszczalnie górną część serii esteriowej i całą serię borucicką oraz dłuższy odcinek doggeru. Rozszerza się bowiem w porównaniu do poprzedniego obszaru o serię piaskowców dolnych dolnego wezulu, jak też o dolną część dolnej serii ilastej, a więc rozciąga się przypuszczalnie na cały dolny wezulu.

W okolicach Mnina nie obserwuje się już w ogóle dolnej serii ilastej. Występuje tu tylko stropowa część serii podwapieniaków dolnych, przykryta górną serią ilastą, serią piaskowców górnych oraz osadami keloweju. Na tej stosunkowo niewielkiej przestrzeni hiatus rozszerzył się więc z jednej strony na lias ϵ_2 , a z drugiej na cały wezł dolny i środkowy.

Transgresja morska, związana z górną serią ilastą górnego wezłulu i dolnego batonu, jest w zachodnim obrzeżeniu pierwszą, która dotarła tak daleko na południe. Jej osady występują nie tylko w okolicach Wólki-Konradowa i Mnina, ale również na całym obszarze włoszczowskim aż poza okolice Chęcina.

Podczas następnego okresu, odpowiadającego sedymentacji piaskowców górnych górnego batonu (może również dolnego keloweju) basen sedymentacyjny ponownie znacznie się zmniejszył. Granica jego przebiegała tuż na południe od Mnina, wciskając się niewielką zatoką pod Czajczyn. W związku z tym w północnej części obszaru włoszczowskiego na górnej serii ilastej dolnego batonu leżą bezpośrednio osady keloweju. W jego południowej części brak również ilów dolnobatońskich, a kelowej spoczywa na zlepieńcach i piaskowcach dolnego liasu. Na południe od Mnina pojawia się więc jeszcze jeden hiatus niezależny od głównego, obserwowanego dotąd na pograniczu liasu i doggeru. Obejmuje on tu tylko okres przypadający na sedymentację serii piaskowców górnych, a więc górny baton. W południowej części obszaru włoszczowskiego problem przerw w sedymentacji pozornie się upraszcza w związku z redukcją osadów doggeru. Występują tu bowiem tylko osady keloweju.

Morze keloweju szerokim frontem wkroczyło na obszar świętokrzyski, przekraczając dotychczasowe granice basenów doggerskich. Jego transgresywny charakter w północnej części obszaru włoszczowskiego wyraził się poziomem zlepieńców obserwowanych tu przez J. Czarnockiego (1925, 1927) w spągu osadów kelowejskich, leżących — jak już wiemy — bezpośrednio na ilach dolnego batonu.

Naszkicowany obraz rozwoju transgresji doggerskich wyjaśnia w pełni, dlaczego w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich obserwuje się zazwyczaj tylko jeden wielki hiatus na przelomie liasu i doggeru. Denudacja górnobatońska zniszczyła tu starsze osady doggeru, przy czym miejscami usunęła ona również osady liasu i wówczas warstwy keloweju leżą bezpośrednio na pstrych seriach kajpru lub retyku.

Fakty te odzwierciedlają również przebieg procesów tektonicznych na tym terenie. Wzdłuż zachodniego obrzeżenia zaznaczają się powolne, ale wyraźne tendencje wznoszące, coraz silniejsze w miarę posuwania się na południe. Śródlądowe baseny dolnoliasowe obrzeżały masyw świętokrzyski od północy, zachodu i południa (K. Pawłowska, 1962). Słaby rozwój synemuru w południowej części obszaru przedborskiego sygnalizuje zakłócenie w tym okresie równowagi tektonicznej. Począwszy od liasu środkowego okresy denudacji na obszarze włoszczowskim przeważały nad okresami sedymentacji. W rezultacie kompleksy liasowe nie osiągnęły tu nigdy większych miąższości, toteż łatwo ulegały degradacji.



Fig. 4. Szkic geologiczny zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich
 1 — pstry piaskowiec i wapień muszlowy, 2 — kajper, 3 — lias, 4 — dogger, 5 — malm

ROZWÓJ SERII LIASOWEJ WZDŁUŻ ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Najkompletniej rozwinięte osady liasu w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, które omówiono na str. 24—44, występują w jego najbardziej północnej części, mianowicie w okolicy Żarnowa. Mają one miąższość około 420—450 m. Jest to żarnowskie pasmo wychodni. W miarę posuwania się na południe zachodzą szybkie zmiany w miąższościach warstw w związku z licznymi lukami w różnych poziomach liasu.

W okolicach Przedborza występują trzy pasma wychodni skał kajpro-
woretyko-liasowych o monoklinalnej budowie, mniej więcej równoległych do siebie. Powstały one wskutek zdyslokowania bardzo płaskiego, antyklinalnego fałdu radoszyckiego w okresie ruchów fazy laramijskiej. Fałd ten jest strukturą starszą, a jego istnienie ma wpływ na przebieg sedymentacji osadów całego liasu, gdyż w miarę zbliżania się do jego osi wybitnie zmniejszają się miąższości poszczególnych serii aż do całkowitego ich braku na strukturze.

W następnym (środkowym) pasmie wychodni osadów liasu obserwuje się interesujące zmiany. Mianowicie w części wschodniej, na odcinku Wyszyna Machorowska — Tama, ogólna miąższość liasu maleje do około 205 m, a ku zachodowi stopniowo wzrasta i w okolicach Buljanowa — Turówic osiąga 275 m. Jeszcze wyraźniej zmiany miąższości liasu można śledzić w pasmie wychodni położonym najdalej na południe. W okolicy Lipy — Szkucina zmniejsza się ona przypuszczalnie do 115—155 m, w okolicach Fałkowa powoli wzrasta do 135—195 m, a koło Czerdna do 200, a nawet 225 m.

Na południe od Czerdna zmienia się styl tektoniczny zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i opisywane wyżej osady, od kajpru po dogger włącznie, występują w mniej lub bardziej regularnych fałdach.

W trzecim pasmie wychodni — pilczyckim, bezpośrednio na południe od Czerdna, na odcinku Olszamowice — Wólka-Konradów miąższość liasu waha się od 160 do 120 m. W okolicach Mnina zmniejsza się do 57 m. Posuwając się dalej na południe (Łopuszno, Snochowice, Michała Góra) tylko lokalnie przekracza 30 m, jak i w całym południowo-zachodnim i południowym obrzeżeniu. Niżej przedstawiono najbardziej charakterystyczne profile liasu z zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Opis przekrojów

WYSZYNA MACHOROWSKA — TAMA

Retyk

Ponad typowymi wapnistymi mułowcami pstrego kajpru z ławicami brekcji, z przeławiczeniami wapieni i zielonych piaskowców wapnistych, a poniżej zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych hetangu leży seria osadów retyku, również pstrych, ale bezwapnistych, wykształcona w postaci piaszczystych mułowców i drobnolaminowanych piaskowców mułowcowych.

Miąższość retyku wynosi około 20 m.

Lias

Seria zagajska i gromadzicka
Hetang (lias α_1 i α_2)

Osady liasu leżą niezgodnie na osadach retyku. Profil zaczyna się żwirami kwarcowo-kwarcytowymi przechodzącymi w piaskowce. W partii spągowej przeławicają

się one ze stosunkowo grubymi wkładkami pstrych ilów od białych do wiśniowych, przy czym miąższość wkładek ilastych przewyższa tu miąższość żwirów, dlatego też seria żwirowa nie tworzy na tym odcinku kulminacji w terenie.

Miąższość serii zagajskiej i gromadzickiej wynosi łącznie około 25 m.

Seria zarzecka, żarnowska, gielniowska i bronowska
Synemur i pliensbach (lias α_3 , β , γ i δ)

Część profilu liasowego zawarta między serią żwirową hetangu a zieloną jest na tym terenie słabo poznana wobec braku zarówno odsłonień, jak i wierceń. Nie udało się prześledzić serii zarzeckiej, która albo wykształcona jest tu w facji niecharakterystycznej, albo jej miąższość jest tak zredukowana, że trudno ją wydzielić w terenie.

Bezpośrednio nad serią żwirową występują tu białe, mułkowate piaskowce drobnoziarniste, na ogół bardzo kruche i nie dające odsłonień. Mogą one być odpowiednikiem zarówno serii żarnowskiej, gielniowskiej jak i bronowskiej czy nawet gromadzickiej.

A więc kompleksowi osadów liczącemu w okolicach Żarnowa od 225 do 335 m tu odpowiada seria o miąższości zaledwie około 95—100 m.

Seria podesteriowa (pod-zielona) i esteriowa (zielona)
Toark dolny (lias ϵ)

Obecność tych serii stwierdzono tu bez zastrzeżeń. W części dolnej są to szare przekładańce mułowcowo-piaskowcowe z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych liczące 11 m miąższości (seria podesteriowa).

W części górnej występuje typowa seria esteriowa — zielona (wyraźnie pstra na tym terenie) w postaci łupków zielonooliwkowych, lokalnie z wiśniowymi plamami, mułowcowo-ilastych i mułowcowo-piaskowcowych z podrzędnymi przelawiczeniami piaskowców szarych, drobnoziarnistych. Ponadto zawiera wkładki syderytu ilastego, żółtoszarego, lawiczkę z *Estheria* sp. oraz detrytus roślinny.

Miąższość tej części osadów wynosi 34 m.

Seria borucicka
Toark górny (lias ζ)

Strop serii liasowej wyznaczają piaskowce białawożółtawe, w dolnej części z wkładkami mułowców i przekładańców mułowcowo-ilastych oraz piaskowcowo-mułowcowych. Kompleks ten jest bardzo monotony. Obok licznych miejscami blaszek miki obserwuje się jedynie domieszkę detrytusu roślinnego i jeden poziom ze śladami robaków.

Miąższość tej serii, zwłaszcza w porównaniu do niżej leżących, jest znaczna; w otworze Tama wynosi 43 m, a może być jeszcze większa. Przypuszczalnie górna część tych piaskowców wiąże się już z transgresją dolnego wezulu.

BULJANÓW — TURÓWICE

Odsłonięcia z tych okolic wchodzi w skład północno-zachodniego obrzeżenia fałdu radoszyckiego.

Retyk

Nad osadami kajpru obserwuje się tu kompleks warstw retyku wykształcony jako mułowce zielonawe i zielonawo-wiśniowe plamiste w dolnej części, następnie jako piaskowce drobnoziarniste, zielonawe i bezwapniste w środkowej i wreszcie przekładańce mułowcowo-ilaste, przeważnie wiśniowe, w części górnej. W spągu dolnych mułowców obserwuje się charakterystyczną warstwę zlepieńca zbudowanego z ziarn pseudo-oolitów, otoczków piaskowców drobnoziarnistych, mułowców oraz domieszki piasku kwarcowego.

Górna część mułowcowo-ilasta, szczególnie w partii spągowej ma charakter gruzłowy. Jest to seria zlepieńcowa, zbudowana z okruców ilastych zlepionych materiałem mułowcowym (osad ten przypomina „zlepienie ilowe” S. Z. R ó ż y c k i e g o).

Miąższość osadów retyku wynosi około 23 m.

Lias
Seria zagajska i gromadzicka
Hetang (lias α_1 i α_2)

Serie te charakteryzuje duża zmienność wykształcenia. W spągu obserwuje się zlepieńce, piaskowce zlepieńcowate i piaskowce gruboziarniste. Na ogół wkładki zlepieńcowe nie osiągają tu większych miąższości, lecz tworzą cienkie, soczewkowane przeławicenia wśród przeważających piaskowców grubo- i średnioziarnistych, przy czym miąższość osadów gruboklastycznych jest stosunkowo mała i seria zwirowa w tym profilu została słabo wykształcona. Jest ona jeszcze zabarwiona szarozielonawo z czekoladowymi plamami; a jej miąższość przypuszczalnie wynosi zaledwie 5 do 10 m.

Wyżej występuje około 6 m kompleks przekładańców mułowcowo-piaskowcowych i mułowcowo-ilastych z wkładką syderytu ilastego z odciskami i pojedynczymi okazami *Estheria* sp. (otwór Turowice TC₁). Zawiera on cienkie wkładki piaskowców średnioziarnistych.

W stropie osadów hetangu ponownie pojawia się seria (około 5 m grubości) piaskowców drobnoziarnistych, jasnoszarych, obfitujących w detrytus roślinny, kończących się w górze przekładaniem mułowcowo-piaszczystym szarym i ciemnoszarym, przepelnionym zwęglonym detrytusem roślin.

Miąższość osadów hetangu wynosi około 40 m.

Seria zarzecka
Synemur dolny (lias α_3)

Seria zarzecka zaczyna się poziomem rudnym wykształconym jako łupki ilaste, na ogół ciemnoszare z wiśniowo-czekoladowymi plamami lub szaro-wiśniowe, identyczne jak w okolicach Żarnowa. Zawiera on kilka cienkich wkładek syderytu. Jest to przypuszczalnie odpowiednik najniższego poziomu rudnego (III), liczącego w tym profilu 3 m grubości.

Wyżej leżą piaskowce drobnoziarniste zaczynające osady nowego cyklu sedymentacyjnego. Przechodzą one stopniowo w łupki mułowcowo-ilaste z obfitym detrytusem roślin, z kanalikami po korzeniach i poziomem gleby kopalnej. Przykrywa go osad mułowcowo-ilasty, bezwapnisty ze stosunkowo ubogą mikrofauną (około 3 m nad poziomem rudnym): *Ammodiscus* cf. *orbis* L a l. i *Pseudoglandulina* sp.

Nad poziomem z mikrofauną obserwuje się ponownie piaskowce drobnoziarniste z wkładkami ilastymi typu glinek ogniotrwałych i z wkładkami piaskowców zlepieńcowatych oraz z cienkimi przeławiczeniami zlepieńców. A więc wykształcenie tej serii jest bardzo zbliżone do znanego z okolic Żarnowa. Nie odsłonięty jest tylko strop tej serii. W odkrywkach widocznie są jedynie piaskowce drobnoziarniste, drobno płytkowe, z licznymi przeławiczeniami białawych mułowców. Dlatego też trudno stwierdzić, czy wykształcony tu jest również górny poziom rudny, choć istnieją dane pozwalające spodziewać się jego obecności.

Miąższość serii zarzeckiej wynosi około 25—35 m.

Seria żarnowska, gielniowska i bronowska
Synemur górny i pliensbach (lias β , γ i δ)

Nad serią rudonośną występują piaskowce jasne, drobnoziarniste, kruche, o spoiwie mułowcowym, obfitujące w drobną, rozproszoną mikę, z domieszką detrytusu roślinnego tworzącego miejscami liczne węgliste smużki. W piaskowcach obserwuje się wkładki przekładańców mułowcowo-piaskowcowych. Widoczne też są miejscami poziomy z kanalikami robaków; innych znalezisk paleontologicznych brak, co uniemożliwia dokładniejsze określenie pozycji stratygraficznej tych osadów.

Łączna miąższość opisanych serii wynosi około 70—80 m.

Seria podesteriowa (pod-zielona) i esteriowa (zielona)
Toark dolny (lias ϵ)

Podobnie jak na pozostałym terenie toark jest w dolnej części reprezentowany przez przekładanie mułowcowo-piaskowcowe z cienkimi przeławiczeniami piaskowców drobnoziarnistych oraz ilowców barwy ciemnoszarej, miejscami o zielonawym odcieniu.

Wyżej występuje kompleks mułowcowo-ilasty z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, zielonawych, miejscami wiśniowych albo fioletowych czy czekoladowych, z bardzo licznymi wprysnięciami pirytu. Charakteryzują go liczne wkładki syderytu oraz ławiczki *Estheria* sp.

Sedymentacja tego osadu odbywała się w warunkach wyjątkowo spokojnych, laminowanie bowiem ma charakter wstęgowy, jedynie miejscami obserwuje się zaburzenia podobne do zaburzeń soliflukcyjnych w osadach plejstocenijskich. Dość często spotyka się w tej serii poziomy z kanalikami robaków.

Mięszkość osadów toarku dolnego wynosi około 60 m.

Seria borucicka Toark górny (lias ζ)

Seria borucicka w dolnej części składa się z piaskowców białawych, kruchych, drobnoziarnistych, z licznymi wkładkami mułowców i przekładańców mułowcowo-piaskowcowych z domieszką niezbyt obfitego detrytusu roślinnego. W górnej części występuje gruby kompleks piaskowców drobnoziarnistych, śnieżnobiałych, jeszcze bardziej kruchych niż w części dolnej, przechodzących miejscami w luźne piaski.

Mięszkość serii borucickiej wynosi około 55 m.

SZKUCIN — LIPA

Ponad serią górnego kajpru wykształconego jako mułowce i łupki mułkowato-ilaste z wkładkami łupków piaskowcowych i piaskowców drobnoziarnistych, zbitych krystalicznych wapieni oraz zlepów pseudo-oolitowych wiśniowo-zielonych, plamistych występuje kompleks warstw retyku.

Retyk

Osady retyku są w dalszym ciągu pstre, wiśniowo-zielone i oliwkowo-szare; znikają tu całkowicie wkładki zlepów, niektóre ławice piaskowcowe mają natomiast grubszą ziarno i są kruche. Ponadto pojawia się duża ilość blaszek muskowitu i wprysnąć pirytu. Sporadycznie występuje charakterystyczny typ zlepieńca „dziurawego”, w którym uległy wypłukaniu otoczaki wapieni, a zostały toczne łów.

Mięszkość osadów retyku wynosi od 15 do 25 m.

Lias Seria zagajska i gromadzicka Hetang (lias α_1 i α_2)

Profil liasu zaczyna się poziomem zlepieńca kwarcowo-kwarcytowego przechodzącego w piaskowce różnoziarniste. Zlepieniec tworzy na tym terenie piękne skałki, w których widoczne są szczegóły przekątnego i frakcjonalnego warstwowania. Ponadto uderza dyskordantne ułożenie poszczególnych ławic. Skład petrograficzny zwirow nie ulega zmianie, spoiwo jest najczęściej piaskowcowe i piaskowcowo-limonityczne. Mięszkość kompleksu zlepieńcowego wynosi tu około 20 m.

Nad zlepieńcami leżą mułki, często pstre, białawo-żółtawo-różowe, z przelawicami piaskowców drobno- i gruboziarnistych oraz cienkimi soczewkami, analogicznych do leżących wyżej, zlepieńców. Kompleks ten ma mięszkość około 10 m.

W stropie osadów hetangu występuje ponownie seria zwirowa lub zlepieńcowa przechodząca szybko w piaskowce drobnoziarniste, białe, z detrytusem roślinnym. Mięszkość tej serii należy również ocenić na około 10 m.

Gruboklastyczne wykształcenie osadów hetangu w tej okolicy utrudnia przeprowadzenie szczegółowego podziału stratygraficznego.

Seria zarzecka Synemur dolny (lias α_3)

Seria zarzecka zaczyna się przekładańcem mułowcowo-piaskowcowym przechodzącym w mułowce i w przekładańce mułowcowo-ilowcowe. Występują w nich na ogół cienkie wkładki syderytu ilastego nie tworzące jednak charakterystycznych poziomów rudnych. Seria ta obfituje w detrytus roślinny oraz megasporę *Nathorstisporites hopliticus* Jung, co decyduje o jej wieku.

Mięszkość serii zarzeckiej wynosi około 20—25 m.

Seria żarnowska, gielniowska i bronowska
Synemur górny i pliensbach (lias β , γ i δ)

Serie żarnowska, gielniowska i bronowska nie zostały tu wyróżnione i reprezentuje je kompleks piaskowcowy, przy czym w okolicy Szkucina — Lipy znana jest tylko jego dolna część, miąższości około 40 m, wykształcona w postaci piaskowców białych, drobnoziarnistych, ze sporadycznymi wkładkami białych mułków. Część górna wraz z młodszymi warstwami liasu została zrzuciona wzdłuż uskoku.

FAŁKÓW

Retyk

Osady kajpru w tej okolicy są słabo odsłonięte, w spągu profilu liasowego obserwuje się natomiast pstry osady miąższości około 15 m wykształcone analogicznie jak retyk w poprzednio opisanych profilach.

Lias
Seria zagajska i gromadzicka
Hetang (lias α_1 i α_2)

W profilu Fałkowa obserwuje się pewne różnice w wykształceniu kompleksu skał hetangu. Miejsce zlepieńców, osiagających w Lipie i w Szkucinie znaczną miąższość, zajmują tu piaskowce różnoziarniste, z przewagą drobnoziarnistych. Charakteryzuje je złe wysortowanie ziarn pod względem wielkości, domieszka żwirów kwarcowych, kruchość, białe mułkowate spoiwo, a w części spągowej cienkie wkładki pstrych mułków biało-różowo-wisniowych. Ku górze przechodzą one w piaskowce białawe, drobnoziarniste, z wkładkami białych mułków i ze sporadycznymi skupieniami detrytusu roślinnego.

Miąższość osadów hetangu wynosi 50—60 m.

Seria zarzecka
Synemur dolny (lias α_3)

Seria zarzecka wykształcona jest jako kompleks łupków mułowcowo-piaskowcowych i mułowcowo-ilastych, szarych, przepełnionych detrytusem zwęglonych roślin, ale bez charakterystycznych poziomów syderytycznych. Wykształcenie litologiczne i obecność megaspor *Nathorstisporites hopliticus* Jung decyduje o wieku tych osadów.

Miąższość serii zarzeckiej wynosi około 20—25 m.

Seria żarnowska, gielniowska i bronowska
Synemur górny i pliensbach (lias β , γ i δ)

Osady tych serii są wykształcone jako piaskowce białe, drobnoziarniste, równoziarniste, kruche. W dolnej części zawierają liczne przeławicenia białych mułków. Występuje tu również detrytus roślinny.

Piaskowce są odsłonięte na dużej przestrzeni i mają miąższość od 30 do 50 m.

Seria podesteriowa (pod-zielona) i esteriowa (zielona)
Toark dolny (lias ϵ)

Obecność osadów tego wieku została stwierdzona na zwale jednej ze studni w Fałkowie. Wykształcone są one jako przekładańce mułowcowo-ilaste, zielonawe, z charakterystycznymi ławiczkami *Estheria* sp.

Miąższość osadów toarku dolnego wynosi przypuszczalnie około 35 m.

Seria borucicka
Toark górny (lias ζ)

Kompleks piaskowców przykrywających serię liasu ϵ jest tu wykształcony w postaci piaskowców drobnoziarnistych, drobnopłytkowych, białych, z detrytusem roślinnym i z licznymi blaszkami muskowitu.

Odsłonięta część serii ma około 20 m miąższości, przypuszczalnie jest ona jednak znacznie grubsza i ma miąższość zbliżoną do obserwowanej w uprzednio opisanych profilach.

CZERMNO

Okolice Czeramna mają bardzo skomplikowaną budowę. Leżą one na osi fałdu radoszyckiego i również w miejscu krzyżowania się dyslokacji o kierunkach zbliżonych do południkowych i równoleżnikowych.

Retyk

Nad osadami kajpru, wykształconymi jako pstre margliste mułowce z poziomami zlepów pseudo-oolitowych, leżą pstre osady retyku. W spągu występują charakterystyczne zlepieńce polimiktyczne, złożone z otoczków żółtych wapieni, dolomitów, toczeńców skał ilastych i kwarców. Wkładki mułowcowe zawierają znaczną domieszkę sferolitów.

Mięszczość osadów retyku wynosi około 18—20 m.

Lias

Seria zagajska i gromadzicka Hetang (lias α_1 i α_2)

Osady hetangu leżą na warstwach retyku lub bezpośrednio na pstrych mułowcach kajpru. Kompleks ten jest bardzo dobrze odsłonięty. Zlepieńce i żwiry występują tu w postaci soczewek różnej wielkości przeławicających się z łupkami ilastymi różowo-zielonawo plamistymi oraz z łałami wiśniowymi, szarymi, ochrowatymi, żółtymi, i białymi. Obserwuje się tu również wkładki paskowców drobnoziarnistych białych i różowych obok piaskowców gruboziarnistych i zlepieńcowatych, z przemazami wiśniowych ilów, obfitujących w liczne cienkie wkładki limonityczne. W wyższej części zlepieńce, a właściwie żwiry, zyskują na miąższości. Mają tu wybitnie soczewkowaty charakter i widoczne jest szybkie przechodzenie materiału żwirzastego w osad piaskowcowy. Ich skład jest identyczny jak w okolicach Zarnowa. Płaskie otoczki kwarcytów osiągają średnicę do 10 cm.

Ku górze żwiry stopniowo ustępują miejsca piaskowcom, początkowo zlepieńcowatym, a następnie o coraz drobniejszym ziarnie. Stale jednak obserwuje się niespokojne i przekątne uławicenie i liczne toczeńce mułków i ilów. Piaskowce te ponadto charakteryzuje obecność licznych odcisków pni drzewnych i znaczna domieszka detrytusu roślinnego.

Mięszczość osadów hetangu wynosi od 40 do 50 m.

Seria zarzecka Synemur (lias α_3)

Serię zarzecką z trudem można prześledzić w tej okolicy. Obserwuje się tu wprawdzie strefę piaskowców z licznymi przekładańcami mułowcowo-ilastymi, ale jest ona bardzo słabo odsłonięta i jej wykształcenie nie zostało bliżej zbadane; również miąższość tej serii nie jest tu znana.

Seria zarnowska, gielniowska i bronowska Synemur górny i pliensbach (lias β , γ i δ)

Serie te reprezentuje gruby kompleks piaskowców, bardzo jednorodnych, drobnoziarnistych, białawych, jasnożółtych lub szarawych od domieszki pyłu węglowego, na ogół kruchych. Obserwuje się w nich również wkładki piaskowców gruboziarnistych, a nawet zlepieńcowatych, o średnicy ziarn do 1 cm oraz przeławicenia mułowców lub przekładańców mułowcowo-piaskowcowych. W stropie piaskowce te stają się łupkowate i zwiększa się ilość przeławiczeń pelitycznych. Obfity jest tu również detrytus roślinny.

Mięszczość kompleksu piaskowcowego omówionych serii jest tu znacznie większa w porównaniu do profilów Szkucina i Fałkowa i wynosi od 65 do 75 m.

Seria podesteriowa (pod-zielona) Toark dolny (lias ϵ_1)

Osady toarku dolnego dają się dobrze śledzić na opisywanym obszarze dzięki licznym zwałom starych szybów. Seria podesteriowa jest reprezentowana przez szare przekładańce tylko z nielicznymi wkładkami zielonawo zabarwionymi. W tej części

spągowej obserwuje się piaskowce drobnoziarniste przelawicone mułowcami szarymi lub szarozielonymi. Wkłádki syderytyczne są rzadkie, obfity jest natomiast detrytus roślinny. W tej części profilu pojawiają się również ślady mikrofauny.

Miąższość serii podesteriowej wynosi od 15 do 20 m.

Seria esteriowa (zielona) Toark dolny (lias ϵ_2)

Seria ta ma charakterystyczne zielone zabarwienie lokalne z czerwonymi plamami. Wykształcona jest tu jako osady ilasto-mułowcowe. Podobnie jak w innych profilach, występują tu liczne ławiczki *Estheria* sp., sferolity syderytowe, drobne konkrekcje pirytu i pseudo-oolity ilowe. Ponadto obserwuje się tu liczne megaspory zespołu III z *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie na czele.

Seria borucicka Toark górny (lias ζ)

Serię borucicką można podzielić na dwie części — dolną — ilastą i górną — piaskowcową.

Część ilastą stanowią przekładance mułowcowo-piaskowcowe z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych; miąższość tej części osadów wynosi od 7 do 17 m. Obserwuje się tu detrytus roślinny i pojedyncze megaspory *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie, *Erlansonisporites tegimentus* Marc., *E. excavatus* Marc. i *Trileites* sp. A (Murray) Marc.

Część piaskowcowa zaczyna się często poziomem piaskowców średnioziarnistych z drobnym żwirkiem kwarcowym do 1 cm średnicy. Wyżej występują piaskowce na ogół drobnoziarniste, choć zdarzają się przelawicenia piaskowców o grubszym ziarnie oraz wkładki mułków lub ilów o wyglądzie glinek ogniotrwałych. Charakterystyczne dla tej części profilu jest laminowanie wstęgowe i tylko lokalne zaburzenia sedymentacyjne. Mimo to obserwuje się tu poziomy z toczęncami ilastymi. Ilość blaszek muszkowitu jest w dalszym ciągu dość znaczna, detrytus roślinny występuje natomiast rzadko.

Miąższość tej części osadów wynosi od 23 do 33 m

Dogger

Ingresja doggeru zaczyna się tu piaskowcami dolnego wezulu miąższości około 15 m. Wyżej występuje dolna seria ilasta (miąższość od 24 do 30 m) wezulu dolnego i środkowego, a następnie seria podwapieniaków dolnych. Otworami wiertniczymi stwierdzono obecność tylko dolnej części tej serii miąższości od 5 do 10 m, ale niewątpliwie jest ona znacznie grubsza. Wyższe ogniwa nie zostały tu rozpoznane z powodu braku odsłoneń i otworów wiertniczych. Górna seria — ilasta ma tu przypuszczalnie miąższość około 15 m. W okolicy Czerzna występują piaskowce żelaziste (seria piaskowców górnych), których miąższości nie określono.

OLSZAMOWICE — DOBRY WIDOK

Retyk

Profil ten opisano tylko na podstawie odsłoneń. Widoczny jest wprawdzie w wielu punktach kontakt liasu z pstrymi osadami retyku, ale nie udało się zaobserwować ich wykształcenia ani ocenić ich miąższości.

Lias Seria zagajska i gromadzicka Hetang (lias α_1 i α_2)

W obrębie kompleksu skał hetangu daje się na tym odcinku zauważyć wyraźna trójdzielność.

Część najniższą miąższości od 5 do 15 m charakteryzuje bardzo niespokojne uławicenie, częste przewarstwianie się skał gruboklastycznych z mułowcami i łąmi oraz szybkie przechodzenie jednych osadów w drugie zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym.

Część środkowa miąższości od 10 do 15 m obejmuje kompleks skał mułowcowo-ilastych z podrzędnymi wkładkami piaskowców różnoziarnistych, a nawet zlepień-

ców. We wkładkach piaskowcowych widoczne jest uławicenie frakcyjne. Ponadto piaskowce drobnoziarniste są na ogół bardzo silnie zlimonizowane, szczególnie na powierzchni. Komplex ten ma pstre zabarwienie żółtoochrowato-szarowiśniowe.

Część górna miąższości około 10 m zaczyna się ponownie piaskowcami różnoziarnistymi, gruboziarnistymi, ze żwirikami kwarcu, a nawet lokalnie z soczewkami zlepieńców. Wyżej obserwuje się piaskowce drobnoziarniste. Również i tu obecne są przeławicenia mułowcowe.

Seria zarzecka Synemur dolny (lias α_3)

Seria zarzecka nie ma tu charakterystycznego wykształcenia, znanego z okolic Żarnowa. Jedynie pod Olszamowicami można prześledzić wyraźną smugę szarych łupków mułowato-ilastych lub przekładanćów mułowcowo-piaskowcowych, przepelniętych detrytusem roślin i z drobnymi wkładkami syderytu.

Seria żarnowska, gielniowska i bronowska Synemur górny i pliensbach (lias β , γ i δ)

Pas wychodni liasowych zamykają białe piaskowce na ogół drobnoziarniste, ale w dalszym ciągu różnoziarniste i niespokojnie uławicone, z wyraźnie zaznaczoną dyskordancją. W partiach spągowych spotyka się nierzadko domieszkę żwirów kwarcu. W osadach tych występuje masowo zwęglony detrytus roślinny.

Komplex osadów opisanych serii ma łączną miąższość od 50 do 60 m.

Seria podesteriowa (pod-zielona) i esteriowa (zielona) Toark (lias ϵ)

Osady toarku występują w jądrze synkliny i są znane jedynie w studniach wsi Leszczyny, gdzie ponadto osiągnięto je szybami. Występowanie wyższych ogniwi jury nie zostało tu stwierdzone.

RUDA PILCZYCKA — WÓLKA — KONRADÓW

Wykształcenie liasu na tym obszarze opisano głównie na podstawie profiliów otworów wiertniczych z okolic Rudy Pilczyckiej i Wólki-Konradowa. W pierwszym poznano skład litologiczny dolnych warstw liasu, a w drugich — górnych.

Retyk

Na osadach kajpru górnego, wykształconego jako mułowce i ilowce wyraźnie wapniste z wkładkami wapnistych brekcji, leży seria warstw w dalszym ciągu pstrych, miąższości około 30 m. Jest ona słabo wapnista lub całkowicie bezwapnista, a pstre barwy są wyraźnie zszarzałe. Ponadto istotną cechą tej serii jest obecność licznych wkładek zlepieńców występujących wśród mułowców lub piaskowców drobnoziarnistych. Zlepienie te złożone są z toczeńców łupków ilastych, przeważnie zielonych, mniej lub bardziej obtoczonych i z otoczków miękkich, żółtawych wapieni marglistych. Wkładki zlepieńcowe występujące w części stropowej opisanej serii zawierają ponadto drobne żwirki szarych krystalicznych wapieni, żelazistych piaskowców drobnoziarnistych, kwarców i kwarcytów do 0,5 cm średnicy. Skład ten wskazuje na pochodzenie materiału z dalszych części kontynentu.

Poniżej opisanej serii występuje już osad intensywnie wiśniowy z zielonymi plamami, na ogół słabo wapnisty, wykształcony głównie jako mułowce i łupki mułowato-ilaste, z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych. Występują w nim charakterystyczne poziomy zlepieńców pseudo-oolitowych. Wydaje się on należeć już do kajpru górnego, ale w jego spągowej części występuje jeszcze jedna warstwa zlepieńca ilowego o miąższości 90 cm, zbudowanego z okruchów ilów szarooliwkowych. A więc jeszcze i ten odcinek profilu jest osadem redeponowanym i tylko w spągu leżą przeważnie mułowcowe osady, których przynależność do górnego kajpru nie będzie zastrzeżeń.

Lias
Seria zagajska i gromadzicka
Hetang (lias α_1 i α_2)

Seria liasu zaczyna się poziomami zlepieńców i żwirów, szczególnie powszechnie rozwiniętych na tym obszarze. Miąższość ich wynosi od 10 do 30 m. Są one często impregnowane związkami żelaza i tworzą najwyższe kulminacje w terenie, wyznaczające przebieg synkliny pilczyckiej. Zlepieniec te miejscami zajął się facjalnie z piaskowcami gruboziarnistymi z mniejszą lub większą domieszką żwirów kwarcowych. W otworach z okolic Rudy Pilczyckiej nad osadami retyku obserwuje się piaskowce średnio- i drobnoziarniste, na ogół frakcjonalnie warstwowane, kruche, z wkładkami zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych o średnicy ziarn od 1 do 2 cm. Występują w nich przeławienia mułków jasnych bądź pstrych, biało-różowych.

Seria zarzecka
Synemur dolny (lias α_3)

Na podstawie profilów wiertniczych można tu wyróżnić serię przeważnie mułowcową, odpowiadającą przypuszczalnie serii zarzeckiej, miąższości od 25 do 30 m. Różni się ona od warstw podścielających kilkoma charakterystycznymi cechami, jak drobnym laminowaniem osadu, przewagą osadu drobnopełitycznego i obfitą domieszką detrytusu roślinnego.

Seria ta jest złożona z przekładańców mułowcowo-piaskowcowych, mułowców ilastych oraz łupków mułowcowych lub ilastych. Osady te są na ogół bardzo spokojnie wstęgowe laminowane, jedynie lokalnie zdarzają się wkładki „mierzwiste” lub drobno soczewkowate. Laminowanie podkreślają liczne blaszki muskowitu oraz domieszka pyłu węglowego. Wśród przekładańców spotyka się cienkie wkładki piaskowca najczęściej drobnoziarnistego, również z muskowitem, detrytusem roślinnym oraz śladami licznych korzeni. Jedynie sporadycznie występują wkładki piaskowca średnioziarnistego, a nawet gruboziarnistego z mniej lub bardziej licznymi żwirkami kwarcu o średnicy od 2 do 3 cm, jak również cienkie wkładki zlepienia zbudowanego wyłącznie z ziarn kwarcu przezroczyściego, o nieco mniejszej średnicy.

Charakterystyczną cechą tego kompleksu jest obecność cienkich wkładek syderytu ilastego, nie tworzących jednak stałych poziomów lub impregnacja syderytyczna partii mułowcowych. W górnej części występują liczne wkładki mułowcowo-ilaste i ilaste o typie glinek ogniotrwałych.

