

PAŃSTWOWA SŁUŻBA GEOLOGICZNA  
PAŃSTWOWY  
INSTYTUT GEOLOGICZNY

SERVICE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE  
INSTITUT  
GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Biuletyn 46

Bulletin 46



273

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

P.1214/48

**JURA I KREDA**  
**MIĘDZY RADOMIEM, ZAWICHOSTEM I KRAŚNIKIEM**

(z 4 tablicami i 3 figurami w tekście)

**JURASSIC AND CRETACEOUS**  
**BETWEEN RADOM, ZAWICHOST AND KRAŚNIK (Central Poland)**

(with 4 plates and 3 figures in the text)

WARSZAWA

Skład Główny: Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka nr 4

1948



PAŃSTWOWA SŁUŻBA GEOLOGICZNA  
PAŃSTWOWY  
INSTYTUT GEOLOGICZNY

SERVICE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE  
INSTITUT  
GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Biuletyn 46

Bulletin 46

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

**JURA I KREDA**  
**MIĘDZY RADOMIEM, ZAWICHOSTEM I KRAŚNIKIEM**

(z 4 tablicami i 3 figurami w tekście)

**JURASSIC AND CRETACEOUS**  
**BETWEEN RADOM, ZAWICHOST AND KRAŚNIK (Central Poland)**

(with 4 plates and 3 figures in the text)

WARSZAWA

Skład Główny: Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka nr 4

1948



Rękopis złożono w P. I. G. 12/l. 1948 r.

Zatwierdzono do druku 16/l. 1948 r.

Dyrektor Jan CZARNOCKI

p.239/60

Redaktor techniczny — Stanisław KRAJEWSKI

Cddano do druku 20. I. 1948 r. — Druk ukończono 15. 4. 1949 r.

ZAKŁADY GRAFICZNE PAŃSTWOWYCH ZAKŁADÓW WYDAWNICTW SZKOLNYCH W BYDGOSZCZY

E-487021

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

# JURA I KREDA MIĘDZY RADOMIEM, ZAWICHOSTEM I KRAŚNIKIEM

(z 4 tablicami i 3 figurami w tekście)

## JURASSIC AND CRETACEOUS BETWEEN RADOM, ZAWICHOST AND KRAŚNIK (Central Poland)

(with 4 plates and 3 figures in the text)

### SPIS RZECZY — CONTENTS

	Str.
Wstęp .....	5
PODSTAWY STRATYGRAFICZNE .....	7
Jura .....	7
Stan badań — Kelowej — Oksford — Raurak — Astart — Kimeryd i Bonon	
Kreda .....	31
Stan badań — Neokom — Alb i Cenoman — Turon — Emszer — Santon — Kampan — Mastrycht	
Luka stratygraficzna na pograniczu jury i kredy .....	72
TEKTONIKA .....	74
Rozwój poglądów .....	74
Elementy budowy .....	75
Antyklina Rachów — Gościeradów — Fałdy w rowie tarłowskim — Antyklin Bałtowa i Stoków — Antyklina Sienna — Antyklina Dębowego Pola — Fleksur Wesółwki — Fleksura Sienna—Ożarów — Fleksura Chwałowice—Grabowiec — Cechy wspólne fleksur NNW—SSE — Fleksury WNW — ESE	
Powiązanie elementów budowy .....	90
Obszar na wschód od Wisły — Część środkowa badanego obszaru — Obszar między Radomiem i Ilżą	
Związek z centralną częścią Gór Świętokrzyskich .....	97
Północne przedpole Gór Świętokrzyskich .....	99
Wiek zjawisk tektonicznych i uwagi paleogeograficzne .....	100
Literatura .....	104

	Str.
Summary .....	107
Introduction .....	108
Stratigraphy .....	108
Jurassic .....	108
Cretaceous .....	111
Stratigraphical lacune between the Jurassic and Cretaceous .....	119
Tectonics .....	120
Development of opinions .....	120
Elements of the structure .....	121
Coordination of the structural elements .....	130
Connection with the central part of the Święty Krzyż Mountains .....	136
Northern foreland of the Święty Krzyż Mountains .....	137
Age of tectonic phenomena and palaeogeographical notes .....	139

## Streszczenie

Praca niniejsza, zajmująca się przedstawieniem budowy geologicznej północno-wschodniego zbocza Masywu Świętokrzyskiego, jest oparta na dokładnym rozpozniomowaniu kredy górnej dokonanym przez autora w latach poprzednich (1938<sup>1)</sup>, na profilu wzdłuż Wisły, między Rachowem i Puławami. Część stratygraficzna zawiera szczegółowe profile litologiczne całej jury górnej i kredy. W analizie tektonicznej wyróżnionych jest szereg elementów budowy. Z ważniejszych należy wymienić nowoodkrytą antyklinę Dębowego Pola. Nowe opracowanie budowy geologicznej okolic Rachowa doprowadziło do stwierdzenia antyklinalnego charakteru jądra jurajskiego, występującego tu siodła. Cały teren przecięty jest trzema wielkimi dyslokacjami fleksurowymi przebiegającymi łukowato z północnego zachodu ku południowi. Krzyżują się one ze słabo zaznaczającymi się grzbietami podłoża paleozoicznego wyciągniętymi w kierunku fałdów hercyńskich Gór Świętokrzyskich. W miejscach skrzyżowań tych elementów powstają po zachodnich stronach fleksur brachyantyklinalne wydźwignięcia warstw (Skala, Dębowe Pole, Rachów, Wyszmontów). Środkowa z trzech fleksur posiada największą amplitudę i jest obalona ku wschodowi. Jest ona embrionalną formą złuszkowania o kierunku ruchu z WSW ku ENE.

Na równoleżniku Iłży kończą się ślady występowania garbów paleozoicznych w podłożu. Od tej linii ku północy w rejonie Radomia zaznacza się wgłębienie wschodni poziomów kredy ku zachodowi, na którego przedłużeniu w tym kierunku leży depresja w antyklinalnym garbie łączącym siodło Inowłodzia z Górami Świętokrzyskimi. W dalszym przedłużeniu ku zachodowi (ściślej ku WNW) znajduje się Niecka Tomaszowska. Zaznacza się więc na północ od linii Iłża—Sulejów nad Pilicą strefa synklijalna, stanowiąca rów peryferyczny Hercynidów Świętokrzyskich.

## WSTĘP

Paleozoiczne grzbiety Gór Świętokrzyskich są otoczone przez wschodnie skał mezozoicznych zajmujących rozległe tereny. Budowie tych terenów, leżących po północno-wschodniej stronie Gór, poświęciłem niniejszą pracę, obejmującą wschodnie skał górno-jurajskich i kredowych.

Badania, na których się tu opieram, rozpocząłem w r. 1933, zajmując się z początku stratyfografią senonu w terenie nadwiślańskim (1938), a następnie rozszerzyłem je w r. 1937 na dalsze obszary aż po Radom na północy, Zawichost na południu i Kraśnik na wschodzie. W centralnej części tego obszaru, na arkuszach Iłża i Solec, prowadziłem systematycznie kartowanie geologiczne w skali 1 : 25 000, jednak zarówno oryginały jak i odpisy map w tej podziałce zostały spalone, bądź przypadły w ostatnim

<sup>1)</sup> Patrz spis literatury na końcu.

etapie wojny. Uratowanie części materiałów kartograficznych i notatek, na których opieram niniejszą pracę, zawdzięczam wydobywaniu ich spod gruzów i zabezpieczeniu w niezwykle ciężkich warunkach przez żonę moją mgr Krystynę Pożaryską i prof. Z. S. Różyckiego zimą 1945 roku.

Trudności związane ze zniszczeniem całkowitym przez Niemców pracowni i bibliotek geologicznego ośrodka naukowego w Warszawie, zmuszają mnie do zrezygnowania na razie ze szczegółowego opracowania laboratoryjnego ocalałych po tych badaniach materiałów. Szczególnie brak tu ścisłych definicji petrograficzno-sedymentologicznych skał oraz pewnych oznaczeń paleontologicznych. Uważając jednak, że dalsze przetrzymywanie kilkunastoletniego dorobku i przeciąganie terminu publikacji na dalsze lata jest niepożądanym, zsyntetyzowałem swoje wiadomości w formie pracy o budowie tektonicznej i stratygrafii podłoża badanego terenu. Część stratygraficzna, mimo iż jest znacznie obszerniejsza, służy jedynie jako podbudowa obrazu tektonicznego.

Teren tu przedstawiony obejmuje 5 arkuszy mapy sztabowej w skali 1 : 100 000 a mianowicie: Radom, Iłża, Solec, Opatów i Kraśnik. Dla uproszczenia będę się w tekście posługiwał przy lokalizacji zjawisk na omawianym terenie nazwami wyżej wymienionych arkuszy. Co do objętej mapą (tabl. I) części arkusza Opatów opracowanego przez J. Samsonowicza (1932<sup>a</sup> i 1934), to przedstawiony obraz opiera się wyłącznie na nowych moich badaniach. To samo dotyczy antykliny Rachowa na arkuszu Kraśnik. Jedynie obszar środkowej części arkusza Opatów między Glinianami i Magonią przedstawia interpretację mapy wyżej wspomnianego autora, zmodyfikowaną na podstawie moich krótkotrwałych badań terenowych.

Najbardziej na północ wysunięta część mapy zajmuje południowo-wschodnią ćwiartkę arkusza Radom. Materiały do tej części, tylko dla okolic miasta Radomia i Skaryszewa oraz wychodni albu i cenomanu zebrałem sam, pozostałe zaczerpnąłem z mapy E. Rühlego (1947).

W pracach na arkuszach Iłża i Solec brał udział w charakterze praktykanta student geologii U. W. śp. Lech Faszczka, dwie zaś południowo-wschodnie sekcje mapy 1 : 25 000 (sekcja I, F) arkusza Solec skartowała mgr K. Pożaryska. W pracach nad stratygrafią cenomanu, turonu i emszeru w południowej części obszaru współdziałali studenci geologii U. W. Maria Szelażek-Pajchłowa i śp. Marian Czyżewski. Wszystkim im składam wyrazy podziękowania, specjalnie zaś tym dwóm z nich, którzy nie dożyli ukazania się w druku pracy, w której z wielkim zapalem uczestniczyli — Faszczki i Czyżewskiemu, którzy tragicznie zginęli podczas wojny w niemieckich obozach koncentracyjnych.



PODSTAWY STRATYGRAFICZNE<sup>1)</sup>

Jak wyżej wspomniałem, rozdział ten nie wnosi wiele nowego do ogólnych wniosków dotyczących stratygrafii jury i kredy na tym terenie. Był on jednak konieczny by uzasadnić obraz kartograficzny przedstawiony na tablicy I i IV, służący jako podstawa rozważań tektonicznych.

Istnieje wyraźna dysproporcja w niniejszej pracy w sposobie i dokładności opracowania między warstwami jurajskimi i kredowymi. Brak mianowicie list skamieniałości z jury w przeciwieństwie do kredy, której fauna została na tym terenie może nie wyczerpująco jeszcze, ale dość już obszernie opracowana. Jest to konsekwencją zaginięcia podczas wojny mojego zbioru skamieniałości jurajskich i notatek, podczas gdy rękopis i zbiory, dotyczące kredy, przypadkowo ocalały.

Stratygrafię warstw jurajskich opieram z jednej strony na niewielu ocalałych notatkach uzupełnionych faktami z pamięci, z drugiej zaś strony na literaturze.

## JURA

## Stan badań

Wychodnie warstw jurajskich, obrzeżające od północnego wschodu masyw Świętokrzyski były od czasów Puscha kilkakrotnie badane. Przegląd starszej literatury podaje wyczerpująco Lewiński (1902, str. 4—8), nie będę więc się nią szczegółowo zajmował. Poglądy Lewińskiego na stratygrafię jury tego terenu przytaczam w streszczeniu, gdyż posłużyły mi one w dużym stopniu, jako punkt wyjścia w niniejszym opracowaniu. Teren, którym zajmuje się ten autor, jest stosunkowo szeroki i zawiera w sobie cały obszar przeze mnie badany.

Utwory środkowo-jurajskie dzieli Lewiński (str. 10) na dwie części:

- u góry: gliny i margle szare i czarne z wkładkami piasku w dolnych partiach; zawierają one glaukonit;
- w dole: sypkie gliniaste lub marglowate piaskowce. Są one białe w dole, żółte i rdzawe w górze z żelaziakiem brunatnym; w najwyższych partiach mają wkłady szarych glin.

Faunę zebrał on tylko z piaskowców żelazistych; odpowiada ona faunie środkowego i górnego batonu. Wyżej leżące gliny i margle szare i czarne zalicza do keloweju.

Osady górno-jurajskie dzieli Lewiński w sposób następujący (od najstarszych):

1. Szare płytowe wapienie marglowe Bałtowa i Borji. Oksford środkowy — poziom *Peltoceras transversarium*.
2. Twarde, jamiste, przerośnięte krzemieniem, żółtawe wapienie scyfiowe z Bałtowa oraz lekki, porowaty wapień z koralowcami i mszywiolami w Zarzeczcu. Oksford górny — poziom *Peltoceras bimammatum*.
3. Białe, zbite, niekiedy kredowate wapienie z warstwami oolitów. Charakteryzuje je obecność *dicerasów* i *nerynei*. Piętro astarckie — poziom *Oppelia tenuilobata*.
4. Żółtawe, z lekka oolitowe wapienie i muszlowce z *Exogyra bruntrutana* z wkładkami szarych glin i margli. Kimeryd — najwyższe warstwy poziomu *Oppelia tenuilobata*.
5. Żółtawy, marglowaty wapień z Zalesic — Kimeryd.

Ten ostatni zalicza Lewiński w pracy z 1912 roku do portlandu.

Następnym geologiem, który zajmował się badaniem wychodni jury górnej na tym terenie, był A. Łuniewski. W pracy o okolicach Zawichosta (1923) opisał on szczegółowo występujące tam w spągu kredy, margle i wapienie oolityczne, zaliczając je na podstawie długiej listy skamieniałości do kimerydu dolnego. Wyróżnił on poza tym wapienie astartu i rauraku, potwierdzając poglądy Lewińskiego. Jedynie co do wieku utworów z Zalesic, zaliczonych przez Lewińskiego do portlandu, Łuniewski (1923, str. 61) powraca do pierwotnego poglądu tego autora, iż należą one do piętra pterocerowego.

Po Łuniewskim szereg prac poświęcił zagadnieniu jury J. Samsonowicz (1923, 1926<sup>a</sup>, 1926<sup>b</sup>, 1929, 1932<sup>a</sup>, 1932<sup>b</sup> i 1934). Prace te rozwinęły i uzupełniły wyniki osiągnięte przez poprzednich badaczy, modyfikując je na pewnych odcinkach dość znacznie. Najklasyczniejszym wyrazem tych badań jest profil stratygraficzny podany w objaśnieniu arkusza Opatów (1934) zawierający obszerne spisy fauny, który stał się dla mnie głównym punktem wyjścia dla stratygrafii jury. Przytaczam go w skróceniu.

Kelowej. Do tego piętra zalicza Samsonowicz szereg utworów piaszczystych, zawierających przewodnią faunę (*Macrocephalites*), a leżących nad ilami batonu z *Parkinsonia parkinsoni*. Są to piaskowce i piaski rdzawożółte z wkładkami spongiolitu, wapieni grubopłytowych i piaskowców krynoidowych oraz z żelaziakiem brunatnym. Lewiński (1902) osady te zalicza do batonu, zaliczane zaś przez niego do keloweju szare gliny z lasów Dunalskich są, jak wykazał Samsonowicz (1923, str. 9), wieku miocenijskiego.

Oksford (piętro newiskie). Są to margle bez krzemieni z *Cardioceras cordatum* spod Przepaści oraz wapienie zsylikowane pod Sowią Górą i wapienie margliste w Gutwinie. W północno-zachodnim narożu arkusza Opatów zalicza Samsonowicz do newizu zlepy rdzawożółte, które moim zdaniem należą do keloweju o czym wspomnę poniżej. Lewiński (1912) zalicza warunkowo do tego piętra piaski glaukonitowe z Maksymilianowa, których wiek Samsonowicz ustalił na trzeciorzędowy.

Oksford górny. Wapienie scyfiowe, w dolnej części płytowe, w górnej skaliste, masywne. Zawierają one wkłady wapieni brunatnawych. Wszystkie te skały zawierają krzemienie, szczególnie liczne w wapieniu skalistym silnie skrzemionkowanym. Jest to górny newiz i argow. Ten typ facjalny oksfordu górnego ogranicza Samsonowicz tylko do północno-zachodniego pasa wychodni oksfordu na arkuszu Opatów. Lewiński (1912) wszystkie tego typu skały zaliczał do rauraku, nie stwierdzając w ogóle istnienia facji scyfiowej w oksfordzie wokół Gór Świętokrzyskich.

W brachyantyklinach Stoków i Bałtowa wyróżnia Samsonowicz białe płytowe wapienie margliste górnego argowu, zgodnie z Lewińskim (1902 i 1912), nie zaliczając jednak do nich wychodni w Borowni, która na mapie (1932<sup>b</sup>) opatrzona jest całą znakiem rauraku.

Raurak. Wapienie scyfiowe z krzemieniami i koralowcowe nieco miększe od scyfiowych. Zawierają one *Septatiforia astieriana* i występują w okolicach Bałtowa, Borji i innych. Począwszy od tego piętra w górę cytowany autor wyraża poglądy zgodne z Lewińskim na stratygrafię wyższych pięter jury.

Astart. Profil tego piętra został przez Samsonowicza znacznie szczegółowiej opracowany niż to podał Lewiński. Samsonowicz wyróżnił od dołu:

Wapienie koralowcowe i detrytyczne przekładane oolitami i grochowcami;  
wapienie oolitowe i drobnopyłkowe.

W astarcie wyróżnia on dwa poziomy krzemieni: niżej leżące pasiaste tzw. „salcesony“ i w górnych warstwach astartu poziom krzemienia czarnego i „woskowoczekoladowego“.

Kimeryd. Szare margle i ily margliste z wkładkami wapieni pelitowych, oolitycznych lub muszłowców detrytycznych.

Bonon. Wapienie neryneowe i zlepy muszłowe pod Ilżą i w Rachowie.