Seria żarnowska, gielniowska i bronowska
Synemur górny i plienschbach (lias β , γ i δ)

Osady tych serii miąższości około 30—40 m są głównie piaskowcowe, zbudowane w przeważającej części z piaskowców drobnoziarnistych, zawierających jednak liczne przeławienia piaskowców średnio- a nawet gruboziarnistych z domieszką drobnych żwirków kwarcu do 1 cm średnicy, tworzących lokalnie cieniutkie soczewki. Ponadto miejscami pojawiają się toczące skały ilastych i wkładki przekładańców mułowcowo-piaskowcowych, przeławienia łupków mułowcowo-ilastych i nawet ilastych. Zazwyczaj piaskowce te są wyraźnie, spokojnie laminowane, przy czym na pewnych odcinkach profilu wyraźna jest cykliczność zaznaczona w spągu obecnością grubszego osadu, z reguły z domieszką żwirku kwarcowego i przekątnym uławiczeniem, a kończąca się w stropie smużką mułku.

Piaskowce te cechuje również obfitość szczątków roślinnych, obecność kilku poziomów korzeni i odciski pionowo stojących łodyg roślin.

Seria podesteriowa (pod-zielona)
Toark dolny (lias ϵ_1)

Seria podesteriowa osiąga tu miąższość około 20 m. Obejmuje kompleks mułowców, przekładańców mułowcowo-ilastych, a głównie przekładańców mułowcowo-piaskowcowych z podrzędnymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych do 1,5 m grubości. Ma barwę brązowoszarą, brązową i brązowoczerwoną, która pochodzi od impregnacji syderytycznej. Syderyt jest ponadto obecny w postaci drobnych kongrekcji i cienkich warstewek. Wszystkie osady tego poziomu są drobno laminowane, przy czym laminowanie jest podkreślone nagromadzeniem łyszczyków i detrytusu zwęglonych roślin.

Występują tu sporadycznie megaspory *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié, a w części środkowej liczna mikrofauna charakterystyczna dla serii podesteriowej: *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss., *A. cf orbis* Lal. i *Trochamina* sp.

Seria esteriowa (zielona) Toark dolny (lias ϵ_2)

Seria esteriowa ma tu również charakterystyczne zielone zabarwienie i wykształcenie, ale znacznie mniejszą miąższość (od 12 do 15 m). Obejmuje przekładane mułowcowo-piaskowcowe z przeławiczeniami ilastymi. Zawiera, zwłaszcza w górnej części, cienkie wkładki syderytu ilastego. Typowe dla tej części profilu jest laminowanie typu wstęgowego podkreślone obecnością blaszek łyszczyków i detrytusu roślinnego. Występują tu liczne ławiczki *Estheria* sp. oraz liczne megaspory zespołu III.

Dogger

Bezpośrednio nad serią esteriową leżą w tej okolicy osady doggeru reprezentowane przez dolną serię ilastą dolnego i środkowego wezulu. Wyżej pojawia się dobrze rozwinięta seria dolnego podwapieniaka środkowego i górnego wezulu, typowo wykształcona, zawierająca soczewki oolitów żelazistych i bogatą mikrofaunę. Na nim spoczywa górna seria wezulu górnego i seria piaskowców górnych batonu. W stropie pojawiają się kelowejskie wapienie z krzemieniami.

MNIN

Otwór wiertniczy wykonany na północ od Mnina (K. Pawłowska, J. Dembowska, 1954) ilustruje zmiany, jakie zachodzą w wykształceniu liasu w miarę zbliżania się do wychodni skał triasowych fałdu radoszyckiego.

Osady górnego kajpru wykształcone są jako mułowce i iłowce z podrzędnymi przeławiczeniami wapnistych piaskowców drobnoziarnistych. Są one pstre, wiśniowo-zielone, wapniste, miejscami gruzłowate z czterema poziomami zlepów pseudo-oolitowych.

Retyk

Retyk reprezentują osady piaskowcowo-mułowcowo-ilaste. W dalszym ciągu są one pstre, ale o nieco zmienionej barwie, brązowo-wiśniowe i zielono-szare. Są one całkowicie bezwapniste. W środkowej części przeważają piaskowce drobnoziarniste, w części górnej zaś mułowce gruzłowate przepełnione pseudo-oolitami, ze znaczną domieszką piasku kwarcowego, różnoziarnistego.

Lias

Lias jest reprezentowany w tej okolicy przez osady piaskowcowo-mułowcowe o miąższości nie przekraczającej 60 m. Tylko górna ich część, licząca około 20 m, jest udokumentowana paleontologicznie i wiąże się z liasem ϵ . Część dolna natomiast, przeważnie piaskowcowa, osadzała się w liasie dolnym i środkowym. Brak dokumentów paleontologicznych uniemożliwia dokładniejszą ocenę wieku tych osadów.

Lias α - δ obejmuje całą dolną część osadów liasowych w okolicy Mnina i jest reprezentowany przeważnie przez piaskowce. Zachodzi więc tu znaczna zmiana w wykształceniu osadów tego wieku — nie obserwuje się charakterystycznych osadów zwirowych w ich spągu. W rezultacie omawiany kompleks piaskowcowy odpowiada znacznie dłuższemu odcinkowi czasowemu w porównaniu do poprzednio opisywanych okolic, gdzie występował również kompleks piaskowcowy, ale odpowiadający tylko synemurowi górnemu i pliensbachowi. Pewne zróżnicowanie litologiczne pozwala wyróżnić tu trzy części.

Część dolna zbudowana jest w spągowym odcinku z piaskowców szarawozielonawych, drobnoziarnistych, laminowanych miejscami mułowcem lub iłowcem. Ponadto obserwuje się tu wkładki iłow z soczewkami zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych oraz detrytus roślinny. Prawdopodobnie są to osady liasu α . Na północ od otworu Mnin, w wsi Czerwona Wola, znaleziono w analogicznych piaskowcach leżących tuż nad retykiem, w cienkiej wkładce węglistej *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Od-

ciniek stropowy obejmuje jednolity kompleks piaskowców drobnoziarnistych, szarych, ze znaczną ilością detrytusów roślinnych.

Część środkowa jest mułowcowo-iłasta i ma niewielką miąższość. Dlatego też jej wartość stratygraficzna jest wątpliwa, zwłaszcza wobec braku badań paleontologicznych. Cechę charakterystyczną stanowi brunatne zabarwienie pochodzące od impregnacji syderytycznej, co mogłoby wskazywać na możliwość wiązania tej części z serią rudonośną.

Część górna ponownie obejmuje kompleks piaskowców drobnoziarnistych, szarych od detrytusów roślinnych, kończących się przekładaniami mułowcowo-piaskowcowymi z wkładkami iłowców z jedną cieniłą smuzką węgla. Część górna stanowi być może osady jednego większego cyklu sedymentacyjnego.

Wiek tej trójdzielnej serii trudny jest do określenia i przypuszczalnie cały opisany kompleks wiąże się z dolnym liasem.

Lias ϵ reprezentowany jest przez ility, mułowce i przekładance mułowcowo-piaskowcowe z podrzędnymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych. Osady te mają barwę ciemnoszarą z brązowym odcieniem. Występują tu cienkie wkładki syderytu, poziomy mułowców syderyticznych i liczne wprysnięcia pirytu. Można wydzielić osady czterech cykli sedymentacyjnych, z których każdy zaczyna się piaskowcem drobnoziarnistym, a kończy osadem mułowcowo-iłastym przepelnionym detrytusem roślinnym. Wykształcenie litologiczne tej serii pozwala ją paralelizować z dolną częścią liasu ϵ — z serią podesteriową.

Na ten sam wiek wskazuje pojawienie się w opisanych osadach nielicznych otwornic *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss. i *A. orbis* Lal., jak również megaspor *Thomsonia phylliscus* (Murray) Potonié.

Dogger

Bezpośrednio na osadach liasu ϵ leżą tu warstwy doggeru. Zaczynają się wprawdzie podobnymi ciemnymi osadami ilastymi, ale tkwią w nich wkładki oolitów żelazistych i liczne toczne ilaste. Reprezentują one serię podwapieniaków dolnych, a więc najwyższą część wezulu środkowego i wezulu górny. Przemawia za tym znaleziony fragment odlewu amonita (K. Pawłowska, J. Dembowska, 1954). Amonity w Górach Świętokrzyskich, zdaniem S. Z. Różyckiego (1955), występują głównie w wezulu, podczas gdy w batonie fauna ogranicza się do ramienionogów i małżów. Powyżej leży 10 m miąższości górna seria ilasta górnego wezulu i dolnego batonu wykształcona jako łupki ilaste, iłowce i mułowce ciemnoszare, prawie czarne. Nad nimi występuje gruby kompleks około 50 m miąższości piaskowców wapienistych rdzawych i żółtordzawych z wkładkami muszlowców, na ogół bardzo ubogi w faunę. Należy go zaliczyć do batonu środkowego i górnego, a część najwyższą przypuszczalnie już do dolnego keloweju. Na piaskowcach tych leżą wapienie piaszczyste wyższych poziomów keloweju.

CZAŁCZYN — JASIEŃ — CZARTOSZOWY

Ku południowi następuje dalsza redukcja profilu liasowego. Jego opis oparto na badaniach J. Czarnockiego (1924—1931), który nie charakteryzuje miąższości poszczególnych elementów profilu. Jedyne ogólnie można podać, że na wiśniowych iłach, przypuszczalnie górnego kajpru, leżą zlepience i żwiry kwarcowo-kwarcytowe. Wyżej występują piaskowce żółtawe, miejscami silnie żelaziste, należące zapewne do dolnego liasu.

W okolicach Czartoszowych bezpośrednio na opisanych osadach leżą „...szare łupki ilaste z wkładkami cienkopłytkowych białych piaskowców i lokalnie syderytów...” (J. Czarnocki, 1925, str. 12). Problem ich pozycji stratygraficznej nie został wyjaśniony. W świetle rozwoju sedymentacji w obszarze przedborskim mogą reprezentować zarówno osady serii podesteriowej, jak również serię ilastą batonu. Na wspomnianych iłach leżą wapienie należące niewątpliwie do keloweju.

SNOCHOWICE

Obszar ten był szczegółowo opracowany przez R. Dadleza (1952), który podaje następujący profil.

W spagu leżą ility wiśniowe z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, zielonych lub wiśniowych. W piaskowcach obserwuje się toczne łu zielonego. ility miej-

scami są gruzełkowate i porowate. Osad ten R. D a d l e z zalicza do kajpru, ale przypuszczalnie, przynajmniej częściowo, należy on do retyku.

Na pstrej serii ilastej leżą zlepieńce i żwiry snochowickie przewarstwiające się z piaskowcem gruboziarnistym. Miąższość tej serii żwirowej ocenia R. D a d l e z na około 30 m, przy czym stwierdza, że lias jest tu ograniczony tylko do tej warstwy, ewentualnie do leżących na niej bezpośrednio ilów ciemnych z syderytem o miąższości 3 m.

Nad żwirami leży warstwa łupku ilastego ciemnopopielatego, bezwapnisteo, z mika, z lokalnymi płaskurami żelaziaka ilastego, w którym widoczne są rurki robaków. Wyżej występuje il ciemnordzawy, nieco piaszczysty, w którym obserwuje się skupienia bardziej piaszczyste i porowate. Nad nim leży il ciemnordzawy i brunatny nieco piaszczysty, nadal bezwapnisty, ze skorupkowymi kongrecjami limonitu, z rurkami robaków i odciskami małżów *Astarte* sp. Następnie widoczny jest il popielaty, plastyczny, lekko wapnisty, z wkładką syderytu. W stropie występuje il czarny, wapnisty.

A więc bezpośrednio nad serią żwirową leżą ily doggeru, ich dolna część jest niewątpliwie morskiego pochodzenia i zdaniem R. D a d l e z a należy przypuszczalnie do bajosu. Wyższe poziomy, począwszy od czarnych ilów, zalicza za J. C z a r n o c k i m ę o batonu. W świetle obserwacji autorki wydaje się, że ily doggerskie w całości należą do najwyższej części wezulu górnego lub tylko do batonu.

*
* * *

Według badań J. C z a r n o c k i e g o żwiry i zlepieńce dolnego liasu nie przekraczają linii wyznaczonej przez miejscowości Mieczyn, Michała Góra i Fanisławice (północna część obszaru włoszczowskiego).

Nieco mniejszy zasięg ma seria esteriowa, która w zachodnim skrzydle synkliny mnińsko-pilczyckiej ciągnie się po Lasocin, we wschodnim zaś przypuszczalnie po okolice Łopuszna.

Osady hetangu (serie zagajska i gromadzicka) w pasmie żarnowskim mają miąższość od 50 do 110 m i można w nich wydzielić pięć kompleksów litologicznych, z których najniższy, rozwinięty jako żwiry, jest najbardziej charakterystyczny.

Na obszarze pasma środkowego (Tama — Turowice) osady żwirowe są słabiej wykształcone, ale seria hetangu dzięki obecności serii zarzeckiej daje się jeszcze prześledzić i liczy od 25 do 40 m miąższości.

Znacznie bardziej komplikuje się problem w pasmie Lipa — Czermno, jak również na obszarze położonym dalej na południe. Przewodnia dotąd w profilu stratygraficznym seria zarzecka traci tu swe znaczenie wobec wybitnej redukcji miąższości i zanikania charakterystycznych poziomów rudnych. Dlatego, szczególnie w odsłonięciach, trudno oddzielić piaskowce hetangu od piaskowców wyższych serii liasowych. Tym niemniej seria hetangu, (miąższość od 10 do 50 m) na tym obszarze wybitnie gruboklastyczna, daje się dobrze obserwować. Żwiry i zlepieńce dolnego liasu są tu bowiem najbardziej charakterystycznym elementem.

Począwszy od Mnina, gdzie następuje wybitna redukcja całkowitej miąższości liasu, zachodzi znamienna różnica. Grubość warstw hetangu, reprezentowanego głównie przez osady żwirowe, ulega stosunkowo nieznamacnemu zmniejszeniu, bo liczy aż po Snochowice około 30 m, stopniowo znikają natomiast wyższe elementy profilu.

Synemur dolny, obejmujący serię zarzecką (lias α_3) w okolicach Żarnowa jest jeszcze wykształcony w sposób charakterystyczny, gdyż zawiera poziomy rudne. Taki sam charakter litologiczny zachowują przypuszczalnie w pasmie środkowym, gdzie jedynie należy się liczyć z redukcją górnego poziomu rudnego. W pozostałej części obszaru przedborskiego występuje cienki (maksymalnie do 30 m) kompleks osadów o charakterze przekładanców mułowcowo-piaskowcowych. Na jego związek z serią zarzecką wskazują liczne wkładki syderytyczne oraz obecność megaspory *Nathorstisporites hopliticus* J u n g. Na południe od Rudy Pilczyckiej poziom ten definitywnie znika.

W pasmie żarnowskim, powyżej osadów serii rudonośnej, a w spągu warstw liasu ϵ , występują trzy wyraźne serie (synemur dolny i plienbach), mianowicie żarnowska (lias β), gielniowska (lias γ) i bronowska (lias δ), przy czym decydującą rolę odgrywa tu seria gielniowska pozwalająca na oddzielenie kompleksu piaskowcowego liasu β od również piaskowcowego kompleksu liasu δ . W pasmie środkowym nie udało się prześledzić serii gielniowskiej i przypuszczalnie na tym obszarze w ogóle jej osady już nie występują.

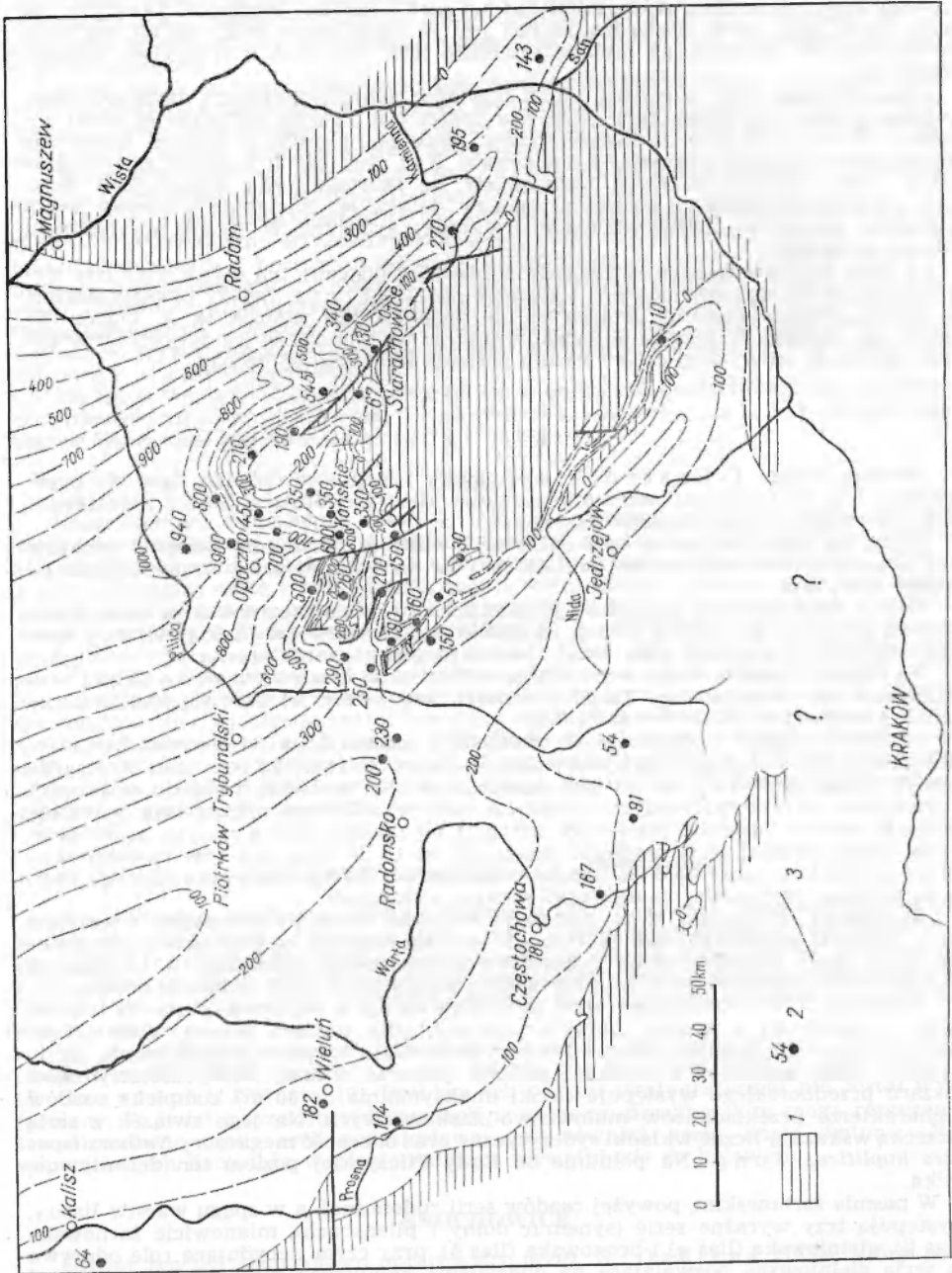


Fig. 6. Ilość lasu w zachodnim obrzeżu Górnicy Świętoszyszczyńskiej
 1 — utwór sasa od lasu, 2 — ważniejsze punkty pomiaru i miąższość lasu w otwo-
 rach wiertnych, 3 — izopachy osadów lasu co 100 m

Miąższość trzech wymienionych serii maleje tu do około 70—80 m. Brak znalezisk paleontologicznych nie pozwala ustalić, czy piaskowce te należy uznać całkowicie za dolnoliasowe, czy też częściowo również za środkowoliasowe.

Analogiczna sytuacja jest w pasmie Szkucin—Lipa oraz w południowej części obszaru przedborskiego, gdzie miąższość kompleksu piaskowcowego jeszcze bardziej maleje, kurcząc się do 30—40 m. Począwszy od Mnina ulega on dalszej wybitnej redukcji. Jednoczesne zniknięcie serii zarzeckiej nie pozwala na szczegółowszy podział stratygraficzny, ale prawdopodobnie na terenie włoszczowskim i bardziej południowym są tylko osady liasu dolnego.

Prócz serii żwirowej hetangu następną serią przewodnią dla zachodniego obrzeżenia są osady serii esteriowej, które w stratygrafii liasu na tym terenie odgrywają znacznie większą rolę niż seria zarzecka. Występują one we wszystkich trzech wymienionych elementach tektonicznych, jak również w południowej części obszaru przedborskiego z Mninem włącznie oraz przypuszczalnie również w okolicach Łopuszna i Snochowic. Mimo stopniowej redukcji miąższości na całym obszarze przedborskim można wyróżnić serię podesteriową i esteriową. Pierwszą charakteryzuje obecność fauny otwornicowej, a drugą megaspor zespołu III. Dopiero w okolicach Mnina zachodzą zasadnicze zmiany — zanika tu również górna część serii esteriowej. Złożyły się na to dwie przyczyny. Obszar ten podczas liasu ϵ_2 leżał niewątpliwie w peryferycznej części zbiornika, w której nie rozwinęła się pełna sedimentacja, a poza tym osady tego wieku uległy późniejszej denudacji wraz z nadległymi kompleksami liasu ζ i doggeru.

Seria borucicka (liasz ζ), przeważnie piaskowcowa, ma jeszcze mniejszy zasięg. Została ona przesiedzona w północnej części obszaru przedborskiego. Na południe od Czeramna nigdzie już nie natrafiono na jej osady. Wiąże się to niewątpliwie z tymi samymi przyczynami, które spowodowały brak serii esteriowej.

PARALELIZACJA LIASU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO Z LIASEM WYŻYNY KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKIEJ

PROBLEMY STRATYGRAFII LIASU WYŻYNY KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKIEJ

Szczegółowe opracowanie osadów liasu w północnym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej stwarza podstawy do przeprowadzenia paralelizacji między tymi dwoma regionami.

Jeśli chodzi o lias Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej J. Znosko (1955) pierwszy usiłował wyjść poza ramy stratygrafii opartej na wykształceniu litologicznym i dać jej podstawy paleontologiczne. Swoją schemat stratygraficzny oparł on na badaniach florystycznych, ściślej na zespołach megaspor, nie osiągnął jednak w pełni zamierzonego celu.

Następnym etapem było paleobotaniczne opracowanie osadów liasowych w przekroju Praszki przez T. Marcinkiewicz, T. Orłowską i M. Rogalską (1960). Autorki te określiły przede wszystkim wiek warstw helenowskich, wydzielanych w jurze obszaru częstochowsko-wieluńskiego od czasów F. Roemera. Jednocześnie przeprowadziły rewizję profilu megasporowego J. Znoski, co pozwoliło ustalić, że występuje tu nie sześć zespołów megasporowych, a tylko dwa. Pierwszy (I zespół J. Znoski) obejmuje gatunki retyckie, a drugi (zespoły II—VI J. Znoski) gatunki charakterystyczne dla liasu górnego.

Wyniki tych badań skłoniły J. Znoskę (1959a) do rewizji swego schematu stratygraficznego, w którym poczynił wprawdzie znaczne przesunięcia, ale nadal nie wyjaśnił wszystkich wątpliwych problemów.

Dalszy krok na drodze uporządkowania stratygrafii osadów liasowych na tym obszarze zrobił Z. Mossoczy (1960, 1961). W oparciu o badania paleobotaniczne wspomnianych autorek dał nową interpretację przekroju Gorzów Śląski—Praszka. Jego zasługą jest ustalenie stosunku warstw helenowskich do warstw lysieckich, a tym samym uporządkowanie podziału liasu środkowego, a zwłaszcza górnego. Na pracach jego zaciążyły jednak koncepcje stratygraficzne J. Znoski, toteż nadal zostało do wyjaśnienia szereg kwestii.

Jedną z najważniejszych jest pozycja stratygraficzna gliniek ogniotrwałych w profilu liasowym Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Jako najstarszy element J. Znosko wyróżnia warstwy helenowskie dolne i górne, reprezentowane — jego zdaniem — przez typowe glinki i osady ilasto-piaszczyste, które mają występować w stałej pozycji, mianowicie poniżej żwirów warstw połomskich. Ponieważ badacz ten przyjmuje tylko jeden wielki okres tworzenia się gliniek, w konsekwencji paralelizuje glinki leżące bezspornie w spagu żwirów połomskich w regionie zawierciańskim oraz w otworach 1/III i 1/III z okolic Praszki z łałami hellewaldzko-esteriowymi F. Roemera oraz z glinkami grojeckimi okręgu krakowskiego. Jednocześnie określenie wieku tych warstw opiera na florach grojeckich. Tymczasem ich pozycja stratygraficzna nie jest dotychczas dokładnie określona.

F. Roemer (1870) umieszczał je początkowo w retyku, a następnie w doggerze. M. Raciborski (1891—1892), mimo opracowania bogatego zespołu gatunków, miał również trudności z określeniem ich wieku. W pierwszym okresie swych badań zaliczał je do górnego retyku, w następnym stwierdził jednak, że są „...nieznacznie tylko starsze od doggerskiej flory ze Scarborough a młodsze od flory dolnoliasowej...”. Tymczasem J. Znosko na podstawie procentowego udziału flor retyko-liasowych (79%) w zespole grojeckim przyjmuje, że reprezentują one poziom *Equisetites gracilis* najniższego liasu. Słuszność tej koncepcji budzi jednak zastrzeżenia.

Jeśli chodzi natomiast o warstwy hellewaldzko-esteriowe odpowiadają one niewątpliwie warstwom helenowskim górnym w przekroju Gorzów Śląski—Praszka. Badania paleobotaniczne (T. Marcinkiewicz, T. Orłowska, M. Rogalska, 1960) przesuwają ich pozycję do liasu górnego (lias ε).

Po innej linii szło rozumowanie Z. Mossoczego (1961), który tworzenie się gliniek wiąże nie z okresami sedymentacji, a ze strefami wychodni, na których różnowiekowe serie ilaste uległy przeobrażeniu w glinki pod wpływem procesów wietrzenia. Jego koncepcja według autorki jest jednak tylko częściowo słuszna. Powstawanie gliniek wiąże się niewątpliwie z okresami lądowymi, ale jednocześnie spotyka się je często pod grubym nakładem osadów młodszych, chroniących je całkowicie przed późniejszymi procesami wietrzenia. A więc powstają one raczej w czasie wynurzeń i hiatusów. Ponieważ, szczególnie podczas liasu dolnego i środkowego, powtarzały się one wielokrotnie, przeto należy się liczyć z istnieniem różnowiekowych poziomów gliniek.

Następnym problemem, szczególnie ważnym przy paralelizacji osadów liasu zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, jest rozwój żwirów. W regionie święto-

Tabela 6
Potwierdzenie najniższych schematów stratygraficznych liasu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej według różnych autorów

J. Znosko, 1955		J. Znosko, 1959a		Z. Mossoczy, 1961		Z. Deczkowski, 1962		
Dogger	Warstwy kościeliskie	Dogger	Warstwy kościeliskie	Dogger	Warstwy kościeliskie	Dogger	Warstwy kościeliskie	
Lias dolny α_2	środkowy i górny	Lias górny	Warstwy łysieckie górne	Lias górny	Warstwy łysieckie i piaskowce ilaste	Lias górny	Seria łysiecka górna	
	α_3		Warstwy łysieckie dolne		Warstwy łysieckie (węglowe)		δ ?	Seria łysiecka dolna
	netane	Lias środkowy	Warstwy blanowickie	Lias środkowy	Warstwy esteriowe	Lias środkowy	δ ?	Seria wielunińska górna
			Warstwy połomskie		Warstwy podwęglowe		γ	Seria wielunińska dolna
Lias dolny α_1	Warstwy heleńskie górne	Lias dolny	Luka (liasz β , γ i δ_1)	Lias dolny	Piaskowce pylaste, mułki	Lias dolny	β	Seria olewińska
	Warstwy heleńskie dolne		Warstwy połomskie		α ?		Warstwy połomskie	α_3
	Retyk	Warstwy gorzowskie	Retyk	Warstwy gorzowskie	Retyk	Warstwy gorzowskie	Retyk	Luka
Kajper górny	Warstwy gorzowskie	Kajper górny	Warstwy gorzowskie	Retyk	Warstwy gorzowskie	Retyk	Luka	
Kajper górny	Warstwy gorzowskie	Kajper górny	Warstwy gorzowskie	Retyk	Warstwy gorzowskie	Retyk	Luka	

krzyskim powtarzają się one w serii liasowej kilkakrotnie, ale najbardziej charakterystyczne wiążą się z dolnym hetangiem, przy czym mają one analogiczne wykształcenie litologiczne oraz podobny zespół otoczków jak żwiry warstw połomskich na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej.

Zagadnienie ich pozycji stratygraficznej na terenie wyżyny nie jest jednak w dostatecznym stopniu wyjaśnione. Jak już wiemy, J. Znosko (1955) wysunął koncepcję jednokrotności i jednoczesności sedymentacji serii żwirowej, podobnie jak glinek. Ponieważ warstwy połomskie nie zawierają żadnych dokumentów paleontologicznych, przeto o wieku decyduje ich stosunek do warstw podścielających i do warstw nadległych.

W pierwszym przypadku wskazówką miała być flora glinek grojeckich, a w drugim węgla blanowickich. Problem wieku glinek grojeckich został już poruszony. Jeśli chodzi o węgle blanowickie leżące w okolicy Zawiercia niewątpliwie w stropie serii żwirowej hetangu, ich dolnoliasowy wiek został udokumentowany badaniami M. Rogalskiej (1954). Badania te określiły więc jednocześnie dolnoliasowy wiek wspomnianych żwirów. Koncepcja J. Znoski jednoczesności powstawania żwirów zachwiała słuszność tej pozycji stratygraficznej, gdyż zdaniem wspomnianego badacza leżą one na powierzchni erozyjnej ścinającej różne osady poczynszyskie od kajpru górnego aż po najniższy lias. A więc leżą zarówno na kajprze (okolice Zawiercia) czy retyku (otwór Osiny), jak również na glinkach lub na warstwach helenowskich górnych (otwory w okolicy Praszki), które, jak już wiemy, reprezentują osady liasu górnego. Podważyło to więc słuszność koncepcji J. Znoski, który jednak nie wycofał się z poprzednio reprezentowanego stanowiska, przesunął jedynie wiek warstw połomskich do liasu δ lub δ_1 , nie zmieniając jednak ich pozycji w stosunku do warstw helenowskich, ani nie wyjaśniając stosunku do węgla blanowickich.

Prace Z. Mossoczego (1960, 1961) przynoszą próbę rozwiązania tego zagadnienia. Przyjmuje on kilkakrotne powtarzanie się osadów żwirowych w profilu stratygraficznym liasu krakowsko-częstochowskiego (lias α , δ , ϵ i ζ) zgodnie z faktami obserwowanymi w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Nie uwzględnia on jednak w pełni roli procesów denudacyjnych, poprzedzających zazwyczaj ich sedymentację, toteż o ile położenie żwirów warstw połomskich (lias α) i żwirów warstw podwęglowych (lias δ) w proponowanym przez niego schemacie stratygraficznym nie budzi zastrzeżeń, gdyż poparte jest wynikami badań paleobotanicznych T. Marcinkiewicz, T. Orłowskiej i M. Rogalskiej (1960), o tyle słuszność paralelizacji osadów w przekroju Gorzów Śląski — Praszka nasuwa zasadnicze wątpliwości.

Serię liasową w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich charakteryzuje wielokrotne pojawianie się żwirów (szczególnie w liasie α_1 , α_2 , α_3 , β i δ), ale ich największy rozwój wiąże się z dolnym hetangiem. Przymuszcza się podobnie kształtowały się stosunki na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, gdzie również warstwy połomskie reprezentują główną fazę sedymentacji żwirowej.

Natomiast żwiry młodsze, których materiał niewątpliwie pochodzi z niszczenia warstw połomskich, są słabiej wykształcone. W tym świetle niezrozumiałą jest sposób interpretacji przekroju Gorzów Śląski —

Praszka przez Z. Mossoczego. Przyjmuje on, że zbiornik dolnoretycki przetrwał w niezmienionej postaci nie tylko w górnym retyku, ale również i w liasie, wypełniając się stopniowo osadami liasu α , γ , δ , ϵ i ζ . Szczególnie długi hiatus między liasem α i γ nie zaznacza się w tym przekroju i nie komplikuje obrazu spokojnej sedymentacji.

Tymczasem sposób występowania warstw połomskich, znany z prac J. Znoski, wskazuje na bardziej skomplikowany rozwój liasowych basenów sedymentacyjnych na tym terenie i na wyraźną odrębność obszaru sedymentacyjnego warstw połomskich od obszaru sedymentacyjnego młodszych warstw liasowych. Zróznicowanie to nastąpiło wskutek ruchów tektonicznych. W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich obserwuje się ich stopniowe wzmaganie ku południowi, w rezultacie już w obszarze włoszczońskim osady synemuru i dolnego pliensbachu (liasz α_3 , β i γ) całkowicie zanikają. Pozwala to przypuszczać, że na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej procesy geologiczne w tym okresie przebiegały analogicznie. Długotrwała denudacja popołomska usunęła niewątpliwie grubą serię osadów dolnoliasowych, dlatego też warstwy liasu γ czy δ mogą leżeć tu na ocalałych fragmentach warstw połomskich czy węgla blanowickich (okolice Zawiercia), ale tam, gdzie uległy one całkowitej denudacji, będą występować bezpośrednio nad osadami retyku, jak w niektórych profilach wiertniczych z okolic Praszki.

Trzecim zagadnieniem, wymagającym omówienia, jest problem stosunku węgla blanowickich do warstw blanowickich. Ich paralelizacja jest następstwem przyjętej przez J. Znoskę jednoczesności sedymentacji warstw zwirowych.

Na obszarze siewiersko-zawierciańskim na utworach zwirowo-piaszczystych, kończących się często w stropie charakterystycznym poziomem piaskowców kwarcytowych z pionowymi kanałami po roślinach, leży poziom węgla brunatnego, najczęściej w postaci jednego grubszego pokładu, któremu towarzyszy parę cienkich warstewek węgla i szarego łupku bitumicznego. Badania M. Rogalskiej (1954) wskazują na ich wiek dolnoliasowy. Potwierdza to również fakt nie występowania tu *Cupressacites subgranulatus* Rogalska charakterystycznej dla liasu górnego. T. Marcinkiewicz (1957), opierając się na badaniach megasporowych, przyjęła również ten sam wiek. Znalazła ona tu wprawdzie tylko dwa gatunki megaspor: *Horstisporites areolatus* (Harris) Potonié i *Erlansonisporites reticulatus* (Zerndt) Marc., ale pierwsza z nich występuje w Mechowie razem z *Nathorstisporites hopliticus* Jung, druga zaś jest mało charakterystyczna, gdyż spotyka się ją niemal w całym liasie. Na omawianym terenie pojawia się ona dopiero w liasie β .

W otworze Osiny nad serią zwirową warstw połomskich występuje 36 m miąższości kompleks przeważnie piaskowcowy z wkładkami mułowców i ilów węglistych oraz sporadycznie węgla (głębokość 141,8—141,9 m oraz 115,1—115,2 m). J. Znosko (1955) wyróżnił go jako warstwy blanowickie, paralelizując z węglami blanowickimi. Uzasadnia to w słowach „...choć badania M. Rogalskiej ograniczyły się do jednego tylko punktu występowania węgla brunatnego, to jednak wyniki tych badań można by uogólnić, a to z powodu dość regularnego występowania węgla brunatnego w profilu pionowym”.

Wiek swoich warstw blanowickich dokumentuje III i IV zespołem megasporowym, jego zdaniem charakterystycznym i dla dolnego liasu. Badania T. Marcinkiewicz (1960) zwróciły uwagę na pojawienie się tu megaspor *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie w towarzystwie *Horstisporites areolatus* (Harris) Potonie.

Z faktu, że węgiel blanowicki ma spektrum sporowo-pyłkowe charakterystyczne dla liasu α , warstwy blanowickie zaś zawierają megasporę pojawiającą się dopiero w liasie środkowym, a charakterystyczną dla liasu górnego (*Thomsonia phyllicus*) wynika, że węgle blanowickie są poziomem zupełnie odrębnym od warstw blanowickich.

J. Znosko (1959) zmienił wprawdzie pozycję swoich warstw blanowickich, przesuwając je z liasu dolnego do górnego (lias ϵ), ale zmieniając określenie wieku tej serii, nie zmienił jednak jej nazwy, która mylnie sugeruje związek z węglami brunatnymi obszaru siewiersko-zawierciańskiego. Ponadto ich położenie bezpośrednio w stropie warstw połomskich liasu δ (J. Znosko, 1959) wskazuje, że autor obecnie zakłada istnienie tylko jednej luki stratygraficznej, przypadającej na okres między retykiem a liasem δ . Natomiast pragnie widzieć ciągłość porządku od warstw połomskich (lias δ według J. Znoski) do warstw łysieckich górnych (lias ζ).

Z. Mossoczy (1960) poszedł drogą wytyczoną badaniami J. Znoski, T. Marcinkiewicz oraz M. Rogalskiej i przyjął bez zmian pozycję stratygraficzną warstw blanowickich. Nawiązał jedynie do badań F. Rutkowskiego i w swoim podziale wyróżnił właściwe warstwy blanowickie (węglowe) i warstwy podwęglowe. Pierwsze reprezentują jego zdaniem dolną część liasu ϵ , a drugie górną część liasu δ . Warstwy podwęglowe są bardzo ubogie w dokumenty paleontologiczne. W przekroju Gorzów Śląski — Praszka T. Marcinkiewicz znalazła tylko fragmenty *Horstisporites* sp., *Trileites* sp. oraz w samym jego stropie pojedyncze okazy *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie. M. Rogalska zwraca uwagę na obecność *Cupressacites subgranulatus* Rogalska. Fakty te wskazują na słuszną ocenę ich wieku przez Z. Mossoczego.

Ponieważ wydzielenie warstw węglowych i warstw podwęglowych sugeruje zgodność z następstwem stratygraficznym warstw obserwowanym przez F. Rutkowskiego (1922) w okolicy Zawiercia, pozwala więc jednocześnie domyślać się, że tym samym Z. Mossoczy węgle blanowickie uznał za górnoliasowe. O ile więc pozycja stratygraficzna warstw blanowickich i podwęglowych uzyskała poparcie w badaniach paleobotanicznych, o tyle nadal pozostaje niewyjaśniony ich stosunek do węgla blanowickich. Warstwy podwęglowe F. Rutkowskiego (1923) są równiekowe z warstwami połomskimi i mają w stropie węgle blanowickie liasu α , a więc również należą do dolnego liasu. Z tego wynika, że warstwy podwęglowe Z. Mossoczego nie mogą być paralizowane z warstwami podwęglowymi F. Rutkowskiego.

Jak już wspomniano, Z. Mossoczy (1960) definitywnie wyjaśnił stosunek warstw blanowickich do warstw łysieckich i do warstw heleńskich. Słusznie wyróżnił on warstwy esteriove (lias ϵ) o charakterystycznym dla wielkich obszarów Niżu Polski i regionu świętokrzyskiego wykształceniu litologicznym. Następnie sparalizował je na podstawie

badań paleobotanicznych z warstwami łysieckimi dolnymi w otworze Osiny oraz z warstwami helenowskimi górnymi w przekroju Gorzów Śląski — Praszka.

Na zakończenie rozważań stratygraficznych należy wspomnieć o pracy Z. D e c z k o w s k i e g o (1962), który na podstawie nowych profilów wiertniczych z okolic Wielunia i Kalisza daje jeszcze jedną próbę podziału liasu częstochowsko-wieluńskiego. Praca ta przynosi wiele nowego i cennego materiału do rozważań stratygraficznych. Szczególnie ważny jest profil wiercenia w Kurowie (na zachód od Wielunia), gdyż osady liasu z jednej strony charakteryzują się tu wyraźnie zaznaczonymi wpływami morskimi, podkreślonymi obecnością mikrofauny, a z drugiej obfitują w megasporę.

Z. D e c z k o w s k i wyróżnia w profilu tego wiercenia poniżej warstw łysieckich górnych (lias ζ) serię esteriową (warstwy łysieckie dolne) z *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié i *Estheria* sp. Pozycja tych dwu poziomów jest zgodna z badaniami J. Z n o s k i i Z. M o s s o c z e g o, interpretacja natomiast niższych serii zasadniczo się różni. Mianowicie w spągu serii esteriowej Z. D e c z k o w s k i wyróżnia serię wieluńską, która jego zdaniem ma zasięg lokalny i występuje tylko między Częstochową a Kaliszem i ma małą miąższość (od 0 do 20 m). Do jej wyodrębnienia skłoniła autora obecność w tym poziomie wkładek pstrych gliniek, przy czym ogólnie seria jest bardziej gruboklastyczna. Na poparcie swych wniosków stratygraficznych przytacza bogaty zespół megaspor charakterystycznych dla liasu δ , pochodzący jednak nie z otworu wieluńskiego. Tymczasem w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pstrze wkładki, jak również pojawianie się przeławiczeń piaskowców gruboziarnistych, jest zjawiskiem dość powszechnie obserwowanym w dolnej części serii esteriowej, szczególnie na południe od okolic Żarnowa. Powyższe rozważania pozwalają więc serię wieluńską górną uznać za dolną część serii esteriowej.

Poniżej serii esteriowej, poszerzonej o serię wieluńską górną, leży seria charakteryzująca się obecnością wpływów morskich obejmująca kompleks warstw mułowcowo-piaskowcowych. Przez analogię do profilu Mechowa Z. D e c z k o w s k i wiąże ją z liasem γ . Całkowicie uchodzi jego uwadze seria podesteriowa, która w Mechowie leży poniżej esteriowej i zawiera otwornice. Ingresja morska tego okresu jest sygnalizowana przez J. K o p i k a (1962) z wielu okolic północnej Polski.

W zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zaznacza się ona szczególnie silnie, co wyraża się nie tylko obecnością bogatej choć monotonnej fauny otwornicowej, lecz również jej zasięgiem wkraczającym najdalej na południe. Omawianą serię wieluńską dolną wyróżnioną przez Z. D e c z k o w s k i e g o, zgodnie z rozważaniami dotyczącymi obszaru świętokrzyskiego, należy zatem zaliczyć do liasu ϵ_1 . W takim ujęciu osady toarku miałyby w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej podobne wykształcenie i miąższość jak w Mechowie (R. D a d l e z, 1956, 1957), w południowo-zachodniej części Nizy Polski (J. Z n o s k o, 1959) oraz na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Wracając do profilu w Kurowie, lias ϵ podścielony jest z kolei dość grubą serią piaszczystą, na którą składają się piaski i piaskowce średnio- i różnoziarniste z domieszką żwirów i z wkładkami mułowców. Brak

śladów fauny i megaspor sugeruje możliwość wiązania tego poziomu z liasem δ , który ma w Mechowie i w obszarze świętokrzyskim analogiczne wykształcenie. Jest ono również zgodne z podanym przez Z. Mosszego dla warstw podwęglowych. Z. Deczkowski umieszcza tę serię w liasie β . Poczycja ta jest konsekwencją przyjęcia przez autora wieku liasu γ dla serii wieluńskiej dolnej.

Osobnym problemem jest paralelizacja warstw liasu δ (według Z. Deczkowskiego — β) w profilu wiertniczym w Kurowie z osadami wzgórza olewińskiego (na wschód od Wielunia). Autor podaje, że „...piaskowce z Olewina niewątpliwie odpowiadają w otworze Kurów serii piaskowcowej liasu β (a według koncepcji autorki liasu δ). Wskazują na to nie tylko przesłanki litologiczne, ale także analogiczne następstwo serii, które ograniczają kompleks piaskowcowy. Na południe od łomów olewińskich, pod utworami liasu, występują pstre osady retyku. Na północ, w odległości kilkudziesięciu metrów od wzgórza olewińskiego w małej cegielni stwierdzono ciemnoszare ily i łupki ilaste”.

Zdaniem autorki żadne z powyższych stwierdzeń nie jest w pełni słuszne. Domieszka żwirów kwarcowych pojawia się bowiem w profilu liasu częstochowsko-wieluńskiego kilkakrotnie, nie może więc wyłącznie wiązać się z warstwami połomskimi. Następnie omawiana seria, nazwana serią olewińską przez Z. Deczkowskiego, w otworze Kurów podścielona jest jeszcze jedną, której pozycję dość dobrze definiuje zespół florystyczny, piaskowce olewińskie natomiast leżą bezpośrednio na osadach retyku. Poza tym wykształcenie litologiczne warstw w Olewinie wraz z sytuacją stratygraficzną pozwala je paralelizować raczej z serią żwirów połomskich. Znaleziony w tych piaskowcach przez Z. Mosszego (Z. Deczkowski, 1962) fragment małża nie jest dostatecznym kontrargumentem dla tej tezy, gdyż liczne poziomy małżów są na obszarze świętokrzyskim obserwowane w osadach całego dolnego liasu. A więc nie można chwilowo przyjęc nazwy serii olewińskiej dla warstw liasu δ w profilu Kurów.

Poniżej tych warstw we wspomnianym otworze wiertniczym, a w stropie pstrych osadów retyku występuje kompleks „...złożony z piaskowców drobnoziarnistych leżących na przemian z szarymi ilymi, ilymi łupkowymi oraz mułowcami...” (Z. Deczkowski, 1962). W warstwach tych występuje *Maexisporites planatus* Marc. i *Echitriteles spicatus* Marc. Pierwsza z nich, jak wynika z badań na zachodnim Pomorzu i w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jest obserwowana począwszy od liasu β w całym liasie środkowym i mniej licznie w liasie górnym, druga natomiast charakteryzuje lias środkowy. Istotna dla określenia wieku omawianych warstw jest również sugestia M. Rogalskiej podana przez Z. Deczkowskiego (1962). Z jej badań wynika, że charakteryzujące te warstwy spektrum sporowo-pyłkowe różni się od spektrum dolnoliasowego. Wreszcie seria ta zawiera skamieniałości roślin planktonicznych (*Diatomeae*, *Hystrichosphaeridae*), które występują tylko w osadach morskich.

Wszystkie podane kolejno fakty wskazują, że omawiany kompleks wiąże się z ingresją morską, przypuszczalnie liasu γ . Profil wiercenia Kurów jest więc niezwykle cenny dla badań nad liasem częstochowsko-wieluńskim, gdyż pozwala stwierdzić brak nie tylko warstw połomskich,

lecz również innych ogniw liasu dolnego. Możliwość taka wynikała już z badań J. Znoski (1955), którego wielką zasługą jest zwrócenie uwagi na lokalne występowanie warstw połomskich jak również warstw blanowickich (te ostatnie należy rozumieć jako węgle blanowickie). Omawianym warstwom leżącym na osadach retyku Z. Deczkowski nadał nazwę serii kaliskiej, umieszczając ją w nawiązaniu do wierzeń kaliskich w liasie α_3 . Zdaniem autorki dość dobrze zdefiniowana florytycznie ich pozycja (w liasie γ) nie wymaga paralelizacji z odległym o około 70 km obszarem Kalisza, gdzie profil liasowy powinien być znacznie bardziej kompletny, choć może wykazywać również pewne różnice wykształcenia zgodnie z lokalnymi warunkami sedymentacji. Np. w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na przestrzeni 30 km obszaru przedborskiego obserwuje się redukcję serii liasowej z około 500 m w okolicy Żarnowa do kilkudziesięciu metrów zaledwie w okolicy Mnina.

W Kaliszu najniższa seria liasowa może wiązać się z liasem α_3 , jak na to wskazuje megaspóra *Nathorstisporites hopliticus* Jung. W otworze Kurów profil liasu zaczyna się dopiero serią liasu γ , co potwierdzają badania i wnioski J. Znoski oraz Z. Mossoczego.

Ingresja morska liasu γ jest najsilniejszą ingresją środkowoliasową, która miała możność dotarcia stosunkowo daleko na południe. Lias γ leży tu więc bezpośrednio na osadach retyku. Stwierdzenie tego faktu jest szczególnie ważne, gdyż pozwala określić granice luki stratygraficznej, która obejmuje lokalnie osady począwszy od liasu α po lias γ . Nie oznacza to, że w okolicach Kurowa w ciągu całego liasu dolnego nie odbywała się żadna sedymentacja, ale że prawdopodobnie starsze osady liasowe uległy tu zniszczeniu w okresie poprzedzającym transgresję.

W obszarze wielunińskim występują izolowane płyty warstw połomskich, zachowane jako wzgórze-świadki ocalałe przed denudacją wieku synemurskiego. Należy również zwrócić uwagę, że okolice Kalisza wyznaczają najdalej wysunięty ku południowi zasięg liasu α_3 .

Paleogeograficzne rozmieszczenie poszczególnych serii liasowych na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej wygląda więc następująco:

Warstwy połomskie (liasz α) mają największy zasięg ku południowi. Obserwuje się je począwszy od Krakowa aż po Wieluń na północy (J. Znosko, 1955; odsłonięcia 23—69).

Węgle blanowickie (liasz α), w przeciwstawieniu do warstw połomskich występują na ograniczonej przestrzeni, mianowicie tylko na obszarze siewiersko-zawierciańskim (J. Znosko, 1955; odsłonięcia 28—38). Obszar ten leży przypuszczalnie w obrębie obniżenia tektonicznego i dlatego tylko tu węgle brunatne ocalały przed całkowitym zniszczeniem. Po okresie sedymentacji węgla następuje długa przerwa. Wiąże się z nią przede wszystkim potężna denudacja, która doprowadziła miejscami do całkowitego usunięcia węgla brunatnych i warstw połomskich, a może i najwyższych części retyku.

Osady liasu γ , wiążące się z transgresją morską sięgają po okolice Wielunia; ich dalszy zasięg na południe jest natomiast słabo poznany. Obecność tego poziomu w Gorzowie Śląskim jest dość prawdopodobna, choć nie została udokumentowana.

Osady liasu δ w okolicach Wielunia są dobrze wykształcone i osiągają miąższość ponad 40 m, która w kierunku południowym stopniowo maleje. W Gorzowie Śląskim wynosi od 30 do 40 m, a w Osinach według Z. M o s s o c z e g o (1961) ich miąższość wynosi zaledwie kilkanaście metrów.

Na obszarach leżących dalej na południu brak pewnych danych odnoszących się do warstw liasu δ . Ponadto wyłania się trudność oddzielenia tych warstw od osadów liasu ϵ_1 (tj. od warstw blanowickich). W obszarze siewiersko-zawierciańskim (J. Z n o s k o, 1955; odsłonięcia 28—38) bezpośrednio nad węglem brunatnym leży seria piasków i piaskowców drobno- i gruboziarnistych z soczewkami żwirów kwarcowych, zawierająca domieszkę muskowitu, detrytusu roślinnego i toczeńców węgla brunatnych. Jest ona udokumentowana występowaniem zespołów megasporowych III—V (J. Z n o s k o, 1955), które wskazują na wiek począwszy od liasu δ do doggeru (T. M a r c i n k i e w i c z, 1960). Dlatego można przyjąć, że najniższe części tych osadów mogą już pochodzić z liasu δ .

Lias ϵ_1 (warstwy blanowickie). W okolicach Wielunia są to osady przeważnie ilaste i ilasto-piaszczyste zawierające mikrofaunę. A więc transgresja morska tego okresu nie tylko dociera na obszar Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, lecz jest tu również dobrze zaznaczona (miąższość osadów około 35 m). W Gorzowie Śląskim warstwy te zawierają charakterystyczne smużki węgla i wkładki żwirów, ale brak w nich mikrofauny. Jedynie nieliczne megaspory *Thomsonia phyllicus* (M u r r a y) P o t o n i e wskazują na ich pozycję w profilu stratygraficznym. W Osinach osady liasu ϵ_1 liczą około 30 m miąższości i są udokumentowane III i IV zespołem megasporowym (J. Z n o s k o, 1955).

Ponieważ osady te są związane z ingresją morską, można się spodziewać, że mają szersze rozprzestrzenienie i jak to wynika z analizy zasięgu liasu δ , są zapewne obecne na obszarze siewiersko-zawierciańskim.

Lias ϵ_2 (warstwy łysieckie dolne J. Z n o s k i lub warstwy esteriowe Z. M o s s o c z e g o) jest poziomem bardzo charakterystycznym i stosunkowo łatwym do prześledzenia. Występuje on w okolicach Wielunia (43,6 m miąższości), Gorzowa Śląskiego (około 25 m miąższości) i w Osinach. Osady te opisywane są również dalej na południe. I tak S. Z. R ó ż y c k i (1930) w okolicy Żarek² wyróżnił je jako poziom D. Na obszarze siewiersko-zawierciańskim już F. R u t k o w s k i (1923) obserwował w stropie profilów liasowych kompleks skał przeważnie ilastych, szarobrunatnych i oliwkowozielonych, z wkładkami białych piaskowców, z warstwami syderytów ilastych i smużkami węgla brunatnego. Niewątpliwie są to warstwy esteriowe. A więc mają one również daleki zasięg na południu, podobnie jak osady liasu ϵ_1 .

Lias ζ (warstwy łysieckie górne, J. Z n o s k o, 1959b). Osady liasu ζ obserwuje się w okolicach Wielunia (16 m miąższości), w Gorzowie Śląskim (od 17 do 36 m miąższości) i w Osinach (14,6 m miąższości). Natomiast brak danych, które by pozwoliły wyznaczyć ich dalszy zasięg ku południowi i zgodnie z sugestią J. Z n o s k i (1955) nie występują w południowych obszarach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

² Serię D S. Z. R ó ż y c k i (1930) paralelizował z serią zarzecką (lias a_3). Należy jednak pamiętać, że seria esteriowa nie była jeszcze wówczas rozpoznana w Polsce.

PARALELIZACJA PROFILÓW I PALEOGEOGRAFICZNY ROZWÓJ LIASU W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSCE

Na tle poznanego rozwoju osadów liasowych w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i przeprowadzonej dyskusji nad kolejnością następstwa warstw liasowych w obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w tym rozdziale, poprzez ich paralelizację nakreślono rozwój stosunków paleogeograficznych na obszarze ograniczonym tymi regionami.

KAJPER GÓRNY

Stosunki paleogeograficzne panujące w kajprze górnym są trudne do naszkicowania nawet w najbardziej ogólnych zarysach wobec niedostatecznie poznanego wykształcenia litologicznego tych osadów.

RETYK

Z obserwacji W. Karasze wskiego (1962) i autorki wynika, że w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osady retyku dolnego mają znacznie większe rozprzestrzenienie niż osady retyku górnego. Jednak szczegółowszych paralelizacji nie można jeszcze przeprowadzić.

Obecność w okolicach Żarnowa osadów retyku wykształconych w facji morskiej oraz prześledzenie ich odpowiedników aż po Mnin sugeruje ich dalsze rozprzestrzenienie ku południowi. Biorąc pod uwagę wykształcenie tych osadów w Studziannej, można się spodziewać podobnego rozwoju retyku w okolicach Kodrąbia. Jeśli chodzi o paralelizację z obszarem krakowsko-częstochowskim, jest ona właściwie niemożliwa wobec braku jednoznacznych kryteriów, pozwalających oddzielić osady retyku dolnego od kajpru górnego.

LIAS

Zbiornik liasowy może być odtworzony znacznie dokładniej niż retycki czy kajprowy. Już W. Karasze wski (1962) zwraca uwagę, że największe jego głębokości nie pokrywają się z największymi głębokościami basenu kajprowego. Obserwacje autorki potwierdzają w pełni słuszność tego spostrzeżenia.

Obszar przedborski leży w zachodniej, peryferycznej części liasowego basenu kujawsko-świętokrzyskiego. W związku z tym na terenach najbardziej wysuniętych na północ (okolice Żarnowa) profil jest najkompletniejszy. W miarę posuwania się zarówno ku południowi, jak i zachodowi następuje szybko redukcja miąższości poszczególnych poziomów liasu i obserwuje się tu znaczne luki w profilu stratygraficznym.

Seria zagajska i gromadzicka
Hetang (lias α_1 i α_2)

Sedymentacja podczas dolnego liasu przypuszczalnie nie rozpoczyna się jednocześnie na całym obszarze świętokrzyskim. O ile w północnym

obrzeżeniu jej początek przypada na najniższy lias α_1 , a może nawet na poziom *Equisetites gracilis* (W. Karaszewski, 1962), o tyle w zachodnim ściśle określenie jego wieku jest trudne.

Najstarszym osadem liasowym w zachodnim obrzeżeniu jest seria żwirowa pochodzenia rzecznego, wypełniająca koryta erozyjne i leżąca niezgodnie na różnych poziomach retyku oraz kajpru górnego. Długość przerwy sedymentacyjnej między retykiem a liasem można oznaczyć jedynie w przybliżeniu. Bezpośrednio nad serią żwirową występują osady zawierające megaspore *Nathorstisporites hopliticus* Jung, która decyduje o jej pozycji stratygraficznej w dolnej części liasu α .

Seria żwirowa dolnego liasu osiąga największy rozwój i rozprzestrzenienie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Wiąże się to niewątpliwie z warunkami paleogeograficznymi panującymi w tym okresie. W północnym obrzeżeniu, gdzie przerwa w sedymentacji między retykiem a liasem była o wiele mniejsza i zaznaczona tylko miejscami i gdzie basen miał znacznie silniejsze tendencje obniżające, ten okres zaznacza się tylko serią osadów śródlądowych, głównie limnicznych. Natomiast w zachodnim obrzeżeniu głębokość basenu liasowego nie była nigdy duża. Ciągłe wahania poziomu wody w zbiorniku, a nawet wynurzenia sprzyjały powstawaniu tu licznych przerw w sedymentacji i rozwojowi sedymentacji lądowej.

Kompleks żwirowy pojawia się w okolicy Włoszczowej począwszy od miejscowości Mieczyn i Fanisławice. Ciągnie się następnie na północny zachód i mniej więcej w okolicach Czermna gwałtownie skręca na wschód. Przy tym o ile na pierwszym odcinku jego wschodnie zajmują pas szerokości około 10 km, o tyle w części północnej zajmują strefę ponad 20 km, szczególnie szeroką w przedłużeniu fałdu radoszyckiego i Podlesia. Uderza natomiast gwałtowny zanik żwirów na linii uskoku grzymałkowskiego obcinającego od wschodu wspomniany fałd.

W miarę oddalania się ku zachodowi od górotworu świętokrzyskiego średnica otczaków w serii żwirowej stopniowo maleje. W związku z tym autorka sugeruje, iż seria ta jest osadem nie tylko koryt rzecznych, lecz również stożków, sypanych u wylotu małych dolinek wypływających z ładu świętokrzyskiego.

Podobnie szeroki zasięg ma seria żwirowa, znana jako żwiry połomskie na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Jest ona niemal identyczna ze świętokrzyską serią żwirową zarówno pod względem składu petrograficznego, jak i charakteru litofacjalnego. Reprezentuje tu również osady liasu dolnego, jak na to wskazuje jej występowanie poniżej węgla blanowickich liasu α ; seria żwirowa ciągnie się szerokim pasem obrzeżającym odstonięcia triasu śląskiego.

Charakterystyczne jest więc rozmieszczenie żwirów dolnoliasowych, obrzeżających starsze łądy. Nie znamy natomiast rozwoju tej serii na terenie niecki miechowsko-łódzkiej. Wydaje się, że w okolicach Kodrąbia w ogóle nie została wykształcona. Brak danych z tego obszaru, zwłaszcza z południowo-wschodniej części niecki, na tle przedstawionych wyżej problemów podważa w pewnej mierze słuszność wniosków R. Unruga i A. Calikowskiego (1960), którzy na podstawie kierunków sedymentacji, stopnia obtoczenia i składu petrograficznego sytuują obszar alimentacyjny żwirów połomskich jedynie w okolicach między Rzeszo-

wem, Jarosławiem i Lubaczowem. Dlatego też problem pochodzenia materiału żwirowego w dalszym ciągu nie jest jasny, zwłaszcza jeśli weźmie się pod uwagę fakt identycznego składu petrograficznego żwirów połomskich i świętokrzyskich.

Jeśli chodzi o wyższe ogniwa liasu, na obu terenach zaznacza się pewna różnica. Basen kujawsko-świętokrzyski był basenem ruchliwym, triasowe wypiętrzenie śląskie natomiast długo miało charakter sztywnej płyty i uformowanie się zbiornika liasowego nastąpiło tu znacznie później. Dlatego też na dolny lias przypadają tu największe luki. Przypuszczalnie różne fragmenty osadów liasu osadziły się tu w drobnych zbiornikach śródlądowych, ale uległy późniejszej denudacji. Takim ocalałym fragmentem osadów liasu α są węgle blanowickie w okolicy Zawiercia (M. Rogalska, 1954).

Podobnie kształtowały się warunki sedymentacyjne w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, szczególnie w jego południowej części, gdzie również ten okres charakteryzują liczne hiatusy. Na obszarze włoszczowskim i południowoprzedborskim podczas całego hetangu trwała sedymentacja typowo śródlądowa, reprezentowana przez osady piaszczyste, lokalnie z soczewkami i smużkami węglistymi obfitującymi w megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung. W środkowej i północnej części obszaru przedborskiego po okresie akumulacji lądowej następują natomiast wyraźne ruchy obniżające i rozpoczyna się okres sedymentacji limnicznej lub nawet okresowo limniczno-brakicznej. Obserwuje się bowiem ślady słabych wpływów morskich zaznaczone obecnością kanalików robaków, sferolitów syderytowych i sedymentacją chemiczną w postaci syderytów. Niestety fauna należy do rzadkości i jest reprezentowana jedynie przez *Estheria* sp. i źle zachowane fragmenty małżów, może nawet morskiego pochodzenia. Dość liczna jest tu megasporyta *Nathorstisporites hopliticus* Jung.

W północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich W. Karaszewski (1962) notuje również w dolnej części serii zagańskiej kompleks skał z wyraźnymi wpływami morskimi oraz z *Estheria* sp. A więc słaba ingresja morska, zauważona w okolicach Żarnowa, zaznaczyła się również na tym obszarze. Ingresja ta przypuszczalnie już nie dociera do okolic Kodrąbia ani do obszaru Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na porównywanym odcinku Kraków—Wieluń. Dopiero na północ od Wielunia sytuacja się dość szybko zmienia.

Na Pomorzu ingresje morskie powtarzają się w liasie α_1 aż czterokrotnie (R. Dądz, 1964). Która z nich dała się odczuć w basenie kujawsko-świętokrzyskim nie jest łatwe do udowodnienia. Przypuszczalnie wiąże się ona z najstarszą i najwyraźniejszą. Na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na okres ten przypada prawdopodobnie sedymentacja bagienno-torfowa (węgle blanowickie).

Po krótkiej ingresji morskiej, zaznaczonej w stropie osadów żwirowych, w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich następuje całkowite wysłodzenie płytkiego zresztą i często całkowicie wysychającego zbiornika. Obserwuje się tu dość grubą serię piaszczystą z licznymi poziomami korzeni i gleb kopalnych, która na południe od Czeramna wydaje się leżeć bezpośrednio na serii żwirowej. Wahania miąższości i duży udział osadów żwirowych wskazują na istnienie sedymentacji rzecznej. Podobne

osady sedymentacji śródlądowej obserwuje się również na północnym obrzeżeniu, gdzie ponadto spotyka się miejscami bogatą faunę słodkowodnych małżów i ślimaków.

Porównanie tych dwu obszarów prowadzi do ciekawych wniosków. Mianowicie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w tym okresie musiały być liczne okresy wynurzeń zaznaczonych w postaci luk sedymentacyjnych, skoro nastąpiła tak gwałtowna redukcja miąższości osadów. Kompleksowi skał, liczącemu na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zaledwie od 10 do 30 m, na północnym obrzeżeniu odpowiadają osady o miąższości od 110 do 135 m.

Silne wynurzające ruchy epejrogeniczne w zachodniej części zbiornika świętokrzyskiego pozwalają przypuszczać, że te same tendencje tektoniczne mogły istnieć na terenach rozciągających się jeszcze bardziej na zachód. W związku z tym obszar Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej był wówczas przypuszczalnie lądem. Nawet na obszarze pomorskim trwała w tym okresie sedymentacja w płytkich śródlądowych zbiornikach słodkowodnych. Obserwuje się tu znaczną domieszkę detrytusów roślinnego i dowody spłyceń oraz wynurzeń.

W wyższej części osadów hetangu można zauważyć zmianę warunków sedymentacyjnych. W zachodnim obrzeżeniu ponownie pojawiają się osady noszące wyraźne ślady wpływów morskich w postaci oolitów, licznych sferolitów sydereytowych, hieroglifów, kanalików po robakach. Jednocześnie lokalnie pojawia się ubogi zespół fauny reprezentowany przez *Trochammina* sp. i drobne małże. Ingresja ta trwa jednak krótko. Następuje gwałtowne spłycenie, zaznaczone na całym obszarze żarnowskim kanalikami korzeni i szczególnie dobrze zachowanymi poziomami gleb kopalnych. W okolicach Studziannej wspomniana wyżej ingresja rozwija się w jeszcze silniejszym stopniu. Natomiast nie zaznacza się tu spłylenie, tak dobrze widoczne w spagu serii zarzeckiej w zachodnim obrzeżeniu. Na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w dalszym ciągu jest luka sedymentacyjna.

Seria zarzecka

Synemur dolny (lias α_3)

W basenie świętokrzyskim synemur dolny charakteryzuje wybitna ruchliwość zaznaczona kilkakrotnym ząbieniem się mniej lub bardziej wyraźnych ingresji morskich z okresami lądowymi. W związku z tym w zachodnim obrzeżeniu w dalszym ciągu obserwuje się liczne spłylenia zbiornika i luki w sedymentacji. Znajduje to swe odbicie w zmniejszonej miąższości kompleksu warstw synemuru dolnego. W okolicach Żarnowa najsilniej zaznacza się ingresja związana z dolnym poziomem rudnym. Jest to pierwsza ingresja dolnoliasowa na tym terenie, stwierdzona nie tylko na podstawie wskazówek litofacjalnych, lecz również na podstawie dość licznej mikrofauny. Ingresja obserwowana w stropie serii zarzeckiej jest zapewne równie wyraźna, ale nie ma na swe potwierdzenie tak pewnych znalezisk faunistycznych. Kompleks skał zawarty między wspomnianymi poziomami charakteryzuje cykliczność, która lokalnie bywa również podkreślona krótkotrwałymi ingresjami morskimi.

Należy zwrócić uwagę, że seria zarzecka jest pierwszą, która ma najbardziej jednolite wykształcenie w całym północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Również w okolicach Żarnowa mimo zredukowanej miąższości, ma wykształcenie zbliżone do obserwowanego w Studziannej, gdzie W. Karaszewski (1962) notuje analogiczne okresy ingresji morskich. Natomiast ku południowi dość szybko zmienia się zarówno jej wykształcenie, jak i miąższość. W Turowicach (środkowa część obszaru przedborskiego) występują jeszcze charakterystyczne poziomy rudne, zanikające dalej na południe. Chociaż w dalszym ciągu można prześledzić serię przekładańców ilasto-mułowcowo-piaskowcowych obfitujących lokalnie we wkładki sydereityczne, to nie obserwuje się tu stałych poziomów rudnych. Najdalej wysuniętym ku południowi miejscem, w którym niewątpliwie stwierdzono obecność tej serii, jest Ruda Pilczycka. Tym niemniej wąski, płytki zbiornik sedymentacyjny musiał ciągnąć się dalej, okalając łąd świętokrzyski od zachodu i od południowego zachodu (K. Pawłowska, 1962).

Rozwój serii zarzeckiej w basenie świętokrzyskim pozwala się jej spoziewać również na terenie Kujaw. Odpowiadają jej tu przypuszczalnie csady serii ksawerowskiej (cykl III D i III E, S. Z. Różycki, 1958).

Na obszarze Pomorza w liasie α_3 wpływy morskie zaznaczają się szczególnie silnie i obejmują znacznie dłuższy okres. Dlatego trudno jest tam znaleźć odpowiedniki krótkotrwałych ingresji świętokrzyskich. Natomiast na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, w dalszym ciągu brak jest udokumentowanych osadów pochodzących z tego okresu. Dopiero w okolicach Kalisza stwierdzono niewątpliwe ich występowanie.

Seria żarnowska

Synemur górny (lias β)

Jest to okres szczególnie silnych ruchów epejrogenicznych w północno-zachodnich Niemczech. Daje się to zauważyć zarówno na Pomorzu, jak i w regionie świętokrzyskim. Seria żarnowska zaczyna się osadami zbiorników śródlądowych, a nawet lokalnie rzeczonymi o nieznacznej miąższości. Po tym następuje krótkotrwała ingresja morska. Środkowa i górna część serii żarnowskiej jest ponownie osadem śródlądowego basenu słodkowodnego, który charakteryzuje się licznymi zmianami poziomu wody i sploteniami zaznaczonymi następstwem flor.

W miarę posuwania się ku południowi ruchy wypiętrzające są coraz silniejsze. W północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich z liasem β wiąza się przypuszczalnie serie ostrowiecka i koszorowska o łącznej miąższości od 170 do 200 m. Dalej na południu oddzielenie osadów liasu β od liasu δ staje się trudne wobec niemożności stwierdzenia warstw liasu γ . Dlatego też w środkowej części obszaru przedborskiego osady te łączy się w jeden kompleks piaskowcowy liasu β — δ osiągający tu miąższość od 70 do 80 m.

Na obszarze Kujaw warunki sedymentacyjne są zbliżone do panujących w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Świadczą o tym podobne miąższości i zbliżony charakter osadów. Seriom liasu β w Studzian-

nej miąższości od 170 do 200 m odpowiada przypuszczalnie dolna część serii sławęcińskiej dolnej (cykle IV A, IV B, IV C) o miąższości około 180—200 m. Analogicznie wygląda sytuacja na Pomorzu.

Na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na okres ten przypada w dalszym ciągu luka w sedymentacji. A więc należy wyraźnie podkreślić, że brak tu jest odpowiedników serii zagajskiej, gromadzickiej, zarzeckiej i ostrowieckiej, czyli hiatus przypada tu na górną część liasu α_1 , lias α_2 i α_3 oraz na cały lias β . Sytuacja zmienia się dopiero w okolicach Kalisza, gdzie stwierdzono już obecność osadów począwszy od liasu α_3 .

Seria gielniowska

Pliensbach dolny (liasz γ)

W pliensbachu dolnym nastąpił nasilniejszy zalew morza środkowo-liasowego. Obszar pomorski uzyskuje pełne połączenie z morzem niemiecko-szwedzkim. Zaznacza się to pojawieniem fauny amonitowej i otwornicowej, która pozwala tu wyróżnić wszystkie poziomy liasu γ . Przejście od liasu β do γ jest stopniowe, choć miejscami liasy γ leży transgresywnie.

W basenie kujawsko-świętokrzyskim również są silnie zaznaczone wpływy morza. Dotychczas nie została tu wprowadzie znaleziona fauna amonitowa, ale w serii gielniowskiej w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich notuje W. Karaszewski (1962) obecność małżów morskich, skrzypłocza *Limulus* sp. i licznych poziomów z kanalikami robaków. Wprawdzie nie jest to fauna ściśle charakterystyczna dla liasu γ , ale przez analogię do obszaru pomorskiego można ją wiązać z tym okresem.

W północno-zachodnim obrzeżeniu seria ta ma znacznie mniejszą miąższość. Mimo to wpływy morskie są tu równie wyraźne, zaznaczone pojawieniem się fauny małżowej w jej dolnej części i fauny otwornicowej w górnej. Jak daleko na południe od Żarnowa dała się odczuć ingresja morza, trudno stwierdzić przy obecnym stanie wiedzy. Przypuszczalnie nie przekroczyła ona okolic Czeramna. Trudność wyróżnienia osadów liasu γ w środkowej i południowej części obszaru przedborskiego uniemożliwia położenie granicy między osadami liasu dolnego i środkowego, reprezentowanymi tu przeważnie przez osady piaszkowcowe, a więc dokładniejsze sprecyzowanie wieku serii piaszkowcowej występującej na tym terenie w stropie serii zarzeckiej.

Na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, począwszy od liasu γ , a może nieco wcześniej, zaczyna się kształtować płytki zbiornik, przypuszczalnie mający łączność ze świętokrzyskim. Z. Mossoczy (1962) wiąże z nim w profilu Gorzów Śląski—Praszka sedymentację cienkiej serii (od 13 do 22 m miąższości) mułowcowo-piaszczystej, której wiek określa mikrospora *Cupressacites subgranulatus* Rogalska. W okolicach Wielunia (otwór Kurów) obecność liasu γ nie ulega wątpliwości; zaznaczona jest kompleksem osadów piaszczysto-ilastych noszących ślady ingresji morskiej. Przebieg południowej granicy tego zbiornika jest słabo poznany, ale niewątpliwie nie dociera on do okolic Częstochowy.