Mając tak opracowaną stratygrafię jury górnej na terenie częściowo pokrywającym się, częściowo sąsiadującym z moim, nie sprawiło więk-

szych trudności przedstawienie obrazu wychodni warstw jurajskich na arkuszu Solec i na części arkusza Ilża, tym bardziej, że kluczowe punkty dla stratygrafii, okolice Bałtowa i Ilży, leżą na badanym przeze mnie obszarze.

### Kelowej

Najstarszymi utworami, które weszły w zakres opracowania, są osady keloweju. Zaznaczone są one na mapie w trzech miejscach, a mianowicie: w południowo-zachodnim narożu arkusza Solec, koło Miłkowskiej Karczmy oraz w okolicach wsi Dębowe Pole, Mołdawa i Polesie, następnie na arkuszu Opatów koło Wyszmontowa.

Pierwszy z wyżej wymienionych płatów został najlepiej poznany i posłużył do ustalenia lokalnej stratygrafii najwyższych warstw jury brunatnej. W samym narożu arkusza Solec, w studni gajówki położonej o 700 m na NE od rogu arkusza, przebito pod gliną zwałową pokład kilkunastometrowy piasków i kruchych piaskowców rdzawych z żelaziakiem brunatnym. Na polanie obok gajówki widać ślady dawnych robót górniczych, a na hałdach liczne ułamki rudy. Rdzawe piaski i piaskowce widać na polu w sąsiedztwie drugiej gajówki, leżącej o 800 m na południo-wschód od pierwszej.

0,5 km na wschód od tej ostatniej są na polu liczne drobne lomy, eksploatujące piaszczyste wapienie krynoidowe, żółte i rdzawe, miejscami przechodzące w zlepy muszlowe i zawierające bogatą faunę. Upad zmierzony w nich wynosi 4° ku NE.

We wsi Miłkowska Karczma południowa z dwóch studzien oznaczonych na mapie przy trakcie oraz studnia na południo-wschód od niej pod lasem, kopane są w piaskach i piaskowcach żelazistych. Studnia północna przy trakcie we wsi ma profil następujący:

- 0—4 m białe wapienie skrzemionkowane;
- 4—18 „ kruche piaskowce żółte i rdzawe z żółtymi krzemieniami w stropie.

Podobnie studnia w Kurzaczach przebiła na głębokości 36 m granicę wapieni i piaskowców, idąc z początku w wapieniach i przebijając od 36 do 36,5 m piaskowce z żółtymi krzemieniami.

Stratygrafia keloweju tego odcinka terenu na podstawie powyższych danych przedstawiałaby się następująco (od góry):

- 14 m Piaski i piaskowce z krzemieniami w stropie;
- 14 „ wapienie krynoidowe;
- ponad 10 „ piaski i piaskowce z żelaziakiem brunatnym.

Plat wychodni keloweju, leżący o 6 km na północ od opisanego, nie był dotychczas znany. Brak na jego terenie naturalnych odsłoneń skał jurajskich, a wszelkie o nim dane oparte zostały na profilach studziennych.

Obie studnie w północnej części Polesia i studnia w zachodniej części Dębowego Pola weszły pod dyluwium w piaski i piaskowce żelaziste. W studniach w Polesiu obok piasków występowały również wapienie piaszczyste krynoidowe. Podobnie piaszczysto-rdzawe utwory zostały napotkane pod plejstocenem w studniach w Mołdawie.

W kolonii Modrzejowa Wólka trzy zaznaczone na mapie w południowej części wsi studnie bite były w twardych rdzawych piaskowcach wapnistych. Nie przebity ich pokład wynosił tu ponad 20 m.

Utwory napotkane w studniach powyższych czterech wsi zgadzają się dość ściśle z wymienionymi skałami kelowejskimi z okolic Miłkowskiej Karczmy.

Trzeci plat jury brunatnej w okolicach Ożarowa zaznaczony został jedynie dla przedstawienia budowy tektonicznej tego odcinka. Do stratygrafii jego, opracowanej przez J. Samsonowicza, badania moje nie wniosły nic nowego.

## Oksford

Wychodnie najniższego piętra malmu zajmują jednolity pas terenu w południowo-zachodnim narożniku arkusza Solec. Obserwowałem dolne warstwy oksfordu w wyżej wspomnianych studniach w Kurzaczach i Miłkowskiej Karczmi oraz w starym kamieniołomie na północny-zachód od tych wsi leżącym, już na arkuszu Ilża. Łom ten jest położony o 1,5 km na północny-wschód od gajówki Sadłowizna i jest zaznaczony na mapach sztabowych 1 : 100 000. Występują tam wapienie białe, grubolawicowe z krzemieniami wielkości pięści, kulistymi, czarnymi, ze słabym niebieskawym odcieniem. W wapieniu trafiają się bryły żelaziaka brunatnego puste wewnątrz (tzw. „Pustaki“). Wśród dość licznej fauny w tych skałach rzucają się w oczy stosunkowo liczne brachiopody.

Wyższe warstwy oksfordu — to bladoczerwone i brązowe wapienie, partiami skrzemionkowane z krzemieniami szarymi silnie ze skałą sponionymi. Zawierają one bogatą faunę; najczęściej spotykane są okazy amonitów i brachiopodów. Skał tych nigdzie na powierzchni nie obserwowałem, jedynie na hałdach świeżo kopanych studni, jak np. w kolonii Dębowa Wola Nowa, oraz w Rybiczyźnie, w południowej części wsi pod lasem, leżącej na samej granicy arkusza Solec.

Na czerwonych wapieniach leżą skały oksfordzkie, stanowiące bardzo szczególny typ. Cechą obszaru, na którym one wychodzą, jest ogromnie gruba seria wietrzliny i rumoszu, dochodząca często do kilku-

dziesięciu metrów. Odsłonięć tych skał na powierzchni na badanym terenie prawie brak. Wyjątek stanowi grupa kilku lomów w południowej części wsi Adamów, co do których zresztą nie ma pewności, czy nie należą już do najwyższego oksfordu. Najczęściej spotykana w studniach wietrzelnina tych skał jest żółtym ilem, z tkwiącymi w nim krzemieniami barwy czarnej lub brunatnawej. Pod grubą warstwą wietrzelniny leży skała, wyglądająca na skrzemionkowany wapień. Barwa jej jest biała lub żółtawa. Fauna, miejscami bardzo liczna, składa się z gąbek, małżów, brachiopodów, jeżowców, czasami również koralowców. Skały te obserwowałem w studniach Sarnówka, Dąbrówki, w studni pod lasem leżącej o 300 m na południe od gajówki Górki, w gajówce położonej na południo-wschód oraz w leśniczówce na południo-zachód od wsi Polesie, poza tym w Modrzejowej Wólce (dwie studnie w północnej części wsi).

Najmłodsze wreszcie warstwy oksfordzkie składają się: od dołu z wapieni marglistych, ku górze przechodzących w margle białe i żółtawe, płytkowate z krzemieniami czarnymi, kształtu jajowatego, średnicy kilkucentymetrowej. Margle odsłonięte są najlepiej w zboczu Góry Zamkowej w Bałtowie nad Kamienną, między kościołem i Rudką Bałtowską.

W Górkach studnia samotnego gospodarstwa, leżącego 0,5 km na północ od tej wsi, wykopana została w marglach, do głębokości 40 m. W marglach tych również bita jest studnia w Eugeniowie, leżąca o 400 m na NW od poprzedniej. Natomiast studnia na południowym końcu Eugeniowa przebija te margle i wchodzi w wapień niższej części tego poziomu oksfordzkiego.

W lomie położonym na wschodnim końcu wsi Górki, widać skałę twardą, skrzemionkowaną, płytową o barwie jasnożółtej. Przypomina ona charakterem warstwowania i obecnością jajowatego kształtu krzemieni wyżej wspomniane margle. Przypuszczam, iż odpowiada ona im wiekowo i facjalnie i jest tylko wtórnie silnie skrzemionkowana.

W starych lomach położonych na południowy zachód od Górek, dobywane były wapień szare, z jasnobrązowymi plamami. Leżą one pod marglami.

W Olechowie Starym, 400 m na SW od wsi, przy drodze odsłaniają się margle szare z czarnymi, jajowatego kształtu krzemieniami. Odpowiadają one skałom, budującym Górę Zamkową w Bałtowie. Skałę tego typu stwierdziłem jeszcze w Rybicyźnie w studni położonej na wschodnim końcu południowej części wsi.

W skrócie profil oksfordu opisany od góry ku dołowi jest następujący:

Białe i żółtawe margle, z czarnymi, jajowatego kształtu krzemieniami;  
wapień białe i brązowe;

skrzemionkowane wapienie;  
czerwone i brązowe wapienie;  
wapienie białe z krzemieniami niebieskawymi.

Mięszkości tych warstw nie są ustalone, z wyjątkiem warstwy górnej, która jest około 50 m gruba. Pozostałe nie są cieńsze niż kilkadziesiąt metrów każda. Wspomniana studnia w Kurzaczach przebiła 26 m skał warstwy najstarszej i osiągnęła jej spąg, była jednak założona w warstwach poniżej jej stropu leżących. Przyjętą dla całego oksfordu trzystumetrową miąższość należy traktować jako orientacyjną.

Określenia wieku tych warstw częściowo dokonali już Lewiński (1902 i 1912) i Samsonowicz (1934), zaliczając na podstawie zebranej fauny margle płytowe w Bałtowie do piętra argowskiego (oksford górny).

Wymieniony wyżej profil petrograficzny warstw, leżących pod tymi marglami płytowymi, zgodny jest w zarysie z profilem oksfordu ustalonym przez Samsonowicza (1934) na arkuszu Opatów. Różnica polega przede wszystkim na braku na arkuszu Solec wapieni marglistych bez krzemieni, stanowiących najniższą warstwę oksfordu na arkuszu Opatów. Jest to prawdopodobnie wywołane zmiennością facjalną. Poza tym z przebiegu granic wychodni oksfordu i keloweju na styku arkuszy Opatów i Solec wynika niezgodność poglądów na położenie tej granicy w profilu stratygraficznym na tych dwóch arkuszach. Granica ta na arkuszu Solec jest przesunięta o 1 km ku NE w stosunku do Opatowa. Analizując bliżej tę niezgodność widać, że wychodnia muszłowców ostrzygowych na arkuszu Opatów, zaliczona do najniższego oksfordu, przedłuża się bezpośrednio na arkusz Solec, gdzie odpowiada warstwie wapieni krynoidowych z muszłowcami. Ponieważ wapienie krynoidowe z muszłowcami, jak stwierdziłem, stanowią wkładkę w typowym dla keloweju kompleksie piaszczystych warstw rudonośnych, uważam za uzasadnione zaliczenie do tego ostatniego piętra i muszłowców ostrzygowych z okolic Barańszczyzny na arkuszu Opatów i przesunięcie granicy keloweju i oksfordu w północno-zachodnim narożu arkusza Opatów o 1 km na północny wschód.

### Raurak

Najlepsze odsłonięcie rauraku znajduje się w lewym zboczu doliny Kamiennej w przelomie Bałtowskim. W krótkim wąwoziku, odgraniczającym park pałacowy od wsi Bałtów, widać cały profil warstw tego piętra. Jest on, licząc od góry, następujący:

Wapienie dolomityczne, szare, brunatnawe, bardzo twarde z plaskurami krzemienia czarnego, silnie spojonego ze skałą;

- wapienie jamiste, twarde, silnie skrzemionkowane, scyfiowe, szare i żółtawe;
- wapienie białe i żółtawe, dość twarde, zbudowane z koralowców;
- wapienie barwy kawowej, dość twarde;
- wapienie scyfiowe, jamiste, twarde, barwy szaro żółtawej;
- wapienie kawowe, dość twarde z wkładkami szarych margli płytkowych;
- margle szare płytowe z rzadkimi konkrekcjami krzemienia czarnego.

Najniższa warstwa szarych margli należy już do oksfordu. Warstwy ponad nią leżące reprezentują cały znany tu profil rauraku, którego miąższość wynosi około 20 m. Kontakt jego z warstwami astartu jest widoczny w zboczu doliny o kilkaset metrów na północ od wyżej wymienionego wąwozu. Widać tam ułożenie wapieni oolitowych na wapieniach z płaskurami krzemienia.

Analogiczny profil odsłania się w prawym zboczu doliny, naprzeciw Bałtowa, w Zarzeczcu, gdzie raurackie wapienie koralowcowe i scyfiowe tworzą skalki. W dół doliny skały te odsłaniają się przy ujściu wąwozu, uchodzącego do doliny z północy, którego dnem biegnie droga z Ponika do Kol. Wólki Bałtowskiej oraz na wschód od niego, u podnóża zbocza doliny Kamiennej aż do młyna w Poniku.

Innym, ciekawym głównie ze względów tektonicznych, punktem występowania rauraku jest płat jego znajdujący się po północnej stronie ujścia wąwozu, graniczącego od północy z Rudką Bałtowską. W miejscu tym odsłaniają się w zboczu zachodnim doliny i w północnym zboczu wąwozu białe, szarawe margle płytowe z krzemieniami jajowatymi. Na szczycie narożnika, na marglach leży trójkątnego kształtu płat twardych, zsylikowanych wapieni gąbkowych rauraku. Płat ten jest pochylony ku południowemu zachodowi.

Skały raurackie, stanowiąc materiał znacznie bardziej odporny na wietrzenie i erozję, niż niżej leżące margle oksfordu oraz nieco twardsze od wapieni astartu, zaznaczają się wyraźnie w morfologii. Rumowisko tych skał nieraz spotyka się na powierzchni terenu zbudowanego z najwyższych, marglistych warstw oksfordu, a jest prawie nie do odróżnienia w stanie zwietrzałym od rumoszu warstw środkowo oksfordzkich.

Jak wspomniałem, stromy prawy brzeg doliny pod Zarzeczem zbudowany jest z rauraku. W górę rzeki w Zamościach pojawiają się już margle oksfordu w dole zbocza, którego górną część oraz ponad nim rozciągającą się płaszczyznę wyżyny, budują twarde, skrzemionkowane skały raurackie.

W dalszym ciągu ku południowi skały te obniżają się w profilu zbocza doliny. Ostatnią przed Lemieszami odkrywką margli oksfordzkich jest



drobny łom w lesie, tuż nad tarasem łąkowym położony, na granicy arkusza Solec i Opatów. Ponad łomem na zboczu sypią obficie skrzemionkowane wapień scyfiowe i wapień koralowe raurackie. Idąc dalej w kierunku Lemieszów obserwujemy schodzenie dolnej granicy tych ostatnich do podnóża zbocza i cały brzeg doliny jest utworzony z rauraku.

Dopiero w starym łomie przy dawnym piecu wapiennym 1 km na północny-zachód od Lemieszów pojawiają się warstwy astarckie, w postaci białych wapieni oolitowych.

W kierunku północno-zachodnim od Bałtowa wychodnia rauraku ciągnie się kilometrowej szerokości pasem aż do Eugeniowa. W skały te wchodzi studnie wsi Borcuchy i środkowej części wsi Eugeniów.

Dalej na NW pas wychodni się zwęża. Począwszy od północno-zachodniego przysiółka wsi Eugeniów do Olechowa na wychodni założono szereg drobnych łomów, eksploatujących skrzemieniałe partie tych skał na tłuczeń drogowy. Widać w nich, prócz wapienia scyfiowego, prawie całkowicie skrzemionkowanego i wapień koralowe. W łomach południowo-wschodnich, położonych w lesie, odsłaniają się nad wapieniami krzemienistymi wapień grubooolitowe astartu.

Podobne skały odsłania nieczynny kamieniołom leżący przy trakcie idącym z Krzyżanówki na południe do Ostrowca w miejscu, gdzie odgałęzia się od niego droga stanowiąca przedłużenie ulicy wiejskiej Dębowego Pola. Najliczniej na kupach rumowiska znajdowałem tu wapień koralowe.

Na wymienienie zasługuje jeszcze płat rauraku w południowej części arkusza Solec. Mianowicie w studni, w gajówce Dunale między Sarnówkiem i Maksymilianowem, znalazłem wapień koralowe raurackie. Wychodnia ta łączy się prawdopodobnie z obecnością rauraku na powierzchni w leśniczówce Głina koło Maksymilianowa i odpowiada przedłużeniu północno-zachodniemu niecki Magoń—Folwarczyska.

Ustalenie wieku opisanych w tym rozdziale utworów opieram na wyżej omówionych poglądach Lewińskiego i Samsonowicza. Jest to o tyle pewne, iż przyjąłem za punkt wyjścia te same co i powyżsi badacze odkrywki w Bałtowie i Zarzeczu.

Lewiński (1902, str. 25) wspomina o kamieniołomie w pobliżu wsi Karolewej (nazwa dziś używana w terenie i podana na mapach brzmi Korolów albo Karolew), w którym występujące skały zalicza do rauraku (str. 31). O ile autor ten miał na myśli rozległe i czynne dziś kamieniołomy położone o 400 m na północny-wschód od wsi, to w nim występujące warstwy są na pewno astarckiego wieku, gdyż zawierają typowe krzemienie pasiaste i oolity, raurak zaś występuje w starym łomie położonym o 2,5 km od Karolewa w kierunku Dębowego Pola przy trakcie z Krzyżanówki do Ostrowca.

## Astart

Dolna granica astartu nie jest trudna do ustalenia na podstawie prac Lewińskiego i Samsonowicza. We wsi Bałtów na zboczu doliny Kamiennej poniżej zabudowań wiejskich widać na ławicy skrzemionkowego wapienia z plaskurami krzemienia, stanowiącej stropową warstwę rauraku, wapienie oolitowe najniższego astartu.

Rozpoczyna tę serię jednometrowej grubości warstwa oolitu gruboziarnistego, jednolitego. Wyżej leży również około 1 m gruba warstwa wapienia detrytycznego złożonego z drobnych otoczków i ułamków wapieni białych i szarych ze znaczną domieszką ziarn gruboziarnistego oolitu. Powyżej nich sypie się ze zbocza rumowisko wapieni rafowych białych, drobnopylastych i jasnobrązowych z ośrodkami nerynei i szczątkami koralowców.

W dół rzeki od Bałtowa i Zarzecza oba zbocza doliny, aż do wapiennika w Skarbce, zbudowane są z warstw dolnoastarczkich, tworzących liczne skałki po obu stronach Kamiennej. Jest to najwyższa i najbardziej malownicza część przełomu Bałtowskiego.