Seria bronowska
Pliensbach górny (lias δ)

Na Pomorzu dolną część liasu δ charakteryzuje przewaga wpływów lądowych, dopiero w górnej części obserwuje się ponowną ingresję morza, której maksimum według J. K o p i k a (1961) przypada na lias δ_2 i obejmuje lias ϵ_1 . W północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich z liasem δ W. K a r a s z e w s k i (1962) wiąże grubą serię przeważnie piaskowcową (serię drzewicką), w której notuje przewagę cech sedymentacji śródlądowej zaznaczonych korzeniami roślin i dyskordancją ulawicenia. W profilu Studziannej prześledził on pewną cykliczność podkreśloną poziomami z kanalikami robaków. Brak tu jednak dowodów faunistycznych wskazujących na ingresję liasu δ_2 , chociaż w górnej części serii drzewickiej pojawiają się ślady falowania, hieroglifów i liczniejsze poziomy z kanalikami po robakach.

Zbiornik liasu δ w okolicy Żarnowa ma już cechy typowego płytkowodnego basenu śródlądowego. Charakteryzują go osady przeważnie piaskowcowe, obfitujące w detrytus roślinny, z wkładkami żwirów kwarcowych (przypuszczalnie częściowo rzeczno pochodzenia) i z toczęncami iłów. A więc ingresja morska liasu δ_2 ograniczyła się właściwie do Pomorza, słabo zaznaczając się w południowej części basenu kujawsko-świętokrzyskiego.

Na południe od Żarnowa miąższość serii liasu δ (seria bronowska) szybko ulega redukcji i, jak już wspomniano, ponad serią zarzecką, która również stopniowo zanika, a poniżej serii liasu ϵ występuje kompleks piaskowców, którego przynależność wiekowa jest sprawą otwartą wobec braku dokumentów paleontologicznych. Jego miąższość powoli maleje do 30 m w okolicy Mnina.

Na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej problem sedymentacji osadów liasu δ nie jest jeszcze całkowicie jasny. Jak wiemy, J. Z n o s k o (1959) niesłusznie z tym okresem wiąże powstanie żwirów połomskich. Z. M o s s o c z y (1961) w liasie δ umieszcza swoje warstwy podwęglowe, które jednak nie są stratygraficznym odpowiednikiem warstw podwęglowych F. R u t k o w s k i e g o (1923). Jego zdaniem mają się one charakteryzować sedymentacją wybitnie żwirzastą, dorównującą niemal połomskiej, ale od niej niezależną. Miąższość warstw tego wieku w okolicach Wielunia jest porównywalna do obserwowanej w okolicy Żarnowa. W kierunku południowym również stopniowo maleje i w Osinach według Z. M o s s o c z e g o wynosi już tylko około 5 m.

Seria podesteriowa (pod-zielona)

Toark dolny (lias ϵ_1)

Transgresja morska rozpoczęta na Pomorzu w górnej części liasu δ trwa nadal, osiągając w liasie ϵ_1 maksimum, po czym stopniowo następuje przejście do warunków brakicznych, brakiczno-limnicznych, aż do limnicznych w liasie ζ . Ingresja ta podczas swego maksimum szerokim frontem wtargnęła na obszar środkowej Polski i przekroczyła znacznie zasięgi ingresji liasu dolnego (α_3) i środkowego (γ). W okolicach Żarnowa

w serii podesteriowej zaznaczyła się obecnością bogatej fauny otwornicowej. Seria ta wraz z tym samym zespołem fauny daje się śledzić wzdłuż zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich daleko na południe. Jej maksymalny zasięg pokrywa się niemal z granicą występowania serii zwirowej hetangu. Obserwuje się ją bowiem w okolicach Mnina aż niemal pod Łopuszno.

Skoro więc osady tej transgresji rozwinęły się tak szeroko w zachodnim obrzeżeniu, leżącym dotychczas w peryferycznej części basenu liasowego, to niewątpliwie występują one również w północnym obrzeżeniu. W Studziannej wprawdzie W. Karaszewski (1960, 1962) nie wyróżnia osadów liasu ϵ_1 , ale niewątpliwie stropowa część serii drzewickiej, począwszy od szarozielonych łupków na głębokości około 430 m, może pochodzić z tego okresu. Idąca z północy transgresja wtargnęła zapewne również na obszar południowych Kujaw.

Osady liasu ϵ_1 występują niewątpliwie w obszarze miechowsko-łódzkim, sięgając przypuszczalnie aż do źródeł Pilicy. Na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej odpowiadają im warstwy blanowickie, które mają podobne cechy, mianowicie impregnację sydereityczną, obecność zespołu megaspor z *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié i mikrospor *Cupressacites subgranulatus* Rogalska, a w obszarze wieluńskim zawierają ponadto faunę otwornicową. Warstwy blanowickie (liasz ϵ_1) występują nie tylko w okolicach Osin, lecz prawdopodobnie także w okolicy Zawiercia. Na terenie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej osady morskie transgresji liasu ϵ_1 mają równie dalekie rozprzestrzenienie jak wzdłuż zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wskazywałoby to nie tylko na znaczne rozszerzenie się basenu liasowego w tym okresie, ale również na wyraźne wyrównanie jego głębokości. Po raz pierwszy porównywane regiony świętokrzyski i częstochowsko-wieluński znalazły się w obrębie jednego zbiornika sedymentacyjnego.

Seria esteriowa (zielona)

Toark dolny (liasz ϵ_2)

Seria esteriowa (zielona) dzięki swemu charakterystycznemu wykształceniu i zabarwieniu jest najłatwiejsza do wyróżnienia w profilu liasowym. Ożywione badania nad liasem, szczególnie w Polsce północnej, zwróciły uwagę na rolę tej serii przy paralelizacji odległych terenów. Okazało się, że jej znaczenie jest o wiele większe niż serii rudonośnej, używanej przedtem za podstawę przy wszelkich porównaniach.

Została ona wyróżniona na obszarze pomorskim, występuje również na obszarze kujawsko-świętokrzyskim oraz w okolicach Żarnowa. Wzdłuż zachodniego obrzeżenia ciągnie się daleko na południe. Jej maksymalny zasięg nie dał się tu jednak prześledzić z powodu zniszczenia jej osadów przez transgresję doggerską.

Seria ta charakteryzuje się w północnym obrzeżeniu wyraźną cyklicznością (Z. Kozydra, 1960), ale jednocześnie są tam ślady spłyceń w postaci smużek węglistych i śladów po korzeniach, toteż powszechnie została uznana za osad limniczny.

Ma ona jednak pewne cechy, które wydają się temu przeczyć. Charakterystyczne zielone zabarwienie zdaniem T. Wiesera (informacja ustna) pochodzi od illitu. Illit zaś powstaje w środowisku morskim z przeobrażenia kaolinitu. Pozostawałoby to w pewnej kolizji z interpretacją przeprowadzoną na podstawie fauny reprezentowanej tylko przez *Estheria* sp. i charakteryzującą wody bardzo wysłodzone. A więc problem serii zielonej z punktu widzenia facjalnego wymaga jeszcze dalszych studiów.

Na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej serii tej odpowiadają warstwy esteriove Z. Mossoczego, paralelizowane przez niego z warstwami łysieckimi dolnymi J. Znoski. Charakteryzują się one, podobnie jak na innych terenach, typowym zespołem megaspor i tą samą fauną *Estheria* sp. Zasięg warstw łysieckich dolnych aż po obszar zawierciański nie budzi zastrzeżeń. Zwraca jedynie uwagę fakt, że w okresie tym na obszarze całego basenu liasowego panowały zadziwiająco podobne stosunki sedymentacyjne. Podobna stabilność i jednolitość jest obserwowana również na obszarze zachodnich Niemiec, gdzie w tym okresie panuje facja łupków posidoniowych.

Seria borucicka

Toark górny (lias ζ)

Problem serii borucickiej jest jednym z najtrudniejszych w profilu liasowym. Następuje w tym okresie całkowite wysłodzenie zbiornika i ożywienie dopływu materiału z ładu. Pozostaje to w zgodzie z rozwojem tej części liasu na innych obszarach, jak w północno-zachodnich Niemczech, gdzie notuje się wówczas silne ruchy epejrogeniczne.

W basenie kujawsko-świętokrzyskim miąższość tej serii jest znaczna (południowe Kujawy od 125 do 135 m, Studzianna 145 m), ku południowemu zachodowi szybko maleje i w okolicach Żarnowa liczy już tylko od 45 do 75 m. W okolicy Czermna wynosi ona jeszcze około 30 m, ale w Wólce-Konradowie seria borucicka znika już całkowicie i w okolicy Włoszczowej w ogóle nie występuje. Nie można jednak z całą pewnością stwierdzić, czy redukcja i brak osadów liasu ζ są związane wyłącznie ze spłycaaniem się zbiornika ku południowi, czy również ze zniszczeniem przez denudację podczas najniższego doggeru i przez narastającą transgresję morza środkowojurajskiego.

Na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej osady liasu ζ występują również i odpowiadają im tu warstwy łysieckie górne, przy czym uderza podobieństwo ich wykształcenia do analogicznych osadów w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Na obu terenach dolna część tej serii jest przeważnie mułowcowa, a górna piaskowcowa.

Na tle rozważań stratygraficznych i porównań liasu świętokrzyskiego z krakowsko-częstochowskim zarysowuje się wyraźna różnica w kształtowaniu się zbiorników liasowego i doggerskiego. Mianowicie osady liasowe w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osiągają znacznie większą miąższość i charakteryzują się kompletniejszym wykształceniem niż na obszarze częstochowsko-wieluńskim, gdzie szczególnie lias dolny i częściowo środkowy jest fragmentarycznie reprezentowany. Natomiast

w liasie górnym następuje już daleko idące ujednoczenie warunków, a w doggerze obserwuje się dalsze przesunięcie obszaru sedymentacji w kierunku zachodnim.

DOGGER

J. Znosko (1959a, b) szeroko omówił paleogeograficzny rozwój transgresji aalenu i bajosu w Polsce. Pozostaje jedynie przedstawić i uwypuklić pewne nowe szczegóły dotyczące zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

O ile w północnym obrzeżeniu, począwszy od liasu ζ , działają ponownie ruchy obniżające, o tyle obszar zachodniego obrzeżenia charakteryzują dość silne ruchy wynurzające. Przypuszczalnie wspomniane różnice w ruchach epejrogenicznych przetrwały jeszcze w najniższym doggerze i one zadecydowały o powolnym rozszerzeniu się transgresji jury środkowej.

W północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich obserwuje się raczej stopniowe przejście od liasu do doggeru. I tak w Studziannej występuje jeszcze niewątpliwie aalen przesiedzony dalej na południowy zachód w Kruszewcu (na północ od Opoczna). Tymczasem w okolicach Żarnowa stwierdzono osady wezulu dolnego bezpośrednio nad serią piaskowców borucickich. A więc transgresja bajosu już tu przypuszczalnie nie dotarła, albo jej osady uległy całkowitemu zniszczeniu na tym terenie podczas transgresji wezulu dolnego. Jego miąższość na północ od Końskich jest jeszcze znaczna, ale już w okolicach Żarnowa maleje do około 17—18 m, przy jednoczesnej redukcji serii borucickiej do 45—75 m. Dalej w kierunku południowym wezul dolny w postaci serii piaskowców dolnych występuje jeszcze w okolicy Czermna, gdzie liczy około 10 m (a seria borucicka od 37 do 47 m). Można więc przyjąć, że między Czermnem a Rudą Pilczycką przebiega południowa granica jego zasięgu.

Na terenach położonych bardziej na południe transgresja doggeru zaczyna się dolną serią ilastą wezulu dolnego i środkowego. Jednocześnie z rozszerzeniem się luki obejmującej okres aalenu, bajosu i dolnej części wezulu dolnego ulegają coraz silniejszemu niszczeniu górne poziomy liasu. I tak w Wólce-Konradowie brakuje nie tylko serii borucickiej, lecz również znacznie zmalała tu miąższość serii esteriowej.

W Mlinie położonym w stosunku do Wólki-Konradowa bardziej na wschód (około 4 km) znika całkowicie seria esteriowa. Występuje tu jedynie seria podesteriowa przykryta cienką warstwą górnej serii ilastej wieku górnowezulskiego z fragmentami serii podwapieniaków dolnych w spągu. A więc na tej niewielkiej przestrzeni przebiega granica zasięgu dolnej serii ilastej wezulu dolnego i środkowego oraz podwapieniaków dolnych wezulu środkowego i górnego. Fakt ten dobitnie ilustruje kierunek zmian zasięgów poszczególnych poziomów doggeru. Mianowicie, w miarę zbliżania się do świętokrzyskich struktur paleozoicznych nie tylko zmniejsza się bardzo szybko miąższość poszczególnych serii, ale znikają starsze elementy stratygraficzne. Szczególnie wyraźnie zarysowuje się to w górnej części doggeru. Na pograniczu obszaru przedborskiego i włoszczańskiego w sposób ciągły występuje górna seria ilasta górnego wezulu

i dolnego batonu. Ciągnie się ona dalej na południe poprzez Józefinę i Snochowice po okolice Chęcín. Natomiast seria piaskowców górnych górnego batonu doskonale rozwinięta w okolicach Wólki-Konradowa, w okolicach Mnina kończy się definitywnie. Osady keloweju, zaczynające się lokalnie poziomem zlepieńca, spoczywają więc w obszarze włoszczowskim bezpośrednio na górnej serii ilastej dolnego batonu. Po chwilowym wahnięciu linii brzegowej morze ponownie wtargnęło szerokim frontem podczas keloweju.

W rozwoju basenu sedymentacyjnego między zachodnim obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich a Wyżyną Krakowsko-Częstochowską zarysowują się więc charakterystyczne kolejne zmiany. Podczas całego dolnego liasu był on ograniczony głównie do obszaru świętokrzyskiego. W liasie środkowym następuje zasadnicza zmiana i transgresja plienschachu wkracza na północną część obszaru wyżyny, docierając niemal pod Częstochowę. W tym okresie przypuszczalnie przekroczona została również bariera Kodrąbia. Transgresja liasu ϵ_1 wdziera się daleko na południe na obszar miechowsko-łódzki. Następuje wyrównanie warunków sedymentacyjnych na obu obszarach, co jeszcze wyraźniej zaznacza się podczas liasu ϵ_2 . Natomiast okres doggeru charakteryzuje się przesunięciem osi zbiornika na zachód.

J. Znosko (1959b) dowodzi, że „...mimo pewnych oscylacji transgresywnych i regresywnych granice zbiornika bajoskiego utrzymują się podczas całego wezulu, dopiero w wyższym batonie następuje wielkie rozszerzenie zbiornika doggerskiego”. Tymczasem w zachodniej części regionu świętokrzyskiego, począwszy od aalenu, transgresje jury środkowej rozszerzają się stopniowo, ale w sposób ciągły, poprzez bajos, następnie wezul dolny, środkowy i częściowo górny. Gwałtowne rozszerzanie się transgresji przypada na górną część wezulu górnego i trwa przez dolny baton, po czym w batonie górnym obserwuje się na tym odcinku znaczną regresję i granica basenu kurczy się do obszaru przedborskiego. Ponowna transgresja przychodzi w keloweju.

Kraków, 1962 r.

LITERATURA

- Börlau E., 1954 — Rote Tone im Rhat-Lias Schonens. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* Bd 76, Nr 2.
- Cieśla E., 1957 — Osady aalenu w wierceniach Brudzewice. *Kwart. geol.* t. 1, nr 3—4.
- Cieśla E., Kozydra Z., 1958 — Próba nowego podziału stratygraficznego liasu świętokrzyskiego z nawiązaniem do Kujaw. *Przeł. geol.* nr 2.
- Czarnocki J., 1925 — Wyniki badań geologicznych, dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 11.
- Czarnocki J., 1927 — Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 17.
- Czarnocki J., 1930 — Sprawozdanie z badań, wykonanych w okolicach na zachód od Promnika. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 24.
- Czarnocki J., 1931 — Sprawozdanie z badań wykonanych w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, między Radoszycami i Łęczną pod Suchedniowem. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 29.
- Czarnocki J., 1939 — Sprawozdanie z badań terenowych, wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 15.

- Dadlez R., 1952 — Kontakt triasu i jury na wschód od Łopuszna. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Dadlez R., 1956 — Dotychczasowe rezultaty głębokiego wiercenia Mechowo IG I. *Przegl. geol.* nr 11.
- Dadlez R., 1957 — Dotychczasowe wyniki badań podłoża mezozoicznego w północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego. *Kwart. geol.* t. 1, nr 1.
- Dadlez R., 1958 — Uwagi o stratygrafii liasu i dolnego doggeru na niżu niemiecko-polskim. *Kwart. geol.* t. 2, nr 2.
- Dadlez R., 1959 — Nowe dane do stratygrafii liasu na Niżu. *Przegl. geol.* nr 6.
- Dadlez R., Dembowska J., 1959 — Przebieg i wyniki badań podłoża mezozoicznego w antyklinorium pomorskim w latach 1953—1958. *Przegl. geol.* nr 6.
- Dadlez R., Kopik J., Marcinkiewicz T., Szymborski A., 1964 — Wyniki wiercenia Mechowo IG I. *Inst. Geol., Biul.* 189.
- Deczkowski Z., 1962 — Stratygrafia i litologia liasu na obszarze kalisko-częstochowskim. *Kwart. geol.* t. 6, nr 1.
- Deczkowski Z., Jurkiewiczowa I., 1960 — Kajper i jura okolic Wielunia. Przewodnik XXXIII Zjazdu PTG w Częstochowie. Wyd. Geol. Warszawa.
- Drath A., 1935 — Węgiel brunatny kopalni „Zygmunt” w Porębie koło Zawiercia. Akad. Nauk. Techn. Warszawa.
- Fijałkowski J., 1952 — Stratygrafia jury ze szczególnym uwzględnieniem liasu w północnej części arkusza Włoszczowa i południowej części arkusza Przedbórz. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Harris T. M., 1931 — The Fossil Flora of Scoresby Sound, East Greenland. *Medd. om Grønland* Bd 85, Nr. 2.
- Harris T. M., 1937 — The Fossil Flora of Scoresby Sound, East Greenland. *Medd. om Grønland* Bd 112, Nr 2.
- Hoffman K., 1949 — Zur Palaeogeographie des nordwestdeutschen Lias und Dogger. In: *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland.* Hannover—Celle.
- Höhne R., 1939 — Beiträge zur Stratigraphie, Tektonik und Palaeogeographie des subbaltischen Rhat-Lias insbesondere auf Bornholm. *Abh. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald* Nr 12.
- Jurkiewiczowa I., 1952a — Stratygrafia kajpru i retyko-lasu w okolicach Żarnowa na ark. Przedbórz. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Jurkiewiczowa I., 1952b — Opracowanie geologiczne okolic Żarnowa. *Inst. Geol., Archiw. Kraków.*
- Jurkiewiczowa I., 1953a — Przewodnik wycieczkowy Narady Państw. Służby Geologicznej 1953 r. Wyd. Geol. Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., 1953b — Wyniki badań przeprowadzonych na arkuszu Przedbórz. Odczyt wygłoszony na posiedz. nauk. Świętokrzyskiej Stacji Teren. *Inst. Geol.*
- Karaszewski W., 1960 — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* t. 4, nr 4.
- Karaszewski W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol., Prace* t. 30, cz. 3.
- Kopik J., 1960a — O kilku morskich małżach z serii gielniowskiej liasu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* t. 4, nr 1.
- Kopik J., 1960b — Mikropaleontologiczna charakterystyka liasu i dolnego doggeru Polski. *Kwart. geol.* t. 4, nr 4.
- Kopik J., 1962 — Faunistyczne kryteria stratygraficznego podziału liasu północno-zachodniej i środkowej Polski. Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza. PAN. Warszawa.
- Kopik J., 1964 — Stratygrafia dolnej jury na podstawie fauny z wiercenia Mechowo IG I. *Inst. Geol., Biul.* 189.
- Kozydra Z., 1960a — O pozycji stratygraficznej piaskowców z Sierosławic koło Końskich. *Przegl. geol.* nr 12.
- Kozydra Z., 1960b — Zarys wykształcenia litologicznego serii „ciechocińskiej” liasu w rejonie Przysuchej. *Przegl. geol.* nr 9.
- Kozydra Z., 1961 — Uwagi o pozycji stratygraficznej żwirów w liasie świętokrzyskim. *Przegl. geol.* nr 7.
- Krajewski R., 1947 — Złoża żelaziaków ilastych we wschodniej części powiatu koneckiego. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 26.
- Krajewski R., 1958 — Przegląd wyników zdjęcia geologicznego na arkuszach Końskie i Przysucha w granicach występowania utworów triasu i liasu. *Inst. Geol., Biul.* 126.

- Kunh O., 1953 — Palaeogeographie des deutschen Jura. Gustav Fischer. Jena.
- Kuźniar Cz., 1922 — O rudach żelaznych powiatu opoczyńskiego. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 2.
- Kuźniar Cz., 1924 — O rudach żelaznych okolic Chlewisk. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 8.
- Kuźniar Cz., 1925 — O rudach żelaznych okolic Staporkowa. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 10.
- Kuźniar Cz., 1925 — Rudy żelazne okolic Bliżyna. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 13.
- Kuźniar Cz., 1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na obszarze arkusza Końskie. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 16.
- Kuźniar Cz., 1928 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1927 r. na obszarze arkusza Końskie. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 19—20.
- Kuźniar Cz., 1929 — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 na obszarze arkusza Końskie. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 22—23.
- Kuźniar Cz., 1931 — Węgle brunatne kajprowe i retyckie w koneckiem. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 29.
- Lundblad B., 1956 — On the Stratigraphical Value of the Megaspores of *Lycostrob. Unders. (C)*, nr 547.
- Makarewiczówna A., 1928 — Flora dolno-liasowa okolic Ostrowca. *Prace Tow. Przyj. Nauk. Wilno* 4.
- Małecki J., 1952 — Wiercenie w Piętach. Inst. Geol., Archiw. Kraków.
- Marcinkiewicz T., 1957 — Liasowe megaspory z Praszki, Zawiercia i Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* t. 1, nr 2.
- Marcinkiewicz T., 1960 — Analiza megasporowa osadów jurajskich okolic Gorzowa Śląskiego — Praszki. *Kwart. geol.* t. 4, nr 3.
- Marcinkiewicz T., 1962 — Megaspory retyku i liasu z wiercenia Mechowo koło Kamienia Pomorskiego i ich wartość stratygraficzna. *Inst. Geol., Prace* t. 30, cz. 3.
- Marcinkiewicz T., 1964 — Stratygrafia dolnej jury w wierceniu Mechowo IG I na podstawie badań megasporowych. *Inst. Geol., Biul.* 189.
- Marcinkiewicz T., Orłowska T., Rogalska M., 1960 — Wiek warstw helenowskich górnych (lias) w przekroju geologicznym Gorzów Śląski—Praszka w świetle badań mega- i mikrosporowych. *Kwart. geol.* t. 4, nr. 2.
- Michalski A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w 1883 r. w półn.-zachodniej części gubernii Radomskiej i Kieleckiej. *Pam. fizjograf.* t. 4.
- Mossoczy Z., 1960 — Stratygrafia jury dolnej północnej części pasma krakowsko-częstochowskiego. *Prz. geol.* nr 8.
- Mossoczy Z., 1961 — Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. geol.* t. 5, nr 1.
- Passendorfer E., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Przedbórz. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 8.
- Passendorfer E., 1925 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie 1925 r. na arkuszu Przedbórz. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 13.
- Passendorfer E., 1927 — Sprawozdanie z badań terenowych, wykonanych w r. 1926 na arkuszu Przedbórz. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. nauk.* nr 16.
- Passendorfer E., 1939 — O triasie i dolnej jurze na pn.-zachodnich zboczach Gór Świętokrzyskich. *Prace Tow. Przyj. Nauk. Wilno* 13.
- Pawlica W., 1920 — Ilaste rudy żelazne Starachowic. *Państw. Inst. Geol., Spraw.* t. 1, nr 1.
- Pawłowska K., Dembowska J., 1954 — Notatka w sprawie otworu wiertniczego Mn'n I na arkuszu Przedbórz. Inst. Geol., Archiw. Warszawa.
- Pawłowska K., 1962 — Retyk i lias południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* t. 6, nr 3.
- Raciborski M., 1891 — Flora retycka północnego stoku Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiej.* ser. 2, t. 3.
- Raciborski M., 1892 — Przyczynek do flory retyckiej Polski. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiej.* ser. 2, t. 2.
- Reyment R. A., 1959 — On Liassic Ammonites from Skåne, Southern Sweden. *Stockh. Contrib. Geol., Acta Univ. Stockh.* v. 2.
- Roemer F., 1870 — Geologie von Oberschlesien. Breslau.
- Rogalska M., 1954 — Analiza sporowo-pyłkowa liasowego węgla blanowickiego z Górnego Śląska. *Inst. Geol., Biul.* 89.
- Rogalska M., 1956 — Analiza sporowo-pyłkowa liasowych osadów obszaru Mroczków—Rozwady w powiecie opoczyńskim. *Inst. Geol., Biul.* 104.

- Różycki S. Z., 1930 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 nad utworami górnego kajpru, retyku, liasu i doggeru w południowo-zachodniej części arkusza Zarki mapy 1 : 100 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. nauk.* nr 28.
- Różycki S. Z., 1947 — Mapa odkryta północnej części Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol., Archiw.* Warszawa.
- Różycki S. Z., 1955 — Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.* v. 5.
- Różycki S. Z., 1958 — Dolna jura południowych Kujaw. *Inst. Geol., Biul.* 133.
- Rutkowski F., 1923 — Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Zawiercia i Siewierza. *Państw. Inst. Geol., Spraw.* nr 2.
- Samsonowicz J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Państw. Inst. Geol., Spraw.* t. 5, nr 1.
- Samsonowicz J., 1934 — Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 100 000. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa.
- Samsonowicz J., 1954 — Wyniki hydrogeologiczne dwu głębokich wierceń w Ciechocinku. *Inst. Geol., Biul.* 91.
- Seitz O., 1943 — Über Rogensteine im Keuper der Bohrung Tempelburg. *Ber. Reichsamts. f. Bodenf.* 5/8.
- Seitz O., Wicher C. A., 1951 — Über die im Bereich der Tempelburger Struktur gestossenen Tiefbohrungen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie und Palaeogeographie des Trias. *Geol. Jb.* 65.
- Stoch I., 1963 — Z badań kaolinowych glin ceramicznych. *Prace Geol. Pol. Akad. Nauk* 17.
- Styk O., 1958 — Mikrofauna triasu okolic Chrzanowa oraz północno-zachodniej części osłony mezozoicznej. *Inst. Geol., Biul.* 121.
- Szyperko-Sliwczyńska A., 1960 — O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. *Kwart. geol.* t. 4, nr 3.
- Troedsson G., 1950 — On Rhythmic Sedimentation in the Rhaetic-Liassic Beds of Sweden. *Intern. Geol. Congr.* 4. London.
- Troedsson C., 1951 — On the Hoganas Series of Sweden (Rhaeto-Lias). *Lunds. Univ. Årsskr. N. F., Avd. 2, Bd 47, Nr. 1.*
- Unrug R., Calikowski A., 1960 — Sedymentacja i petrografia warstw połomskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 30, nr 2.
- Wicher C. A., 1938 — Mikrofaunen aus Jura und Kreide (1 Teil, Lias alfa-epsilon). *Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H.* 193.
- Wicher C. A., 1951 — Zur mikropalaontologischen Gliederung des nichtmarinen Rhat. *Erdöl u. Kohle* Bd 4, Nr. 12.
- Wicher C. A., 1957 — Die mikropalaontologische Gliederung des nichtmariner Keuper. *Erdöl u. Kohle* Bd 10, Nr. 1.
- Znosko J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Inst. Geol., Prace* 14.
- Znosko J., 1959a — Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Niżu Polskiego. *Kwart. geol.* t. 3, nr 3.
- Znosko J., 1959b — Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Kwart. geol.* t. 3, nr 3.
- Znosko J., 1959c — Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych, trzeciorzędowych i kredy. Atlas geol. Polski, tabl. 5. *Inst. Geol.* Warszawa.

Ирена ЮРКЕВИЧОВА

ЛЕЙАС ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С ЛЕЙАСОМ КРАКОВСКО-ВЕЛЮНЬСКОЙ ЮРЫ

(с 6 фиг.)

РЕЗЮМЕ

Вступление

Богатый керновый материал, накопленный за период 1950—1956 гг., по западному обрамлению Свентокшских гор, особенно из местностей Жарнув, Чермно, Руда-Пильчицка и Мнин, а также обнажения, дали основу для рассмотрения стратиграфии лейаса совместно с подстилающими и перекрывающими породами. В работе содержится не только характеристика пород верхов триаса, нижней и средней юры, но также схема их палеогеографического развития вдоль западного обрамления Свентокшских гор.

СТРАТИГРАФИЯ

ВЕРХНИЙ КЕЙПЕР

Лейас подстилается комплексом пестрых пород, относящихся к кейперу и рэту. Породы кейпера были изучены только в верхней части (80—90 м). Они характеризуются исключительным однообразием и сложены алевролитами и аргиллитами ярко вишневого цвета со светлозелеными пятнами. Только местами, хотя иногда в большом количестве, наблюдаются прослойки алевритовых песчаников, известняков и псевдооолитовых конкреций, особенно в кровельной части. Те же конкреционные зерна местами рассеяны по всей породе и придают ей желвачный характер.

В западном обрамлении Свентокшских гор упомянутая серия не обладает характерными чертами гипсоносного кейпера, так как только в керне одной скважины в районе местности Руда-Пильчицка наблюдался прослоек гипса. Литологически она скорее сходна с горизонтом конгломератовых мергелей, который был выделен О. Зейтцем и Ц. А. Вихером (1951) в кровельной части кейпера.

Эта серия обладает немногочисленными признаками органогенного происхождения. На исследованном участке западного обрамления в нескольких местах удалось обнаружить лишь неопределимые остатки пелеципод, остракод, зубы рыб и оогонии.

РЭТ

Пестрые отложения кейпера обладают эрозионной поверхностью. В углублениях этой поверхности накопились горизонты конгломератов, начинающих новый цикл осадконакоп-

ления пестрых отложений. На исследованной площади они характеризуются небольшой мощностью, колеблющейся, в зависимости от условий залегания, от 0 до 35 м. Несмотря на это их литологический состав сильно дифференцирован, что дало основу выделения трех горизонтов.

Горизонт А (от 0 до близко 9 м) отчетливо крупнокластический. Сложен конгломератовыми песчаниками, переходящими в конгломераты, переслоенными алевролитами, глинистыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками, известняками и прослойками псевдооолитовых конкреций. Конгломераты отличаются характерным составом. Среди слагающей их гальки следует перечислить: серые известняки, доломиты, лидиты, кварц, кварцитовые песчаники, кремовые мергели, зеленоватые алевролиты, частицы угля и мелкие конкреции типа псевдооолитов. Цемент конгломератов обычно песчано-карбонатный. В горизонте А автору не удалось наблюдать органических остатков, следует лишь сказать, что в некоторых алевролитовых прослоях содержится большое количество сидеритовых сферолитов, как правило лимонитизированных.

Горизонт В (около 15 м), в отличие от предыдущего, состоит из чередующихся песчаниковых и алевролитовых прослоев с глинистыми пропластками, более или менее известковистых. Песчаниковые прослои характеризуются часто диагональной слоистостью. В этом горизонте тоже встречаются сферолиты и, кроме того, изолированные зерна гранитов и полевых шпатов. Подобно горизонту А в нем тоже нет фауны.

Горизонт С (около 17 м) характеризуется еще более мелкой фракцией. Он состоит из алевролитово-глинистых слоев, чередующихся с слоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, местами доломитовых. Встречаются также образования типа псевдооолитов, слагающие мелкие линзовидные включения или распространенные в виде разобщенных зерен. Сферолиты, представленные уже ниже, здесь распространены в массовом количестве. Наблюдаются спорадически частицы полевых шпатов, обычно каолинизированных. Однако наиболее характерной чертой этого горизонта являются органические остатки, представленные обломками створок пелещипод, остракод, обломками костей и отдельными фораминиферами *Cornuspira* sp., *Lingulina* sp. и *Hungarella* sp. Наблюдаются также местами ходы червей.

Этот горизонт по сравнению с предыдущими характеризуется четкими признаками морских влияний. На этом основании автор склонен отнести его к нижнему или среднему рэту. Породы верхнего рэта, наблюдаемые в местности Студзянна (В. Каршевский, 1962) и прежде всего в Мэхово (Р. Дадлез, 1962), связаны уже с опресненным водоемом и характеризуются типичными для этого времени мегаспоровыми формами. Необходимо отметить, что на исследованном участке западного обрамления Свентокшиских гор не удалось проследить пород верхнего рэта.

Как уже упоминалось, породы рэта в этой части обрамления залегают несогласно на различных горизонтах верхнего кейпера, срезанных эрозией. Поверхность рэтских отложений тоже обладает эрозионным характером с разницей высот в районе Жарнув до 60 м. Большое число буровых скважин, пройденных в этом районе, дало возможность установить расположение на этой поверхности многочисленных долин. Породы рэта и даже частично верхнего кейпера подверглись полному разрушению в осевых частях этих долин. Долины выполнены крупнокластическими, главным образом конгломератовыми, отложениями нижнего лейаса.

ЛЕЙАС

Первое детальное стратиграфическое расчленение свентокшиского лейаса (в отношении северо-восточного обрамления Свентокшиских гор) было дано Я. Самсоновичем (1929). Исходя из дифференцированности литологического состава этот автор выделил

4 серии (загайскую, громадзицкую, зажецкую и островецкую), первая из которых была им отнесена к рэту, а остальные к лейасу. За последнее десятилетие появилось много новых работ по лейасу обрамления Свентокшских гор (Э. Цесля, З. Козыдра, 1958; Р. Дадлез, 1962; З. Козыдра, 1960 a, b, 1961; Р. Краевски, 1958; К. Павловска, 1962). Особенного внимания заслуживают работы В. Карашевского (1960, 1962), в которых не только широко освещается литологический состав пород этого возраста, но и дается стратиграфическая схема, основанная на новых палеонтологических находках.

В западном обрамлении наиболее полный разрез лейаса наблюдается в районе местности Жарнув, расположенной в самой северной части исследованной площади.

Загайская и громадзицкая серии

Геттанж (лейас $\alpha_1 + \alpha_2$)

В исследованном районе мощность загайской и громадзицкой серий сильно сокращена, что не позволяет определить четкой границы между ними. Можно единственно выделить пять комплексов пород, отличающихся свойственными только каждому из них признаками, такими как сферолиты, оолиты, горизонты с ходами червей, ризонды и др.

Комплекс 1 наиболее характерен в западной части обрамления. Вследствие приуроченности к эрозионным углублениям он характеризуется большим непостоянством мощности, колеблющейся в пределах от 0 до 60 м. Основным составным компонентом этого комплекса, особенно в нижней части, являются гравий и конгломераты, сложенные галькой кварца и кварцитов, с примесью небольшого количества других пород, как лидиты и серые кристаллические известняки. Состав конгломератов преобразуется в зависимости от диаметра гальки. Мелкозернистые конгломераты состоят преимущественно из кварцевой гальки, крупнозернистые же из кварцито-кварцевой. Цемент алевролитово-песчаный, местами только они пропитаны окислами железа. Конгломераты обладают диагональной слоистостью, местами характеризуются фракционированным расслоением и несогласным залегаем отдельных прослоев. Наиболее крупный материал обычно находится в подовше всего комплекса, постепенно уменьшаясь по направлению к кровле.

Необходимо подчеркнуть, что этот комплекс характеризуется большой изменчивостью своего развития. Конгломераты образуют линзы различной мощности, переходят в горизонтальном направлении в разнозернистые песчаники и даже мелкозернистые песчаники, кроме того переслаиваются с алевролитами, часто пестрыми, окрашенными в вишнево-розовые, бело-серые и желто-ржавые цвета, а также с глинами типа огнеупорных глин.

Прослой гравия как правило не содержит определенных органических остатков. Хотя в прослоях с мелкой фракцией содержится в изобилии растительный детрит в виде обломков угля, фузита и частей стеблей, однако мегаспоры появляются выше описываемого комплекса. Следовательно его возраст можно определить единственно косвенным путем. Он залегает в подошве слоев с *Nathorstisporites hopliticus* J u n g¹ и таким образом можно отнести его с уверенностью к лейасу α . Характер вышележащих комплексов дает возможность определить более детально время образования гравиевой серии. Она относится, предположительно, к лейасу α_1 , а возможно и к еще более древнему периоду (В. Карашевски, 1962).

Комплекс 2, мощностью всего около 10 м, залегает на выровненной аккумулятивной поверхности гравиевой серии. Он включает отложения значительно меньшей фракции, представленные мелкозернистыми песчаниками и чередующимися алевролитово-песчаниковыми отложениями. Характеризуется появлением сидеритовых сферолитов и многочисленных горизонтов с ходами червей, местами содержанием *Estheria* sp. и даже *Trochammina* sp²,

¹ Определения мегаспор Т. Марцинкевич.

² Определения фораминифер Я. Копик.

а также обломков тонкостенных раковин пелеципод. Эта фауна, однако, не имеет стратиграфического значения, а возраст определяется по распространенным здесь в большом количестве мегаспорам *Nathorstisporites hopliticus* J u n g. По сравнению с предыдущим комплексом этот комплекс обладает четко выраженными признаками морских влияний. Повидимому, обе рассматриваемые серии отражают один крупный седиментационный цикл и соответствуют, вероятно, загейской серии в подразделении Я. С а м с о н о в и ч а (1929).

Комплекс 3 отличается от предыдущего большей мощностью, колеблющейся от 15 до 30 м. Он начинается новый седиментационный цикл. Сложен мелкозернистыми песчаниками с прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников, местами с примесью глинистых окатанников и кварцевого гравия, с линзами кварцево-кварцитовых конгломератов.

Для этого комплекса характерны многочисленные горизонты ризоидов и ископаемых почв. Распространены здесь тоже перечисленные мегаспоры *Nathorstisporites hopliticus* J u n g и *Horstisporites* sp. Полностью континентальный характер этих отложений разрешает коррелировать их со склобской серией.

Комплекс 4, подобно комплексу 2, обладает снова меньшей мощностью, насчитывающей от 10 до 15 м. Он состоит из чередующихся алевролитовых и песчаниковых слоев, часто со спутанным расслоением, содержащих прослойки мелкозернистых песчаников. Спорадически встречаются прослойки среднезернистых и крупнозернистых песчаников, часто с примесью кварцевого гравия с частицами до 1 см в поперечнике. Этот комплекс окрашен в серый и темносерый цвет, местами же в четко зеленовато-серый с красными пятнами. Характеризуется наличием горизонтов с ходами червей, с белыми каолиновыми оолитами и появлением сидеритовых горизонтов. Иногда встречаются зубы рыб и отпечатки пелеципод. По-прежнему распространены мегаспоры *Nathorstisporites hopliticus* J u n g, присутствие которых позволяет отнести описываемый комплекс к геттанжскому ярусу. Перечисленные признаки приводят к заключению, что породы этого комплекса указывают на четко выраженные следы морской ингрессии.

По литологическому составу описываемый комплекс эквивалентен серой серии Р. К р а е в с к о г о (1947, 1958). В западном обрамлении он не соединяется с зажейской серией, в то время как на севере, по В. К а р а ш е в с к о м у (1962), наблюдается между ними близкая связь. Здесь он отделяется от упомянутой серии другим, хотя и маломощным, но весьма характерным, комплексом.

Комплекс 5 отличается наименьшей мощностью, составляющей всего около 5 м. Несмотря на это он прослеживался во всех буровых скважинах района Жарнув. Этот комплекс сложен мелкозернистыми песчаниками с нерегулярными глинистыми пропластками, местами с прослоями крупнозернистых песчаников и даже с примесью кварцевого гравия. Характерной чертой этого комплекса являются прекрасно сохранные ризоиды и горизонты ископаемых почв. Он изобилует также мегаспорами того же сообщества *Nathorstisporites hopliticus* J u n g, которое наблюдалось в описанных ранее комплексах. Комплексы 3, 4 и 5 автор коррелирует с громадзицкой серией в подразделении Я. С а м с о н о в и ч а (1929). В разрезе Студзянна они могут быть эквивалентом склобской серии и нижней части рудоносной серии, залегающей ниже III рудного горизонта.

Указанная выше форма *Nathorstisporites hopliticus* J u n g характеризует геттанжский возраст всех описанных комплексов.

Зажейская серия

Нижний синемюр (лейас α₃)

К зажейской серии, согласно с Я. С а м с о н о в и ч е м (1929), автор относит комплекс слоев, перекрытых и подстилающихся рудными горизонтами.

Нижний рудный горизонт сложен здесь, также как и в северном и северо-восточном обрамлении, вишневыми и вишнево-серыми глинами и глинистыми сланцами, и алевролитами с включениями сидеритов. В его кровле местами наблюдаются массовые скопления сидеритовых сферолитов и не слишком богатая микрофауна, представленная *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq., Barth.), *Ammodiscus* cf. *orbis* La l., *Pseudoglandulina* sp.

Выше этого горизонта залегает комплекс песчаниково-алевролитовых и глинистых пород, мощностью 28—30 м, характеризующийся большим разнообразием развития. Проявляется в нем четко выраженная цикличность литологического состава. Каждый цикл завершается алевролитово-глинистым осадком с ризоидами и ископаемыми почвами, или же со следами ходов червей. В средней части залегают среднезернистые и крупнозернистые песчаники, переходящие местами в кварцевые конгломераты с диаметром составных частиц до 1,5 см. Все еще распространены здесь мегаспоры *Nathorstisporites hopliticus* Jung, количество которых отчетливо сокращается к кровле.

Верхний рудный горизонт сложен алевролитово-глинистыми отложениями с прослоями мелкозернистых песчаников и сидеритов. В отличие от нижнего горизонта окрашен в серый, серо-оливковый цвет, местами с вишневыми пятнами. Характеризуется тоже довольно отчетливыми признаками морских влияний, выраженных наличием ходов червей, появлением спорадически встречающихся зубов рыб и фораминифер *Ammodiscus* sp. Одновременно наблюдаются здесь последние экземпляры *Nathorstisporites hopliticus* Jung.

Следует обратить внимание на то, что зажеккая серия западного обрамления обладает другим развитием, чем в северном обрамлении. В западном обрамлении она включает только два (вместо трех) рудных горизонта, залегающие в кровле и подошве. Средний горизонт замещается, вероятно, прослоями огнеупорных глин. Эта серия прослеживается как в западном, так и северном и северо-восточном обрамлениях Свентокшских гор. Благодаря своему характерному составу, она до сих пор играла роль руководящей серии. Однако южнее местности Жарнув она постепенно теряет это значение, так как последовательно исчезают рудные горизонты и прослои огнеупорных глин.

Возраст этой серии является спорной проблемой. С одной стороны в этой серии проявляются наиболее сильно морские признаки, что разрешает коррелировать ее с лейасом α_3 , с другой стороны мегаспора *Nathorstisporites hopliticus* Jung (*Lycostrobus scotti*) до сих пор на территории Швеции и Гренландии описывалась в зоне *Thaumatopteris*, т.е. в отложениях лейаса α_1 и лейаса α_2 . Но отложения лейаса α_3 характеризуются там четкими трансгрессивными чертами и лишены флористической характеристики. Следовательно, согласно предположениям Т. Марцинкевича, мегаспора *Nathorstisporites hopliticus* Jung может содержаться на протяжении всего лейаса α . Исходя из этих предпосылок, зажеккая серия относится автором к лейасу α_3 .

Жарновская серия

Верхний синемюр (лейас β)

Серия жарновского песчаника впервые была выделена Ч. Кузньром (1925—1931) в районе Коньске. В стратиграфическом разрезе она залегает выше рудной серии, в подошве доггера, и является эквивалентом островецкой серии Я. Самсоновича (1929).

В представленном же автором разрезе жарновская серия охватывает только комплекс слоев, залегающих между зажеккой серией (лейас α_3) и гельневской серией (лейас γ). В нижней части этой серии наблюдается еще чередование алевролитовых и песчаниковых слоев, в которых местами встречаются изолированные сферолиты, горизонты с ходами червей, мелкие пелелиподы и довольно многочисленные мегаспоры, относящиеся уже к другому сообществу.

Основная часть этой серии сложена мелкозернистыми песчаниками, обычно снежно-

белыми, крупнослоистыми, с растительными остатками. Следует отметить, что местами наблюдаются значительные отличия в развитии, часто появляются мощные прослои алевролитов и чередующихся пород, позволяющие проследить отчетливую цикличность.

В жарновской серии, особенно в ее верхней части, встречаются многочисленные ризоиды. Она характеризуется распространением мегаспор *Maexisporites planatus* Магс. и *Echitriteles spicatus* Магс.

В районе Жарнув жарновская серия обладает мощностью от 70 до 90 м. В северо-восточном направлении мощность быстро возрастает и в районе Студзянна ей соответствуют, вероятно, две серии — островецкая и кошоровская (В. Карашевски, 1962), общей мощностью от 170 до 200 м. На основании сообщества мегаспор и залегания этой серии на зажекской серии лейаса α_3 и под гельневской серией лейаса γ автор относит ее к лейасу β .

Гельневская серия

Нижний плинсбах (лейас γ)

В северном обрамлении Свентокшских гор В. Карашевски (1960) впервые выделил серию лейаса γ , которую назвал гельневской серией. Возраст этой серии он охарактеризовал, прежде всего, морской пелелиподовой фауной. Эта серия стала важным звеном в разрезе лейаса, так как она помогает коррелировать свентокшский лейас с поморским лейасом.

В районе Жарнув эта серия была выделена автором на основании довольно многочисленной фауны фораминифер (определенной Я. Копиком). В этом районе она обладает относительно небольшой мощностью, колеблющейся в пределах 15—35 м. В северо-восточном направлении мощность быстро увеличивается (З. Козыдра, 1960). В нижней части она состоит преимущественно из мелкозернистых песчаников с прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников и прослойками алевролитов. В верхней части наблюдается чередование алевролитовых и песчаниковых слоев. Здесь снова появляются горизонты с обилием сферолитов и сидеритовых пропластков.

Эта серия, как уже упоминалось, характерна распространением фораминиферовой фауны, представленной *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus*. Gerke, Soss. и *A. orbis* Lal., и пелелиподовой фауны (З. Козыдра, 1960а). Эта фауна, хотя и мало характерная, указывает на отчетливую морскую ингрессию и позволяет зачислить эту серию к лейасу γ . Такой возраст определяется также распространенными в этой серии мегаспорами, в числе которых ведущее место занимает *Maexisporites planatus* Магс.

Броновская серия

Верхний плинсбах (лейас δ)

В стратиграфическом разрезе, составленном В. Карашевским (1962) по северному обрамлению Свентокшских гор, на гельневской серии и под цехоинской серией залегает джевицкая серия. В западном обрамлении в этом интервале разреза можно выделить две серии, отличающиеся не только литологическим составом, но и появлением фауны в одной из них. Нижняя серия названа автором предварительно серией броновской.

Эта серия характеризуется аналогичным развитием с жарновской серией. Она сложена песчаниками, преимущественно мелкозернистыми, с небольшими прослоями чередующихся алевролитов и песчаников, пропластками алевролитов и глин, местами в кровельной части зеленоватых. Здесь тоже встречаются прослои среднезернистых и конгломератовых песчаников, в которых содержатся частицы кварца до 1,5 см в поперечнике. От жарновской серии она отличается нерегулярным расслоением и часто встречающейся дискордантностью.

В этой серии не содержится фауны, но встречаются мегаспоры того же сообщества, которое наблюдалось в жарновской и гельневской сериях. Необходимо отметить, что в кро-

вле рассматриваемой серии появляется новая форма — *Thomsonia phyllicus* (Muggau) Potonié. Это позволяет отнести броновскую серию к лейасу δ . В районе Жарнув мощность ее составляет всего 45—50 м, в восточном направлении она возрастает до 80 м, в северном же обрамлении эквивалентная ей джевицкая серия обладает мощностью 178 м.

Подэстериевая (подзеленая) серия

Тоар (лейас ϵ)

Эта серия в западном обрамлении была автором выделена еще раньше (И. Юркевичова, 1951). Верхняя часть серии, благодаря характерной зеленоватой окраске и составу, легко дается проследить и является руководящим горизонтом лейасового разреза на территории всей Польши. Верхнейлейасовый возраст этой серии доказан исследованиями Р. Дадлеза и Я. Копика в разрезе Мэхово в Западном Поморье. Мощность лейаса ϵ в районе Жарнув составляет 60—80 м. Он расчленяется на две характерные части.

Нижний тоар (лейас ϵ_1)

Подэстериевая серия охватывает нижнюю часть лейаса ϵ . Она выделена не только по литологическому составу, но и на основании обильной микрофауны. Эта серия сложена алевролитами, чередующимися с мелкозернистыми, редко среднезернистыми песчаниками. Для ней свойственны местами многочисленные прослои и импрегнации сидерита, а также появление сидеритовых сферолитов и горизонтов с ходами червей. Положение этой серии в стратиграфическом разрезе определяется фауной *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, *Soss.*, *A. orbis* Lal., *A. cf. orbis* Lal., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Lenticulina* sp.

Морская ингрессия времени лейаса ϵ_1 была наиболее сильной за весь промежуток лейаса в западном обрамлении Свентокшиских гор и, по-вероятности, она дальше всего распространялась к югу.

Наряду с микрофауной эта серия характеризуется сообществом мегаспор, представленных *Thomsonia phyllicus* (Muggau) Potonié, *Erlansonisporites tegimentus* Magc., *Maxisporites planatus* (Magc.) и *Echitriteles spicatus* (Magc.). Мощность этой серии колеблется в пределах от 20 до 30 м.

Эстериевая (зеленая) серия

Нижний тоар (лейас ϵ_2)

В северном обрамлении Свентокшиских гор эстериевая серия (Я. Самсонович, 1954) была названа по предложению С. З. Ружицкого (1958) цехоинской серией (В. Карашевски, 1960; З. Козыдра, 1960b). В итоге проведенных в последнее время исследований польского лейаса оказалось, что эта серия обладает широким распространением и благодаря своему характерному облику является важным корреляционным репером. Поэтому название, предложенное Я. Самсоновичем, как более общее, кажется более пригодным для палеогеографических рассуждений.

Эстериевая серия в районе Жарнув сложена алевролитово-глинистыми породами с прослоями чередующихся алевролитово-песчаниковых слоев и мелкозернистых песчаников. Она характеризуется тонким, спокойным, как правило, расслоением ленточного типа, наличием линзовидных сидеритовых пропластков, не образующих, однако, выдержанных горизонтов, и массовым распространением сферолитов. Встречаются многочисленные горизонты с ризоидами и полосы угля. Наряду с наблюдающимися до этого, местами многочисленными чешуйками мусковита, в этой серии появились чешуйки зеленовато-оливкового биотита, а

также хлорита. Окраска пород этой серии обусловлена, по Т. В и з е р у (устное сообщение), примесью иллита, возникшего за счет преобразования каолинита в морской среде.

В большом количестве здесь распространена *Estheria* sp., образующая тонкие прослойки. Определение возраста основывалось, однако, на сообществе массово представленных мегаспор *Thomsonia phyllicus* (Mugгау) Potonié и *Erlansonisporites tegimentus* Магс. Мощность этой серии равняется 40—50 м.

Боруицкая серия

Верхний тоар (лейас ζ)

В кровле эстериевой серии залегает комплекс песчаников. Определение возраста песчаников связано с рядом затруднений, так как этот комплекс разграничивает достоверные лейасовые породы и достоверные доггерские породы. На основании литологических и фаунистических критериев автор подразделяет его на две части. Нижняя, характеризующаяся значительно большей мощностью, относится еще к нижней юре, верхняя же к средней юре. Нижние песчаники соответствуют боруицкой серии, мощность которой в районе Жарнув определяется величиной 45 до 75 м. Литологически боруицкая серия в этом районе расчленяется на нижнюю глинистую и верхнюю песчаниковую части.

Глинистая часть, мощностью от 10 до 25 м, по характеру фациального развития сильно напоминает эстериевую серию. Она состоит из чередования алевролитово-песчаниковых слоев с прослоями мелкозернистых песчаников. Встречаются пропластки импрегнированные сидеритом. Различия состоят, с одной стороны, в изменении окраски с зеленой в темносерую, а с другой стороны, в значительном обеднении количества мегаспор, относящихся к тому же сообществу, какое наблюдалось в эстериевой серии.

Песчаниковая часть, мощностью от 35 до 50 м, представлена желто-белыми песчаниками, преимущественно мелкозернистыми, с подчиненными прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников, заключающих местами примесь кварцевого гравия. Кроме того в этом комплексе встречаются глинистые прослои, типа огнеупорных глин. Наблюдаются примеси растительных остатков и сравнительно редкие мегаспоры *Thomsonia phyllicus* (Mugгау) Potonié, *Baculitrites clavatus* Магс.

ДОГГЕР

Проведение границы между породами лейаса и доггера в северной части района Пшедбуж является особенно трудным, так как средняя юра начинается здесь тоже песчаниками. Стратиграфия доггера в западном обрамлении основана на схеме, составленной С. З. Ружицким (1955) по северному обрамлению Свентокшских гор.

Серия нижних песчаников

Нижний везуль

Комплекс песчаников доггера по литологическому составу сходен с лейасовым комплексом. Как правило, он начинается снизу горизонтом с глинистыми окатанниками. Кроме того характеризуется появлением алевролитово-глинистых прослоев черного цвета, изобилующих местами сферолитами, и наличием горизонтов с ходами червей. Содержит тоже растительные остатки и спорадически мегаспоры, наблюдающиеся в верхнем лейасе.

Фауна представлена единственно неопределимыми отпечатками пелеципод. Этот горизонт выделен по аналогии с районом Опочно, где С. З. Ружицким (1955) был охарактеризован его нижневезульский возраст на основании аммонитовой фауны. Мощность его составляет всего 15—20 м.

Нижняя глинистая серия

Нижний и средний везуль

Глинистая серия хорошо развита в районе Пшедбуж, начиная с местности Жарнув на севере по Вулька-Конрадув на юге. Однако, по сравнению с районом Опочно, она здесь отличается другим типом развития, так как не содержит прослоя разделяющих песчаников, кроме того ее мощность уменьшается до 40 м, затем до 30 м в средней части и еще меньше в южной части района. Тем не менее и в описываемом районе, на основании литологического состава можно выделить нижнюю и верхнюю части.

Нижняя часть сложена чередующимися алевролитово-песчаниковыми слоями еще с преобладанием прослоев песчаника. Алевролитовые прослои часто изобилуют сидеритовыми сферолитами. Кроме того для этой части, впрочем как и для верхней, характерны прослои и импрегнации сидерита. Все еще встречаются растительные остатки и изолированные мегаспоры *Thomsonia phyllicus* (Mugay) Potonié. Следы фауны по-прежнему немногочисленные. Кроме ходов червей удалось обнаружить единственно отпечатки пеллеципод, а в районе Жарнув следы *Gastropoda* sp. и *Phyllopora* sp.

Верхняя часть, по сравнению с нижней, сложена более пелитовыми отложениями. Они представлены алевролитами, переходящими в сланцы с пропластками мелкозернистого песка, и чередующимися преимущественно алевролитово-глинистыми, реже алевролитово-песчаниковыми слоями. Нижняя часть окрашена в серый цвет, переходящий в черный. Наряду с преслойками и конкрециями сидерита, в кровле появляются прослойки известковых песчаников и песчаных известняков.

Но наиболее характерным признаком этой части является появление обилия фаунистических остатков, спикул губок и относительно богатой фауны фораминифер *Astacolus* cf. *tricarinnella* (Reuss), *Citharina proxima* (Teg.), *Eoguttulina liassica* (Strickl.), *Haplophragmoides* ex gr. *concaus* (Chapm.), *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro, *Nodosaria* ex gr. *fontinensis-mutabilis* Teg., *Planularia* cf. *eugenii* (Teg.) и др. (определенные Я. Копиком).

Указанное сообщество микрофауны разрешает, согласно предположению Я. Копика, отнести нижнюю глинистую серию к среднему везулю, причем начало ее осадконакопления приходится еще на нижний везуль. Благодаря этому она коррелируется с нижней глинистой серией, выделенной С. З. Ружицким (1955) в районе Опочно.

Нижние «подвапеняки»

Средний и верхний везуль

Горизонт нижних «подвапеняков» на исследованной площади характеризуется значительной мощностью, колеблющейся в пределах от 5 до 10 м. Однако он легко прослеживается благодаря типичному составу. Между нижней глинистой серией и описываемым горизонтом наблюдается последовательный переход. Черноватые алевролиты, преобладающие в нижней части горизонта, в средней части вытесняются известковыми песчаниками, песчаными известняками и известняками с рассеянными оолитами и оолитовыми линзами. Кроме того, здесь встречаются горизонты известковых конкреций или конгломератов, сложенных галькой известковых алевролитов.

Этот горизонт отличается наибольшим обилием фауны. Встречаются частые прослои ракушечника, зубы рыб, мелкие пеллециподы и, наконец, массово распространены фораминиферы, из которых в самом большом количестве представлены *Astacolus* cf. *tricarinnella* (Reuss), *Epistomina* ex gr. *parastelligera* (Hofk.), *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro.

На основании массового распространения *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro Я. Копик склонен считать это сообщество характерным для верхнего везуля. Таким

образом можно предположить, что горизонт нижних «подвапняков» начал накапливаться еще в среднем везуле, но основной период его осадконакопления приходится на верхний везуль. Однако незначительная мощность этого горизонта требует осторожного подхода к корреляции его с аналогичной серией в разрезе С. З. Ружицкого.

Верхняя глинистая серия

Верхний везуль и нижний бат

Эта серия была детально изучена в южной части района Пшедбуж, хотя она распространена несомненно и в северной части. С. З. Ружицкий (1955) рассматривает ее в качестве «глинистого включения» между сериями верхних и нижних «подвапняков». В западном обрамлении она приобретает ряд своеобразных признаков, аналогично ранее описанным сериям. Не отличается от них и мощностью составляющей в местности Конрадув около 10 м, а в районе Жарнув несомненно больше.

Она сложена черноватыми алевролитами, как правило песчанистыми, с прослойками ракушечника, известковых песчаников и известняков. Как видно, состав этой серии указывает на связь с горизонтом «подвапняков».

Эта серия характеризуется еще более богатым сообществом микрофауны. Рядом с формами, представленными в предыдущих горизонтах, появляются новые — *Astaculus tricarinella* (Reuss), *Citharina flabelloides* (Tegq.), *Lenticulina* cf. *brückmani* (Mjatl.), *L. mamillaris* (Tegq.), *Marginulina cytharella* Tegq., *Planularia* cf. *eugenii* (Tegq.), *Trocholina* cf. *conica* (Schlumb.) и др. Несмотря на это, микрофауна мало характерная. С. З. Ружицкий определяет верхневезульский возраст этой серии. Я. Копик распространяет ее еще и на нижний бат.

Серия верхних песчаников

Средний и верхний бат

Эта серия, аналогично описанной выше, обнажается только в южной части района Пшедбуж, но распространена на всей площади исследований. Сложена песками и мелкозернистыми песчаниками желто-ржавого цвета, сильно известковыми, нерегулярно слоистыми, с тонкими прослойками черноватых и серых алевролитов и линзами ракушечника. По составу она отличается здесь от своего эквивалента в районе Опочно, где представлены породы близкие «подвапнякам» или типичные «подвапняки» (С. З. Ружицкий, 1955).

В этой серии наблюдается резкое уменьшение количества фауны фораминифер, представленной единственно мало характерными формами *Bathysiphon* sp., *Lenticulina* sp., *Miliolina* sp., *Paalzowella* sp. и *Spirillina punctulata* Tegq. С. З. Ружицкий указывает, что в районе Опочно эта серия заключает единственно пелециподы и брахиоподы. Я. Чарноцкий (1925, 1927) в этой серии западного обрамления обнаружил *Rhynchonella* sp. и *Astarte cordata* (Gautsch.).

На основании стратиграфического положения этой серии был определен ее батский или частично также и нижнекелловейский возраст (С. З. Ружицкий, 1955).

Относительно распространения описываемой серии, следует предполагать, что район местности Мнин является южной окраиной их распространения.

Известняки келловея

Последним звеном догера являются буровато-красные песчанистые известняки с кремнями, комковатые известняки и конгломератовый (желвачный) слой. Таким же составом они характеризуются на площади Краковско-Ченстоховской возвышенности.

СООТНОШЕНИЕ ПОРОД ЛЕЙАСА С ПОРОДАМИ РЭТА И ДОГГЕРА

Между породами рэта и лейаса, а также лейаса и доггера наблюдаются несогласные контакты.

По-вероятности, в позднем рэте, а быть может еще раньше, произошло поднятие всего Свентокшского массива. В итоге этого наступило осушение территории и развитие денудации. Этими явлениями объясняется отсутствие отложений верхнего и частично среднего рэта на всем обрамлении Свентокшских гор. Лейасовый седиментационный цикл начинается гравиевой серией, образование которой не только в западном, но и северо-восточном обрамлении, относится к раннему геттанжу (загайская серия).

По другому формировались палеогеографические условия на рубеже лейаса и доггера. В раннегоарском веке ингрессия проникла далеко на юг, но вероятно еще в том же веке произошло поднятие палеозойского Свентокшского орогена, а также палеозойской территории последующей Нидской мульды. Величина поднятия явно возрастала в южном направлении. Поэтому среднеюрское море постепенно расширяло границы своего распространения.

ЗАМЕЧАНИЯ О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЛЕЙАСА

В районе Пшедебуж породы кейпер — рэт — лейас образуют три гряды обнажений параллельных друг другу, где они характеризуются моноклинальным залеганием. Они возникли вследствие дислоцированности пологого антиклинального обрамления Радошицкой складки.

Описанный выше разрез характеризует строение самой северной, так называемой Жарновской гряды, на протяжении между местностями Мыслибуж на западе и Людвиков на востоке. В отношении кейперового и рэтского веков по имеющимся данным нельзя еще детально охарактеризовать палеогеографическую обстановку. Большая же изученность пород лейаса и доггера позволяет воссоздать особенности их развития вдоль западного обрамления Свентокшских гор.

Вначале следует обратить внимание на мощность лейасовой серии. В Жарновской гряде она составляет около 420—450 м. В следующей средней гряде, в восточной части, на участке Вышина-Махоровска — Тама, общая мощность лейаса насчитывает всего около 205 м. В западном направлении она постепенно возрастает до 275 м. Еще более характерное распределение мощности лейаса в гряде, расположенной наиболее к югу. По обнажениям в местностях Липа и Шкуцин она снижается предположительно до 115—155 м, в окрестностях Фалкув возрастает до 135—195 м, а в районе Чермно — до 200 и даже 225 м.

К югу от Чермно преобразуется тектонический характер западного обрамления Свентокшских гор, и описываемые породы с кейпера по юру включительно слагают более или менее регулярные складки. В синклинали Мнин—Пильчица, непосредственно южнее Чермно, на участке Ольшамовице—Конрадув, мощность лейаса колеблется в пределах от 120 до 160 м. В районе Мнина она падает до 57 м. Дальше к югу в районе Влошова она редко превышает 30 м.

Вместе с общим сокращением мощности лейаса изменяется и его характер. Изменение происходит определенным образом, а именно, одни горизонты прослеживаются по всему западному обрамлению, другие же распространены только в северной части обрамления.

Геттанжские породы (загайская и громадзицка серии) в Жарновской гряде достигают мощности от 50 до 110 м и расчленяются на пять комплексов, нижний из которых, сложенный гравиевой серией, является наиболее характерным. В средней полосе гравиевые отложения развиты слабее, но геттанжская серия, благодаря присутствию заещкой серии в этом районе легко дается проследить и обладает мощностью от 25 до 40 м.

Еще более сложны условия распространения описываемых пород в гряде Липа—Чермно, а также в районе, расположенном далее к югу. Руководящая в стратиграфическом разрезе зажецкая серия теряет здесь свое значение вследствие резкого сокращения мощности и исчезновения характерных составных признаков, представленных рудными горизонтами. Поэтому в обнажениях трудно отделить геттанжские песчаники от вышележащих лейасовых песчаников. Тем не менее низы геттанжа, представленные в этом районе крупнокластическими отложениями, прослеживаются вполне отчетливо. Нижнелейасовые гравии и конгломераты слагают здесь наиболее характерные формы рельефа.

От местности Мнин наблюдается резкое изменение характера лейаса. Мощность геттанжских слоев, представленных, в основном, гравиевыми отложениями, незначительно уменьшается и до местности Сноховице составляет около 30 м, постепенно же выклиниваются верхние горизонты разреза.

Нижний синемюр (зажецкая серия) в районе Жарнув выражен еще характерным образом с при утствии рудных горизонтов. Таким же составом он обладает, вероятно, и в средней полосе, где единственно может отсутствовать лишь верхний рудный горизонт. На остальной же площади района Пшедбуж он представлен маломощным (до 20 м) комплексом чередующихся алевролитово-песчаниковых слоев. О его связи с зажецкой серией свидетельствует присутствие сидеритовых и лимонитовых прослоев, а также мегаспоры *Nathorstisporites hopliticus* Jung. К югу от Руда-Пильчицка этот горизонт окончательно выклинивается.

В Жарновской гряде на рудной серии, подстилая слою лейаса ϵ залегают три серии — жарновская (лейас β), гельневская (лейас γ) и броновская (лейас δ). Основное значение имеет здесь гельневская серия, отделяющая песчаниковый комплекс лейаса β от тоже песчаникового комплекса лейаса δ . В средней же гряде гельневской серии не удалось проследить и, по-вероятности, она здесь уже полностью отсутствует. Мощность трех названных серий насчитывает в северной гряде от 135 до 205 м, здесь же всего около 70—80 м. Проведенные исследования не дают достоверных данных для решения принадлежности этих песчаников к нижнему лейасу или частично и к среднему лейасу.

Такая же обстановка наблюдается в южной гряде и в южной части района Пшедбуж, причём мощность описываемого песчаникового горизонта уменьшается до 30—40 м (в Вулька-Конрадув). От местности Мнин обстановка еще более усложняется. Отсутствие зажецкой серии и небольшая мощность песчаников не предоставляют возможности проведения более детального стратиграфического подразделения и вероятно в районе Влошова и далее к югу распространен только нижний лейас (К. Павловска, 1962).

Следующей руководящей серией западного обрамления, после гравиевой серии, являются породы лейаса ϵ , выделяемые другими исследователями в качестве цехоцинской серии. Необходимо отметить, что эти породы играют значительно большую роль в стратиграфии лейаса этой площади, чем слою зажецкой серии, руководящей в северном обрамлении. Они распространены во всех трех тектонических единицах и в южной части района Пшедбуж с местностью Мнин включительно. Несмотря на сокращение мощности с 60—80 м в районе Жарнув до 55 м в местности Конрадув, на всей площади можно выделить как подэстериевую, так и эстериевую серии. Первая характеризуется содержанием фораминиферовой фауны, вторая же типичным мегаспоровым сообществом. Только лишь в местности Мнин наблюдаются существенные изменения; исчезает эстериевая серия, что можно объяснить или первичным отсутствием отложений, обусловленным вблизи располагающейся Радошицкой складкой, или же последующей эрозией. Последнее предположение более вероятное. В районе Влошова породы лейаса ϵ распространены по местность Лясоцин в западном крыле синклинали Мнин—Пильчица и, вероятно, по окрестности Лопушно в восточном крыле.

Боруицкая серия, преимущественно песчаниковая, снова характеризуется значительно

меньшим распространением. Она была прослежена в северной части района Пшедбуж, к югу же от Чермно ее породы уже нигде не наблюдались.

Изменения в серии пород доггера в западном обрамлении происходят несколько иначе чем в лейасе. Хотя подобно лейасу в южном направлении уменьшается мощность отдельных горизонтов доггера, но его развитие в морской фации обусловило большее однообразие состава. Это обстоятельство облегчает прослеживание постепенного проникания к югу трансгрессии доггерского моря.

В районе Жарнув отложения доггерской трансгрессии начинаются серией нижних песчаников нижнего везуля. Мощность этой серии здесь незначительная (15—20 м) по сравнению с районом Опочно. Она залегает непосредственно на боруцицкой серии, характеризующейся тоже сокращенной мощностью. Следовательно, здесь перерыв охватывает верхи верхнего лейаса, аален, байос и нижнюю часть нижнего везуля.

В северной части района Пшедбуж наблюдаются незначительные изменения. В средней части разрез еще ничем не отличается. Лишь незначительно сокращается мощность боруцицкой серии и серии нижних песчаников. Следовательно здесь перерыв охватывает больший интервал, но в незначительной степени.

Район, расположенный южнее, особенно к юго-востоку от местности Пшедбуж, представлял значительное препятствие для распространения трансгрессии доггерского времени. В этом районе (окрестности Вулька—Конрадув) отложения начинаются нижней глинистой серией среднего везуля со значительно меньшей мощностью (только 11,5 м). Она залегает здесь на эстериновой серии, следовательно перерыв расширился на небольшом пространстве, охватывая кровельную часть лейаса ϵ , лейас ζ . аален, байос и весь нижний везуль.

Граница распространения нижней глинистой серии проходит к востоку и югу от Вулька—Конрадув. В местности Мнин признаки трансгрессии появляются только лишь вверху следующего горизонта нижних «подвапеняков», относящихся к среднему и верхнему везулю. Она обладала немного большим распространением по сравнению с предыдущей, так как южнее местности Конрадув нет уже горизонта нижних «подвапеняков». Учитывая изменения в разрезе лейаса этой района можно отметить, что перерыв увеличился здесь почти на весь лейас ϵ и почти весь средний везуль.

Трансгрессия времени образования в западном обрамлении верхней глинистой серии верхнего везуля и низов бата была первой трансгрессией, охватывавшей значительное пространство. Отложения этой трансгрессии распространены не только в районе Мнина, но и в районе Влошова и даже к югу от Хенцины, следовательно она охватывала также и юго-западное обрамление Свентокшских гор. Отсутствие отложений в отдельных местах обусловлено, несомненно, действовавшими позже денудационными процессами.

Обстановка снова меняется в последующий период, соответствовавший осадконакоплению серии верхних песчаников (верхних «подвапеняков», по С. З. Ружикому, 1955) бата и нижнего келловея. Границы распространения доггерского седиментационного бассейна снова сильно сократились. Эпейрогеническое оживление привело к переходу от глинистой фации в песчанистую. Таким образом окрестности Мнина являются самым южным районом распространения упомянутой серии верхних песчаников. Граница распространения этой серии проходит немного южнее этой местности, охватывая, как кажется, в виде залива район местности Чалчин. Уже в Сноховице непосредственно на верхней глинистой серии залегают келловейские известняки.

В келловее происходит снова расширение морского водоема, занимавшего значительно большую площадь, чем границы распространения верхней глинистой серии, определяющей максимальное распространение доггерского моря. Стратиграфический перерыв отмечается здесь появлением горизонта конгломератов (Я. Чарноцки, 1925, 1927). Итак, на площади распространения верхней глинистой серии верхнего везуля и нижнего бата, к югу от

Мнина, появляется новый перерыв, охватывающий серию верхних песчаников, т.е. средний и верхний бат, а быть может и низы келловея.

Верхняя глинистая серия на площади своего максимального распространения местами подверглась полной денудации во время предшествовавшее келловейской трансгрессии, отложения которой в этих местах залегают непосредственно на нижнем лейасе. Такие условия наблюдаются в местностях Мечин, Михалы-Гура и, конечно, вне распространения верхней глинистой серии, где можно отметить только один крупный перерыв между отложениями нижнего лейаса (гравиевой серией) и келловея, охватывающий верхнюю часть нижнего лейаса, весь средний лейас и почти весь доггер, за исключением верхов келловея.

Обобщая можно отметить, что вся площадь западного обрамления Свентокшских гор в течение всего лейасового века характеризовалась сильной эпэйрогенической подвижностью. Этим объясняется не только дифференцированный литологический состав отложений, но и границы распространения отдельных стратиграфических звеньев.

Новые факты, опубликованные К. Павловской (1962), говорят о том, что ранне-лейасовые континентальные бассейны распространялись и с южной стороны Свентокшских гор. К тому же мощность отложений этого возраста (загайская и склобская серии) достигает большей величины, чем в районе Жарнув. По составу они сходны с отложениями северного обрамления. Эти обстоятельства в некоторой мере выясняют расположение основных поднятий и понижений Свентокшского региона в лейасовое время.

Основываясь на литологических чертах верхних звеньев нижнего лейаса можно отметить, что в южном направлении от района Жарнув происходило значительное обмеление седиментационных бассейнов и даже полное осушение площади. Особенно большие перерывы отмечаются в верху нижнего лейаса и в среднем лейасе. Верхний лейас (нижний тоар) указывает снова на погружающие эпэйрогенические движения и в связи с этим значительное развитие бассейна, распространявшегося также по южные склоны Свентокшских гор. Но последующее поднятие и денудация, приходящиеся в этом районе на начало доггерского века, полностью или частично разрушили отложения этого бассейна.