Pełny profil warstw wyróżnionych jako astart dolny na mapie (tabl. I), których najniższą część podałem powyżej w opisie odsłonięcia pod wsią Bałtów jest następujący (od góry):

- Wapienie drobnopylaste, płytkowe. Płytki wewnątrz jasnobrązowe, po wierzchu żółtawe. W warstwie tej częste są ławice żółtego wapienia oolitowego;
- wapienie dolomityczne, szare i brązowe, twarde, drobnopylaste; wietrzejąc mają powierzchnię chropowatą i zawierają wkładki wapienia detrytycznego i oolitowego;
- wapienie białe drobnopylaste, bądź oolitowe, przekładane z wapieniami jasnobrązowymi, rafowymi, w których widać koralowce i nerynee;
- wapień detrytyczno-grochowcowy, biały z makrofauną;
- wapień oolitowy gruboziarnisty biały z makrofauną.

Mięszkość dwóch najniższych warstw wynosi mniej więcej po 1 m, cały ten kompleks dolnego astartu ma 35—40 m.

Idąc w dół rzeki od Ponika szosą obserwujemy w zboczach doliny całą tę serię. Wyraźne skałki tworzą wapienie twarde, chropowate na zwietrzałych powierzchniach. Za zakrętem doliny, przed wawozem Splawy, uchodzącym z północy przy wapienniku w Skarbce, sypią się ze zbocza skały najmłodszych poziomów dolnego astartu. Widać je również jeszcze w lewym zboczu wawozu Splawy, przy samym jego ujściu, niewysoko ponad dnem wawozu. Twarde rafowe utwory dolnoastarczkie tworzą również strome ściany suchej dolinki uchodzącej z pół-

nocnego zachodu do doliny Kamiennej w Bałtowie, sięgając w górę jej do Wólki Bałtowskiej. Przebijają je studnie w Borcuchach, w północnej części wsi Eugeniowa i w przysiółku tej wsi przy szosie Sienno—Ostrowiec, wreszcie w Karolewie. Odsłonięć tych warstw na powierzchni od Wólki Bałtowskiej na północny zachód nie znalazłem nigdzie.

Podział na astart dolny, środkowy i górny jest w tej pracy czysto lokalny, warunkowany wyraźniejszymi zmianami petrograficznymi i zrobiony był głównie w celu rozbitcia kartograficznego całego kompleksu.

Astart środkowy posiada profil następujący (od góry):

Wapień detrytyczny z oolitem;

wapień dolomityczny, żółty, kruchy, chropowaty na powierzchniach zwietrzałych i wapień biały z wkładkami oolitycznymi, zawierający liczne nerynee i dicerasy;

wapień biały, oolitowy z krzemieniami kształtu bochenkowatego o średnicy paru decymetrów utworzonymi z warstw koncentrycznych białego i czarnego krzemienia (tzw. „pasiaste krzemienie“ lub „salcesony“). Konkrecje ułożone są warstwowo i najliczniejsze w dolnej części warstwy;

wapienie białe, zbite, drobnopylaste z krzemieniami pasiastymi, jak wyżej, skupionymi w górnej części warstwy;

wapienie białe lub rzadziej jasnobrązowe, płytkowe, drobnopylaste lub oolitowe;

wapień szarozółtawy, detrytyczny z domieszką oolitu i grubych ziarn grochowca. Licznie występują w nim drobne otoczaki ciemnoszarego wapienia.

Profil powyższy ustaliłem na podstawie wychodni w okolicach Bałtowa.

W kierunku północno-zachodnim, pod Siennem i Ilżą, zaznacza się wyraźna zmiana w charakterze i rozłożeniu krzemieni. Zjawiają się mianowicie wśród krzemieni pasiastych i krzemienie czarne, bochenkowate z bardzo słabo zaznaczoną pasiastością lub nawet całkowicie jej pozbawione.

Cała miąższość astartu środkowego wynosi 15—22 m. Profil ten, z wyjątkiem dwóch najniższych warstw, obserwowałem w ścianie kamieniołomu wapiennika w Skarbce przy ujściu do doliny Kamiennej wąwozu Splawy. Na prawym brzegu rzeki skały te odsłaniają się również, ale znacznie mniej wyraźnie, na skutek zalesienia tego zbocza doliny.

Między Skarbką a Ponikiem górną część lewego zbocza doliny budują skały astartu środkowego, mianowicie dwie najniższe warstwy: wapień detrytyczny i wapień płytkowy.



W Kolonii Wólka Bałtowska przy drodze biegnącej od tej wsi do Ponika, w pierwszej studni, idąc od Ponika, na północnym krańcu wyżyny lessowej Bałtowskich Gór przebito kompleks skał dolnoastarckich. Odslaniają się one na powierzchni w Wólce Bałtowskiej, gdzie wychodnia przecina skośnie dolinę Wołanki. Tu na lewym jej zboczu tuż przed północno-zachodnim narożnikiem płatu lessu Bałtowskich Gór sypie się biały, drobnopylasty i oolitowy wapień z krzemieniami pasiastymi. Są tu obok stare, zarzucone kamieniołomy, założone dla wydobycia surowca do pieca wapiennego, z którego pozostały tylko kupy rumowiska. Drugi taki piec ze śladami kamieniołomów znajduje się w północnej części wsi Eugeniów. Tam również natrafiłem na krzemienie pasiaste wśród wapieni białych, drobnopylastych i oolitowych. Między tymi dwoma kamieniołomami w Wólce Bałtowskiej i w Eugeniowie sypią się na polu i w zboczach krótkiego, płaskiego wąwozu, uchodzącego do doliny Wołanki od zachodu, skały astartu środkowego z krzemieniami pasiastymi.

Na wschód od Eugeniowa urywają się na skutek przykrycia przez osady plejstoceńskie, wychodnie omawianych poziomów jury.

W studniach w Starym Olechowie, po zachodniej stronie szosy, natrafiono na wapień z pasiastymi krzemieniami; wychodnia zatem tych warstw przebiega na południe od tej wsi.

W Karolewie są kamieniołomy i piec wapienny. W łomach, leżących po południowej stronie drogi, biegnącej z Olechowa do Krzyżanówki, widać biały wapień środkowoastarcki z bochenkowatymi krzemieniami pasiastymi i czarnymi.

W południowej części wsi Dąbrowa w studni zachodniej i w Rybicyźnie w studni drugiej, na wschód od granicy arkusza Solec, natrafiono również na skały tego wieku.

Wreszcie na arkuszu Iłża w kamieniołomie przy piecu wapiennym w Błazinach, o 2 km na południe od Iłży, występują wapień biały drobnopylasty i oolityczny z krzemieniami pasiastymi. Opisał już to odsłonięcie Lewiński (1902, str. 23).

Część osadów astarckich, wydzielonych na mapie jako astart górny, nie różni się zbyt od niżej leżących. Profil ich zsyntetyzowany na podstawie odsłonień sztucznych i naturalnych na arkuszu Solec, głównie między Siennem i Bałtowem, przedstawia się następująco (od góry):

- Wapień jasnobrązowy, drobnopylasty, przekładany z oolitowym;
- wapień biały oolitowy z neryneami;
- wapień oolitowy gruboziarnisty;
- wapień biały i kawowy drobnopylasty, płytkowy;
- wapień drobnopylasty i oolitowy, drobnoziarnisty, z konkrecjami czarnego i brązowego krzemienia;

wapień żółtawy z ziarnami oolitów z rzadka i nierównomiernie w skale rozrzuconymi, skupionymi w ławice. Zawiera on czarne i brązowe, rzadziej żółte konkretne krzemienia;  
wapienie białe oolitowe i drobnopylaste;  
wapienie oolitowe, grochowcowe przekładane z drobnopylastymi;  
wapienie białe i brązowawe drobnopylaste.

Powyższy profil ma charakter orientacyjny. Należy przyjąć, iż czarne i żółtawe krzemienie mogą występować i w innych niż tu podałem poziomach astartu górnego, jak na to wskazuje odsłonięcie leżące na północny zachód od szosy Ostrowiec—Sienno oraz w Ilży.

Mięszość astartu górnego wynosi około 100 m.

Najniższa z wymienionych warstw ma około 30 m grubości i odsłania się w szczycie ściany kamieniołomu wapiennika w Skarbce. Następnie odsłaniają się one w prawym zboczu doliny Wolanki, między folwarkiem Wólka Bałtowska i Trzemchą Górną oraz w studniach Kol. Wólka Bałtowska. Dalej w studniach w Wólce Trzemeckiej, w Trzemsze Górnej (studnia południowa z dwóch zaznaczonych na mapie), w Leśniczówce i Olechowie Nowym. Na polach tych wsi są liczne drobne kamieniołomy obsługujące kilka pieców wapiennych, gdzie łamią wapień górnoastracki. Do tych warstw należą również skały odsłonięte w kamieniołomach w Karolowej, leżących po północnej stronie drogi z Olechowa do Krzyżanówki.

Następne odsłonięcie jest dopiero we wsi Dąbrowa, na zachód od Grabowca, w studni położonej na końcu wschodnim południowej ulicy tej wsi. Występuje tu na głębokości od 2 do 38 m wapień twardy, drobnopylasty z odciskami małżów oraz wapień oolitowy. W wapieniach tych tkwiły konkretne brązowego krzemienia.

We wsi Kaniosy, w studni położonej o 100 m na wschód od skrzyżowania ulicy wiejskiej z drogą idącą od Podkońc do Rybiczyny, odsłania się na głębokości od 7 do 29 m wapień drobnopylasty, z rzadko rozsianymi ziarnami oolitu, z neryneami i trygoniami, z konkretnymi krzemienia w dolnej części studni.

Podobnie w Podkońcach, w dwóch studniach pierwszych na wschód od granicy arkusza Solec i Ilża, pod metrową warstwą osadów plejstocennskich znajdują się wapienie drobnopylaste i oolitowe, z konkretnymi czarnego krzemienia.

Następne ku zachodowi są odsłonięcia pod Ilżą. Góra Zamkowa w Ilży była wielokrotnie opisywana. Na terenie parku i w zboczu doliny Ilżanki u stóp parku są widoczne wapienie białe i szarawe, drobnopylaste i oolitowe, przekładane warstwami muszlowców. Znalazłem wśród nich, czego nie podają poprzedni badacze, bardzo nieliczne konkretne czarnego krzemienia. Przemawiałoby to więc za zaliczeniem skał budujących Górę

Zamkową w Itży do astartu, zgodnie z opinią Lewińskiego (1902, str. 31, 32), niezgodnie zaś z poglądami Samsonowicza (1932<sup>b</sup>, str. 192), który zaliczył je prowizorycznie do kimerydu dolnego.

Odsłonięcia astartu są jeszcze widoczne na lewym brzegu Itżanki i w wąwozie Żuchowiec, pod Pakosławiem i pod Polanami. Do opisu tych wychodni podanego przez poprzednich badaczy, Lewińskiego (1902, str. 22—24) i Samsonowicza (1932<sup>b</sup> str. 192) nie mam nic do dodania.

Tak prześledzone wychodnie osadów astartu przedstawiają kompleks dobrze odgraniczony od dołu. Granica rauraku i astartu przypada na górną granicę skał skrzemionkowanych, która jest jednocześnie dolną granicą oolitów. Od góry omawiany kompleks nie jest tak ostro odgraniczony. Możliwość rzec analogicznie jak poprzednio: granica astartu i kimerydu przypada na górną granicę krzemieni i dolną granicę margli. Jednak krzemienie nie występują w sposób ciągły na większych obszarach w tych samych warstwach, a margle nie są ostro odgraniczone pod względem petrograficznym od skał wapiennych astartu i zazębiają się z nimi na znacznej przestrzeni w profilu pionowym warstw.

### Kimeryd i Bonon

Zacznę rozpatrywanie wychodni skał tego wieku w kierunku przeciwnym niż dotychczas, to znaczy najpierw omówię północno-zachodni ich kraniec, gdyż tam kimeryd i bonon jest najpełniej wykształcony.

W klasycznych odsłonięciach pod Itżą warstwy młodsze od skał górnostarckich odsłaniają się w obu zboczach doliny Itżanki, na północny wschód od Góry Zamkowej w Itży.

W zboczach krótkiego wąwozu lewobrzeżnego, położonego o 600 m na północny zachód od ruin zamku, sypie się rumowisko wapienia drobno-pylastego, płytkowego, z ławicami drobnoziarnistego oolitu.

We wcięciu szosy, idąc z Itży do Prędocina, w prawej krawędzi doliny widać skalę dobrze uwarstwioną złożoną z naprzemianległych warstw wapieni drobno-pylastych, zbitych margli płytkowych z ławicami muszlowców, ilów i wapieni oolitycznych.

Idąc drogą polną, biegnącą ponad krawędzią doliny od tego przekopu ku północnemu wschodowi, natrafiamy na szereg drobnych łomów, w których wydobywany jest marglisty wapień muszlowcowy zawierający drobne ziarna oolitu. Minąwszy kościół Panny Marii, dochodzimy do drogi przecinającej w poprzek dolinę Itżanki i wcinającej się w krawędź doliny. Odsłaniają się tu margle szarozielonawe, zbite, z ławicami ostrzyg lub innych małżów. Znalazłem wśród nich niewielki okaz *Perisphinctes* sp. Poczynając od tego miejsca ku północnemu wschodowi, wzdłuż

doliny, odsłaniają się przeważnie ily margliste, rzadziej margle szare, z cienkimi parocentymetrowymi ławicami twardych zlepów ostrygowych. Zajmują one około 1,5 km szeroki pas wychodni, zaznaczający się w morfologii terenu płaskimi, zabagnionymi obniżeniami. Istnieje więc wyraźna dwudzielność kompleksu warstw kimerydzkich, którą możnaby ująć następująco:

Kimeryd górny: Ily margliste szare z wkładkami margli, rzadziej wapieni marglistych z ławicami twardych zlepów ostrygowych. Wychodnie ich występują na przestrzeni od drogi przecinającej dolinę w poprzek, kilkaset metrów na północ od kościoła Panny Marii, do osiedla Wójtostwo.

Kimeryd dolny: Margle i wapienie margliste szarozółtawe, przeważnie drobno uławicone, z muszłowcami, wśród których zdarzają się ławice ostrygowe. Skąły te zawierają rzadko rozsiane oolity. Przecinają one dolinę na przestrzeni od wyżej wspomnianej drogi, na północ od kościoła Panny Marii biegnącej, aż do Góry Zamkowej w Ilży.

Należy jeszcze dodać, że nieliczne ziarna oolitów zostały stwierdzone w kilku przypadkach w muszłowcach górnokimerydzkich. Powszechne występowanie oolitów cechuje jednak tylko kompleks osadów dolnokimerydzkich. Miąższość całego kimerydu w powyższym profilu wynosi około 300 m. Granica dolnego i górnego kimerydu przypada w połowie miąższości.

Nie uwzględniłem tu najwyższych warstw kimerydu, które są specjalnego typu i omówię je osobno.

Przebieg wychodni dolnego i górnego kimerydu da się prześledzić na północny zachód i południowy wschód od Ilży. Dobrze odsłonięcie obserwowałem w kamieniołomie przy drodze z Pakosławia do Ilży znajdującym się o około 1 km na południowy wschód od Pakosławia. Występują tam szarozółte wapienie oolityczne z muszłowcami. W licznych drobnych łomach na grzbieciku o 0,5 km na północny wschód od Pakosławia, wydobywają żółte, twarde zlepy muszłowe z ostrygami. Przy drodze ze Starosiedlic do Pakosławia, 1 km od pierwszej z tych miejscowości, w starym łomie widać zlepy muszłowe i margle oolityczne.

Górny kimeryd na północny zachód od Ilży zajmuje obszar wsi Krzyżanowice, Gaworzyna, Głodna Wólka i folwarku Pomorzany. Wszędzie tam występują, widoczne głównie w rowach przydrożnych i w studniach, siwe ily margliste. Nie są one nigdzie dobrze odsłonięte na powierzchni, gdyż nie zawierają skał użytecznych, z wyjątkiem warstw granicznych kimerydu i bononu, które później omówię.

Na wschód od Iłży skały kimerydzkie obserwowałem we wsi Prędocin. W studni przy szkole, na zachodnim końcu wsi, natrafiono na siwe iły z przerostami twardego marglu.

W Podkońcach pas wychodni kimerydu przecina w poprzek ulicę wiejską. W studni trzeciej ku wschodowi od granicy arkusza Iłża i Solec natrafiono na wapień marglisty, z rzadko rozszanymi ziarnami oolitów. W studni czwartej występuje margiel biały. Obie te studnie weszły więc w dolny kimeryd, gdy dalej ku wschodowi położone studnia piąta i szоста miały już w dnie sinawożółty ił kimerydu górnego.

W Rybicyźnie, w ostatniej ku wschodowi zagrodzie, natrafiono na taki sam biały margiel, jak i w czwartej studni w Podkońcach.

Dalej aż do Sienna brak jest odsłoneń naturalnych warstw kimerydzkich i żadna ze studzien na nie nie natrafiła. Jedynie znaleziono je w kilku szybikach robót poszukiwawczych na fosforyty (Pożaryski, 1947).

Przy drodze z Modrzejowej Wólki do Grabowca, wzdłuż której prowadzono fosforytowe roboty poszukiwawcze, natrafiono w szybiku odległym o 650 m od zabudowań osady Grabowiec (szybik A, linia szybików Nr 40, tabl. X, str. 23) na szare iły i margle płytowe górnego kimerydu. W następnym szybiku, odległym o 715 m, znajdowały się zlepy muszlowe, wreszcie w trzecim, 750 m od Grabowca, były margliste, żółte wapienie z muszlami małżów i oolitami — kimeryd dolny.

W Krzyżanówce (linia szybików Nr 39, szybik A, tabl. IX, str. 23) w szybiku natrafiono na siny ił górnokimerydzki. Następnie, wiercenie wykonane nieco dalej ku wschodowi, na terenie zabudowań dworu Sienienieńska Wola, według relacji wiertacza zebranej przez doc. Sujkowskiego, przebiło następujące warstwy:

0 — 1,5 m	glina — Plejstocen	
1,5 — 2,0 „	ił zielony, czarny, żółty, czerwony — Wietrzelina osadów cenomanu	
2,0 — 10,0 „	piasek żółtobiały — Alb	
10,0 — 12,5 „	tlusty ił czarny	} Kimeryd górny
12,5 — 13,5 „	skała twarda czarna	
13,5 — 24,0 „	na przemian ił czarny i czarny kamień, na dnie szczeliny w warstwach kamienia	

Wychodnie kimerydu w najbliższych okolicach Sienna oraz we wsiach położonych na południowy wschód od niego aż do doliny Kamiennej były już szczegółowo opisane przez Samsonowicza (1932<sup>b</sup>, str. 188—9), który znalazł je w odkrywkach naturalnych i profilach wielu studzien.