В доггере отмечаются другие условия осадконакопления, происходившие в морском водоеме, равнивавшемся на северном обрамлении Свентокшских гор с аалена, а на западном появившемся позже и охватывавшем постепенно все большую площадь.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

Фиг. 1. Стратиграфия рэта, лейаса и доггера западного обрамления Свентокшских гор

1 — известняки, 2 — аргиллиты, 3 — алевролиты, 4 — чередующиеся алевролитово-глинистые слои, 5 — чередующиеся песчаниково-алевролитовые слои, 6 — мелкозернистые песчаники, 7 — среднезернистые песчаники, 8 — крупнозернистые песчаники, 9 — песчаники с окатанниками аргиллитов и с кварцевым гравием, 10 — конгломераты и гравий, 11 — прослой псевдооолитов, 12 — алевролиты с рассеянными псевдооолитовыми конкрециями, 13 — сферолиты, 14 — включения пирита, 15 — полевые шпаты, 16 — хлориты, 17 — сидериты в виде тонких прослоек и импрегнации, 18 — прослойки сидеритов, 19 — угольные прослойки, 20 — ходы червей, 21 — фауна и микрофауна, 22 — мегаспоры, 23 — растительные остатки, 24 — следы корней, 25 — зеркала скольжения

Фиг. 2. Распространение лейасовых морских ингрессий (основа по Е. Зноско, 1959с)

1 — нижний палеозой, местами с альгонкием, 2 — палеозой, 3 — пестрый песчаник и раковинный известняк, 4 — кейпер, 5 — лейас, 6 — мальм и мел; а — распространение гравиевой серии лейаса α , б — распространение морской ингрессии заещкой серии (лейас α_3), с — распространение морской ингрессии гельневской серии (лейас γ), d — распространение морской ингрессии подэстериевой серии (лейас ϵ_1), e — граница карпатского надвига, f — местонахождения фауны, g — государственная граница

Фиг. 3. Границы распространения отдельных серий доггера в западном обрамлении Свентокшиских гор (основа по Е. Зносско, 1959с)

1 — нижний палеозой, местами с альгонкием, 2 — палеозой, 3 — пестрый песчаник и раковинный известняк, 4 — кейпер, 5 — лейас, 6 — байос-аален, 7 — везуль, 8 — бат-келловой, 9 — мальм и мел; а — распространение серии нижних песчаников (нижний везуль), б — распространение нижней глинистой серии (нижний и средний везуль), с — распространение серии нижних «подвапняков» (верхи среднего и верхний везуль), d — распространение верхней глинистой серии (верхний везуль и нижний бат), e — распространение серии верхних песчаников (бат), f — распространение известняков с кремнями (келловой), g — граница карпатского надвига, h — государственная граница

Фиг. 4. Геологическая схема западного обрамления Свентокшиских гор

1 — пестрый песчаник и раковинный известняк, 2 — кейпер, 3 — лейас, 4 — доггер, 5 — мальм

Фиг. 5. Развитие лейаса и доггера вдоль западного обрамления Свентокшиских гор

1 — конгломераты, 2 — разномерные песчаники с кварцевым гравием, 3 — среднезернистые и крупнозернистые песчаники, 4 — мелкозернистые песчаники, 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты и глинистые сланцы, 7 — известняки, 8 — оолиты и псевдооолиты, 9 — ракушечники, 10 — прослойки сидерита, 11 — фораминиферная фауна, 12 — *Estheria* sp., 13 — следы пелешиподовой фауны, 14 — остракоды, 15 — горизонты с ходами червей, 16 — растительные остатки, 17 — следы корней, 18 — мегаспоры, 19 — *Nathorstisporites hopliticus* Jung, 20 — *Maexisporites planatus* Marc., 21 — *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié. 22 — несогласие

Фиг. 6. Мощностъ лейаса в западном обрамлении Свентокшиских гор

1 — палеозой, 2 — основные точки замера мощносты лейаса в буровых скважинах, 3 — изопакиты пород лейаса в интервалах 100 м

Перевел Е. Федак

Стратиграфическая таблица

Возраст		Серия (мощность в м)	Литологический состав	Фауна и флора	
Д О Г Г С Р	Келловей		Конгломератовый (желвачный) слой Комковатые известняки Буровато-красные известняки с кремнями		
		серия верхних песчаников (до 50 ?)	Мелкозернистые пески и песчаники, желто-ржавые, известковые, с прослоями черных и темносерых алевролитов, с линзами ракушечника	Немногочисленные фораминиферы; <i>Astarte cordata</i> , <i>Rhynchonella</i> sp.	
	Бат	верхняя глинистая серия (ок. 20)	Черные алевролиты с прослоями ракушечника, известковых песчаников, известняков и сидеритов	Богатое сообщество фораминифер, но мало характерных	
		серия нижних «подвапеняков» (20—30?)	Известковые песчаники и песчаные известняки, местами с примесью железистых оолитов, образующих также прослойки переслоенные черными алевролитами с пропластками ракушечника, сидеритов	Массовое распространение фораминифер; <i>Ophthalmidium carinatum terquemi</i> P a z d r o	
	В	средний	нижняя глинистая серия (35—40)	Верхняя часть: алевролиты и алевролитовые сланцы, с прослойками мелкозернистых песчаников, чередование алевролитово-глинистых, реже алевролитово-песчаниковых черноватых слоев с прослоями и конкрециями сидерита, с прослоями известковых песчаников и песчаных известняков	Многочисленные фораминиферы, обломки фауны, спиккули губок
			нижний	Нижняя часть: чередование алевролитово-песчаниковых слоев с преобладанием слоев песчаников, с прослоями сидеритов	Ходы червей; <i>Gastropoda</i> sp., <i>Phyllopora</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonié
			серия нижних песчаников (15—20)	Мелкозернистые и среднезернистые песчаники с прослоями черноватых алевролитов	Ходы червей, редкие отпечатки пеллеципод, остатки растений

Продолжение таблицы

Возраст	Серия (мощность в м)	Литологический состав	Фауна и флора	
Перерыв				
Л е в е р е й а с и й	б П л и н с б а х и й	Песчаниковая часть: желто-белые мелкозернистые песчаники с прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников, с примесью кварцевого гравия, с прослоями глин огнеупорного характера	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Bacurilites hispidus</i> Marc.	
			Глинистая часть: чередование серых и темносерых алевролитово-песчаниковых слоев с прослоями мелкозернистых песчаников, с местными прослоями сидеритов	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie
			Алевролитово-глинистые сланцы с прослоями чередующихся алевролитово-песчаниковых слоев и мелкозернистых песчаников, с включениями сидеритов зеленоватого цвета. Массовое появление сидеритовых сферолитов	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc.
Л е в е р е й а с и й	б П л и н с б а х и й	Алевролиты и чередующиеся алевролитово-песчаниковые слои, с прослоями мелкозернистых, реже среднезернистых песчаников, с включениями сидеритов. Появление сидеритовых сферолитов	Ходы червей; <i>Ammodiscus</i> ex. gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss., <i>A. orbis</i> Lal., <i>A. cf. orbis</i> Lal., <i>Trochammina</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc.	
		Мелкозернистые песчаники с небольшими прослоями чередующихся алевролитово-песчаниковых слоев, алевролитов и глинистых сланцев, в кровле часто серовато-зеленых. Местами прослой среднезернистых песчаников и кварцевых конгломератов	Следы корней; <i>Echitriteles spicatus</i> Marc., <i>Maexisporites planatus</i> Marc., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie	

Продолжение таблицы

Возраст		Серия (мощность в м)	Литологический состав	Фауна и флора						
л	е	нижний α ₃	зажечкая серия (38—42)	Верхний рудный горизонт: серые и серо-оливковые алевролитово-глинистые отложения с прослоями сидеритов и местами мелкозернистых песчаников Средний комплекс: песчаниково-алевролитово-глинистые породы с прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников, кварцевых конгломератов и горизонтами огнеупорных глин Нижний рудный горизонт: глины и глинистые сланцы с прослойками алевролитов, с прослоями сидеритов, вишне-вые и вишнево-серые	Ходы червей; <i>Ammodiscus</i> sp., зу-бы рыб; редкие <i>Nathorstisporites hopliticus</i> Jung Ходы червей, ископаемые почвы, следы корней <i>Nathorstisporites</i> Jung. <i>Cornuspira</i> cf. <i>orbicula</i> (Terq., Berth.) <i>Ammodiscus</i> cf. <i>orbis</i> L a l., <i>Pseudoglandulina</i> sp.					
						и	нижний α ₂	верхний серия (70—90)	Верхняя часть: мелкозернистые песчаники, как правило снежно-белые, местами с прослоями алевролитов и чередующихся слоев Нижняя часть: чередование алевролитово-песчаниковых слоев	Остатки растений, следы корней; <i>Maexisporites planatus</i> Marc., Ходы червей, мелкие пеллциподы <i>Maexisporites planatus</i> Marc.,
с	средний γ	Плинсбах нижний	гельневская серия (15—35)	Верхняя часть: чередование алевролитово-песчаниковых слоев с прослоями глинистых сидеритов, в обнажениях глинистых лимонитов. Нижняя часть: мелкозернистые песчаники с прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников и алевролитов	<i>Ammodiscus</i> ex. gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss., <i>A. orbis</i> L a l., <i>Maexisporites planatus</i> Marc.					

Продолжение таблицы

Возраст	Серия (мощность в м)	Литологический состав	Фауна и флора
Л и е и й а с й	Г е т т и а и н ж ж ж ж	Комплекс 5 (около 5 м): мелкозернистые песчаники с нерегулярными глинистыми полосами темносерого цвета, с местными прослоями крупнозернистых песчаников с примесью кварцевого гравия	Ископаемые почвы, следы корней
	Г е т т и а и н ж ж ж ж	Комплекс 4 (10—15 м): чередующиеся серые, темносерые и местами серо-оливковые слои, часто со смятой слоистостью, с прослоями мелкозернистых песчаников, спорадически среднезернистых и крупнозернистых песчаников с примесью кварцевого гравия. Местами тонкие прослойки сидеритов и линзы каолиновых сферолитов	Ходы червей, зубы рыб, отпечатки пелеципод, <i>Trochammina</i> sp.
	Г е т т и а и н ж ж ж ж	Комплекс 3 (15—30 м): мелкозернистые песчаники с прослоями среднезернистых и крупнозернистых песчаников, местами с примесью кварцевого гравия, линзами кварцевых конгломератов и редкими прослойками алевролитов	Следы корней, горизонты ископаемых почв
	Г е т т и а и н ж ж ж ж	Комплекс 2 (5—10 м): мелкозернистые песчаники и чередующиеся алевролитово-песчаниковые слои. В алевролитовых слоях заключены сидеритовые сферолиты	Ходы червей, <i>Estheria</i> sp., обломки раковин пелеципод
	Г е т т и а и н ж ж ж ж	Комплекс 1 (0—60 м): гравии и конгломераты, состоящие из кварцевой и кварцевой гальки, с незначительной примесью лидитов и кристаллических известняков, переслаивающиеся местами с пестрыми алевролитами, часто типа огнеупорных глин, переходящие в горизонтальном направлении в разнозернистые песчаники по мелкозернистые включительно	Следы корней, растительные остатки (мегаспоры в кровле комплекса)

Na/orstisporites hopliticus Jung

Перерыв, охватывающий низы геттанжа (зона *Equisettes gracilis*)
и местами весь рэт и частично верхний кейпер

Продолжение таблицы

Возраст	Серия (мощность в м)	Литологический состав	Фауна и флора
Рэт (около 42)		<p>Горизонт С (около 17 м): чередующиеся алевролитово-глинистые слои, пестрые, вишнево-бурые с зелеными пятнами, с прослоями мелкозернистых песчаников, местами доломитовых алевролитов, с мелкими линзами псевдооолитовых конкреций. Массовые сидеритовые сферолиты, спорадические зерна полевых шпатов</p>	<p>Ходы червей, обломки раковин пелеципод, остракод и костей; <i>Cornuspira</i> sp., <i>Hungarella</i> sp., <i>Lingulina</i> sp., <i>Ostracoda</i> sp.</p>
		<p>Горизонт В (около 15 м): пестрые зеленовато-вишневые чередующиеся алевролиты и песчаники с глинистыми прослоями. Встречаются сидеритовые сферолиты, спорадические зерна полевых шпатов и гранита</p> <p>Горизонт А (около 10 м): конгломераты, состоящие из гальки серых известняков, доломитов, гематита, кварца, кварцитовых песчаников, мергелей и других пород, переслоенные песчаниками и алевролитами. В алевролитах встречаются сидеритовые сферолиты</p>	
Перерыв			
Верхний кейпер		<p>Алевролиты и аргиллиты, вишневые со светлозелеными пятнами, с спорадическими прослоями известковых песчаников, известняков и псевдооолитовых конкреций, особенно в верхней части</p>	<p>Обломки пелеципод, остракод, зубы рыб</p>

Irena JURKIEWICZOWA

THE LIAS OF THE WESTERN PART OF THE MESOZOIC ZONE SURROUNDING THE ŚWIĘTOKRZYSKIE (HOLY CROSS) MOUNTAINS AND ITS CORRELATION WITH THE LIAS OF THE CRACOW—WIELUŃ RANGE

(with 6 Figs.)

SUMMARY

Introduction

A rich material collected in 1950—1956 from bore-holes and exposures in the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains, especially from the vicinity of Żarnów, Czermno, Ruda Pilczycka and Mnin, provides the basis of the present study of the stratigraphy of the Lias series. The uppermost Triassic, Lower Jurassic and Middle Jurassic deposits also considered, as well as the scheme of the palaeogeographic development of these stages along the western part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains.

STRATIGRAPHY

UPPER KEUPER

At the bottom of the Lias series occurs a complex of Keuper and Rhaetian variegated rocks. Only the upper part of the Keuper deposits (80—90 m.) has been studied. It is a very monotonously developed siltstone and claystone series, cerise-red in colour with aquamarine spots. Intercalations of silty sandstones thin interbeddings of limestones and pseudo-oolite conglomerates occur sporadically, although locally they are quite frequent, especially in the top part. Grains of the same concretionary character are scattered in some parts of the rock, which becomes nodular in these places.

In the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains, this series has no characteristic features of the Gypsum Keuper, since a thin layer of gypsum has been encountered only in one of the bore-holes in the vicinity of Ruda Pilczycka. In its lithology the series resembles rather the horizon of the Conglomerate marls distinguished by O. Seitz and C. A. Wicher (1951) in the top of the Upper Keuper.

The series in question shows some traces of organic origin. Undeterminable detritus of pelecypods and ostracods, teeth of fishes, and oogonia have been found in a few sites of the area investigated in the western part of the Mesozoic zone.

RHAETIAN

The variegated Keuper deposits are cut by an erosion surface. In its depressions developed conglomerate horizons, which begin a new sedimentation cycle of variegated deposits. Their thickness in the area concerned is not large, and, depending on the arrangement of beds, it varies from 0 to 35 m. In spite of that, these deposits are characterized by changeable lithologic development, and thus three horizons can be distinguished here.

Horizon A (from 0 to about 9 m.) is very coarse-clastic. It consists of conglomeratic sandstones passing into conglomerates interbedded with siltstones and shales as well as fine-grained sandstones, limestones and intercalations of pseudo-oolitic conglomerates. The composition of these conglomerates is quite characteristic. Among the pebbles occur grey limestones, dolomites, lydites, quartz, quartzitic sandstones, cream-coloured marls, greenish siltstones, fragments of coal and tiny pseudo-oolitic concretion. The matrix of the conglomerates is usually arenaceous-calcareous. No organic remnants have been found in horizon A; it should be noted, however, that some intercalations of siltstones are filled with sideritic spherolites, which are usually limonitized.

In contrast to the above horizon, horizon B (about 15 m.) is an alternating, mainly sandstone-siltstone complex, with argillaceous interbeddings, more or less calcareous. Frequently the sandstone intercalations are diagonally bedded. Spherolites are also found here and in addition to them there are single grains of granite and feldspars. Just as in horizon A there are no traces of fauna here.

Horizon C (about 17 m) is characterized by a still finer fraction. It consists of an alternating siltstone-claystone complex with interbeddings of fine-grained sandstones and siltstones, which are dolomitic in places. There are also pseudo-oolitic granules, which occur as fine, lense-like intercalations or single grains. Spherolites, which are encountered in the underlying horizons, occur in masses here. Sporadic grains of feldspars, usually kaolinized, are also found. Yet, the most characteristic feature of this horizon is the appearance of organic remnants in the form of shell fragments of pelecypods and ostracods, fragments of bones and single foraminifers of *Cornuspira* sp., *Lingulina* sp. and *Hungarella* sp. Zones with worm tubes have also been found here.

Thus in comparison with the previously described horizons, horizon C is characterized by traces of distinct marine influences. On this basis the present author is inclined to refer this horizon to the Lower or Middle Rhaetian. The Upper Rhaetian deposits described from Studzianna (W. Karaszewski, 1962) and particularly from Mechowo (R. Dądz, 1964) are already connected with a limnic basin and contain megaspores that are characteristic of this period. It should be emphasized here, that in the western part of the Mesozoic zone investigated by the present author no Upper Rhaetian deposits have been found.

As it has already been said, in the area studied Rhaetian deposits rest unconformably on different Upper Keuper horizons, cut by an erosion surface. The surface of the Rhaetian is also of an erosion character, and differences in altitude reach as much as 60 m. in the vicinity of Żarnów. Numerous bore-holes in this area show that many valleys occur on this surface. Rhaetian, and partly even Upper Keuper deposits, were completely damaged in the axes of these valleys. These depressions are filled with coarse-clastic, mainly conglomerate, Lower Lias rocks.

LIAS

The first detailed stratigraphic subdivision of the Lias in the north-eastern part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains was made by J. Samsonowicz (1929). On the basis of differences in lithological development he distinguished here four series (Zagaje, Gromadzice, Zarzecze and Ostrowiec series; the first of these series he referred to the Rhaetian, the remaining three series — to the Lias. Within the last ten years or so the Lias of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains has been the subject of many new studies (E. Cieśla, Z. Kozydra, 1958; R. Dądleż, 1962; Z. Kozydra, 1960 a, b, 1961; R. Krajewski, 1958; K. Pawłowska, 1962). Of particular importance are the works of W. Karaszewski (1960, 1962) who provides not only new data on the lithological development of the Lias deposits, but presents a stratigraphic scheme based on new palaeontological findings.

The fullest sequence of Lias deposits occurs in the northernmost part of the investigated area, in the vicinity of Żarnów.

Zagaje and Gromadzice series

Hettangian (Lias $\alpha_1 + \alpha_2$)

The Zagaje and Gromadzice series have the most reduced thickness in the area concerned, and thus a precise boundary between them cannot be determined. One can only distinguish five complexes of beds, each of them showing some characteristic features such as the occurrence of spherolites, oolites, zones with worm tubes, root traces etc.

Complex 1 is the most characteristic of the western part of the Mesozoic zone. Since it occurs in erosion depressions, its thickness varies conspicuously, ranging from 0 to 60 m. Its main elements, especially in the bottom parts, are gravels and conglomerates made up of quartz and quartzite pebbles with a small admixture of other rocks such as lydites and grey crystalline limestones. Changes in the composition of the conglomerates depend on the diameter of the pebbles. Fine-grained conglomerates usually contain quartz material, while coarse-grained conglomerates consist of quartzitic-quartz material. The matrix is silty-sandy, locally impregnated with iron oxides. The conglomerates concerned are characterized by cross-bedding, locally by fractional lamination and unconformable arrangement of beds. The very coarse material usually occurs at the bottom of the whole complex, and it becomes gradually finer towards the top.

The markedly changeable development of this complex should be stressed here. The conglomerates form lenses of a varying diameter and pass laterally into unquigranular or even fine-grained sandstones. They are also interbedded with siltstones, which are often variegated, from cerise-pink to white-grey and yellow-rusty, and with refractory clays.

On the whole, the gravel intercalations have no determinable organic remnants. Although interbeddings characterized by fine fractions abound in plant detritus, in the form of coal fragments, fusain and stem fragments, megaspores appear only below the complex concerned. Thus the age of this complex can be determined only in an indirect way. Since complex 1 is situated at the bottom of beds with *Nathorstisporites hoplitticus* Jung¹, it can be certainly referred to Lias α . On the basis of the

¹ Determination of sporomorphs made by T. Marcinkiewicz.

development of the overlying complexes the age of the sedimentation of the gravel series can be described somewhat more precisely. It is probably synchronous with Lias α_1 or even with a still older period (W. K a r a s z e w s k i, 1962).

Complex 2, which is merely about 10 m. thick, lies on the even accumulation surface of the gravel series. The deposits are of a considerably finer fraction here, and they consist of fine-grained sandstones and alternating silty-sandy rocks. This complex is characterized by the appearance of sideritic spherulites and more abundant zones with worm tubes. Locally there are also specimens of *Estheria* sp. or even *Trochammina* sp.² as well as fragments of thin shells of pelecypods. This fauna has no stratigraphical significance, and the age of this complex can be determined only on the basis of quite numerous megaspores of *Nathorstisporites hopliticus* J u n g. In comparison with the previously described complex, complex 2 shows relatively distinct traces of a marine influence. The two series of beds were certainly formed during one great sedimentation cycle and they probably correspond to the Zagaje series as it was described by J. S a m s o n o w i c z (1929).

Complex 3 is from 15 to 30 m. thick, i.e. thicker than the previously described one. It begins with a new sedimentation cycle. The deposits occurring here are fine-grained sandstones with intercalations of medium- and coarse-grained sandstones, and in places there is an admixture of clay galls and quartz gravels. Lenses of quartz-quartzite conglomerates are also present, their size varying.

This complex is characterized by numerous zones of root traces and fossil soils. The above-mentioned megaspores, *Nathorstisporites hopliticus* J u n g, are still found here. Because of their entirely continental character these deposits can be referred to the Skłoby series.

The thickness of complex 4, just as that of complex 2, is again much smaller, and it varies from 10 to 15 m. Complex 4 is composed of an alternating silty-sandy rock, quite often characterized by unquiet, „mottled”³ lamination, with intercalations of fine-grained sandstones. Sporadically there are also interbeddings of medium- and coarse-grained sandstones, frequently with an admixture of quartz gravel up to 1 cm. in diameter. This complex is grey to dark-grey in colour, locally distinctly grey-greenish with reddish spots. It is also characterized by zones with worm tubes, white kaoline oolites and sideritic horizons. Teeth of fishes and impressions of pelecypods are sporadically found here. Megaspores of *Nathorstisporites hopliticus* J u n g are still present, and thus the complex can be referred to the Hettangian. All the above-mentioned features lead to the conclusion that the deposits of this complex display distinct traces of a marine ingression.

On the basis of its lithology, the complex concerned can be correlated with the Grey series described by R. K r a j e w s k i (1947, 1958). In the northern part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains this complex is strongly connected with the Zarzecze series (W. K a r a s z e w s k i, 1962). However, in the western part it is separated from this series by a new complex, which although thin is very characteristic.

² Determination of foraminifers made by J. K o p i k.

³ „Mottled” structure — according to J. Z n o s k o (1957) — determines in many cases the habitus of a rock. The rock is not regularly stratified, with intensive “flow structures” and very irregular lamination due, may be, to the diagenetic processes. In the case of „mottled” siltstones, silty and sandy matter is very irregularly arranged and not equally mixed. Sand is forming separate accumulations such as eyes, hieroglyphs, ingrowths, fucoids and by means of these forms it is penetrating the clayey matter in a very disordered manner. “Mottled” structure testifies to the very great disquietness in sedimentation.

Complex 5 has the smallest thickness of about 5 m. In spite of this it has been traced in all bore-holes in the vicinity of Żarnów. It is made up by fine-grained sandstones with irregular argillaceous streaks, locally with interbeddings of coarse-grained sandstones or even with an admixture of quartz gravels. A characteristic feature of this complex are very well-preserved root traces and zones of fossil soils. This complex abounds in megaspores of the same assemblage (*Nathorstisporites hopliticus* Jung) that is observed in the previously described complexes. The present author refers complexes 3, 4 and 5 to the Gromadzice series as defined by J. Samsonowicz (1929). In the sequence of beds at Studzianna they would correspond to the Skłoby series and to the lower part of the Ore-bearing series situated below ore horizon III.

On the basis of the occurrence of *Nathorstisporites hopliticus* Jung all the complexes described above have been referred to the Hettangian.

Zarzecze series

Lower Sinemurian (Lias α_3)

Following J. Samsonowicz (1929), the present author refers to the Zarzecze series a complex of beds bounded by ore horizons at the top and at the bottom.

The lower ore horizon is developed just as in the northern and north-eastern parts of the Mesozoic zone. It consists of clays and shales, cerise-red to cerise-grey in colour, as well as siltstones with intercalations of siderites. Mass occurrence of sideritic spherulites is observed locally in the top part of the horizon, where scanty microfauna is represented by *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq., Berth.), *Ammodiscus* cf. *orbis* Lal. and *Pseudoglandulina* sp.

Above this horizon there occurs a complex of sandy-silty and clayey rocks measuring from 28 to 30 m. in thickness and characterized by a changeable development. The lithological development of this complex reveals a distinct cyclic system, each of the cycles ending in a silty-clayey deposit either with root traces and fossil soils or with traces of worm tubes. In the middle part occur medium- and coarse-grained sandstones passing, in some places, into quartz conglomerates (grains up to 1.5 cm. in diameter). Megaspores of *Nathorstisporites hopliticus* Jung are still present although their number decreases quite distinctly towards the top.

The upper ore horizon consists of silty-clayey rocks with intercalations of fine-grained sandstones and siderites. In contrast to the lower ore horizon, it is grey to grey-olive green in colour, with local cerise spots. It is also characterized by more pronounced marine influences indicated by the occurrence of worm tubes, sporadic teeth of fishes and foraminifers (*Ammodiscus* sp.). Yet, the last specimens of megaspores *Nathorstisporites hopliticus* Jung are still observed here.

It should be noted here that the development of the Zarzecze series is somewhat different in the western part of the Mesozoic zone than in the northern one. There are only two ore horizons here (instead of three), occurring at the bottom and at the top. The middle horizon is probably represented by intercalations of refractory clays. The series concerned has been traced in the western, northern and north-eastern parts of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains. Because of its characteristic development it has been regarded so far as a key series. Yet, to the south of the Żarnów area its characteristic features are no longer to be found, since ore horizons and intercalations of refractory clays gradually disappear.

The age of the Zarzecze series is still widely discussed. On the one hand, this series shows the strongest marine influences and thus should be correlated with

Lias α_3 . On the other hand, the megaspore *Nathorstisporites hopliticus* Jung (*Lycostrobus scotti* Nath.) has been reported so far from the zone *Thaumatopteris* in Sweden and in Greenland, i.e. from Lias α_1 and Lias α_2 . Yet the deposits of Lias α_3 , which bear distinct traces of a marine transgression there, provide no floral evidence. Thus, according to T. Marcinkiewicz the megaspore *Nathorstisporites hopliticus* Jung may occur in the whole of Lias α . On this basis the present author refers the Zarzecze series to Lias α_3 .

Zarnów series

Upper Sinemurian (Lias β)

The Żarnów sandstone series was distinguished for the first time by Cz. Kuźniar (1925—1931) in the vicinity of Końskie. In the stratigraphic sequence proposed by him this series is supposed to occur above the Ore-bearing series, at the bottom of the Dogger, and to be equivalent to the Ostrowiec series distinguished by J. Samsonowicz (1929).

Yet in the stratigraphical sequence proposed by the present author the Żarnów sandstone comprises only a complex of beds occurring between the Zarzecze series (Lias α_3) and the Gielniów series (Lias γ). In the lower part of this series there is still alternating silty-sandy rock complex, in which single spherolites, zones with worm tubes, fine pelecypods and rather numerous megaspores of a different assemblage are locally observed.

However, the main part of this series consists of fine-grained sandstones, usually snow-white, thick-bedded, with plant detritus. It should be stressed here that considerable differences in the development occur locally; frequently appearing, quite thick intercalations of siltstones and alternating rocks point to a distinct cyclic system here.

Numerous root traces are present, especially in the upper part of the Żarnów series. Megaspores of *Maexisporites planatus* Marc. and *Echitriletes spicatus* Marc. are characteristic here.

In the vicinity of Żarnów this series is from 70 to 90 m. thick. Its thickness increases rapidly towards the north-east, and in the vicinity of Studzianna the series is probably equivalent to two series, namely the Ostrowiec and Koszorów series (W. Karaszewski, 1962), of a total thickness from 170 to 200 m. On the basis of the megaspore assemblage and the occurrence of this series at the top the Zarzecze series (Lias α_3) and below the Gielniów series (Lias γ) the present author regards it as synchronous with Lias β .

Gielniów series

Lower Pliensbachian (Lias γ)

The Lias γ series in the northern part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains was distinguished for the first time by W. Karaszewski (1960), who gave to it the name of the Gielniów series. Its age was determined by the author first of all on the basis of marine pelecypod fauna. This series became an important member in the sequence of Lias deposits since it facilitated the correlation of the Lias of the Świętokrzyskie Mountains with the Lias of Pomerania.

The present author distinguished this series in the vicinity of Żarnów on the basis of relatively abundant foraminifer fauna (determined by J. Kopic). The thickness

of this series is rather small, varying from 15 to 35 m. It increases rather rapidly towards the north-east (Z. K o z y d r a, 1960). The lower part of the series is made up of usually fine-grained sandstones with intercalations of medium- and coarse-grained sandstones and interbeddings of siltstones. The upper part is composed of alternating silty-sandy deposits; layers abounding in spherolites and siderite intercalations are again present here.

As it has already been said, the series concerned is characterized by foraminifer fauna, represented by *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss. and *A. orbis* L a l., as well as by pelecypod fauna (Z. K o z y d r a, 1960a). Although this fauna is not very characteristic it bears distinct traces of a marine ingress. On this basis the Gielniów series can be referred to Lias γ . This age is also indicated by the megaspores occurring here, the most important of them being *Maexisporites planatus* M a r c.

Bronów series

Upper Pliensbachian (Lias δ)

In the stratigraphic sequence of the northern part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains proposed by W. K a r a s z e w s k i (1962) the Drzewica series is underlain by the Gielniów series and overlain by the Ciechocinek series. In the western part, however, the present author distinguishes two series in the same position. The two series are regarded as distinct members not only on the basis of differences in lithological development, but also on the basis of the fauna that appears in one of them. For the time being, the present author refers to the lower of the two series as the Bronów series.

The development of this series is analogical to that of the Żarnów series. The main element here is represented by usually fine-grained sandstones with small interbeddings of alternating silty-sandy rocks and silty or clayey intercalations, sporadically greenish in the top part. Interbeddings of medium-grained and conglomeratic sandstones are also found here, the diameter of quartz grains reaching 1.5 cm. However, the series differs from the Żarnów series in unquiet lamination and frequent discordance of beds.

There are no traces of fauna here, yet the series is characterized by the occurrence of megaspores of the same assemblage that is observed in the Żarnów and Gielniów series. However, since a new form, *Thomsonia phyllicus* (M u r r a y) P o t o n i e, appears at the top of this series, the Bronów series should be referred to Lias δ . The thickness of the series in the vicinity of Żarnów is only 45 to 50 m. Towards the east it increases to 80 m., while the thickness of the corresponding Drzewica series in the northern part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains is 178 m.

Sub-Estheria (sub-green) series

Toarcian (Lias ϵ)

This series was distinguished by the present author in the western part of the Mesozoic zone some years ago (I. J u r k i e w i c z o w a, 1951). Because of its characteristic greenish colour and development, the upper part of this series can be easily traced and is considered to be a key horizon in the Liassic sequence throughout the whole of Poland. The Upper Liassic age of this series was confirmed by R. D a d l e z

and J. K o p i k in the sequence of beds at Mechowo, in Western Pomerania. The thickness of Lias ϵ in the vicinity of Żarnów is from 60 to 80 m. The whole series can be subdivided into two characteristic members.

Lower Toarcian (Lias ϵ_1)

The sub-Estheria series comprises the lower part of Lias ϵ . It has been distinguished not only on the basis of its lithological development, but also on the basis of an exceptionally rich microfauna. The series is composed of siltstones and alternating rocks with interbeddings of fine-grained and, seldom, medium-grained sandstones. It is characterized by locally numerous intercalations and impregnations of siderite, sideritic spherolites and zones with worm tubes.

The stratigraphic position of this series is based on the following fauna: *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke, Soss, *A. orbis* Lal., *A. cf. orbis* Lal., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp. and *Lenticulina* sp.

The marine ingression of Lias ϵ_1 in the western part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains is the strongest Liassic marine ingression observed so far, and it probably penetrated farthest to the south.

In addition to the microfauna mentioned above the following megaspore assemblage is characteristic here: *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie, *Erlansonisporites tegimentus* Marc., *Maexisporites planatus* (Marc.) and *Echitriletes spicatus* (Marc.). The series is from 20 to 30 m. thick.

Estheria (green) series

Lower Toarcian (Lias ϵ_3)

The Estheria series distinguished in the northern part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains (J. Samsonowicz, 1954) was later on referred to as the Ciechocinek series (W. Karaszewski, 1960, Z. Kozydra, 1960b), this name being introduced for the first time by S. Z. Różycki (1958). Recent studies of the Polish Lias have shown that the series concerned is widely distributed and because of its characteristic development represents an important key horizon. For this reason, the original, more general name introduced by J. Samsonowicz seems to be more suitable in palaeogeographical discussion.

In the vicinity of Żarnów the Estheria series is made up of silty-clayey rocks with interbeddings of alternating silty-sandy rock complex and fine-grained sandstones. It is characterized by conspicuously fine, banded and usually quiet lamination, and by the occurrence of lens-like intercalations of siderite, which do not form continuous layers, as well as by the mass occurrence of spherolites. Numerous zones with root traces and coal streaks are also present. In addition to muscovite flakes observed so far, and locally quite numerous, flakes of olive-green biotite and chlorite appear in this series. According to T. Wieser (oral communication), the colour of this series derives first of all from illite, which was formed as a result of the alteration of kaolinite in a marine water medium.

Estheria sp. are numerous here and form thin layers. Yet the age of the series is based on the mass occurrence of the megaspores *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie and *Erlansonisporites tegimentus* Marc. The thickness of the series varies from 40 to 50 m.

Borucice series

Upper Toarcian (Lias 5)

At the top of the Estheria series occurs a complex of sandstones. Since this complex is situated at the boundary between doubtless Liassic deposits and doubtless Dogger deposits, its age cannot be easily established. On the basis of lithological data and traces of fauna, the present author has subdivided this complex into two parts. The lower one, considerably thicker, is referred still to the Lower Jurassic, while the upper one is considered to be synchronous with the Middle Jurassic. The lower sandstones correspond to the Borucice series, which is from 45 to 75 m. thick in the vicinity of Żarnów. In this area the Borucice series can be subdivided lithologically into two parts, the lower argillaceous part and the upper arenaceous one.

The development of the facies in the argillaceous part, from 10 to 25 m. thick, is closely connected with the Estheria series. This part consists of alternating silty-sandy rocks with interbeddings of fine-grained sandstones. Intercalations impregnated with siderite are also present here. The difference between this part of the sequence and the Estheria series is twofold: the colour changes here from green to dark-grey, and the number of megaspores representing the same assemblage as in the Estheria series is greatly reduced.

The arenaceous part of the Borucice series, from 35 to 50 m. thick, consists of yellow-white sandstones, usually fine-grained, with unimportant intercalations of medium- and coarse-grained sandstones, which have locally an admixture of quartz gravels. Interbeddings of argillaceous deposits, frequently represented by refractory clays, are also present. There is also some plant detritus, and relatively few megaspores, *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonie and *Bacutrilites clavatus* Marc., are present, too.

DOGGER

In the northern part of the Przedbórz area the Dogger begins also with a complex of sandstones and thus it is particularly difficult here to draw a boundary between the Dogger and the Lias. The stratigraphy of the Dogger in the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains is based by the present author on the scheme proposed by S. Z. Różycki (1955) for the northern part of the Mesozoic zone.

Lower sandstone series

Lower Vesulian

The complex of Dogger sandstones resembles in lithology the Liassic complex. It usually begins at the bottom with a bed of clay galls. The characteristic features are the appearance of blackish silty-clayey intercalations, often rich in spherolites, and the occurrence of zones with worm tubes. Plant detritus and sporadic megaspores, observed in the Upper Lias, are also present.

The fauna is represented here only by undeterminable impressions of pelecypods. This horizon has been distinguished by analogy to the Opoczno area, where similar deposits were referred by S. Z. Różycki (1955) to the Lower Vesulian on the basis of ammonite fauna. The thickness of this horizon is only 15 to 20 m.