Badania prowadzone przez doc. Sujkowskiego i moje potwierdziły na ogół wnioski tego autora, modyfikując jedynie przebieg granic wychodni warstw kimerydu w niewielkim bardzo stopniu. Na obszarze tym wszędzie, ponad żółtawoszarymi marglami oolitycznymi dolnego kimerydu, spoczywają siwe ily i margle z ławicami twardego muszłowca, należące do kimerydu górnego.

Na południe od Kamiennej odsłania się kimeryd dolny w Skarbce Górnej. W miejscu, gdzie droga idąca z północy, po przejściu mostu mija młyn i wspina się na prawe zbocze doliny między zabudowaniami tej wsi, odsłania się w dnie drogi zlepek ostrygowy, szarozółty, ciemny, z rzadko rozsianym drobnym oolitem. Na tym kończą się wychodnie kimerydu na arkuszu Solec.

Na arkuszu Opatów wychodnie były szczegółowo opisane przez Samsonowicza (1932<sup>b</sup> i 1934). Badania moje potwierdziły wnioski dotyczące stratygrafii kimerydu na tym arkuszu, uzupełniając je w szczegółach.

Wiercenie wykonane w okolicach Brzozowej (dla odcinka Chałupki—Ożarów korzystam częściowo z materiałów zebranych przez inż. A. Białaczewskiego i p. M. Szelażek-Pajchłową) przebiło pod piaskami albu dziesięciometrowy kompleks osadów górnokimerydzkich, a mianowicie:

- 79,00—79,60 m szary il twardy z nielicznymi *Exogyra bruntrutana*;
- 79,60—80,00 „ szary il marglisty z ławicami marglu z ostrygami;
- 80,00—81,70 „ szary muszłowiec marglisty z *Exogyra bruntrutana*;
- 81,70—83,50 „ szary, twardy drobnoziarnisty muszłowiec;
- 83,50—86,00 „ szary il marglisty;
- 86,00—86,50 „ szary muszłowiec twardy, drobnoziarnisty;
- 86,50—87,95 „ szary il marglisty;
- 87,95—89,10 „ szary il marglisty z licznymi skorupkami ostryg.

O kilometr na zachód od punktu wiercenia, ściślej 200 m na zachód od stawu leżącego na zachodnim końcu wsi Chałupki, w rowie na polu odsłania się szary il marglisty górnego kimerydu. Dalej ku południowi osady kredowe leżą bezpośrednio na dolnym kimerydzie. Opisane przeze mnie odsłonięcia jury w szybiku (1947, str. 17, tabl. VIII, linia szybików Nr 31 szybik A) oraz w świeżo kopanych studniach na terenie kopalni fosforytów pokazały pod piaskami albu margiel szarozółty z małżami (*Trigonia* sp., *Exogyra* sp.) i z rzadka rozsianymi ziarnami oolitu. W Duranowie na linii szybików Nr 28 (l. c., str. 17, tabl. VIII, szybik A) pod piaskami albu natrafiono na twardy margiel jasnoszary ze skorupkami ostryg i z rzadko rozsianymi ziarnami oolitu. W sąsiedniej studni (ostat-

niej ku wschodowi we wsi Duranów, 29 m na północny zachód od szymbika A) był profil następujący (według relacji studniarza):

- 0 — 1,0 m piasek żółty — Plejstocen
- 1,0 — 2,0 „ piasek kwarcowo glaukonitowy — Alb
- 2,0 — 3,5 „ muszlowiec bardzo twardy — Kimeryd
- 3,5 — 7,6 „ mulek sinoniebieski, ciemny, bardzo twardy — Kimeryd.

Najniższa warstwa jest prawdopodobnie marglem. Czy powyższe utwory kimerydzkie Duranowa należą jeszcze do kimerydu dolnego, czy już do górnego trudno mi na razie rozstrzygnąć. Za przynależnością do dolnego poziomu świadczy obecność szarych margli i ilów marglistych, do górnego zaś występowanie oolitów. Za argument ważniejszy uważam pojawienie się ilów, które w profilu kimerydu pod Ilżą cechują górny kimeryd i do tego poziomu zaliczam powyższe utwory w Duranowie.

Na tym kończy się występowanie skał górnokimerydzkich. Między Duranowem a Zawichostem nigdzie na nie nie natrafiłem, zgodnie z obserwacjami poprzednich badaczy.

Przejdę teraz do rozpatrzenia najwyższych warstw kimerydu i utworów bonońskich, które się z nimi łączą. Utwory te na badanym terenie występują w dwóch rejonach: na północy pod Ilżą i Wierzbicą i na południu w antyklinie Rachowa.

Najbardziej znany jest północny rejon. W szeregu drobnych łomów, między Chwałowicami pod Ilżą i Zalesicami pod Wierzbicą, występują nad ilami marglistymi górnego kimerydu zlepki muszlowe, a nad nimi wapienie żółte. Odsłonięcia te były parokrotnie opisywane i dyskutowane przez Lewińskiego (1902 i 1912), Samsonowicza (1926<sup>b</sup>, 1932<sup>b</sup> i 1934), Łuniewskiego (1936) i Różyckiego (1939). Pomiędzy poglądami tych autorów istnieją dość znaczne niezgodności, zarówno co do wykształcenia i następstwa warstw, jak i interpretacji ich wieku. Nie przesadzając tej ostatniej kwestii podam kilka uzupełniających danych dotyczących stratygrafii najmłodszych warstw jury na tym obszarze.

Najobszerniejszy opis łomów w Koloniach Ilżeckich koło Chwałowic dał Samsonowicz (1932<sup>b</sup>, str. 194) podając następujący profil:

- Zlepki muszlowe górne, złożone z ułamków skorup małżów, przeważnie ostryg i terebratul. Zawierają one domieszkę ziarn kwarcu; margle żółtawe miękkie z ziarnami kwarcu i drobnymi otoczkami lidytu;
- zlepki muszlowe dolne, twarde, silnie scementowane.

Na polu, na północ od wychodni górnych zlepek, znajdowałem liczne ułamki żółtego wapienia i okazy wielkich nerynei. Istnieje więc tu, podobnie jak i w łomach Krzyżanowic na północny zachód od Kolonii

Ilżeckich leżących, warstwa wapienia neryneowego na zlepach. Na północ od rumoszu wapieni sypały się już tylko piaskowce albu, nigdzie natomiast na całym pasie wychodni osadów najwyższej jury nie stwierdziłem na północ od wapieni neryneowych zlepów muszlowych.

Zlepy górne posiadały widoczną w łomach grubość 1 m. Margle pod nimi leżące były 0,8—1 m grube, dolne zaś zlepy posiadają miąższość co najmniej 1,4 m.

O 1,5 km na północny zachód od tych odsłoneń jest lom w Maleniach opisany ostatnio przez Samsonowicza (1932<sup>b</sup>, str. 194—5). Jest tu profil analogiczny do poprzedniego; stwierdziłem tu od góry:

- 0,5 m rumowisko żółtych wapieni z neryneami;
- 2,0 „ zlepek (górny) biały z licznymi ziarnami kwarcu i otoczkami lidyty;
- 0,3 „ piaskowiec marglisty glaukonityczny z otoczkami lidyty;
- 0,3 „ zlepek twardego (dolny).

Na polu, tuż na północ od łomu, leży rumowisko wapienia brązowego, twardego, być może spoczywającego na wapieniu neryneowym.

O 0,5 km na północny zachód znajduje się lom dworu w Krzyżanowicach, w którym dobrze widoczne są wapienie żółte. Profil warstw jurajskich jest tu następujący (od góry):

- 0,8 m wapienie żółte z neryneami i otoczkami czarnych lidytów;
- 0,2 „ piaskowiec i piasek glaukonitowy;
- 1,0 „ zlepek ostrygowy z ziarnami piasku i otoczkami lidyty (zlepek górny);
- 0,5 „ piaskowiec marglisty glaukonitowy (odpowiadający margłowi piaszczystemu, oddzielającemu zlepek górny od dolnego).

W studni, po południowo-wschodniej stronie łomu położonej, obserwowałem następujący profil:

- 0 — 0,6 m piaszczysta glina zwałowa — Plejstocen
- 0,6—3,1 „ il brązowy — Neokom?
- 3,1—4,3 „ piasek glaukonitowy, słabo scementowany — Kimeryd?
- 4,3—6,0 „ zlepek muszlowy — Kimeryd
- 6,0—7,2 „ szary ciemny il marglisty — Kimeryd.

Mamy więc tu przebitą spąg zlepów, które spoczywają bezpośrednio na szarych ilach stanowiących najpospolitszą skalę w górnym kimerydzie tych okolic.

Odsłonecia w łomach położonych na polach wsi Krzyżanowice, na północ od niej, nie przynoszą już nic nowego. Do opisu pozostałych punktów odsłoneń tych warstw, przede wszystkim w okolicach Zalesic i innych nie mam nic nowego do dorzucenia.

Profil więc warstw górnego kimerydu i bononu, jak wynika z powyższych odsłoneń, jest następujący:

Miąższość	Charakter skały	Piętro
?	Wapienie brunatne	Bonon?
± 2 m	Wapienie żółte z neryncami i z otoczkami lidyków.	Bonon
1—2 m	Zlepy muszlowe (górne) piaszczyste z otoczkami lidyków, z niestałą warstewką piasku glaukonitowego w stropie.	Kimeryd górny
0,5—1 m	Piaskowiec marglisty lub margiel z otoczkami lidyków.	„
1,7 m	Zlepy muszlowe (dolne) twarde.	„
znaczna	Il szary marglisty.	„

Profil ten odpowiada dość dobrze profilowi omówionemu przez Różyckiego (1939, str. 53). Wymieniane przez niego szare margle leżące w stropie wapieni neryneowych znajdują się w analogicznej sytuacji stratygraficznej, jak moje wapienie brunatne<sup>1)</sup>. Wiek warstw przyjąłem zgodnie z poglądami Lewińskiego (1912) zmodyfikowanymi przez Samsonowicza (1932<sup>b</sup>, str. 196—201). Łuniewski (1936, str. 126—7) wyraża inny pogląd, zaliczając wszystkie te utwory, łącznie z wapieniami neryneowymi do kimerydu górnego. Wynika to z jego założenia, zgodnego z poglądami Lewińskiego, że wapienie te stanowią wkładkę w zlepych muszlowych, co już kwestionował Samsonowicz (1932<sup>b</sup>, str. 200), a co ostatecznie obaliły badania Różyckiego (1939, str. 53) i moje.

Najbardziej na wschód wysuniętym punktem występowania wychodni kimerydu i bononu, nie tylko na badanym obszarze ale i na terenie całych Gór Świętokrzyskich, jest antyklina Rachowa. Samsonowicz, który

<sup>1)</sup> Przepuszczalnie w tej samej sytuacji znajdują się wapienie dolomityczne znalezione przez Samsonowicza (1932, str. 194 i 201) w Chwałowicach w spągu osadów kredowych. Stosunek wzajemny wapieni brunatnych, szarych margli i wapieni dolomitycznych bononu nie jest na razie wyjaśniony.

był odkrywcą i jedynym prawie badaczem tej antykliny, tak przedstawił stratygrafię warstw jurajskich Rachowa (1926<sup>b</sup>, str. 54—55):

- d) seria górna — zlepy z drobnymi małżami i ślimakami — Bonon?
- c) seria margli i ilów marglistych z częstymi wkładami wapieni i zlepow wapiennych — Kimeryd środkowy (warunkowo)
- b) ily margliste exogyrowe z wkładami margli zbitych i zlepow wapiennych — Kimeryd dolny
- a) „wapienie sine“ (z otworu świdrowego w Rachowie);  
Astart — Raurak?

W pracy swej (1934, str. 41) Samsonowicz zalicza bez zastrzeżeń zlepy serii górnej (d) do bononu i mówi: „Leżą one niezgodnie na marglach dolno kimerydzkich“.

Stratygrafia warstw tych przedstawia się, według moich badań następująco<sup>1)</sup>: (od góry):

- Nr 6. Margle i lupki jasnobrązowe z bogatą fauną małżów i ślimaków z całkowicie zresorbowanymi skorupkami, miejscami piaszczyste, zawierające w górnej części wkłady twardego wapienia marglistego, białego lub żółtego z ziarnami lidytu. Miąższość 5—6 m — Bonon;
- Nr 5. piaskowiec jasnobrązowy o lepszczu wapienno-krzemionkowym; miąższość 5 cm — Kimeryd górny;
- Nr 4. zlepy ostrygowe z trygoniami, z ziarnami piasku kwarcowego i z drobnymi otoczakami lidytoów. Zawierają one ławice ilów marglistych; miąższość 5—8 m — Kimeryd górny;
- Nr 3. margle jasnobrązowe, zwarte lub miękkie przechodzące partiami w il marglisty ze śladami po zresorbowanych skorupkach małżów, miąższość 9—11 m — Kimeryd górny;

<sup>1)</sup> W czasie druku niniejszej pracy porobiłem nowe obserwacje, które poniższy profil modyfikuje. Mianowicie inż. J. Jęczalik wykonała uprzejmie w Laboratorium Chemicznym P. I. G. analizy dwóch skał opisywanych warstw:

warstwa Nr 6 (lupki)	warstwa Nr 3 (margle)
CaCO <sub>3</sub> ..... 37,82 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>	48,21 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>
MgCO <sub>3</sub> ..... 27,69 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>	34,13 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>

Wynika z tego, iż skały nazwane w opisie profilu, jak również i w dalszym ciągu tekstu pracy oraz na mapach i tablicach poza tekstem, lupkami warstwy Nr 6 i marglami warstwy Nr 3 są właściwie dolomitami marglistymi.

Powyższe odkrycie potwierdza poglądy wypowiedziane przez Samsonowicza (1932, str. 201—202) a poprzednio już przez Sujkowskiego, iż dolomitowa facja bononu zapanaowuje na terenach leżących na wschód od Gór Świętokrzyskich. Widać jednak iż dolomityzacja osadów objęła już i wcześniejsze poziomy, gdyż zjawia się ona w osadach antykliny Rachowa w górnym kimerydzie.

- Nr 2. wapień muszlowy żółty, przekładany iłami marglistymi. Obie te skały zawierają bardzo liczne terebratule. Miąższość 7—10 m — Kimeryd górny;
- Nr 1. ił marglisty ze skorupkami ostryg, miejscami skupionymi w ławice twardego zlepu ostrygowego, miąższość ponad 10 m — Kimeryd górny.

Wynika więc z tego zestawienia, iż cała miąższość odsłoniętych warstw jurajskich wynosi tu około 40 m.

Profil mój podobny jest w ogólnym zarysie do ustalonego przez wyżej cytowanego autora, jest jednak szczegółowszy od tamtego. Poszczególne odsłonięcia na wychodniach jury w antyklinie Rachowa wiążę z profilem syntetycznym odmiennie niż cytowany autor na skutek zupełnie innej, nowej koncepcji tektonicznej warstw jurajskich budujących jądro antykliny.

Najstarsze warstwy Nr 1 odsłaniają się w środkowej części brachy-antykliny. Dobrym odsłonięciem jest w dnie doliny Rachówki podcięcie zbocza przez strumyk na wschodnim skraju lasu. Widać tu parometrową ścianę brązowych iłów marglistych, w których tkwią luźno dobrze zachowane skorupki *Exogyra bruntrutana*. Iły te widać następnie o 1 km na południowy wschód od tego odsłonięcia w drodze przecinającej oś dolinki, a biegnącej z Annapola na północ. W obu tych odsłonięciach prócz iłów i luźno rozrzuconych ostryg, widoczne są ławice parocentymetrowej grubości zlepu wapnistego, ze skorup tych ostryg złożonego.

Idąc drogą ku górze, na południe do Annapola, widać w rowie przydrożnym o 130 m od krzyża na dnie doliny kontakt warstw Nr 1 iłów ostrygowych z iłami obfitującymi w terebratule (warstwa Nr 2). W miejscu, gdzie droga ta mija rzeźnię i wchodzi do miasta, powierzchnia jej utworzona jest miejscami ze zlepu muszlowego, w którego skład wchodzi same prawie terebratule tworzące tu rodzaj bruku.

Warstwa Nr 2, obfitująca w twarde ławice, zajmuje stosunkowo znaczne obszary wychodni. W niej są głębione wszystkie studnie w północnej połowie miasta. Odsłania się ona również na skrzyżowaniu drogi łączącej północną część miasta Annapola i Jakubowice z rowem ograniczającym od zachodu las dworu w Rachowie. Tu we wcięciu rowu widać skalcytowane zlepy utworzone z terebratul i wielkich ostryg. Na północnym skłonie antykliny ily ze zlepani ostrygowymi odsłaniają się w postaci rumoszu, widocznego pasem na południe od Nowej Wsi, w prawym zboczu doliny Rachówki w odległości około 100 m od łożyska potoku.

Warstwa Nr 3 jest mało charakterystyczna. Wyróżniałem ją stosując kryterium negatywne. Tworzą ją ily, bądź margle barwy brązowej różniące się od niżej leżących tylko brakiem fauny zachowanej ze skorupami.

Nieliczne skamieniałości zachowane są tylko w twardych partiach i to w postaci próżni po skorupkach. Najlepiej odsłania się ona w urwisku brzegu wiślanego w Jakubowicach, w północnej połowie wsi, na południe od ujścia dolinki Rachówki. Urwisko brzegowe jest tu zbudowane z warstw dość twardego, szarawobrązowego marglu oraz twardych iłów bezwapiennych. W stropie widać warstwę zlepu muszlowego (warstwa Nr 4).

Warstwa Nr 4 — zlepu ostrygowy — jest skałą dobrze się wyróżniającą od pozostałych drobnopylastych osadów i dlatego kartowanie jej wychodni nie powodowało nigdzie wątpliwości. Najbardziej znane i opisane przez Samsonowicza (1926<sup>b</sup>, str. 51) odsłonięcia tych skał obserwować można w Jakubowicach, w urwisku brzegowym doliny Wisły oraz w drobnych łomach położonych w sąsiedztwie zabudowań tej wsi. Są to skały porowate, o wyglądzie gąbczastym, utworzone z pokruszonych skorup ostryg i innych małżów, scementowanych lepiszczem wapiennym i marglistym i zawierające domieszkę ziarn kwarcu przezroczystego i ciemnego, zadymionego oraz rzadziej otoczaki czarnych litydów. Bywają w nich wkładki szarych, żółtawych margli. Warstwa ta widoczna jest na całym, z niewielkimi przerwami, obwodzie brachyantykliny Rachowa. Wykształcona ona jest wszędzie jednakowo, jedynie udział wkładek marglistych jest różny. We wkładkach tych znalazłem dobrze zachowane okazy *Exogyra bruntrutana* i *Exogyra virgula*.

Samsonowicz (1926<sup>b</sup>, str. 51; 1934, str. 40—41) dzieli wychodnie tych skał na dwie różne grupy, zaliczając zlepy Jakubowic do kimerydu dolnego, zlepy zaś wschodniego końca brachyantykliny z okolic cmentarza w Annopolu do bononu. Przyjąłem odmienny od powyższego pogląd, mianowicie, iż mamy tu do czynienia z jedną facjalnie i wiekowo warstwą osadu, opierając się na drobiazgowo prześledzonej ciągłości wychodni. Doprowadziło ono mianowicie do wniosku, że wszędzie zlepy tego typu mają w spągu margle z zachowaną fauną bez skorup oraz w stropie nie wszędzie widoczną cienką warstewkę piaskowca i wyżej żółte margle i lupki przeławiczone wapieniami. Różnice petrograficzne między zlepy z Jakubowic i z okolic cmentarza na południe od Rachowa, podkreślane przez Samsonowicza, zdaniem moim nie istnieją.

W brzegu doliny Wisły pod Jakubowicami, kilkadziesiąt metrów na północ od południowego końca wychodni skał jurajskich, w dnie niewielkiej płaskiej synkliny, widać na zlepych ostrygowych (warstwa Nr 4) pięciocentymetrową warstewkę piaskowca o lepiszczu wapiennym (warstwa Nr 5), a na nim około metrowej grubości warstwę szarozółtego łupku (warstwa Nr 6). Podobne następstwo warstw obserwowałem na granicy wychodni jury od Jakubowic do zachodniego krańca Annopola. Co do wychodni warstwy Nr 5 na północno-wschodnim zboczu antykliny, nic pewnego obecnie nie mogę powiedzieć, natomiast warstwa Nr 6 jest

tam dobrze rozwinięta. Szybik założony przy szosie do Świeciechowa, 300 m na północ od zakrętu szosy w Nowej Wsi, natrafił na głębokości 8,3 m pod piaskami albu na wapień biały i jasnożółty, brunatny po wierzchu, i był głębiony, nie przebijając wapienia, do głębokości 8,85 m. Wzdłuż wychodni w Nowej Wsi i Rachowie między pasem występowania zlepu ostrygowego (warstwa Nr 4) i piaskami oraz piaskowcami albu sypie margiel miękki, lupkowy oraz płyty i płytki wapienia szarozółtego, jasnego.

Po wschodniej stronie cmentarza w Annopolu odsłania się pod piaskami albu wapień twardy z ziarnami piasku kwarcowego i lidytu, niżej łupek marglisty, miejscami silnie piaszczysty. Odkrywki są tu płytkie, tak że spąg warstwy Nr 6 nie jest odsłonięty.

Wnioski co do wieku warstw, podane w wyżej przytoczonym profilu syntetycznym, odbiegają dość wyraźnie od dotychczas przyjmowanych. Swoją poglądy opieram na podobieństwie wykształcenia i następstwa osadów okolic Rachowa do okolic Ilży. Wapienie neryneowe Lewińskiego z Zalesia i Krzyżanowic są skałą podobną do wapiennych wkładek w marglach warstwy Nr 6 w Rachowie. Przypominam, że w wyżej opisanym szybiku w Nowej Wsi stwierdziłem 55 cm grubą ich warstwę, nie osiągając spągu. Nie mam niestety na razie podstaw do przeprowadzenia analogii faunistycznych; podobieństwo petrograficzne podkreśla obecność otoczków lidytu w jednych i w drugich.

Wapienie bonońskie oddziela od zlepow piaskowiec obecny zarówno pod Ilżą, jak i w antyklinie Rachowa. Zlepy pokruszonych skorup ostryg są bardzo podobne z Jakubowic, Rachowa czy spod Ilży. Obecność w nich piasku z ziarnami zadymionego kwarcu, a przede wszystkim otoczków lidytu, decyduje o identyczności facjalnej, a najprawdopodobniej i czasowej powstania tych, tak specjalnych pod względem facjalnym utworów. O przynależności zlepow z Jakubowic do górnego kimerydu rozstrzyga fakt znalezienia formy przewodniej górnego kimerydu *Ex. virgula* w zlepowach Jakubowic pod Annopolem. Warstwy starsze od zlepow krzyżanowickich są tak podobne pod Ilżą i w Rachowie, że nie wymagają omówienia; podkreślę tylko, że w Rachowie, nie znalazłem oolitów. Potwierdza to mój pogląd, gdyż oolity cechują na całym północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dolny kimeryd, powinny leżeć więc o kilkadziesiąt metrów poniżej warstwy Nr 1.

Przesunięcie osadów jurajskich antykliny Rachowa do najwyższych warstw jury znanych na północno-wschodniej stronie Gór Świętokrzyskich nie wpływa prawie na zmianę poglądów na paleogeografię. Uwagi wypowiedziane na ten temat w odniesieniu do północno-zachodniego odcinka terenu, tyżące się okolic Ilży, odnoszą się więc również i do okolic Rachowa.



Mianowicie należy tu podkreślić, iż na całym zboczach północno-wschodnim masywu Świętokrzyskiego, zalew górnojurajski pozostawił dość jednolicie wykształconą i pozbawioną luk sedymentacyjnych serie osadów. Transgresja bonońska jest tylko fragmentem tego wielkiego zalewu, wahnięciem w długotrwałej fazie regresji zaczynającej się od początku kimerydu. Nie ma na razie podstaw do twierdzenia, że istniało wynurzenie na granicy kimerydu i bononu. Nic również nie wskazuje na to by antyklina Rachowa już w najwyższej jurze była obszarem mającym tendencję do podnoszenia się w stosunku do otoczenia. Ruchy podłoża odbyły dopiero w kredzie i pozostawiły wyraźne piętno na osadach ostatniego okresu ery mezozoicznej.

## KREDA

### Stan badań

Zagadnienie stratygrafii kredy na północnym wschodzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w ogólnych ramach uważam za wyczerpane. Dla pięter albu i cenomanu prace Samsonowicza (1926<sup>b</sup>, 1934) oraz moja (1947), a dla senonu moja praca (1938) zakończyły okres stwierdzania obecności lub braku ekwiwalentów poszczególnych pięter kredy po tej stronie Gór Świętokrzyskich. Również i główne podziały pięter mają ustalone swoje odpowiedniki.

Dalsze szczegółowsze rozpozniowywanie warstw kredowych nie jest tematem niniejszej pracy, z wyjątkiem warstw turonu, których wyżej wymienione prace nie obejmowały. Postaram się natomiast podać materiał faktyczny, który posłużył mi do skonstruowania obrazu kartograficznego warstw, bez którego obraz ten nie będzie miał na przyszłość trwałych podstaw. Jest to specjalnie ważne dla utworów kredowych, które zwykle nie różnią się na tyle między sobą, żeby tylko na podstawie cech petrograficznych można wychodnie ich kartować. Poprzednio przytoczyłem już wiele z tych danych i praca niniejsza jest właściwie dalszym ciągiem poprzednich.

Zwalnia to mnie z obowiązku ponownego omawiania szczegółowego literatury zagadnień poprzednio opracowanych. Pozostają mi jednak do zacytowania te opracowania, które dotyczą warstw turonu oraz terenów poza obrębem doliny Wisły leżących. Zacznę od północnego zachodu.

Badając utwory jurajskie Lewiński (1902) wspomina o występowaniu margli kredowych koło Jawora Soleckiego na arkuszu Solec. Następnie w późniejszej swej pracy (1906) omawia szczegółowo podłoże miasta Radomia, zaliczając występujące tam margle i piaski glaukonitowe do najwyższego senonu. Pierwszą notatkę o cenomanie w okolicy Ilży zawdzię-

czamy A. Łuniewskiemu (1926). Opracowanie jednak tych warstw ogłosił on dopiero w 1936 r. Przed ukazaniem się tego ostatniego, warstwy graniczne kredy i jury na całym badanym obszarze omówił Samsonowicz (1932<sup>b</sup>). W pracy tej po raz pierwszy wskazał on na istnienie osadów dolnokredowych na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

W r. 1939 opublikowałem notatkę o wychodniach albu i cenomanu na obszarze między Radomiem i rzeką Kamienną. Zamyka okres badań nad albem i cenomanem tych okolic niedawno wydrukowana moja praca (1947) poświęcona zresztą głównie złożu fosforytów.

Wychodniom turonu i senonu na północny wschód od Ilży poświęca nieco uwagi Łuniewski (1936). Wymienia on szereg miejscowości między Kazanowem i Rzecznowem, gdzie znalazł faunę senońską, z której wymienia tylko pachydyski i ananchyty. Oznacza on skały ze Stoków jako margle piaszczyste o charakterze siwaka, a spod Antoniowa — lekką opokę.

Wschodnią częścią badanego obszaru zajmował się głównie Łuniewski (1923) a następnie Samsonowicz (1923, 1926<sup>a</sup>, 1926<sup>b</sup>, 1932<sup>a</sup>, 1932<sup>b</sup>, 1934). Pierwszy z nich, opierając się na słusznej koncepcji Krisztafowicza (1897 i 1898) o tektonice Lubelszczyzny i Radomszczyzny przedstawił następująco stratygrafię turonu w rowie tarłowskim (od góry):

Warstwy z *Inoceramus annulatus* i *In. brongniarti* — Turon środkowy i górny.

„ ze *Spondylus spinosus* — piaszkowce Janikowa wyklinowujące się ku południowi, a ku północy przechodzące w białą opokę z krzemieniami, ku wschodowi w margiel piaszczysty — Turon dolny i środkowy.

„ marglu z *In. labiatus* — Turon dolny.

Samsonowicz (1934) podał nieco odmienny profil warstw turonu na tym samym terenie:

Margle z czarnymi krzemieniami z *Inoceramus lamarcki* i *In. inconstans* — Turon górny;

wapienie detrytyczne, mszywiolowe Janikowa. Przechodzą one lateralnie ku południowi, północy i wschodowi w margle z krzemieniami z *Inoceramus labiatus* na południu, a *In. lamarcki* na północy i na wschodzie.

Oba te podziały nie dają się porównać z przyjętymi schematami stratygraficznymi turonu. Trudność stanowiła ogromna lateralna zmienność facjalna przy monotonii profili pionowych oraz braku w wielu punktach wychodni skamieniałości przewodnich.

Osady albu i cenomanu były odkryte i opracowane przez Samsonowicza (1926<sup>a</sup>, 1926<sup>b</sup>, 1932<sup>a</sup>, 1932<sup>b</sup>, 1934) na terenie i w otoczeniu rowu tarłowskiego. Prace te omówiłem w ostatnio drukowanej rozprawce (1947).

Literatura dotycząca osadów kredowych na arkuszu Kraśnik jest bardzo skąpa. Poza pracą Samsonowicza (1926<sup>a</sup>) mało wykraczającą poza warstwy albu i cenomanu, posiadamy rozrzucone jedynie wiadomości o stratygrafii utworów kredowych okolic Urzędowa, Kraśnika, Polichny, skąd Siemiradzki (1909, str. 100, 105) podaje odsłonięcia opoki ze *Scaphites constrictus*. Poza tym wspomina on o odsłonięciach margli kredowych w wielu innych miejscowościach tego arkusza, nie podając już jednak fauny w nich występującej.

Dużą trudność przy pracach stratygraficznych w obrębie kredy górnej stanowi brak ustalenia nomenklatury petrograficznej skał tego wieku. Sujkowski (1930) analizuje bardzo szczegółowo wiele próbek skał górnokredowych z Radomszczyzny i Lubelszczyzny. Stawia on pewne konkretne wnioski co do typów i nomenklatury tych skał. Unika on jednak następnie, przy opisie poszczególnych próbek pochodzących z różnych znanych odsłoneń i wierceń, nadawania im ustalonych przez siebie nazw petrograficznych, ograniczając się tylko do zanalizowania skały. To niedopowiedzenie doprowadziło w konsekwencji do tego, że późniejsi autorzy, publikując z tego samego terenu prace o charakterze stratygraficznym, unikali używania ustalonej przez Sujkowskiego nomenklatury, jak to ma miejsce w pracach Samsonowicza (1934) i mojej (1938). Zdaje się, że słusznym będzie, zanim ostatnie zdanie w tej kwestii wypowiedzą petrografowie, gdy przyjmimy nomenklaturę proponowaną przez Sujkowskiego i będziemy ją stosowali do skał górnokredowych ściśle według jego definicji, lub też definicji innych autorów, na które on się powołuje. Jest to potrzebne dla uzyskania wspólnego języka w tych sprawach, gdyż dalsze operowanie utartym, ale ogromnie nieściśłym, a w wielu przypadkach błędnym terminem, jakim jest „margiel kredowy“ jest przy dzisiejszym stanie wiedzy o skałach powstałych w bruździe północno-europejskiej z osadów morza górnokredowego anachronizmem. Nie wdając się w ściśle ujęcie stwierdzę, że skały te, co się tyczy omawianego obszaru, są utworzone z trzech głównych składników: z krzemionki w postaci opalu, pochodzącej prawie wyłącznie ze szkieletów gąbek, z węgla wapnia pochodzącego ze szkieletów otwornic lub rzadziej z innych zwierząt morskich — jak mszywiolę czy małże — oraz z ziarn piasku kwarcowego czy też glaukonitowego<sup>1)</sup>. Stosunek ilościowy tych trzech elementów decyduje o własnościach skały i w konsekwencji o typie, do którego ona należy. Z ich kombinacji możemy

<sup>1)</sup> Glinka jest tu przypuszczalnie obecna również, ale zawartość jej nie przekracza paru procent całkowitego składu skały.

wyprowadzić typy skał tu spotykanych. Skała piaszczysto-wapienna będzie piaskowcem wapnistym czy też wapieniem piaszczystym. Skała piaszczysto-krzemionkowa w tym przypadku będzie gezą w ujęciu Sujkowskiego (1930, str. 494 i 519), który opiera się na definicji Cayeux; skałę zaś krzemionkową (krzemionka pochodzenia organicznego) z dodatkiem węglanu wapnia według definicji Sujkowskiego (l. c., str. 493—4) należy nazywać opoką w ścisłym tego słowa znaczeniu. Ta ostatnia skała jest szeroko rozprzestrzeniona w Radomszczyźnie i Lubelszczyźnie. Jedną z wyraźniejszych jej cech stanowi spistość wiążąca się pojęciowo z jej nazwą. Ta skała krzemionkowa jest związana wszelkimi przejściowymi formami z wapieniem kredowym czyli kredą w znaczeniu petrograficznym, która jednak na omawianym terenie nie występuje. Jednak, jak mi się zdaje, czego na razie nie mogę udowodnić, na przejściu między typami facjalnymi osadów, z których powstała opoka i kreda pizująca istniał typ osadu, który dał właściwe margle czyli skały wapnisto-ilaste (Sujkowski, l. c., str. 493—4). Są one na ogół miększe od opoki, a co najważniejsze — rozpadają się trawione w kwasie solnym, podczas gdy ułamki opoki, dzięki przesiąknięciu krzemionką przenikającą skałę w postaci siatki utworzonej z opalu, nie tracą w kwasie swego kształtu.

Uwagi powyższe nie wnoszą nic nowego do zagadnienia petrografii skał osadowych, są tylko uzasadnieniem terminów, które będę stosował.

### Neokom

Najdalej na południowy-wschód położone wychodnie ilów rudonośnych neokomu stwierdziłem w Chwałowicach, w cegielni przy zabudowaniach nadleśnictwa Małomierzyce. W szybiku położonym o 40 m na południowy wschód od studni cegielnianej stwierdziłem profil następujący:

0	—1,20 m	il plastyczny, ciemnobrązowy, miejscami pstry;	} Neo-	
1,20	—1,80	„ il z drobnymi ławicami piasku;		} kom
1,80	—2,05	„ il miękki jasnobrązowy;		
2,05	—2,25	„ il z kongrecjami syderytu częściowo zlimonityzowanymi;		
2,25	—3,05	„ il twardy, łupkowaty zielonawobrązowy;		
3,05	—3,20	„ zlep ostrygowy.	Kimeryd górny	

W szybiku odległym o 75 m na południowy wschód od studni stwierdziłem:

0	—1,60 m	czerwona glina zwałowa	Plejstocen
1,60	—3,60	„ biały piasek z ławicami rdzawymi	} Alb
3,60	—3,80	„ piasek sklejonny limonitem	

3,80—4,00 m il plastyczny ciemnobrązowy lub pstry — Neokom  
 identyczny z najwyższą warstwą w szybiku  
 pierwszym

Z powyższego wynika, iż pod piaskami albu, a na zlepach kimerydu leży przeszło trzymetrowej grubości warstwa ilu, ze zlimonityzowanymi po wierzchu konkrecjami syderytu. Podobnie w studni przy łomie wapienia w Krzyżanowicach, której profil podałem na stronie 25 na głębokości 0,6 do 3,1 m występują ily identycznie wyglądające jak tutaj, spoczywające również na utworach kimerydzkich.

Następne odsłonięcie znajduje się o 4 km na wschód od Wierzbicy, w lewym zboczu płaskiej dolinki biegnącej ku południowemu wschodowi od dworu Zalesice. Odsłaniają się tam wapień neryneowe bononu, a na północny wschód od nich, w rowie przy drodze przecinającej dolinkę w odległości 1 km na południowy wschód od dworu, a około 200 m od osi dolinki w kierunku Łączan widać brązowe, tłuste ily. Sąsiednia studnia pod trzymetrową warstwą piasku przebiła 1 m takich samych twardych ilów. Na północny-wschód od tych wychodni sypią się na polu piaskowce żelaziste albu.