Lower argillaceous series

Lower and Middle Vesulian

The argillaceous series is well developed in the Przedbórz area, from the vicinity of Żarnów in the north to the vicinity of Wólka-Konradów in the south. Its lithology differs, however, from that in the Opoczno area. There is no intercalation of the Separating sandstones here, and the thickness decreases here to 40 m., then to 30 m. in the central part, and becomes still smaller in the southern part. Nevertheless, in the area concerned this series can be still subdivided into the lower and upper parts on the basis of lithological differences.

The lower part is composed of alternating silty-sandy rocks, in which sandstone laminae are still predominant. Silty intercalations often abound in sideritic spherulites. Intercalations of siderite and sideritic impregnations are characteristic of this part, as well as of the upper one. Plant detritus and single megaspores *Thomsonia phyllicus* (Murray) Potonié are still observed here. Traces of fauna are scanty. In addition to worm tubes, only impressions of pelecypods have been found, as well as traces of *Gastropoda* sp. and *Phyllopoda* sp., in the vicinity of Żarnów.

The upper part of the series is represented by more pelitic deposits than those of the lower part. It consists of siltstones, which pass into shales, laminated with fine-grained sand, and alternating deposits, mainly silty-clayey, less frequently silty-sandy. The lower part of the series is grey, while the upper one becomes blackish. In addition to sideritic intercalations and concretions, beds of limy sandstones and sandy limestones appear at the top.

Yet the most characteristic feature of this part is the appearance of abundant faunal detritus, spiculae of sponges and relatively numerous foraminifer fauna: *Astacolus* cf. *tricarinnella* (Reuss), *Citharina proxima* (Terq.), *Eoguttulina liassica* (Strickl.), *Haplophragmoides* ex gr. *concauus* (Chapm.), *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro, *Nodosaria* ex gr. *fontinensis-mutabilis* Terq., *Planularia* cf. *eugenii* (Terq.) and others (designated by J. Kopik).

On the basis of this microfauna assemblage the lower argillaceous series can be referred, according to the suggestions of J. Kopik, to the Middle Vesulian. However, the beginning of its sedimentation must be regarded as synchronous with the Lower Vesulian. Thus the series concerned can be probably correlated with the Lower argillaceous series distinguished by S. Z. Różycki (1955) in the Opoczno area.

Lower sub-limestones

Middle and Upper Vesulian

The horizon of the Lower sub-limestones in the area concerned is only from 5 to 10 m. thick. Yet because of its characteristic development it can be easily traced here. The transition from the Lower argillaceous series to the present horizon is also gradual. The blackish siltstones, which prevail below, are replaced, particularly in the middle part of the horizon, by intercalations of calcareous sandstones, sandy limestones and limestones with scattered oolites or oolitic lenses. Layers of calcareous concretions or conglomerates, composed of pebbles of calcareous siltstones, are also present.

This horizon is also the most abundant in fauna. There are numerous intercalations of coquinas. Teeth of fishes and fine pelecypods are also observed. The mass

occurrence of foraminifers is quite conspicuous, the following forms being represented here: *Astacolus* cf. *tricarinnella* (R e u s s), *Epistomina* ex gr. *parastelligera* (H o f k.), *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium carinatum terquemi* P a z d r o.

On the basis of the mass occurrence of *Ophthalmidium carinatum terquemi* P a z d r o, J. K o p i k is inclined to regard this assemblage as characteristic of the Upper-Middle Vesulian. Thus it can be assumed that the horizon of the Lower sub-limestones began to form still in the Middle Vesulian, but the main period of its sedimentation occurred in the Upper Vesulian. However, since the thickness of this series is rather small, one should be rather careful in referring this series to the analogical series in the stratigraphic sequence proposed by S. Z. R ó ż y c k i.

Upper argillaceous series

Upper Vesulian and Lower Bathonian

This series has been studied in detail in the southern part of the Przedbórz area, although it occurs undoubtedly also in the northern part. S. Z. R ó ż y c k i (1955) treats it as an Argillaceous intercalation between the Lower sub-limestone series and the Upper sub-limestone series. In the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains the individual characteristics of this series are as distinct as those of the previously described series. Its thickness does not differ from that of some of the above-mentioned series either; it is about 10 m. in the vicinity of Konradów and certainly of more than that in the vicinity of Zarnów.

The series is composed of blackish siltstones, usually, with a sand admixture, and there are also interbeddings of coquinas, calcareous sandstones and limestones. This development shows the relation between this series and the sub-limestone series.

The assemblage of microfauna in this series is still richer. In addition to the forms occurring in the previously described series, the following new forms are present here: *Astacolus tricarinnella* (R e u s s), *Citharina flabelloides* (T e r q.), *Lenticulina* cf. *brückmani* (M j a t l.), *L. mamillaris* (T e r q.), *Marginulina cytharella* T e r q., *Planularia* cf. *eugeni* T e r q., *Trocholina* cf. *conica* (S c h l u m b.) and others. In spite of its abundance, this microfauna is not very characteristic. S. Z. R ó ż y c k i regards this series as synchronous with the Upper Vesulian, while J. K o p i k thinks that it should be referred to the Lower Bathonian too.

Upper sandstone series

Middle and Upper Bathonian

Like the above-mentioned series, the Upper sandstone series is exposed only in the southern part of the Przedbórz area, yet it occurs in the whole area examined here. It consists of sands and fine-grained sandstones, yellow-rusty in colour, strongly calcareous, with irregular laminations, thin intercalations of blackish and grey siltstones and with lenses of coquinas. Its lithology differs from that in the Opoczno area, where the same series is composed of rocks similar to sub-limestones or of typical sub-limestones (S. Z. R ó ż y c k i, 1955).

The foraminifer fauna decreases rapidly here, and it is represented by such uncharacteristic forms as *Bathysiphon* sp., *Lenticulina* sp., *Miliolina* sp., *Paalzowella* sp. and *Spirillina punctulata* T e r q. According to S. Z. R ó ż y c k i, the same horizon in the Opoczno area contains only pelecypods and brachiopods. Similarly, J. C z a r-

nocki (1952, 1927) describes *Rhynchonella* sp. and *Astarte cordata* (Trautsch.) from the same series in the western part of the Mesozoic zone.

On the basis of its stratigraphical position the Upper sandstone series has been referred to the Bathonian and partly to the Lower Callovian (S. Z. Różycki, 1955).

The distribution of this series should also be noted here; the vicinity of Mnin represents probably the southernmost area of its occurrence.

Callovian limestones

The last Dogger member is represented by brown-red arenaceous limestones with flints, by nodular limestones and a conglomeratic (nodular) bed. The development of these rocks is analogical to that in the Cracow—Częstochowa Jurassic Range.

THE RELATIONSHIP BETWEEN LIASSIC, RHAETIAN AND DOGGER DEPOSITS

Contacts between Rhaetian and Liassic deposits on the one hand, and between Liassic and Dogger deposits on the other, indicate some differences in the relationship between these stages.

It was probably during the Upper Rhaetian and perhaps even earlier, that the whole massif of the Świętokrzyskie Mountains was elevated. As a result of this the continent emerged and denudation processes began. These facts explain the lack of Upper and partly Middle Rhaetian deposits in the whole area of the Świętokrzyskie Mountains. The Liassic sedimentation cycle began with a gravel series, the formation of which is connected with the lowermost Hettangian (Zagaje series) not only in the western part of the Mesozoic zone, but also in the north-western one.

Palaeogeographical conditions at the boundary between the Lias and the Dogger were quite different. During the lowermost Toarcian the marine ingression extended far to the south, yet it was probably still during the Toarcian that not only the Palaeozoic orogene of the Świętokrzyskie Mountains but also the Palaeozoic area of the present Nida River Basin were elevated. Moreover, the extent of this area was obviously increasing towards the south. And that is why the Middle Jurassic sea was gradually covering a wider and wider area.

REMARKS ON LIASSIC PALAEOGEOGRAPHY

In the vicinity of Przedbórz occur three belts of Keuper—Rhaetian—Liassic rock outcrops, monoclinial in structure, and more or less parallel to one another. Their formation was caused by the dislocation of a very flat, anticlinal margin of the Radoszyce fold.

The above-described column of the series is characteristic of the northernmost, so-called Żarnów belt, from Myślubórz in the west to Ludwików in the east. As far as the Keuper and Rhaetian stages are concerned, palaeogeographical conditions cannot be described in detail on the basis of the studies that have been made so far. Since the Lias and Dogger deposits have been studied more closely, it is possible to present the changes in their development along the western margin of the Świętokrzyskie Mountains.

To begin with, the problem of the thickness of the Liassic series should be mentioned here. In the Żarnów belt, the thickness of Liassic deposits is about 420—450 m. In the eastern part of the next (central) belt, from Wyszyna Machorowska to Tama, it is only about 205 m. Towards the west, the thickness of Liassic deposits increases gradually to 275 m. Its distribution is even more characteristic in the southernmost belt. In the outcrops at Lipa and Szkucin it falls probably to 115—155 m., in the vicinity of Falków it increases to 135—195 m., and in the vicinity of Czerwno — to 200 or even 225 m.

The tectonic style of the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains changes to the west of Czerwno: here, the above-described deposits, from the Keuper to the Jurassic inclusive, occur entirely in more or less regular folds. In the Mnin—Pilczyca syncline, just to the south of Czerwno, between Olszamowice and Konradów, the thickness of Liassic deposits varies from 120 to 160 m. In the vicinity of Mnin it falls to 57 m. Further to the south, in the vicinity of Włoszczowa, it seldom exceeds 30 m.

In connection with the general reduction in the total thickness of Liassic deposits, their development is also changed in a characteristic way: namely, some of the horizons can be traced along the whole western part of the Mesozoic zone, while others occur only in its northern part.

The Hettangian deposits (Zagaje and Gromadzice series) of the Żarnów belt are from 50 to 110 m. thick, and can be subdivided into five complexes. The lowest of them, developed as a gravel series, is the most characteristic. The gravel deposits of the central belt are more poorly developed, yet owing to the occurrence of the Zarzeczce series in this area, the Hettangian deposits can be easily traced here. Their thickness varies from 25 to 40 m.

The development of the deposits concerned becomes more complicated in the Lipa — Czerwno belt, as well as in the area situated still further to the south. Here, the Zarzeczce series loses its significance as a key horizon; its thickness decreases rapidly, and its characteristic ore horizons disappear. Thus, especially in outcrops, it is difficult to distinguish the Hettangian sandstones from those of the overlying Liassic series. Nevertheless, the lowest Hettangian series, which is typically coarse-clastic here, can be easily traced. Lower Liassic gravels and conglomerates are the most characteristic elements of the landscape in this area.

At Mnin, the development of Liassic deposits begins to change considerably. The thickness of Hettangian deposits, represented mainly by the gravel series, is somewhat reduced, to about 30 m. as far as Snochowice; yet the upper horizons in the column disappear completely.

In the vicinity of Żarnów (Zarzeczce series), the Lower Sinemurian still shows its characteristic development, with its typical ore horizons. The same is probably true of the central belt, where only the upper ore horizon may be missing. Yet, in the remaining part of the Przedbórz area the Lower Sinemurian is represented by a thin complex of deposits (up to 20 m.), consisting of alternating silty-sandy rocks. Its connection with the Zarzeczce series is indicated by the occurrence of sideritic and limonitic intercalations and by the occurrence of megaspores of *Nathorstisporites hopliticus* Jung. This horizon disappears altogether to the south of Ruda Pilczycka.

In the Żarnów belt there are as many as three series above the Ore-bearing series, and at the bottom of Lias ϵ , namely the Żarnów (Lias β), Gielniów (Lias γ) and Bronów (Lias δ) series. The most important here is the Gielniów series, on the basis of which the complex of Lias β sandstones can be distinguished from that of Lias δ sandstones. In the central belt, the Gielniów series could not be traced, and

most probably it does not occur here at all. The thickness of the three series in the northern belt is from 135 to 205 m., while here it is only about 70 to 80 m. On the basis of the now available data it is still not certain whether these sandstones should be referred to the Lower Lias or partly to the Middle Lias, too.

An analogical situation occurs in the southern belt and in the southern part of the Przedbórz area, the thickness of the sandy complex decreasing here to 20 or 40 m. (at Wólka-Konradów). At Mnin the situation becomes even more complicated. Owing to the lack of the Zarzecze series and the small thickness of the sandstones concerned a detailed stratigraphic subdivision cannot be made here. We can assume that in the vicinity of Włoszczowa and to the south of it only Lower Liassic deposits are found (K. Pawłowska, 1962).

Following the gravel series, the next key horizon for the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains is represented by the deposits of Lias ϵ , described by other geologists as the Ciechocinek series. It should be stressed again that these deposits play a much more important role in the Liassic stratigraphy of this area than the Zarzecze series does in the northern margin. Deposits of Lias ϵ occur in all the three tectonic elements of the western part of the Mesozoic zone as well as in the southern part of the Przedbórz area, Mnin including. In spite of the gradually decreasing thickness of these deposits, from 60 to 80 m. in the vicinity of Żarnów to 55 m. at Konradów, the sub-Estheria and Estheria series can be distinguished throughout the whole area described here. The former is characterized by the occurrence of foraminifer fauna, the latter by a typical megaspore assemblage. It is only at Mnin that certain changes can be observed. The Estheria series disappears here, and this may be due either to the original lack of these deposits, because of the nearness of the Radoszyce fold, or to later processes of erosion. The latter suggestion seems to be more probable. In the Włoszczowa area, deposits of Lias occur as far as the vicinity of Lasocin, in the western limb of the Mnin-Pilzycza syncline, and probably as far as the vicinity of Łopuszno, in the eastern limb.

The extent of the Borucice series, which consists mainly of sandstone, is smaller again. This series has been distinguished in the northern part of the Przedbórz area. To the south of Czermno its traces have not been found anywhere.

Changes occurring in the Dogger series of the western part of the Mesozoic zone are somewhat different than those in the Liassic deposits. Although the thickness of the particular horizons decreases gradually to the south, just as in the case of the Liassic deposits, the fact that the Dogger developed in a marine facies is reflected in a much more uniform lithology of its deposits. Owing to this, the gradual progress of the Dogger sea to the south can be more easily traced.

In the vicinity of Żarnów the Dogger transgression begins with the Lower sandstone series (Lower Vesulian). Its thickness is already small here (15 to 20 m.) in comparison with that in the Opoczno area. It overlies directly the Borucice series, which is also thinner here. Thus the hiatus occurred in this area probably already in the uppermost part of the Upper Lias as well as in the Aalenian, Bajocian and the lowermost part of the Lower Vesulian.

The changes that occur in the northern part of the Przedbórz area are very slow. Thus a similar sequence of beds is observed still in the central part of the area. The thickness of the Borucice series and the lower sandstone series is only somewhat smaller here. Thus the hiatus became only slightly wider here.

On the other hand, the area situated to the south, and especially to the south-east of Przedbórz, proved a serious obstacle to the increasing transgression of the Dogger sea. Thus in the southern part of the Przedbórz area (the vicinity of Wólka-

-Konradów) the Dogger begins with the Lower argillaceous series of the Middle Vesulian, the thickness of which is already greatly reduced (only 11.5 m.). At the same time it overlies the Estheria series. In this way the hiatus became wider over a small area, and comprised here the top part of Lias ϵ , as well as Lias ζ . Aalenian, Bajocian and the whole Lower Vesulian.

The boundary of the range of the lower argillaceous series runs to the east and to the south of Wólka-Konradów. At Mnin the transgression occurred only in the very top of the next horizon, the Lower sub-limestones of the Middle and Upper Vesulian. Its range is only somewhat larger than that of the previous one, since the Lower sub-limestones are no longer observed south of Konradów. Taking into consideration the changes in the development of the Liassic sequence in this vicinity we find that the hiatus became wider here, comprising the whole of Lias ϵ and almost the whole Middle Vesulian.

The transgression connected with the Upper argillaceous series of the Upper Vesulian and the lowermost Bathonian in the western part of the Mesozoic zone is the first transgression that covered a wide area. Its deposits are found not only in the vicinity of Mnin, but also in the vicinity of Włoszczowa, and even to the south of Chęciny. In other words, this transgression comprised also the south-western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains. The lack of its deposits in one or another site within this area is undoubtedly connected with later denudation processes.

The situation changes again in the following period, which corresponds to the sedimentation of the Upper sandstone series (Upper sub-limestone series, S. Z. Różycki, 1955), of the Bathonian and the Lower Callovian. The range of the Dogger sedimentation basin was again considerably reduced in that period. The increasing activity of epeirogenic movements was the decisive factor in the change of the argillaceous facies into an arenaceous one. Thus the vicinity of Mnin is the southernmost area in which the Upper sandstone series is still found. The boundary of the range of this series runs only somewhat to the south of Mnin, comprising probably still a small area in the vicinity of Czałczyn, since at Snochowice the Upper argillaceous series is overlain directly by Callovian limestones.

During the Callovian, the marine transgression covered again a larger area, extending beyond the boundaries of the Upper argillaceous series, which represent the maximum range of the Dogger sea. The stratigraphic hiatus is marked here by the appearance of the conglomeratic horizon (J. Czarnocki, 1925, 1927). Thus to the south of Mnin appears a new hiatus within the range of the Upper argillaceous series of the Upper Vesulian and the Lower Bathonian. This hiatus comprised the Upper sandstone series, i. e. the Middle and Upper Bathonian, and perhaps also the lowermost part of the Callovian.

Within the area of its maximum occurrence the Upper argillaceous series was in some places completely denuded during the period that preceded the Callovian transgression. As a result of this, the Callovian deposits overlie directly the Lower Liassic deposits in these places. Such a situation can be observed in the vicinity of Mieczyn, Michala Góra, and, of course, outside the range of the Upper argillaceous series. In the last-named area there is a single large hiatus between the Lower Lias (gravel series) and the Callovian deposits. This hiatus comprised the upper part of the Lower Lias, the whole Middle Lias and almost the whole Dogger, except for the Callovian.

To sum up, it should be said here that during the whole Lias the western part of the Mesozoic zone of the Świętokrzyskie Mountains was characterized by consi-

derable epeirogenic movements. This explains not only the differentiation of the lithologic development of the particular stratigraphic members, but also their extent.

The new facts published by K. P a w ł o w s k a (1962) show that the development of inland Lower Liassic basins took place also on the southern side of the Świętokrzyskie Mountains. The thickness of Lower Liassic deposits (Zagaje and Skłoby series) is even larger here than that in the vicinity of Żarnów. At the same time, their development is more similar to that of the Lower Liassic deposits in the northern part of the Mesozoic zone. This throws some light on the arrangement of the main elevation and depression lines in the area of the Świętokrzyskie Mountains during the Lias.

The development of the upper members of the Lower Lias to the south of Żarnów indicates that the sedimentation basins were becoming shallower or that even a complete emergence of the land took place. The further to the south of Żarnów, the more evidence of this kind is found. Particularly long breaks occurred towards the end of the Lower Lias and during the Middle Lias. The Upper Lias (lowermost Toarcian) was characterized again by epeirogenic downward movements. In connection with this the basin was considerably widened, and it probably extended as far as the southern slopes of the Świętokrzyskie Mountains. Yet the following processes of emergence and then denudation, which occurred in this area at the beginning of the Dogger, caused a partial or even complete destruction of these mountains.

The sedimentation conditions during the Dogger were quite different, since they were connected with a marine basin. In the northern part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains this basin began to develop as early as in the Aalenian; in the western margin, the marine transgression occurred at a later period and covered gradually larger and larger areas.

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. Stratigraphy of the Rhaetian, Lias and Dogger in the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains

1 — limestones, 2 — claystones, 3 — siltstones, 4 — alternating silty-clayey rocks, 5 — alternating sandy-silty rocks, 6 — fine-grained sandstones, 7 — medium-grained sandstones, 8 — coarse-grained sandstones, 9 — sandstones with clay galls and quartz gravels, 10 — conglomerates and gravels, 11 — intercalations of pseudo-oolites, 12 — siltstones with scattered pseudo-oolitic concretions, 13 — spherulites, 14 — pyrite intrusions, 15 — feldspars, 16 — chlorites, 17 — siderites in the form of thin streaks and impregnations, 18 — siderite beds, 19 — coal beds, 20 — worm tubes, 21 — fauna and microfauna, 22 — megaspores, 23 — plant detritus, 24 — traces of roots, 25 — slickensides

Fig. 2. Range of Liassic marine ingressions (contour lines according to J. Z n o s k o, 1959c)

1 — older Palaeozoic, in some places Algonkian too, 2 — Palaeozoic, 3 — Buntsandstein and Muschelkalk, 4 — Keuper, 5 — Lias, 6 — Malm and Cretaceous; *a* — range of gravel series (Lias α_1); continuous line—external border, stippled line—internal border, *b* — range of marine ingression of Zarzecze series (Lias α_2), *c* — range of the marine ingression of Gielniów series (Lias γ), *d* — range of the marine ingression of sub-Estheria series (Lias α_3), *e* — boundary of the Carpathian overthrust, *f* — occurrence of fauna, *g* — state boundary

Fig. 3. Boundaries of the particular Dogger series in the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains (contour lines according to J. Z n o s k o, 1959c)

1 — older Palaeozoic, partly Algonkian too, 2 — Palaeozoic, 3 — Buntsandstein and Muschelkalk, 4 — Keuper, 5 — Lias, 6 — Bajocian-Aalenian, 7 — Vesulian, 8 — Bathonian-Callovian, 9 — Malm and Cretaceous; *a* — range of Lower sandstone series (Lower Vesulian), *b* — range of Lower argillaceous series (Lower and Middle Vesulian), *c* — range of

Lower sub-limestone series (uppermost part of Middle Vesulian, and Upper Vesulian), *d* — range of Upper argillaceous series (Upper Vesulian and Lower Bathonian), *e* — range of Upper sandstone series (Bathonian), *f* — range of limestones with flints (Callowian), *g* — boundary of the Carpathian overthrust, *h* — state boundary

Fig. 4. Geological scheme of the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains

1 — Buntsandstein and Muschelkalk, 2 — Keuper, 3 — Lias, 4 — Dogger, 5 — Malm

Fig. 5. The development of the Lias and Dogger along the western part of the marginal area of the Świętokrzyskie Mountains

1 — conglomerates, 2 — unequigranular sandstones with quartz gravel, 3 — medium and coarse-grained sandstones, 4 — fine-grained sandstones, 5 — siltstones, 6 — claystones and clayey shales, 7 — limestones, 8 — oolites and pseudo-oolites, 9 — coquinas, 10 — siderite intercalations, 11 — foraminifer fauna, 12 — *Estheria* sp., 13 — traces of pelecypod fauna, 14 — ostracods, 15 — zones with worm tubes, 16 — plant detritus, 17 — traces of roots, 18 — megaspores, 19 — *Nathorstisporites hopliticus* Jung, 20 — *Maexisporites planatus* Mar c., 21 — *Thomsonia phylliticus* (Murray) Potonié, 22 — unconformity

Fig. 6. Thickness of Liassic deposits in the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie Mountains

1 — Palaeozoic, 2 — more important sites with the drilled Liassic deposits, thickness of which was measured in the bore-holes, 3 — isopachytes of Liassic deposits every 100 m.

Translated by Dr. W. Furmańczyk

Stratigraphical Table

Age	Series (Thickness in metres)	Lithological development	Fauna and flora		
D o g e r	Callovian	Conglomeratic bed Nodular limestones Brown-red limestones with flints			
		Upper sandstone series (to 50?)	Sands and sandstones, fine-grained, yellow-rusty, calcareous, with intercalations of black and dark-grey siltstones, with lenses of coquinas	Few foraminifers; <i>Astarte cordata</i> , <i>Rhynchonella</i> sp.	
	Bathonian	Upper argillaceous series (ca. 20)	Black siltstones with interbeddings of coquinas, calcareous sandstones, limestones and siderites	Rich assemblage of foraminifers, yet not very characteristic	
		Upper	Lower sub-limestone series (20—30?)	Calcareous sandstones and arenaceous limestones, locally with admixture of ferruginous oolites, forming also interbeddings of black siltstones containing intercalations of coquinas and siderites	Mass occurrence of foraminifers with <i>Ophthalmidium carinatum terquemi</i> P a z d r o
	Vesulian	Middle	Lower argillaceous series (35—40)	Upper part: siltstones and silty shales laminated with fine-grained sandstones, alternating silty-clayey, less often silty-sandy rocks, blackish, with intercalations and concretions of siderite, with intercalations of calcareous sandstone and arenaceous limestones	Numerous foraminifers, faunal detritus, spiculae of sponges
			Lower	Lower part: alternating silty-sandy rocks with predominant sandstone laminae, with siderite intercalations	Worm tubes; <i>Gastropoda</i> sp., <i>Phyllopora</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonié
		Lower	Lower sandstone series (15—20)	Sandstones, fine- and medium-grained, with interbeddings of blackish siltstones	Worm tubes, few impressions of pelecypods, plant detritus

Table — Continued

Age		Series (Thickness in metres)	Lithological development	Fauna and flora		
Hiatus						
Lias	Upper	Lias ζ	Upper	Borucice series (45—75)	Arenaceous part: sandstone, yellow-white, fine-grained, with interbeddings of medium- and coarse-grained sandstones, with admixture of quartz gravels, with interbeddings of refractory clays	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Echitriletes hispidus</i> Marc.
					Argillaceous part: alternating silty-sandy rocks, grey and dark-grey, with interbeddings of fine-grained sandstones and local siderite intercalations	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie
	Lower	Lias ε	Toarcian	Estheria (green) series (40—50)	Silty-clayey shales with interbeddings of alternating silty-sandy rocks and fine-grained sandstones, with intercalations of green siderites. Mass appearance of sideritic spherulites	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc.
				Sub-Estheria (sub-green) series (20—30)	Siltstones and alternating silty-sandy rocks, with interbeddings of fine-grained, rarely medium-grained sandstones, with intercalations of siderite. Appearance of sideritic spherulites	Worm tubes; <i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss., <i>A. orbis</i> Lal., <i>A. cf. orbis</i> Lal., <i>Trochammina</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc.
Middle	Lias δ	Pliensbach	Upper	Bronów series (45—50)	Sandstones, fine-grained, with small interbeddings of alternating silty-sandy rocks, siltstones and shales, at the top frequently grey-greenish. Local intercalations of medium-grained sandstones and quartz conglomerates	Traces of roots; <i>Echitriletes spicatus</i> Marc., <i>Maexisporites planatus</i> Marc., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie

Table — Continued

Age		Series (Thickness in metres)	Lithological development	Fauna and flora
Lias	Middle	Gielniów series (15—35)	Upper part: alternating silty-sandy rocks with intercalations of argillaceous siderites in outcrops of argillaceous limonites. Lower part: sandstones, fine-grained, with intercalations of medium- and coarse-grained sandstones, with interbeddings of siltstones	<i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss., <i>A.orbis</i> Lal., <i>Maexisporites planatus</i> Marc.
	Lias γ Pliensbach			
	Lower	Zarnów series (70—90)	Upper part: sandstones, fine-grained, usually snow-white, locally with intercalations of siltstones and alternating rocks	Plant detritus, traces of roots; <i>Maexisporites planatus</i> Marc.
			Lower part: alternating silty-sandy rocks	Worm tubes, fine pelecypods; <i>Maexisporites planatus</i> Marc.
Lower	Sinemurian	Zarzecze series (38—42)	Upper ore horizon: silty-clayey deposits, grey and olive-grey, with intercalations of siderites and locally with intercalations of fine-grained sandstones	Worm tubes, <i>Ammodiscus</i> sp., teeth of fishes; few <i>Nathorstisporites hopliticus</i> Jung
	Lias α_3		Middle complex: silty-sandy-clayey rocks with intercalations of medium- and coarse-grained sandstones, with intercalations of quartz conglomerates and beds of refractory clays	Worm tubes, fossil soils, traces of roots; <i>Nathorstisporites hopliticus</i> Jung
			Lower ore horizon: clays and shales with interbedding of siltstones, cerise and cerise-grey with siderite intercalations	<i>Cornuspira</i> cf. <i>orbicula</i> (Terq., Berth.), <i>Ammodiscus</i> cf. <i>orbis</i> Lal., <i>Pseudoglandulina</i> sp.

Table — Continued

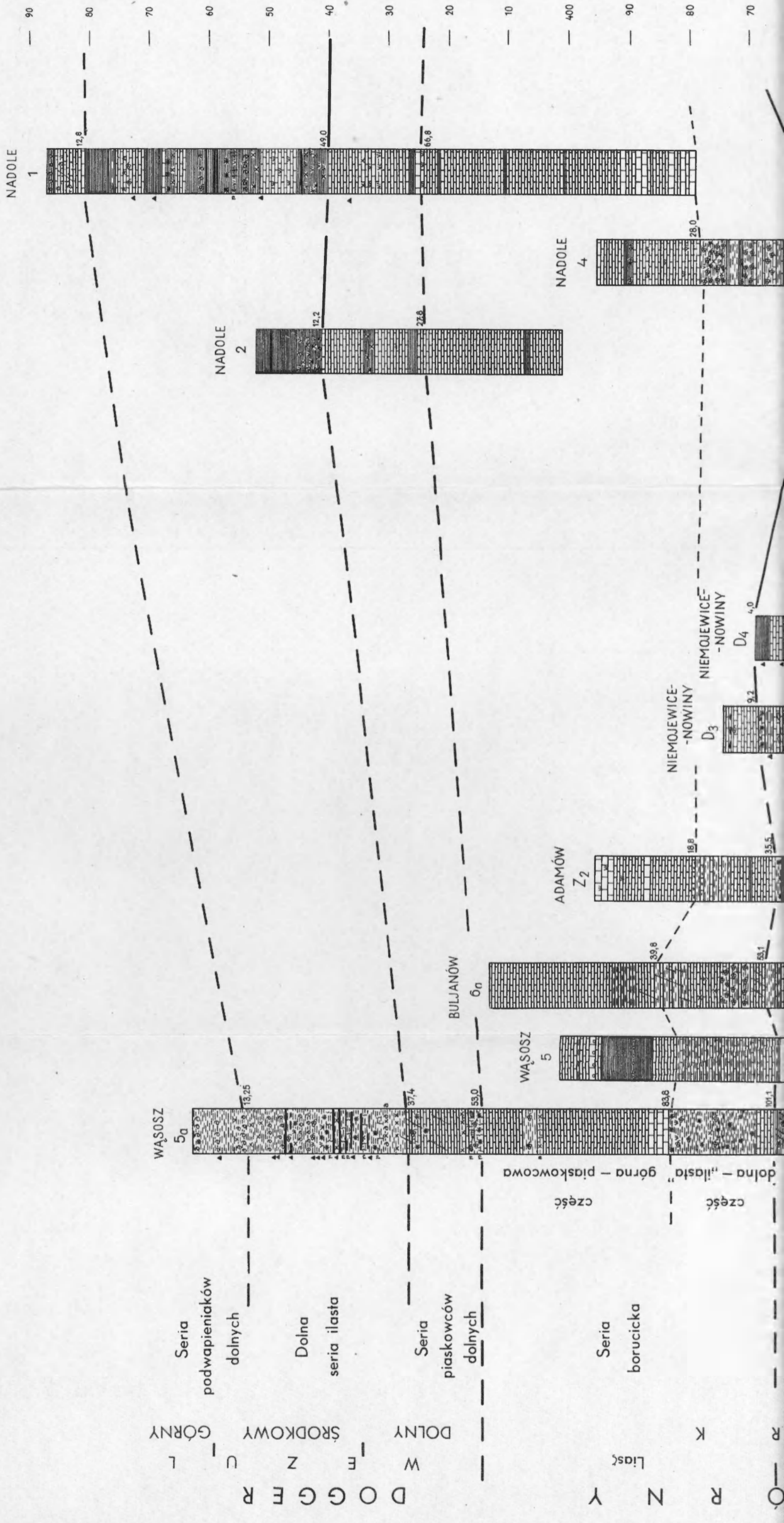
Age	Series (Thickness in metres)	Lithological development	Fauna and flora
Lias Lower Lias α_1 and α_2 Hettangian		Complex 5 (ca. 5 m.): sandstones, fine-grained, with irregular argillaceous, dark-grey streaks, with local interbeddings of coarse-grained sandstones, with admixture of quartz gravels	Fossil soils, traces of roots
	Gromadzice series	Complex 4 (10—15 m.): alternating grey and dark-grey rocks, locally grey-olive, often with mottled lamination, with intercalations of fine-grained, sporadically medium- and coarse-grained sandstones, with admixture of quartz gravels	Worm tubes, teeth of fishes, impressions of pelecypods, <i>Trochammina</i> sp.
	and	Complex 3 (15—30 m.): sandstones, fine-grained, with intercalations of medium- and coarse-grained sandstones, locally with admixture of quartz gravels and lenses of quartz conglomerates, with sporadic interbeddings of siltstones	Traces of roots, zones of fossil soils
	Zagaje series (50—110)	Complex 2 (5—10 m.): sandstones, fine-grained, alternating silty-sandy rocks. Silty intercalations with sideritic spherolites	Worm tubes, <i>Estheria</i> sp.; test fragments of pelecypods
		Complex 1 (0—60 m.): gravels and conglomerates composed of quartz and quartzite pebbles, with scanty admixture of lydites and crystalline limestones, locally interbedded with variegated siltstones, often having the character of refractory clays, passing laterally into sandstones, from varigranular to fine-grained inclusive	Traces of roots, plant detritus (megaspores at the top of the complex)

Na horsisj orites hopliticu Jung

Hiatus comprising the lowermost Hettangian (*Equisetites gracilis* zone) and in some places the whole Rhaetian, and partly the Upper Keuper

Table — Concluded

Age	Series (Thickness in metres)	Lithological development	Fauna and flora
Rhaetian (ca. 42)		Horizon C (ca. 17 m.): silty-clayey alternating rocks with interbeddings of fine-grained sandstones, locally of dolomitic siltstones with fine lenses of pseudo-oolitic conglomerates. Mass occurrence of sideritic spherolites, sporadic feldspar grains	Worm tubes, fragments of pelecypod valves, ostracods and bones; <i>Cornuspira</i> sp., <i>Hungarella</i> sp., <i>Lingulina</i> sp., <i>Ostracoda</i> sp.
		Horizon B (ca. 15 m.): silty-sandy alternating rocks, variegated, cerise-greenish, with argillaceous interbeddings. Sideritic spherolites, sporadic grains of feldspars and granite	
		Horizon A (ca. 10 m.): conglomerates composed of pebbles of grey limestones, dolomites, hematites, quartz, quartzite sandstones, marls and others, interbedded with sandstones and siltstones. Sideritic spherolites present in siltstones	
Hiatus			
Upper Keuper		Siltstones and claystones, cerise, with aquamarine spots, with sporadic interbeddings of calcareous sandstones, limestones and pseudo-oolitic conglomerates, especially in upper part	Detritus of pelecypods and ostracods, teeth of fishes