Dalsze fakty, dotyczące tej warstwy, zebrane zostały już na arkuszu Radom poza opisywanym terenem i były podane przez poprzednio wymienianych autorów.

Zaliczenie tych ilów do neokomu Samsonowicz (1932<sup>b</sup>, str. 202) opiera na skąpych szczątkach fauny i na analogii z profilem neokomu w Tomaszowie Mazowieckim; Różycki zaś, jak podaje Bohdanowicz (1946, str. 10), znalazł w utworach tych na arkuszu Radom i Ilża fauny amonitowe walanżynu i hoterywu.

### Alb — Cenoman — Turon

W poprzedniej pracy o złożach fosforytów (1947) omówiłem szczegółowo stratyografię osadów albu i cenomanu na całym badanym obszarze. Pozostaje więc jedynie podanie stratygrafii turonu.

#### Turon dolny w rowie tarłowskim

Najlepiej rozwinięte i odsłonięte są warstwy turońskie w rowie tarłowskim. Najstarszy poziom z *Inoceramus labiatus*, znany poprzednim autorom, występuje w różnych facjach. Na wschodnim brzegu rowu we wsi Piotrowice w studni Jana Golucha natrafiono na głębokości od 11 do 23 m na białą wapnistą opokę bez krzemienia, w której znalazłem okazy *Inoceramus labiatus* Sow. O 400 m na południe od studni napotkałem w szybikach piaski albskie.

Następnie w Jankowicach i Zawadzie niedaleko Ożarowa, w profilach poprzednio opisanych (Pożaryski 1947, str. 16, warstwa Nr 2) w skale białej, marglistej, zawierającej ziarna glaukonitu i nieliczne ziarna fosforytu, występuje również ta skamieniałość.

Najlepsze jednak odsłonięcie osadów turonu dolnego jest w Karsach. W łomie 500 m na północ od wsi i 900 m na zachód od szosy Ożarów—Tarlów występuje biała, twarda opoka z rzadkimi czarnymi krzemieniami, w której ze skamieniałości znalazłem jeden tylko gatunek *Inoceramus labiatus* Sow. 500 m na północ od kamieniołomu linia szybików (l. c. linia Nr 22) przecięła spąg turonu. Stwierdzono tu na piaszczystych marglach cenomanu górnego około metrowej grubości warstwę wapienia a na nim opokę, jak w wyżej opisanym kamieniołomie. Wapień i opoka zawierały liczne okazy *In. labiatus* Sow.

Warstwa wapienia zawierająca faunę przewodnią dolnego turonu poziomu labiatusowego jest poziomem stałym na całym naszym obszarze, gdyż stwierdziłem go we wszystkich zbadanych przekrojach warstw granicznych turonu i cenomanu, a mianowicie: w antyklinie Rachowa, w Jankowicach, Zawadzie, w Karsach, Potoku, Chałupkach, Skarbce Dolnej, w Trzemsze Górnej, Kaniosach, i Chwałowicach przy Szkole Rolniczej. Formę przewodnią *In. labiatus* znalazłem w wapieniu we wszystkich wymienionych miejscowościach, prócz Trzemchy Górnej. Poziom ten ulega bardzo niewielkim wahaniom facjalnym i jest dlatego przewodnim poziomem dla całego obszaru. Powierzchnia wapienia jest nierówna, pokryta często zielonawym nalotem glaukonitu i utworzona z wapienia twardego silnie przekryształizowanego — jest więc typowym „twardym dnem“.

Spoczywająca wszędzie na wapieniu opoka nie należy w większości badanego terenu do tego samego co i wapień poziomy, jak to ma miejsce w południowej części rowu tarłowskiego między Piotrowicami i Karsami. W Skarbce Dolnej warstwa opoki z czarnymi krzemieniami zawiera formę przewodnią *Inoceramus lamarcki* poziomu wyższego turonu dolnego, który to poziom w pracy poprzedniej (1947) nazywałem turonem środkowym. Okaz tego przewodniego gatunku inocerama znalazłem w Skarbce, parę metrów ponad powierzchnią wapienia, należącego do poziomu labiatusowego. Podobnie i w Chwałowicach znalazł Łuniewski (1936) *In. lamarcki* Park. w opoce z krzemieniami ponad wapieniem leżącej.

Widzimy więc, że „twarde dno“ w morzu turońskim istniało na pograniczu dwóch poziomów dolnego turonu. Podczas gdy, po utworzeniu się jednolitej warstwy wapienia, prądy morskie uniemożliwiały przez czas pewien gromadzenie się osadów na północny zachód od Skarbki Dolnej oraz na terenie antykliny Rachowa, to w południowej części rowu tarłowskiego osad gromadził się nieprzerwanie. W profilach obserwowanych

w Jankowicach i Zawadzie stwierdziłem stópniove przejście wapieni w wyżej leżącą opokę z czarnymi krzemieniami zawierającą faunę labiatusową. Tu więc, między wapieniem a opoką poziomu lamarkowego, leży warstwa opoki przynależna do niższego poziomu dolnego turoonu.

Przerwa czasowa, oddzielająca na obszarach poza rowem tarłowskim leżących wapienie poziomu labiatusowego od opoki poziomu lamarkowego, obejmuje tylko część górną poziomu labiatusowego, podczas którego powstawała opoka z fauną tego poziomu między Piotrowicami i Karsami.

Warstw z *In. labiatus* nie wyodrębniłem na mapie od reszty turoonu.

Wyższy poziom dolnego turoonu jest w rowie tarłowskim bardzo silnie facjalnie zróżnicowany. Formę przewodnią *Inoceramus lamarcki* Park. znalazłem w Karsach, w kamieniołomie, w opoce z czarnymi krzemieniami, przy ulicy wiejskiej, o 550 m na zachód od szosy Ożarów — Tarłów. Następnie w łomie położonym 300 m na północ od powyżej wspomnianego oraz w dwóch łomach występujących 650 i 800 m na NNE od ostatniego. W tych dwóch ostatnich łomach występuje jednolita, przeszło metrowej grubości warstwa krzemienia szarego, używanego na tłuczeń drogowy. Wspomina o nim Samsonowicz (1934, str. 48 i 1932<sup>b</sup>, str. 182), łącząc jego powstanie z dyslokacją ograniczającą od zachodu rów tarłowski. Analogiczną warstwę krzemienia stwierdziłem w Zawadzie. Występuje ona tam w opoce, w której nie znalazłem fauny, a która spoczywa na warstwach z licznymi okazami *In. labiatus* Sow.

Między Karsami a Kol. Potok, o kilometr na południowy wschód od tej ostatniej wsi, w licznych drobnych łomach na polu i w lasku, występuje opoka z czarnymi krzemieniami i z *In. lamarcki* Park.

W południowo-wschodniej części rowu, w Piotrowicach skamieniałości te występują również w tak samo wykształconym poziomie. Widać tu w stromym zboczu doliny Wisły zapadanie tej warstwy wyróżniającej się obfitością czarnych krzemieni pod opoką płytową bez czarnych krzemieni, a obfitującą w czerty, które zresztą są również obecne i w opoce z krzemieniami.

Istnieje więc w rowie tarłowskim dolna część warstw turońskich wykształcona w postaci opoki białej z czertami i czarnymi krzemieniami z warstwą wapienia w spągu. Warstwy te zawierają faunę niżej labiatusową, wyżej lamarkową.

Na wschód od Ożarowa leżą opisane przez Łuniewskiego (1923, str. 66), Sujkowskiego (1930, str. 513) i Samsonowicza (1934, str. 46) wapienie mszywiolowe miejscami zawierające dość znaczną domieszkę ziarn kwarcu czy glaukonitu oraz z rzadka konkracje czarnego krzemienia ułożone warstwowo.

Utwór ten jest kopalną rafą mszywiolową powstałą w morzu dolnoturońskim i zajmuje dziś południowo-zachodni kąt rowu tarłowskiego.

Stosunek jego do innych warstw dolnego turonu ostatecznie nie jest wyjaśniony. W każdym razie nie ma podstaw twierdzić, iż są one w dolnej swej części równorzędne wiekowo (Łuniewski 1923, str. 66) lub nawet starsze od warstw labiatusowych, jak twierdzi Samsonowicz (1934, str. 47). Przeciwnie, wszędzie gdzie wychodnie wapienia mszywiolowego zbliżają się do wychodni najniższego turonu, między tymi dwoma leży pas odsłoneń opoki z czarnymi krzemieniami poziomu *In. lamarcki*, jak to ma miejsce w Zawadzie i w Karsach.

Na północny wschód od pasa terenu zajętego przez wychodnie opoki i wapień z czarnymi krzemieniami ciągnie się pas wychodni opoki białej bez czarnych krzemieni obfitującej za to w czerty i konkretje szare, twarde, kształtu cylindrycznego, średnicy do kilkunastu centymetrów a do paru metrów długości. Są one ustawione prostopadle do warstw. Te dwa typy konkretji — czerty o nieregularnych kształtach i konkretje cylindryczne — różnią się zasadniczo od siebie, gdyż pierwsze są skupieniami krzemionki, a drugie węglanu wapnia. Samsonowicz (1934, str. 47) powołując się na Sujkowskiego (1930, str. 515) uważa cylindryczne konkretje za krzemionkowe. Sujkowski jednak nie wymienia w swej pracy dokładnie kształtu konkretji, które badał i które uznał za skupienia krzemionki. Nie miałem możności zbadania konkretji w szlifach mikroskopowych. Trawione kwasem solnym rozpuszczają się łatwo, pozostawiając minimalny osad, podczas gdy skała otaczająca nie rozpada się w kwasie.

Fauna występuje w nich skąpo; znalazłem tam *Spondylus spinosus* i drobne formy *Inoceramus cf. costellatus*. Samsonowicz (1934, str. 47), który tę fację wyróżnił, wymienia z niej między innymi jeszcze *In. lamarcki*. Na tej podstawie zaliczam ją do poziomu lamarkowego.

Skała ta zajmuje znaczną powierzchnię. Najlepiej jest odsłonięta w kamieniołomach w zboczu doliny Wisły, w północnej części Piotrowic. Najniższa jej część widoczna jest w kamieniołomie przy szkole, o którym wspominałem wyżej. Następnie w folwarku Góry na północ od Piotrowic. Dalej widoczna ona jest w zboczu doliny aż po wieś Kol. Słupia Nadbrzeżna. Na opoce, która ciągnie się aż po Brzozową, zbudowana jest osada Lasocin. Na zachód od Lasocina w profilach studni na koloniach Poręba, Sobów i Janopol obserwowałem zazębienie się opoki, zawierającej konkretje cylindryczne, z wapieniami mszywiolowymi. Daje się to również zaobserwować na wychodniach na polu, pół kilometra na południowy wschód od Kopytkowa. W lewym zboczu wąwozu ciągnącego się z Lasocina na południe, a 500 m na północ od szosy Ożarów—Annopol, występuje wapień mszywiolowy w otoczeniu opoki, wciśnięty w nią tektonicznie w postaci horstu.



Dalej na zachód — w Karsach, w dwóch studniach położonych 450 i 250 m od wschodniego końca wsi oraz w łomie przy pierwszej z tych studni, występuje opoka z konkrecjami cylindrycznymi.

W południowej części obszaru w Janikowie istnieją rozległe kamieniołomy wapienia mszywiolowego łagodnie zapadającego ku północnemu wschodowi. Na zachodnim końcu tej wsi u podnóża kamieniołomów około 50 m na północ od szosy w studni obserwowałem wapienie mszywiolowe leżące pod przykryciem kilkumetrowym białej opoki. W zachodniej części Janikowa, w studniach, jest już tylko biała opoka, w dolnej części zawierająca czarne krzemienie. Taki sam profil występuje również w studniach dalej ku południowemu wschodowi położonych, a mianowicie w Suchodółce. W północnym przysiółku Suchodółki, na północno-zachodnim jej końcu, w studni natrafiono na następujący profil:

- 0—8 m osady plejstocieńskie;
- 8—22 „ wapień mszywiolowy;
- 22—27 „ biała opoka.

Do którego poziomu należy znaleziona w spodzie tej studni biała opoka nie jestem pewny; brak w niej czarnych krzemieni wskazuje na poziom z konkrecjami cylindrycznymi.

Z przytoczonych danych wynika, iż wapień mszywiolowy nie stanowi poziomu szeroko rozprzestrzenionego, lecz jedynie fację, na ograniczonym obszarze występującą i zazębiającą się z facją białej opoki z konkrecjami cylindrycznymi w obszarze Janikowa, Suchodółki i między Lasocinem i Karsami.

Fakty powyższe zmieniają poglądy poprzednio wymienionych badaczy na wiek wapieni mszywiolowych, jak również i na obraz paleogeograficzny dolnego turonu przedstawiony przez Sujkowskiego (1930, str. 521—523). Facja fissurynowo-inoceramowa, którą on ustalił dla poziomu labiatusowego jest starsza od mszywiolowej, a nie odwrotnie.

Facja mszywiolowa nie występuje już w profilu osadów turonu w brzegu wiślanym w okolicach Piotrowic, gdyż tam obie wyżej wymienione warstwy ograniczające z góry i z dołu wapienie mszywiolowe stykają się ze sobą. Ku północy facja ta nie sięga poza obszar Kars. W drobnych łomach przy szosie w Bronisławowie i w Dębniaku odsłania się już tylko opoka z konkrecjami cylindrycznymi, a na zachód od nich, na polach Potoka, widać rumowisko opoki z czarnymi krzemieniami. Wychodnie obu tych warstw dadzą się jeszcze odróżnić na terenie wsi Brzozowa. Samsonowicz (1932<sup>a</sup>) w Bronisławowie, Dębniaku i Brzozowej znaczy już wychodnie górnego turonu.

Dalszych danych dotyczących się przede wszystkim miąższości turonu dolnego dostarcza profil wiercenia położonego na terenie zabudowań folwarku Brzozowa; jest on następujący:

	0 — 2	m	piasek plejstoceniński;	
warstwa czertów plytowych	2 — 8	,,	biała opoka z czertami;	
			8 — 17	,, szara opoka z czertami i czarnymi krzemieniami;
	17 — 32	,,	szara opoka z bardzo licznymi czertami;	
	32 — 40,10	,,	szary czert z szarą opoką;	
	40,10 — 43	,,	biała opoka miękka z nielicznymi czertami z fauną: 41,00 i 42,00 m — <i>Inoceramus</i> sp. 42,10 m — <i>Lima</i> cf. <i>hoperi</i> Mant. 42,20 ,, — <i>Inoceramus</i> cf. <i>costellatus</i> Woods.;	
warstwa opoki z konkrecjami cylindrycznymi	43,00 — 45,52	,,	szara opoka z licznymi czertami ze śladami pirytu: 44,00 m — <i>Inoceramus</i> cf. <i>costellatus</i> Woods. 45,00 ,, — <i>Inoceramus</i> sp. 45,20 ,, — <i>Inoceramus costellatus</i> Woods.;	
			45,52 — 59,50	,, szara opoka z nielicznymi czertami ze śladami pirytu: 48; 49; 56; 57,5; 57,8 m — <i>Inoceramus</i> sp. 56,3 m — <i>Rhynchonella</i> sp.;
			59,50 — 62,20	,, opoka plamista, białoszara z dość licznymi czarnymi krzemieniami;
			62,20 — 62,70	,, opoka biała;
warstwa opoki z czarnymi krzemieniami	62,70 — 68,00	,,	opoka biała z rzadkimi czarnymi krzemieniami: 62,70 m — <i>Inoceramus</i> sp.;	
	68,00 — 70,13	,,	szara opoka z czarnymi krzemieniami;	

warstwa opoki z czarnymi krzemieniami	70,13—76,70 m	szara opoka z dość licznymi czertami i rzadkimi czarnymi krzemieniami;
	76,68 „	— <i>Inoceramus</i> sp.;
	76,70—78,90 „	szara opoka z dość licznymi czertami;
	78,90—80,00 „	biała opoka z licznymi czarnymi krzemieniami;
	80,00—83,00 „	biała opoka z licznymi czertami;
	83,00—83,50 „	biała opoka z licznymi czertami i czarnymi krzemieniami;
	83,50—85,60 „	biała opoka z dość licznymi czertami;
	85,60—88,45 „	biała opoka z bardzo licznymi czertami i rzadkimi czarnymi krzemieniami;
	86,5 m	— <i>Inoceramus</i> sp.,
	88,45—90,50 „	szara opoka z licznymi czertami;
90,50—92,55 „	biała opoka z licznymi czertami i z czarnymi krzemieniami.	

W profilu powyższym warstwa opoki z czarnymi krzemieniami nie została przebita. Porównując wiercenie to z wierceniem wykonanym w Brzozowej o 2,5 km na północny zachód od folwarku i opisanym w poprzedniej pracy (1947, str. 20) wynika, że miąższość warstwy z czarnymi krzemieniami wynosi 50 m, gdyż w wierceniu tym warstwa ta występowała na głęb. od 12 do 63 m.

Miąższość opoki z konkrecjami cylindrycznymi wynosi tu 40 m.

Warstwa czertów płytowych. W wierceniu powyższym nad opoką z czertami leży piętnastometrowa warstwa opoki z czertami i z czarnymi krzemieniami. W rumowisku na roli w sąsiedztwie wiercenia widać, iż przerosty czertu nie mają tu kształtów nieregularnych, jak to jest zwykle widoczne w innych warstwach turońskich na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, ale tworzą płytki parocentymetrowej grubości. Obserwacja ta posłużyła mi do wyróżnienia warstwy czertów płytowych występującej w połowie mniej więcej grubości całej serii turonu mającej dość szerokie rozprzestrzenienie sięgające dalej poza rów tarłowski.

Odsłonięcia warstwy czertów płytowych najlepiej dają się obserwować w urwisku brzegowym doliny Wisły i w ścianach wąwozów rozcinających zbocze na odcinku od szosy Ożarów—Annopol, aż do Kolonii Słupi Nadbrzeżnej. Wszędzie tam na różnych wysokościach występuje w warstwach

opoki kilka warstewek czertów płytowych. Bezpośrednio ponad nimi pojawia się bardzo niestała, parometrycznej grubości warstwa opoki z wyraźną, miejscami bardzo znaczną domieszką ziarn glaukonitu. Warstwa z czerkami płytowymi zawiera rzadkie bardzo w tej części wychodni czarne krzemienie. Ilość tych krzemieni wzrasta znacznie ku południowi i ku wschodowi. Miąższość tej warstwy wynosi nad Wisłą mniej więcej od 3,5 do 7 m. Makrofauny w niej nie znalazłem. Odsłonięcia jej są poza tym w drobnych łomach, w prawym zboczu wąwozu biegnącego od wsi Szczury do wsi Honorów i w lewym zboczu wąwozu idącego z Lasocina przez Honorów do doliny Wisły.

Następnie stwierdziłem ją w dwóch studniach w Janowie na głębokościach: 40 m w studni położonej pośrodku wsi, a 25 m w studni na przysiółku południowym Janowa. Poza tym we wsi Cegielnia, w studni na południowym końcu wsi znajduje się ona na głębokości 45 metrów.

#### Turon górny w rowie tarłowskim

W lewym brzegu doliny Wisły, między szosą Ożarów—Annapol i Słupią Nadbrzeżną, nad warstwą z czertem płytowym, spoczywa opoka biała, czysta, przekładana warstwami opoki gęsto przerośniętej czertem o kształtach nieregularnych; ilość i grubość warstw przepelnionych czerkami jest znacznie większa niż warstw czystej opoki. Poza krawędzią doliny odsłaniają się one jedynie w kilku łomach o 800 m na północ od Wólki Lipowej i 1,5 km na północ od dworu w Brzozowej<sup>1)</sup>. Warstwy te posiadają faunę ubogą. Poza nielicznym *Inoceramus costellatus* Woods. częściej spotyka się *In. lamarcki* Park. Ten ostatni nietypowy, w przeciwieństwie do okazów pochodzących z dolnego turonu. Okazy tu znajdowane są płaskie.

Miąższość tej warstwy, zmierzona bezpośrednio w zboczu doliny pod wsią Kolonia Słupia Nadbrzeżna, wyniosła 40 m.

Osady górnej części górnego turonu wyróżnione są na mapie pod nazwą opoki wapnistej z licznymi inoceramami. Wyróżniłem wśród nich lokalnie kilka podrzędnych warstw. Najniższa odsłania się dobrze w zboczu doliny Wisły o 400 m na południowy wschód od kościoła w Słupi

<sup>1)</sup> Sujkowski (1930, str. 517) opisuje skalę z Kozłówka pod Tarłowem, zaliczając ją do osadów ze schyłku transgresji turońskiej. Utwór ten, jeśli pochodzi z kamieniołomówznaczonych koło Kozłówka na mapie Samsonowicza (1932 a), to jest starszy. Powstał on przed utworzeniem się osadów znanych ze Słupi Nadbrzeżnej, które Sujkowski uznał jako najbardziej głębokowodne — jako maksimum transgresji turońskiej, a zatem jako pochodzące z momentu pogłębiania się, a nie płycenia morza.

Nadbrzeżnej. Na wysokości 28 m ponad poziomem Wisły widać od dołu, ponad opoką przerośniętą czertem, dwumetrowy pokład czystej, białej opoki; wyżej 0,5 m warstwa opoki czertowej i na niej drugi pokład opoki czystej o widocznej grubości 2 m.

Warstwy opoki czystej różnią się znacznie od niżej leżącej, gdyż zawierają bardzo obfitą w osobniki faunę składającą się głównie z *Inoceramus woodsi* Fie., *In. costellatus* Woods. (te dwa gatunki bardzo liczne), *In. aff. lamarcki* Park. (forma płaska). Warstwy tej czystej opoki z fauną wyżej wymienioną odsłaniają się w dole zbocza doliny po północnej stronie ujścia wąwozu, na którego dnie stoi kościół w Słupi Nadbrzeżnej. Ponad tą warstwą widać opokę z licznymi czertami i z rzadkimi konkrekcjami czarnego krzemienia.

Nad tą niegrubą warstwą leży cały kompleks warstw naprzemianległych opoki czystej i przerośniętej czertami z niestałymi wtrąceniami lawic czarnych krzemieni. Skąły te opisałem w dawniejszej pracy (1938, str. 8, 9) oraz podałem listę fauny w nich występującej. Określiłem wówczas skałę górnoturońską jako gezę. Dziś jestem skłonny, w myśl tego co powiedziałem wyżej, ograniczyć ten termin tylko do skały krzemionkowej, zbudowanej z krzemionki organicznego pochodzenia ze znaczną domieszką ziarn mineralnych kwarcu bądź glaukonitu; natomiast gdy ziarn tych brak w większej ilości, jak w tym przypadku, nazywać skałę opoką.

Łomy, w których zbierałem faunę poziomu a (1938, str. 8) leżą w lewym zboczu dolinki od 0,5 do 1,5 km na zachód od wsi Słupia Nadbrzeżna. Opoka w łomach jest czysta, biała, a przerosty warstw z czertami są rzadkie. Na polach Leopoldowa, na północ od tych łomów, widać rumowisko opoki z szarymi czertami z niewielką domieszką czarnych krzemieni. Warstwy widoczne na polu dobrze odsłaniają się w zboczu doliny Wisły na wschód od Leopoldowa i w dnie wąwozu, oddzielającego Leopoldów od Wesółówki. W serii tej daje się zauważyć stopniowy wzrost ilości czertów ku górze. Skąły te opisałem jako poziom b.

Na szczycie narożnika południowego, przy ujściu wyżej wspomnianego wąwozu do doliny Wisły, spoczywa płat jasnoszarej opoki z licznymi czertami i czarnymi krzemieniami. Jest to poziom c — najwyższy turon. Warstwa ta widoczna jest dobrze w zboczu doliny, pod zabudowaniami wsi Wesółówka, gdzie przecinają one skośnie ścianę urwiska brzegowego, zapadając ku północy.

Poza krawędzią dolinną wyższe warstwy górnego turonu odsłonięte są w łomach na północnym końcu wsi Cegielnia oraz w Kozłówku, 1,5 km na północ od Wólki Lipowej. W łomach tych występuje biała opoka czysta, prawie bez czertu, z licznymi inoceramami.

## Stratygrafia turonu w rowie tarłowskim

	Typ skały	Fauna	Miąższość
TURON GÓRNY WYŻSZY	Opoka szarawa z czertami i z czarnymi krzemieniami.	<i>In. schloenbachi</i> Böhm. <i>In. inconstans schloenbachi</i> Fie. <i>In. inconstans rotundus</i> Fie.	15 m
	Opoka biała z warstwami przerośniętymi czertem, z rzadkimi czarnymi krzemieniami.	<i>In. inconstans inconstans</i> Fie. <i>In. latus</i> Mant. <i>In. inconstans woodsi</i> Fie. <i>In. inconstans rotundus</i> Fie.	
	Opoka biała z rzadkimi przerostami czertu.	<i>In. inequivalvis</i> Schlüt. <i>In. annulatus</i> Goldf. <i>In. costellatus</i> Woods. <i>In. inconstans inconstans</i> Fie.	100 m
	Opoka górą czertowata, z trafiającymi się czarnymi krzemieniami, spodem czysta, biała.	<i>In. woodsi</i> Fie. <i>In. costellatus</i> Woods. <i>In. aff. lamarki</i> Park. (forma płaska)	
TURON GÓRNY NIŻSZY	Opoka przerośnięta bardzo obficie czertem.	<i>In. costellatus</i> Woods. <i>In. aff. lamarki</i> Park. (forma płaska)	40 m
TURON DOLNY WYŻSZY (poziom lamarkowy)	Opoka z warstwami czertu płytko-ego miejscami zawiera glaukonit lub czarne krzemienie.	<i>Inoceramus</i> sp. sp.	Od 3,5 m do kilku-nastu m
	Opoka z kongrecjami cylindrycznymi ustawionymi prostopadle do warstw. Czerty liczne.	<i>In. costellatus</i> Woods. <i>In. lamarki</i> Park. (i inne <sup>1)</sup> )	50 m
	Wapień mszywiolowy z czarnymi krzemieniami.	fauna nieliczna <sup>1)</sup>	0—50 m
	Opoka szara i biała z czarnymi krzemieniami.	<i>In. lamarki</i> Park. i inne	70 m
TURON DOLNY NIŻSZY (poziom labiatusowy)	Opoka biała wapnista z rzadkimi czarnymi krzemieniami.	<i>In. labiatus</i> Sow.	0—20 m
	Wapień z ziarnami glaukonitu.	<i>In. labiatus</i> Sow.	± 1 m

Turon na wschód od rowu tarłowskiego

W antyklinie Rachowa najlepsze odsłonięcia warstw turońskich występują w brzegu Wisły, między Jakubowicami i Opoczką. Na południe od opisanych już wychodni zlepow kimerydzkich, urwisko brze-

<sup>1)</sup> Według J. Samsonowicza (1934).

gowę i platformę brzegową tworzą osady kredowe, poczynając od punktu położonego o 870 m na północ od mostu.

Ponad marglami piaszczystymi, zielonymi od glaukonitu, należącymi do cenomanu górnego, leży (od dołu):

1. Wapień z rzadkimi ziarnami glaukonitu i nielicznymi drobnymi kongrecjami fosforytowymi. W dolnej części wapień jest miększy niż wyżej i zawiera liczne ziarna glaukonitu. Miąższość warstwy około 1 m. Fauny tu nie znalazłem. Przez analogię jednak do profilu turonu we wschodniej części antykliny oraz w Skarbce Dolnej i Chwałowicach uważam ją za odpowiednik poziomu labiatusowego turonu dolnego;
2. wyżej leży opoka biała, z warstwowo ułożonymi kongrecjami czarnego krzemienia, z nieliczną fauną inoceramów, wśród których nie znalazłem ani jednego okazu podobnego do *In. labiatus*, natomiast oznaczyłem tu *In. cf. lamarki* Park. Miąższość tej warstwy nie da się tu oznaczyć na skutek zbyt licznych uskoków. Zajmuje ona pas brzegu od wychodni wapienia labiatusowego do dolinki uchodzącej do doliny Wisły, na południowym końcu wsi Jakubowice, tuż na północ od ruin młyna. Odpowiada turonowi dolnemu, poziomowi lamarkowemu zbudowanemu z opoki z czarnymi krzemieniami w rowie tarłowskim;
3. opoka biała z szarymi czertami płytowymi odsłania się w brzegu wiślanym pod ruinami młyna. Często jądra tych czertów stanowi tu czarny krzemień płytowy, występujący też poza tym w formie nieregularnych buł. Spotykają się również wkładki skał innego typu, mianowicie parocentymetrowej miąższości warstewki wapienia drobnokrystalicznego. Jest to poziom lokalny czertów płytowych. Odpowiednik turonu dolnego, poziom lamarkowy w rowie tarłowskim;
4. na południe od powyższego łomu zbocze doliny zbudowane jest z opoki obficie przerośniętej czertem o kształtach nieregularnych, stanowiącej odpowiednik niższego poziomu turonu górnego w rowie tarłowskim.

Pod wsią Opoczka, 800 m na południe od szosy, w dole zbocza doliny Wisły, wyłania się powtórnie opoka z czertem płytowym oraz kongrecjami szarego krzemienia.

O 300 m na południe od szosy, czert płytowy zanurza się i zbocze doliny tworzą w dalszym ciągu warstwy opoki przepelnionej czertem o kształtach nieregularnych, prawie bez szczątków makrofauny.

1,5 km na południe od szosy w szczycie zbocza zbudowanego z opoki czertowatej (warstwa 4), widać opokę czystą, bez czertów, z bardzo bogatą fauną, wśród której oznaczyłem *Inoceramus costellatus* Woods. Widoczna jest ona na przestrzeni 200 m w urwisku brzegowym. Stratygraficznie odpowiada turonowi górnemu — poziomowi wyższemu. Dalej na południe, zbocze buduje aż do Opoki Dużej skała odpowiadająca warstwie czwartej.

Profil turonu w antyklinie Rachowa wygląda więc nieco odmiennie niż w rowie tarłowskim. Różnica polega przede wszystkim na braku wyraźnej warstwy opoki z konkrekcjami cylindrycznymi, która jest tak dobrze wykształcona na lewym brzegu Wisły. Natomiast facja czertów płytowych jest tu znacznie grubsza. Trudno zdecydować czy jest to związane ze wzrostem grubości tej warstwy na prawym brzegu, w stosunku do lewego, czy też z rozszerzaniem się zasięgu pionowego ławic z czertami płytowymi na najbliższe części warstw spągowych i stropowych w stosunku do warstwy czertów płytowych. Powyższa interpretacja w stosunku do profilu turonu na lewym brzegu Wisły oparta jest na założeniu, iż facja czertów płytowych pojawia się tylko raz jeden w litologicznym profilu pionowym tego piętra. Ważnym argumentem dla mojej interpretacji jest znaczne podobieństwo wykształcenia warstw leżących nad czertami płytowymi na lewym i prawym brzegu Wisły oraz skąpe występowanie w nich fauny, a obfite pojawianie się skamieniałości w warstwie o kilkadziesiąt metrów nad czertem płytowym.

Omówienia jeszcze wymaga brak w tym profilu górnej części poziomu labiatusowego, wykształconego w rowie tarłowskim w postaci opoki z krzemieniami. Można by przypuszczać, że odpowiada jemu i w tym profilu dolna część opoki z krzemieniami spoczywającej na wapieniach. Jednak na lewym brzegu Wisły skała ta obfitowała w inoceramę, czego tu nie ma, a już w Skarbce Dolnej zawiera ona w najniższych warstwach *In. lamarcki*, więc przez analogię do tego ostatniego profilu przypuszczam i tu brak górnej części poziomu labiatusowego.

Powyżej przytoczony profil obserwowałem bez zmian dookoła całej antykliny, odsłonięciami były jednak tylko drobne łomy chłopskie, lub przeważnie rumowiska w glebie na polu. Dobrego przekroju dostarczyło dopiero wiercenie, wykonane przy zakręcie szosy Annapol—Kraśnik o 1 km na wschód od Rachowa, które w skrócie podałem już poprzednio (1947, str. 12). Zostało ono założone na wychodniach czertów płytowych widocznych w rumowisku na roli wokół punktu wiercenia. Przebiło ono od 0 do 45,2 m opokę z krzemieniami czarnymi rozszanymi skąpo w skale. Na głębokości 8,5 m i 9,5 m występował typowy czert płytowy. Na północny wschód od punktu wiercenia nigdzie już na roli



nie znalazłem czarnych krzemieni. Zgadza się to z obserwacjami na brzegu Wisły między Jakubowicami i Opoczką.

W północnej części antykliny wychodnia dolnego turonu bardzo się rozszerza. Rozległe wzgórze leżące między wsiami Lasek, Kopiec i Rachów Nowy utworzone jest z opoki z czarnymi krzemieniami. Górną jego część tworzy opoka z czertem płytowym z ławicami kongrecji krzemienia „szarego, biało nakrapianego” znanego archeologom, a odkrytego tu po raz pierwszy na pierwotnym złożu przez Samsonowicza (1926<sup>b</sup>, str. 66 i 67). Najdalej na północ czert płytowy odsłania się wzdłuż drogi po północnej i zachodniej stronie cmentarza katolickiego w Świeciechowie.

Na wschód od cmentarza, we wcięciu drogi widać warstwy młodsze od czertów płytowych, mianowicie białą, czystą opokę, a wyżej opokę czertową z krzemieniami czarnymi i szarymi biało nakrapianymi. Ku północnemu wschodowi od wyżej wspomnianego wzgórza widać na powierzchni już tylko opokę bez krzemieni odpowiadającą turonowi górnemu. Krzemień szary, biało nakrapiany nie występuje na lewym brzegu Wisły. Również na prawym brzegu nie ma on szerokiego rozprzestrzenienia. Spotyka się jedynie poza wyżej opisanym wzgórzem na południowo-zachodnim zboczu płaskiej dolinki, w której dnie leży wieś Rachów Nowy.

Turon górny na północnej stronie antykliny widoczny jest w łomach na północno-wschodnim zboczu dolinki Rachowa Nowego. Tu zawiera on bardzo skąpą faunę — jest to jego poziom niższy. Poziom wyższy turonu górnego widoczny jest w łomach na wschodnim krańcu wsi Huta, gdzie występują w nim bardzo licznie inoceramyny.

Na wschód od antykliny Rachowa biegnie pas wychodni opoki dolnoturońskiej z krzemieniami. Otaczają go z północy i południa skały górnego turonu. W Gościeradowie wschodnie są dobrze widoczne w zboczach południowych dolinki potoku Tuczyn. Dolną część zbocza stanowi opoka z czarnymi krzemieniami. W stropie tej warstwy pojawia się czert płytowy. Górną zaś powierzchnię pagórka zaściela rumowisko opoki z czertami zawierającej również nieco czertu płytowego w spągowej części.

Na prawym zboczu dolinki czarne krzemienie z czertem płytowym znalazłem tylko w miejscu, gdzie od szosy Anopol—Kraśnik odchodzi droga do folwarku Wólka Gościeradowska. Odsłonięcia turonu są na tym zboczu poza powyższym punktem widoczne dopiero wyżej, kilkaset metrów na północ od wsi i ośrodka Gościeradów. Widać w nich opokę z czertami o kształtach nieregularnych bez fauny. Dopiero na szczycie wzgórza (kota 216 m) pojawia się w nich bardzo liczna fauna inoceramowa świadcząca o występowaniu tam wyższego poziomu górnego turonu.

W Wólce Gościeradowskiej kończy się występowanie turonu dolnego. Dalej na południowy wschód po Modliborzyce ciągną się wychodnie turonu górnego bez czarnych krzemieni. Wspomina już o takim rozmieszczeniu wychodni turonu Siemiradzki (1909, str. 27); znał je również Krisztafowicz (1897 i 1898).

#### Turon na zachód od rowu tarłowskiego

Dobre odsłonięcia turonu są w dolinie Kamiennej w lewym stromym zboczu w Skarbce Dolnej i Pętkowicach. Znane one były poprzednim badaczom (Łuniewski 1923, str. 65). Nieco szczegółowiej opisał je Samsonowicz (1932, str. 185) wyróżniając niższy turon z czarnymi krzemieniami i wyższy, którego wychodnie leżą dalej na wschód od niższego. Turon wyższy jak podaje cytowany autor zbudowany jest z białych margli z wkładkami marglu glaukonitycznego. W białych marglach znalazł on *Inoceramus inconstans* Woods i zaliczył je do środkowego i górnego turonu.