LIAS ŚRODKOWY

L I A S G

Liasy
P L I E N S B A C H

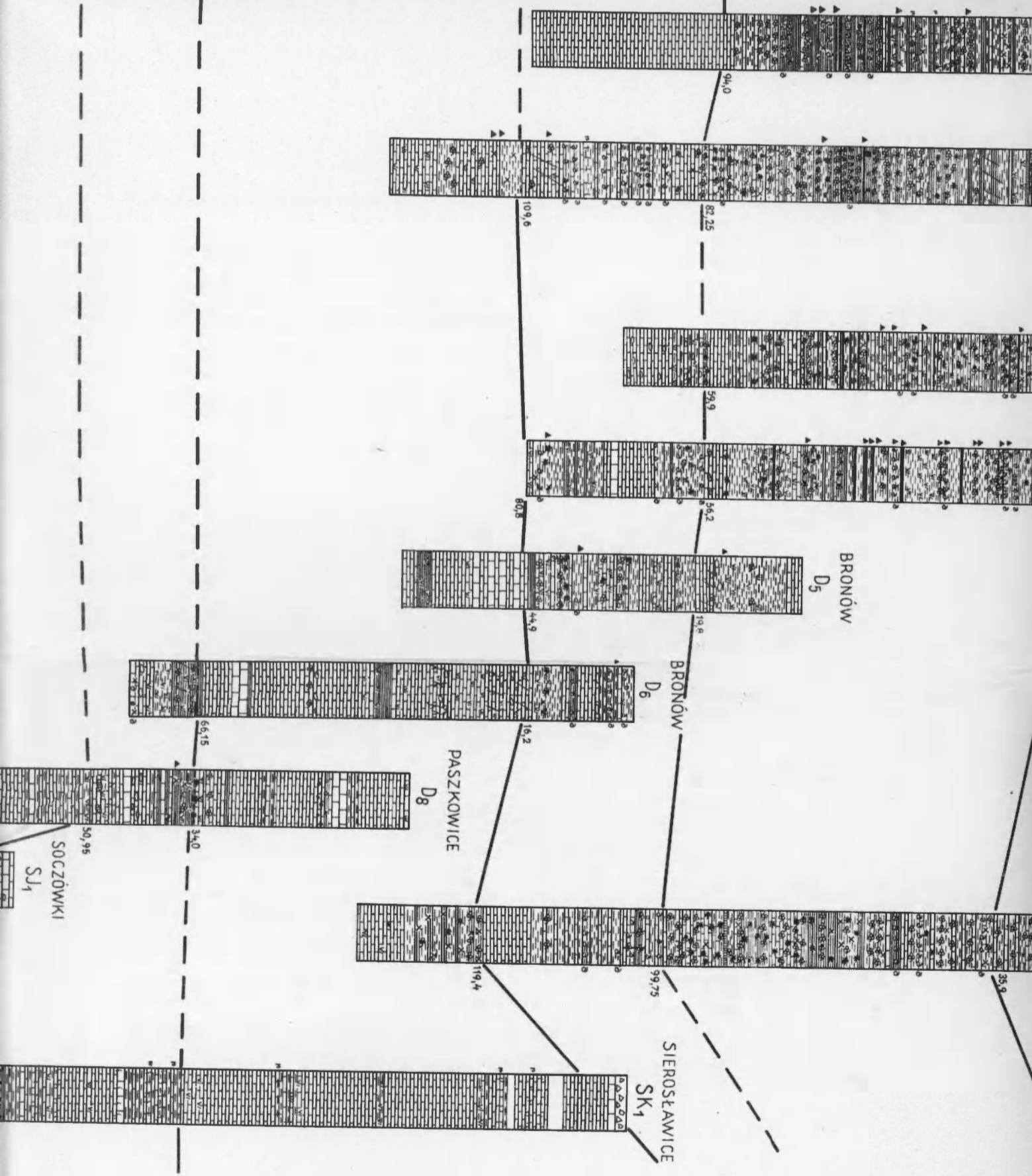
Lias_{ε1} Lias_{ε2}
T O A

Seria
gielniowska

Seria
bronowska

Seria
podesteriowa
(pod-zielona)

Seria
esteriowa
(zielona)



— 60
— 50
— 40
— 30
— 20
— 10
— 300
— 90
— 80
— 70
— 60
— 50
— 40
— 30

Y L N O S A I L
 D O L S A I
 Y N E W I
 S E Z U W I
 Y N E L G O R M
 R U M E N Y S
 Lias₃
 Lias₂
 Lias₁

Seria
 żarnowska

Seria
 zarzecka

Seria
 gromadzicka

Seria

TRESTA WESOŁA

Ż_{1a}

TRESTA WESOŁA

Ż₁

SIELEC
 XIV/4 = C₄

MYŚLIBÓRZ
 Ż₁(C₁₀)

PILICHOWICE
 P₁

SIELEC
 B₄

SIELEC
 X 8(1)

SIELEC
 B₃₅

ŻARNÓW
 XII/8

NOWA GÓRA
 VIII/a

ŻARNÓW
 XIV/14

ŻARNÓW
 VIII/3

ŻARNÓW
 XII/14

PASZKOWICE

GRĘBENICE

GRĘBENICE
 -SOCZÓWKI

WŁADYSŁAWÓW

10

200

90

80

70

60

50

40

30

20

10

100

90

79,8

70

47,5

90,35

17,2

20,16

50,6

26,0

42,2

21,9

27,4

30,5

42,4

53,25

50,4

43,9

140,8

90,5

87,0

78,3

18,2

19,7

15,6

18,5

31,0

106,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

26,65

42,5

96,65

100,0

KAJPER GORNY

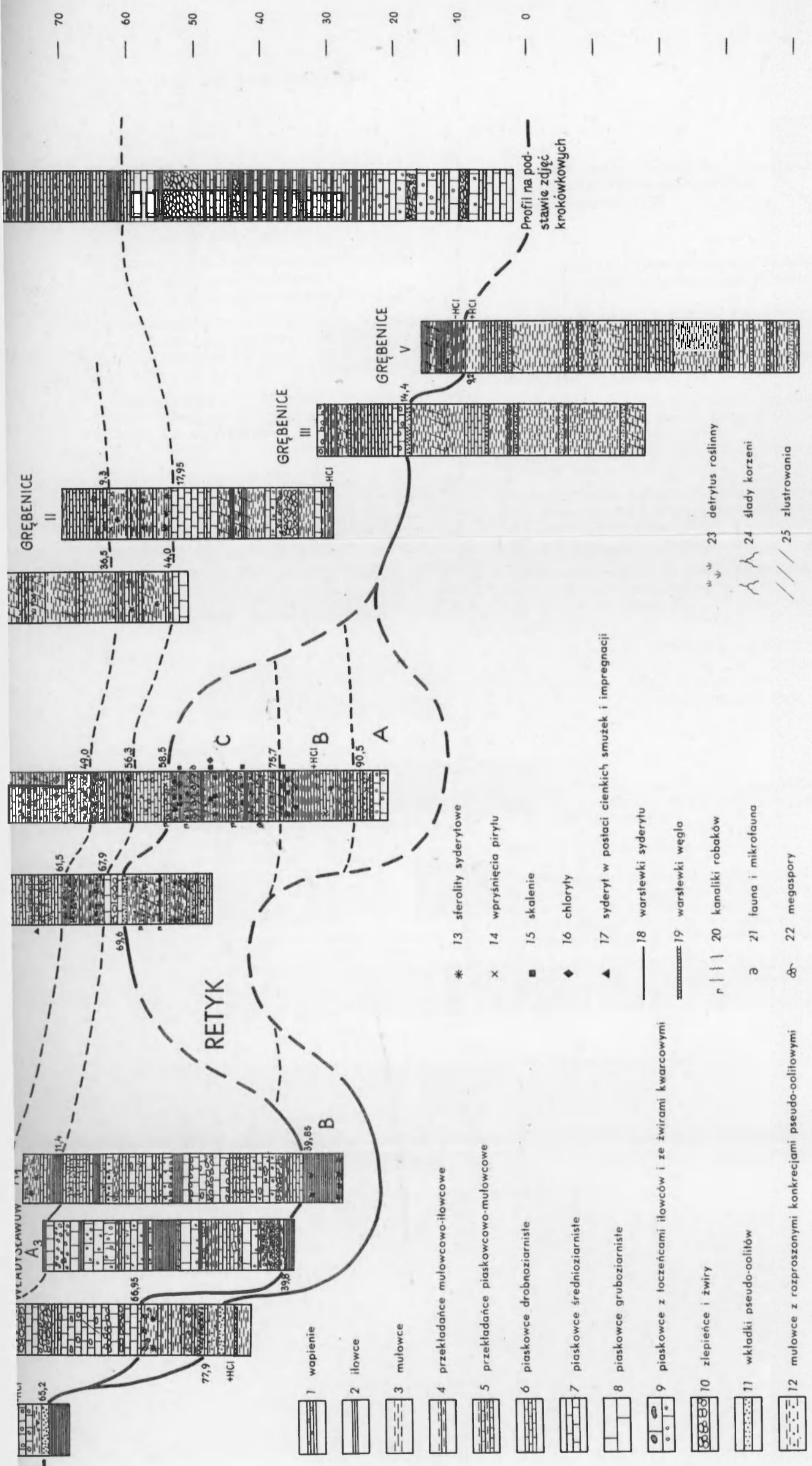


Fig. 1. Stratygrafia retyku, liasu i doggeru w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

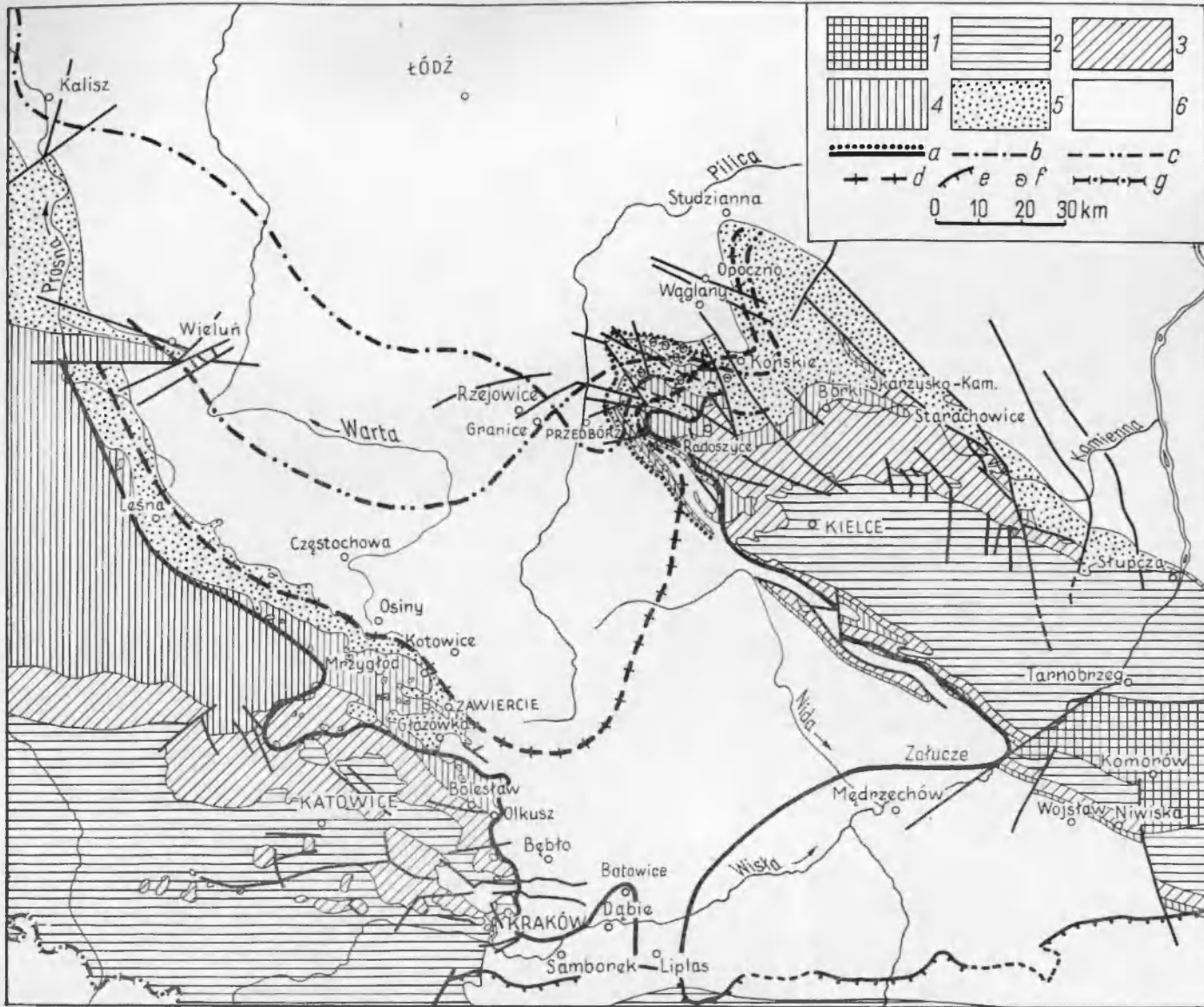


Fig. 2. Zasięgi liasowych ingresji morskich (podkład według J. Znośki, 1959c)
 1 — starszy paleozoik, miejscami również algonk, 2 — paleozoik, 3 — pstry piaskowiec i wapień muszlowy, 4 — kajper, 5 — lias, 6 — malm i kreda;
 a — zasięg osadów zwirowych liasu α_1 ; linia ciągła — granica zewnętrzna, kropkowana — wewnętrzna, b — zasięg ingresji morskiej serii zarzeckiej (liasu α_2), c — zasięg ingresji morskiej serii gielniowskiej (liasu γ), d — zasięg ingresji morskiej serii podesteriowej (liasu α_1), e — granica nasunięcia karpackiego, f — występowanie fauny, g — granica państwa

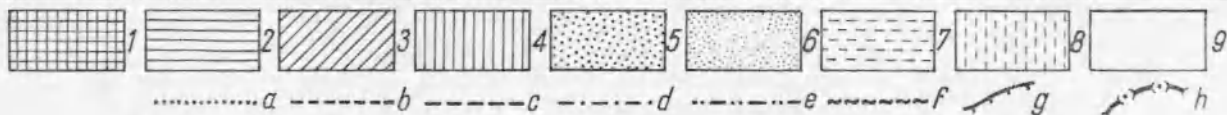
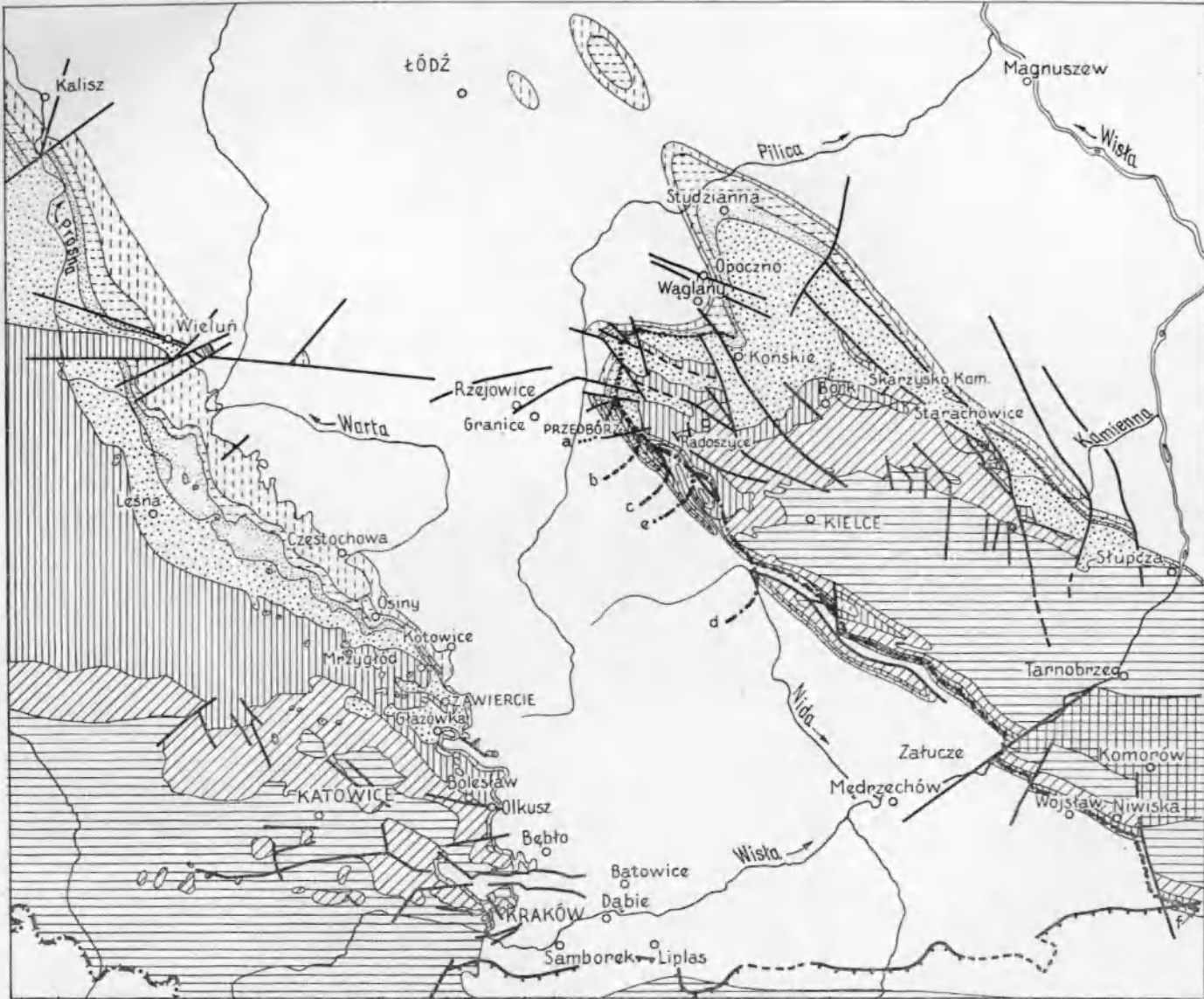


Fig. 3. Granice zasięgów poszczególnych serii doggeru w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (podkład według J. Znoski, 1959c)

1 — starszy paleozoik, miejscami również algonk, 2 — paleozoik, 3 — pstry piaskowiec i wapień muszlowy, 4 — kajper, 5 — lias, 6 — bajos-aalen, 7 — wezul, 8 — baton-kelowej, 9 — malm i kreda; a — zasięg serii piaskowców dolnych (wezul dolny), b — zasięg dolnej serii ilastej (wezul dolny i środkowy), c — zasięg serii podwapieniaków dolnych (najwyższa część wezulu środkowego i wezul górny), d — zasięg górnej serii ilastej (wezul górny i baton dolny), e — zasięg serii piaskowców górnych (baton), f — zasięg wapieni z krzemieniami (kelowej), g — granica nasunięcia karpackiego, h — granica państwa

Profile liasu i doggeru w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Wiek	Seria	Żarnów	Wyszyna Machowska—Tama	Buljanów— —Turowice	Szkucin— —Lipa	Falków	Czermno	Olszamowice— —Dobry Widok	Ruda Piłczycka—Wólka— —Konradów	Mnin	Snochowice		
Dogger	balon	Seria piaskowców górnych	około 50* (?)				miąższość nieznaną		około 20	30—40	Luka?		
		Górna seria ilasta	około 20				około 15, (?)		około 10	około 10	10—20 (?)		
	wizul	górny	Seria podwapieniaków dolnych	20—30 (?)				około 20 (?)		10—20 (?)	około 5		
			Dolna seria ilasta	cz. górna 22—25 } 35— cz. dolna 13—15 } —40	Brak odsłonięć	Brak odsłonięć	Brak odsłonięć	Brak odsłonięć	11—16 } 24— 13—14 } —30	Luka tektoniczna	10—12		
	aa	bajos	Seria piaskowców dolnych	15—20				około 15		Luka	Luka		
				Luka				Luka		Luka	Luka		
Lias	górny	toarc	Seria borucicka	cz. piaskowcowa 35—50 } 45— cz. ilasta 10—25 } —75	około 45	około 40 } oko- około 15 } lo 55	około 20	23—33 } 30— 7—17 } —50				Luka	
			Seria esteriowa (zielona)	40—50	34	35—40 } oko- 10—20 } lo 60	około 35	około 40 } 55— 15—20 } —60	około 40	12—15 } 32— około 20 } —35	21		
	środkowy	pienibałh	Seria bronowska	45—50	około 70	Seria piaskowcowa 70—80	Seria piaskowcowa około 40	Seria piaskowcowa 30—50	Seria piaskowcowa 65—75	Seria piaskowcowa 50—60	Seria piaskowcowa 50—40	?	
			Seria gielniewska	15—35	?								
	do ny	synemur	Seria żarnowska	kompl. górny 70— kompl. dolny —90									
			Seria zarzecka	grn. poz. rudny 38— kompl. dzielący 42— dln. poz. rudny	?	grn. poz. rudny 25— dln. poz. rudny —35	kompl. przekład. 20— mulowc. —25 piaskowc.	20—25	około 20	15—20	25—30	Seria piaskowcowa 36—40	
	heiang	α ₁	Seria gromadzicka i zagajska	kompl. 5 około 5 kompl. 4 10—15 kompl. 3 15—30 kompl. 2 5—10 kompl. 1 żwirowo-zlepieńc. 0—60	kompl. piaskowc. oko- kompl. żwirowo- mulowc. } lo 25	kompl. piaskowc. 17— kompl. zlepieńc. —40 piaskowc.	kompl. piask. 40— kompl. żwirowo- piask. } —50	kompl. piaskowc. 50— piaskowc. —60	kompl. piaskowc. 40— kompl. żwirowo- piaskowc. } —50	Seria żwirowo-piaskowcowa 25— —40	Seria zlepieńcowo-piaskowcowa 10— —30	Seria żwirowa około 30	
	Retyk dolny i środkowy (?)		Luka	Luka	Luka	Luka	Luka	Luka	Luka	Luka	Luka	Luka	
			poz. C poz. B poz. A 0—35	0—20	0—23	0—15—25	0—20	0—20	miąższość nieznaną	0—30	miąższość nieznaną	miąższość nieznaną	

* Miąższość w metrach.

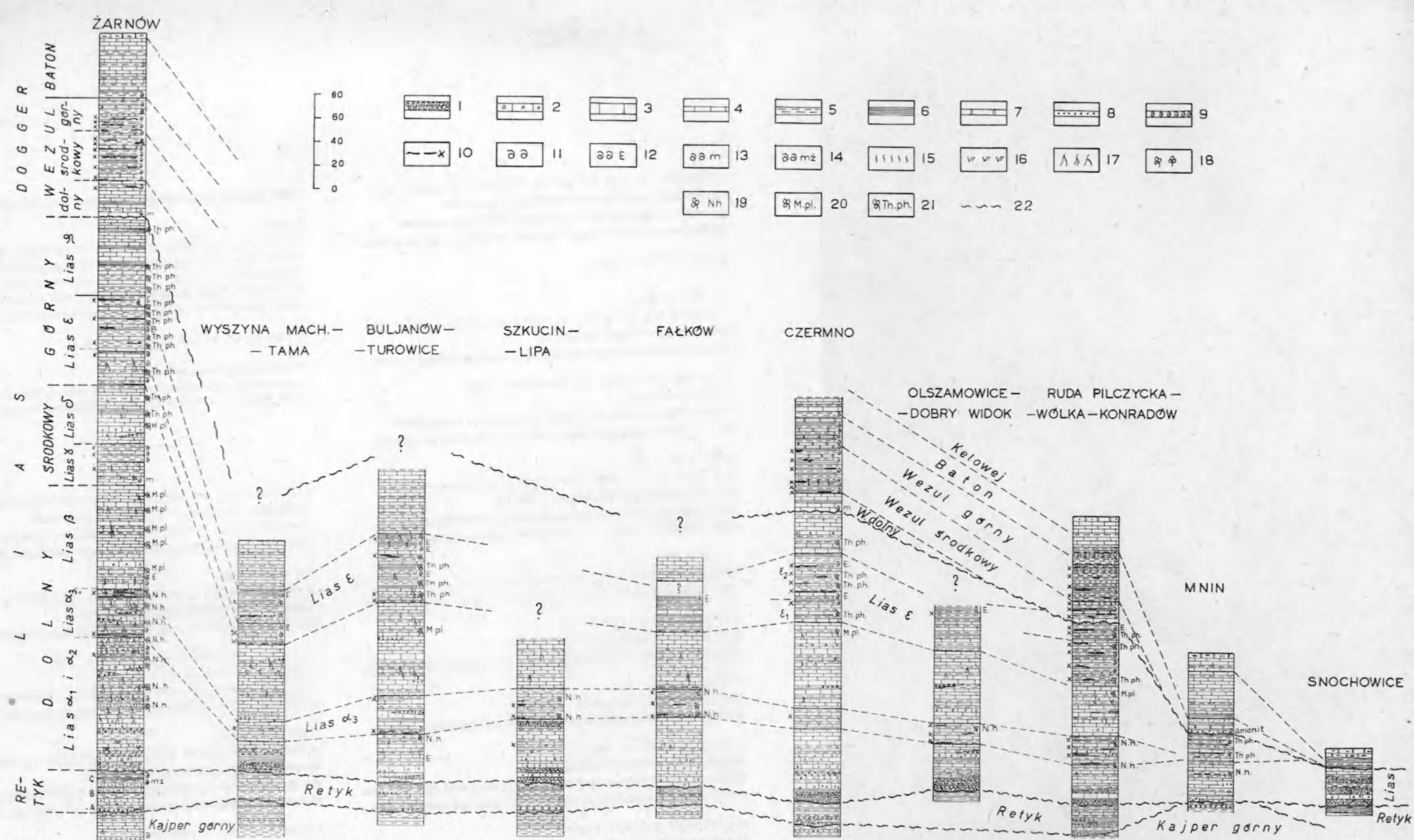


Fig. 5. Rozwój liasu i doggeru wzdłuż zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich
 1 — zlepienie, 2 — piaskowce różnoziarniste ze żwirami kwarcu, 3 — piaskowce średnio- i gruboziarniste, 4 — piaskowce drobnoziarniste, 5 — mułowce, 6 — ilowce i łupki ilaste, 7 — wapień, 8 — oolity i pseudo-oolity, 9 — muszlowce, 10 — wkładki syderytu, 11 — fauna otwornicowa, 12 — *Estheria* sp., 13 — ślady fauny małżów, 14 — małżoraczkki, 15 — poziomy z kanalikami robaków, 16 — detrytus roślinny, 17 — ślady korzeni, 18 — megaspory, 19 — *Nathorstisporites hopliticus* Jung, 20 — *Maerisporites planatus* Marc., 21 — *Thomsonia phylliticus* (Murray) Potonie, 22 — niezgodność

Osiny				Gorzów Śląski—Praszka				Kurów koło Wielunia								
J. Znosko, 1955		Z. Mossoczy, 1961		Z. Deczkowski, 1962		J. Znosko, 1955		Z. Mossoczy, 1961		Z. Deczkowski, 1962		Z. Deczkowski, 1962				
Dogger	Warstwy kościeliskie 49,2*	Dogger	Warstwy kościeliskie 49,2	Dogger	Warstwy kościeliskie 49,2	Dogger	Warstwy kościeliskie	Dogger	Warstwy kościeliskie	Luka						
Lias do ny	górny i środkowy Piaskowce drobnoziarniste, pylaste, z glinkami i muskowitem <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 9,6	Lias górny	górne Piaski i piaskowce drobnoziarniste z przeławieniami mułowcowymi	Lias do ny	górny Warstwy lysieckie górne 31,7	Lias do ny	helenowskie górne Łupki ilasto-piaszczyste z wkładkami piasków drobnoziarnistych i piaskowców <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie (masowo), <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc.	Lias górny	górny Piaski z szarymi mułkami i żwirkami <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog. 9,1—10,8 Iły szare z piaskowcami sydereitycznymi <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog. 17,1—36,0	Lias górny	górny Warstwy lysieckie górne	Lias górny	górny i oarł Warstwy lysieckie górne Łupki ilasto-piaszczyste, białoszare, z przewarstwieniami ilów ciemnoszarych i piaskowców drobnoziarnistych; detrytus roślin i muskowitz 16			
	α ₃ Warstwy lysieckie Łupki ilaste, ily szarozielonawe i łupki ilasto-piaszczyste z obfitym detrytusem roślinnym i żelaziakami ilastymi; wkładki piasków i piaskowców drobnoziarnistych <i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Trileites</i> sp. A (Murray) Marc., <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc. 56,2		ε dolne Łupki ilaste i ilasto-piaszczyste szarozielone z podrzędnymi wkładkami piasków i piaskowców <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog. 34,1		ε górny Warstwy lysieckie dolne 34,1									ε górny Warstwy esteriove Łupki szarooliwkowe ze sferosydereytami <i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog. 12,3—26,7	ε górny Warstwy lysieckie dolne	ε górny Warstwy lysieckie dolne Iły i łupki ilaste szaroseledynowe, smugowane piaskiem drobnoziarnistym, wkładki sydereytów <i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc., <i>Echitriletes hispidus</i> Marc., <i>Biharisporites scabrus</i> ** 33
	α ₂ Warstwy blanowickie Łupki ilaste i ily szarozielonawe i oliwkowe. Piaski i piaskowce, łupki z węglem brunatnym (zlepierce i kwarcyty podwęglowe poza tym profilem) <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 45,5		ε Warstwy blanowickie (węglowe) Piaskowce drobnoziarniste z soczewką żwirku, wkładkami szarych ilów i smuzką węgla <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog. 29,6		γ Warstwy blanowickie 37,5									ε Warstwy podwęglowe Piaski drobno- i średnioziarniste, wkładki białej i pstrej glinki. W stropie <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, niżej <i>Trileites</i> sp., <i>Horstisporites</i> sp. 50—65	δ? Seria wieluńska górna Iły szare z przewarstwieniami piasku i piaskowców drobnoziarnistych <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 11,1	δ? Seria wieluńska dolna Iły łupkowate szare i ciemnoszare z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i sporadycznymi wkładkami sydereytu <i>Involutina silicea</i> Terq. (= <i>Ammidiscus</i> ex gr. <i>glumaceus</i> Gerke, Soss.), <i>Lituotuba</i> sp., <i>Diatomeae</i> , <i>Hystrichosphaeridae</i> , <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog., <i>Pollenites macroverrucosus</i> Thierg., <i>Tricolpites troedssoni</i> Erdtm. 47
	Warstwy połomskie Żwiry kwarcowe i piaski różnoziarniste z toczęncami gliniek; wkładki czerwonych ilów piaszczystych 35,8		δ? Warstwy podwęglowe Piaskowce drobnoziarniste z wkładką szarego iltu 7,9		β Seria olewińska 43,8									γ? Piaskowce pylaste, piaski, mułki ilaste szare 27,4—31,8	γ Warstwy blanowickie okolo 44,0	γ Seria olewińska okolo 51
Luka	α? Warstwy połomskie Zlepierce i żwiry przeławicone piaskowcami, mułowcami i pstryimi iltami marglistymi	α Seria kaliska 19,8	α? Warstwy połomskie Piaski i żwiry z wkładkami pstrych ilów 33,0—70,0	β Seria kaliska okolo 51	β Seria olewińska okolo 51											
Retyk	Warstwy gorzowskie Iły pstre, plamiste czerwono-brunatne i szaro-zielonawe z brekcją; detrytus roślin. <i>Trileites pinguis</i> (Harris) Potonie 38,8	górny Mułowce pstre z wkładkami brekcji i zlepierców Osadów retyku nie przebito	Retyk	Retyk	Retyk	Warstwy gorzowskie Mułowce pstre, piaszczyste, z wkładkami brekcji i piaskowców drobnoziarnistych, zielonawych <i>Erlansonisporites sparassis</i> (Murray) Potonie do 80	Retyk	Zlepierce i gruzłowce ilowe, pstre ily margliste 55,2	α ₃ Seria kaliska ponad 31,0	α ₃ Seria kaliska ponad 31,0	syremur Seria kaliska Piaskowce drobnoziarniste na przemian z szarymi mułowcami i iltami lupkowatymi; detrytus roślinny, ślady korzeni <i>Maexisporites planatus</i> Marc., <i>Echitriletes spicatus</i> Marc., <i>Cupressacites subgranulatus</i> Rog., <i>Pollenites macroverrucosus</i> Thierg., <i>Tricolpites troedssoni</i> Erdtm. 28					
Kajper górny		Retyk	Kajper górny	Kajper górny	Retyk	Iły pstre wiśniowo-seledynowe, margliste z przewarstwieniami brekcji i piaskowców różnoziarnistych										

Paralelizacja podtasawowych profiliw liasu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej z liasem zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Wiek		Żarnów I. Jurkiewiczowa, 1962*	Osiny J. Znosko, 1955, 1959a	Gorzów Śląski—Praszka Z. Mossoczy, 1961	Wieluń I. Jurkiewiczowa, 1962
Dorger	wesull dolny	Seria piaskowców dolnych 15**			
	bajos aalen	Luka	Warstwy kościeliskie	Warstwy kościeliskie	Luka
Lias	górny	ζ Seria borucicka 45—75 Część piaskowcowa (35—50) piaskowce drobno- i średnioziarniste; w dole soczewki zlepieńców i ilów Część ilasta (10—25) mułowce i przekładańce z wkładkami piaskowców; sferolity. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie	Luka (J. Znosko, 1955) Warstwy lysieckie górne (J. Znosko — 8,6, Z. Mossoczy — 31,7)	Wars w w lysiecki 21,2—45,6 Piaski z szarymi mułkami ilastymi i żwirkami 9,1—10,8 Iły szare z piaskowcami syderytycznymi. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 17,1—36,0	Warstwy lysieckie górne Piaskowce drobnoziarniste, iły jasnoszare, łupki piaskowcowo-ilaste. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 16
		ε ₂ Seria esteriowa (zielona) Iły, mułowce i przekładańce mułowcowo-piaskowcowe zielonawe, z wkładkami syderytu, sferolitami i <i>Estheria</i> sp. Liczne <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 40—50	Warstwy lysieckie dolne (J. Znosko — 56,4, Z. Mossoczy — 34,3) Łupki ilaste i ilasto-piaszczyste szarozielone z podrzędnymi wkładkami piasków i piaskowców. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie	Warstwy esteriowe Łupki szarooliwkowe ze sferosyderytami i <i>Estheria</i> sp. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 12,3—26,7	Warstwy esteriowe Iły szaroseledynowe i szare z przewarstwieniami piasku i piaskowców drobnoziarnistych z kongrecjami syderytu, <i>Estheria</i> sp. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 33,3
	ε ₁ Seria podesteriowa (pod-zielona) Piaskowce i przekładańce mułowcowo-piaskowcowe z mikrofauną i <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 20—30	Warstwy blanowickie (J. Znosko — 36,0, Z. Mossoczy — 29,4) Piaskowce drobnoziarniste z soczewką żwirku, wkładkami szarych ilów i smużką węgla. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie	Warstwy blanowickie (węglowe) Piaskowce drobnoziarniste, piaski i żwirki oraz iły szare. <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 13,2—15,1	Iły szare i szarooliwkowe ze smugami piasku i przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. W stropie <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie, niżej mikrofauna 35	
	środkowy	δ Seria bronowska Piaskowce drobnoziarniste z wkładkami średnio- i gruboziarnistych, soczewkami zlepieńców i wkładkami ilów. <i>Maexisporites planatus</i> Marc. i <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murray) Potonie 50—80	Warstwy podwęglowe ? (tylko Z. Mossoczy — 6,7) Piaskowce drobnoziarniste z wkładką ilastą szarą, bez megaspor ?	Warstwy podwęglowe (lias δ ?) Piaski drobno- i średnioziarniste, wkładki gliniek. <i>Horstisporites</i> sp., <i>Triletes</i> sp. 19,4—22,2	W stropie iły szare z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, niżej piaski i piaskowce różnoziarniste i średnioziarniste, przekątnie uławicone z wkładkami mułków, bez megaspor 57
		γ Seria gielniowska Piaskowce drobnoziarniste i przekładańce mułowcowo-piaskowcowe z wkładkami syderytów, sferolity, fauna i mikrofauna 15—35		Piaskowce pylaste, piaski, mułki ilaste szare, bez megaspor i fauny 30,3—31,8	Mułowce szare, łupki ilaste, łupki węgliste, piaski, piaskowce drobno- i średnioziarniste. <i>Maexisporites planatus</i> Marc. i <i>Echitriletes spicatus</i> Marc. Wpływy morskie 28,2
	dolny	β Seria żarnowska Piaskowce drobnoziarniste z podrzędnymi wkładkami przekładańców mułowcowo-piaskowcowych. W dolnej części głównie przekładańce. W spągu ślady fauny. <i>Maexisporites planatus</i> Marc., <i>Echitriletes spicatus</i> Marc. 70—90			
		α ₃ Seria zarzecka (rudonośna) Piaskowce, zlepieńce, iły, mułowce z dwoma poziomami rudnymi i glinkami ogniotrwałymi. Mikrofauna; <i>Nathorstisporites hopliticus</i> Jung 38—42	Luka	Luka	Luka
		α ₂ Seria gromadzicka Piaskowce drobnoziarniste z wkładkami średnio- i gruboziarnistych oraz zlepieńców i mułowców. <i>Nathorstisporites hopliticus</i> Jung 20—50			
		α ₁ Seria zagajska Żwiry i zlepieńce z wkładkami piaskowców różnoziarnistych i ilów, często pstrych; piaskowce 30—60	Warstwy połomskie Zlepieńce i żwiry przelawicone brekcjami, mułowcami i pstryimi ilami marglistymi 45	Warstwy połomskie Piaski i żwiry z wkładkami pstrych ilów 0—55	
	Retyk	Przeważnie iły pstre, w spągu zlepieńce i zlepły pseudo-oolitowe. Mikrofauna	Warstwy gorzowskie (retyk górny) Mułowce pstre z wkładkami brekcji i zlepieńców <i>Triletes pinguis</i> Luka	Zlepieńce i gruzłowce ilowe, pstre iły margliste 55,2 Luka	Iłowce pstre, lokalnie ze sferolitami

* Jest to data napisania niniejszej pracy.

** Miąższość w metrach.