Najniższe warstwy odsłaniają się w lewym zboczu południowo-zachodniego odgałęzienia wąwozu, położonego na północny zachód od Skarbki Dolnej, do którego prowadzi droga z tej wsi. Tu na 0,8 m grubej warstwie wapienia z *Inoceramus labiatus* spoczywa opoka z licznymi czertami i krzemieniami. Z niej zbudowane są zbocza przy ujściu wąwozu i cały narożnik znajdujący się w widłach obu głównych rozgałęzień tego wąwozu. W opoce tej, jak już wspomniałem, znalazłem *In. lamarcki* Park.

Między ujściem tego wąwozu a następnego w kierunku północno-wschodnim jest w zboczu doliny Kamiennej mały łom znany Samsonowiczowi (1932<sup>b</sup>, str. 185), w którym występuje biała opoka z szarym czertem, nieregularnie przerastającym skałę. Znalazłem w nim *In. lamarcki* (forma płaska). Warstwy są tu stromo nachylone i zapadają pod kątem 35° ku N 38°E. Co do ich położenia stratygraficznego przypuszczalnie odpowiadają one warstwie z konkrecjami cylindrycznymi, pod czertem płytowym, leżącej w profilu turonu w rowie tarłowskim.

Dalej, wzdłuż całego lewego zbocza doliny Kamiennej aż do Pętkowic, są liczne drobne łomy. W łomach położonych w dolnej części zbocza występuje opoka biała z czertami lub bez oraz tu i ówdzie z rzadkimi, bardzo drobnymi konkrecjami czarnego krzemienia. Fauna w nich zawarta odpowiada odsłonięciom górnego turonu w Słupi Nadbrzeżnej i Weśółowce nad Wisłą.

W łomach znajdujących się w części zbocza położonej na południowy wschód od punktu triangulacyjnego 205,3 m, znalazłem *Inoceramus inconstans schloenbachi* Fiege, *In. inconstans woodsi* Fiege, *In. schloenbachi* J. Böhm.

W łomie leżącym o 100 m na zachód od zabudowań Pętkowic znalazłem: *Inoceramus inconstans inconstans* Fiege, *In. cf. inconstans woodsi* Fiege, *In. inconstans schloenbachi* Fiege i wielki jak głowa ludzka *Inoceramus schloenbachi* J. Böhm.

Skąły te należą więc do górnego turonu i obejmują najwyższy jego poziom oznaczony mianem formy przewodniej *In. schloenbachi*.

Powyższy podział turonu stosowałem na całym obszarze na północny zachód od Kamiennej. Przedstawia się on schematycznie następująco:

Turon górny Opoka czysta lub z czertami, wyjątkowo z drobnymi, rzadkimi, czarnymi krzemieniami. Liczna fauna odpowiadająca opisanej z okolic Słupi Nadbrzeżnej.

Turon dolny Poziom wyższy — lamarkowy, to opoka z licznym czertem i czarnym krzemieniem. Fauna nieliczna (*Inoceramus lamarcki* Park.). Poziom niższy — labiatusowy, to wapień ze skorupami *Inoceramus labiatus* Sow..

Górny i dolny turon wyróżniłem kartograficznie na podstawie zmian petrograficznych. Oznaczalną faunę zebrałem w kilku miejscach.

W Trzemsze Górnej w miejscu, gdzie ulica wiejska przecina oś do linki, w jej lewym zbocz, w drodze odsłania się opoka z bardzo liczną fauną górnego turonu; oznaczyłem tu: *Inoceramus costellatus* Woods, *In. inconstans inconstans* Fiege.

W turonie dolnym, w okolicy Ilży, w studni wykopanej w najbardziej na północ wysuniętym gospodarstwie we wsi Chwałowice—Podjedlanka, w białej opoce z czarnymi krzemieniami stwierdziłem obecność *Inoceramus lamarcki* Park. (forma typowa). Następnie w opoce białej z czertami, należącej do turonu górnego we wsi Walentynów, w studni położonej o kilkaset metrów na zachód od szosy, były liczne okazy inoceramów, a mianowicie: *In. costellatus* Woods, *In. inconstans* Fiege, *In. inconstans woodsi* Fiege.

Ważnym szczegółem jest jeszcze obserwowana dość znaczna domieszka glaukonitu w osadach granicznych turonu dolnego i górnego oraz w turonie dolnym. Widoczna ona jest w odsłonięciach w rowach melioracyjnych po południowej stronie wsi Grechów pod Siennem oraz na polach na wschodnim końcu wsi Florencja i o 0,5 km na południowy zachód od wsi Pieńki na arkuszu Ilża.

Wyróżniłem na badanym obszarze trzy odcinki wychodni turonu odpowiadające trzem różnym wykształceniom facjalnym tego piętra.

Wyraźnie wyodrębnia się odcinek rowu tarłowskiego, dwa pozostałe, na północny zachód i na wschód od niego leżące, są właściwie prawie identyczne, różnią się jedynie mniejszą miąższością dolnego turonu na wschodzie, brakiem wyraźnej facji czertu płytowego oraz glaukonitycznością niektórych poziomów dolnego turonu na północny zachód od Kamiennej.

Ważnego zagadnienia paralelizacji profilu turonu na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich z profilami w innych krajach nie da się jeszcze w pełni rozwiązać. Dwa tylko poziomy dadzą się dobrze porównać — przede wszystkim z dobrze opracowanym podziałem Niemiec Zachodnich. Są to poziomy: najniższy z *Inoceramus labiatus* i najwyższy z *Inoceramus schloenbachi*. Poziomy środkowe z *Inoceramus lamarcki* i ze *Scaphites geinitzi* trudne są tu do ścisłego wyróżnienia. Niższy z nich — z powodu zmienności i trudności oznaczenia formy przewodniej, wyższy — z powodu niezalezienia dotychczas po tej stronie Gór Świętokrzyskich skamieniałości przewodniej *Sc. geinitzi*. Wobec jednak braku obserwacji, które mogłyby świadczyć za istnieniem przerw w sedymentacji osadów turonu (poócz najniższego turonu), należy przypuszczać, iż oba te poziomy są w naszym profilu reprezentowane. Właściwie jednak, co do poziomu z *In. lamarcki* to niepewna jest tylko górna jego granica, gdyż typowa gruba forma tego gatunku była wielokrotnie znajdowana.

### Emszer

Badania moje nie dostarczyły żadnych nowych danych paleontologicznych odnośnie warstw tego wieku<sup>1)</sup>. Na arkuszu Kraśnik wyznaczyłem wychodnię, opierając się na charakterze petrograficznym skały zaobserwowanym u brzegu Wisły pod Wesołówką (1938, str. 9, 10). Spąg emszera charakteryzowało pojawienie się marglistości w białej, czystej opoce górnego turonu. Strop przypadał tam, gdzie obserwowałem maksymalną glaukonityczność skały oraz pojawianie się krzemieni koloru szarego, ewentualnie również rzadkich brązowych konkrecji fosforytu. Główną skałę emszera stanowi szara, marglista opoka, nieco glaukonityczna w górnych partiach.

Na zachód od doliny Wisły facja zmienia się dość szybko. Rów tarłowski przy zmianach tych nie zaznacza się w emszerze jako region facjalny, co miało miejsce w okresie trwania pierwszej fali transgresji górnokredowej od albu do turonu. Zachodnia jego granica nie zaznacza się w tym przypadku zupełnie. Na zachód od Wesołówki przebieg wychodni granicy

<sup>1)</sup> Kilkakrotnie robione zbiory fauny emszera uległy zniszczeniu; raz w 1939 i później w 1944 roku.

turonu i emszery jest prawie zgodny z przedstawianymi na mapie Samsonowicza (1932<sup>a</sup>). Dopiero w okolicy Wólki Tarłowskiej różnice są znaczne. Szczególnie wielki płat wychodni podłoża 3 km na zachód od Tarłowa zinterpretowałem inaczej. Południową granicę emszery, która przecina skośnie ten płat, poprowadziłem zgodnie z zasięgiem glaukonityczności opoki. Biała, czysta opoka turońska przechodzi dość nagle w skałę glaukonityczną, która staje się w górę profilu coraz bogatszą w ziarna tego minerału, jak również i kwarcu, zmieniając się w gezę.

Dobre odsłonięcia dolnych partii emszery są widoczne w lewym brzegu doliny Kamiennej, między Skarbką Dolną i Pętkowicami. Górna część zbocza mniej więcej od miejsca położonego na południowy wschód od punktu triangulacyjnego 205,3 m do miejsca krawędzi doliny oddalonego o 500 m na zachód od zabudowań Pętkowic, jest zbudowana ze skały żółtawozielonawej, twardej lub kruchej, przerośniętej licznymi ciemniejszymi od skały otaczającej konkrecjami krzemionkowymi; są to czerty. Skała ta stopniowo przechodzi w niżej leżącą białą opokę turonu górnego zawierającą charakterystyczną wyżej opisaną faunę inoceramową. W opoce glaukonitycznej i wyżej nad nią leżącej gezie inoceramy są nieco rzadsze i innego typu, poza tym spotykają się tu liczne okazy *Spondylus spinosus* Sow. Kontakt emszery i santonu nie jest tu nigdzie odsłonięty.

Dalej ku północy brak na ogół odsłonieć tych skał, gdyż nie były one nigdzie eksploatowane na budulec, ze względu na zbyt liczne przerosty czertów.

W Trzemsze Górnej, ponad krawędzią lewego zbocza doliny Wolanki, w miejscu gdzie ulica wiejska przecina jej oś, liczne ułamki zielonawej gezy emszerskiej widać w rumowisku na polu. Od tego miejsca ku północnemu zachodowi geza ta tworzy zbocze dolinki na długości 1 km.

Ostatnie ku północy wyraźniejsze odkrywki znajdują się na obu brzegach doliny Iłżanki, na północny zachód od zabudowań wioski Chwałowice-Opocznie. Występuje tu skała bardzo silnie skrzemionkowana — czertowata zawierająca wyraźną domieszkę glaukonitu oraz ziarn kwarcu. Domieszka ta staje się coraz obfitsza, w miarę posuwania się dalej od wychodni spągu tej warstwy, a zatem w dół rzeki i typ skały jest przejściowym między opoką a gezą.

### Santon

Wychodnia utworów santonu w południowo-wschodniej części arkusza Kraśnik przebiega szerokim pasem od północnego krańca Modliborzyc przez Dąbrówkę, Rzeczycę, Trzydnik do Liśnika w dolinie rzeczki Tuczyn. Odsłonięcia znajdują się w prawym zboczach dolinki w Rzeczycy. Skała jest opoką zielonawożółtawą ze znaczną ilością czertu. Zawiera

ona przeważnie wyraźną domieszkę ziarn glaukonitu. Makrofauny tu nie znalazłem. Oznaczenie wieku próbek oparłem na badaniu mikrofauny i porównaniu wyników z mikrofauną zebraną w profilu senonu wzdłuż Wisły.

Następnie w zachodniej części arkusza Kraśnik wychodnia santonu zajmuje dwukrotnie węższy pas terenu niż we wschodniej. W Liśniku Dużym, w krótkim wąwozie, o 800 m na północny wschód od folwarku Liśnik, widać margiel miękką, mażącą, żółtawoszary z ziarnami glaukonitu. Skamieniałości są w nim rzadkie; znalazłem tylko *Actinocamax verus* Mill. Jest więc tu obecny santon i to nie jego najwyższy poziom.

W Książomierzu, w drodze do Annapola, odsłania się w odległości 1 km od skrzyżowania dróg we wsi biała opoka, a dalej szarozółta opoka z glaukonitem, coraz liczniejszym w miarę posuwania się ku południowemu zachodowi. W studni, o kilometr na południe od skrzyżowania dróg pośrodku wsi, widać skałę zielonawoszary, glaukonityczną, przerośniętą obficie czertem. Wszystkie te skały zaliczam do santonu; biała opoka przed wsią może stanowić już przejście do wyższego piętra senonu.

Na zachód od Książomierza osady santonu leżą już w obrębie terenu opisanego poprzednio (Pożaryski 1938). Po ogłoszeniu pierwszej pracy natrafiłem na nowe odsłonięcia w Suchej Wólce. Mianowicie: studnia w folwarku Sucha Wólka, po pogłębieniu, odsłoniła w dnie, na głębokości 40 m, opokę szarą, marglistą, glaukonityczną z czertami. Znalazłem w niej kilka okazów *Actinocamax verus* Mill. Odkrycie to wskazuje na dość znaczną miąższość warstw santonu pod folwarkiem, a zatem i konieczność przesunięcia południowej granicy wychodni utworów tego piętra dalej na południe, niż to zrobiłem na mapce w pracy z 1938 roku.

Na lewym brzegu Wisły wychodnie ciągną się od Wesołówki poprzez wsie Hieronimów i Tomaszów, gdzie w studniach widać skałę glaukonityczną zbliżającą się typem do gezy z licznymi czertami. Na tej wychodni leży miejscowość Tarłów oraz wcięta jest tu stosunkowo szeroko dolinka potoczka Ścięgno. Skałą jest tu przeważnie opoka, nieco glaukonityczna, miejscami — gdzie zawiera więcej glaukonitu i ziarn kwarcu — przechodząca w gezę. Poza tym zawiera ona wkładki skały miękkiej, mażącej, marglistej. Taką właśnie skałę odsłoniła studnia leżąca na wschodnim końcu wsi Potoczek. Skałą jest tu margiel glaukonityczny bez czertów, z przewodnią fauną głowonogów, a mianowicie: *Actinocamax verus* Mill. i *Actinocamax verus-westfalicus* Stoll. Jest tu więc reprezentowany dolny santon.

W zboczach doliny Kamiennej odsłonięć skał tego piętra prawie nie ma. W Pętkowicach w dnie wąwozu (500 m na północny wschód od koty 193 m) odsłania się margiel miękką, ciemnozieloną, przepelnioną glaukonitem. O kilometr na wschód od tego miejsca, w dnie wąwozu

Garncarskie Doły, na zachodnim końcu wsi Okół, jest margiel zielonawo-biała, plamisty ze znaczną ilością glaukonitu i z nielicznymi czertami. Znalazłem w nim *Actinocamax verus* Mill.

Na północny zachód od Kamiennej brak odkrywek tych warstw aż po Itżankę. Wiele studni weszło jednak w te utwory.

W gajówce Góry stara studnia głęboka na 28 m bita była w kamieniu miękkim, prawdopodobnie wieku santonńskiego.

W Antoniowie, w studni położonej na północnym końcu wsi, natrafiono na następujące warstwy:

Od góry 0—4 m glina zwałowa — plejstocen  
4—6 „ pokruszona opoka żółtawa  
6—22,4 „ piasek średnioziarnisty, prawie czysto kwarcowy,  
ze znacznie większą domieszką ziarn glaukonitu w spodzie.

Najniższa warstwa jest najprawdopodobniej piaskiem santonu, gdyż w studniach na południe od niej położonych obecna jest opoka glaukonityczna emszeru i santonu, na wschód zaś w lesie są już łomy w opoce kampanu.

Podobne piaski napotkałem w dolinie Itżanki. W Jedlance Nowej, w ostatniej na południowym końcu wsi studni, natrafiono na gezę glaukonityczną z bardzo licznymi czertami, a w niej: *Actinocamax granulatus* Bl. i *Rhynchonella limbata* Schlot. O kilkaset metrów na zachód skała ta widoczna jest na powierzchni; tkwią w niej miejscami brunatne, centymetrowej średnicy kongregacje fosforytowe. Jest to santon górny. W odległości 1 km od studni na południowy zachód, na polu, wykonałem trzy szurfy głębokości 2 m. Stwierdziłem w nich, pod kilkadziesiąt centymetrów grubą, zniszczoną warstwą osadów lodowcowych, piaski zielonawe, jasne, kwarcowe z glaukonitem, z bryłami kilkucentymetrowej średnicy twardego piaskowca o lepszemu krzemionkowym. W piaskowcu znalazłem odciski *Pecten* sp. W studniach Kol. Jedlanka, o kilkaset metrów na północny zachód, Sujkowski podczas badań poszukiwawczych na fosforyty, znalazł w takich, jak wyżej opisane piaskach, skupienie kongregacji fosforytów.

Warstwy santonu zbudowane więc są we wschodniej części terenu, na arkuszu Kraśnik, z opoki miejscami glaukonitycznej, z czertami i wkładkami marglu miękkiego. W spodzie opoka, na skutek silnej piaszczystości, przechodzi w gezę. W środkowej części terenu, szczególnie nad Kamienną, znaczną rolę odgrywają margle.

Na północny zachód skała staje się gezą i zawiera w dolnej części wkładkę piasku kwarcowego z domieszką glaukonitu z kongregacjami piaskowców o lepszemu krzemionkowym. W gezach, częściowo i w twardej

opoce, obserwowałem pojedyncze konkrecje fosforytów; w piaskach Kol. Jedlanka występują zagęszczenia konkrecji fosforytowych.

Utwory emszeru, a szczególnie santonu, zmieniają się facjalnie wzdłuż brzegu Gór Świętokrzyskich, jak to zauważył już Krisztafowicz, (1897 i 1898), stając się coraz bardziej piaszczystymi w kierunku północno-zachodnim. Pojawienie się wkładki piasku w dolnym santonie jest skrajnym objawem tej ogólnej tendencji. Wkładka ta pojawia się w tym samym poziomie stratygraficznym, w którym, w profilu senonu nad Wisłą, stwierdziłem maksimum piaszczystości. Przypada to w połowie bardzo jednolitej facjalnie serii osadów transgresji górnokredowej. Zjawisko wzrostu piaszczystości w kierunku północno-zachodnim nie daje się natomiast zauważyć w osadach starszych od emszeru, w piętrach turonu, cenomanu i albu. Pojawia się co prawda drobny piasek glaukonitowy w środkowej partii profilu turonu w okolicach Ilży, jednak minerał ten bywa równie liczny i w skałach tego samego poziomu w rowie tarłowskim.

### Kampan

Osady piętra kampańskiego dzielą się na trzy poziomy zgodnie z tym, co powiedziałem dawniej, pracując nad stratygrafią warstw górnokredowych (1938, str. 36).

Kampan górny	wyższy	—	poziom	<i>Bostrychoceras polyplocum</i>
„	„	niższy	„	<i>Hamites phaleratus</i>
„	dolny	—	„	<i>Actinocamax quadratus</i>

Podział szczegółowszy przedstawiony w wyżej wspomnianej pracy nie da się konsekwentnie na całym obszarze przeprowadzić, gdyż nie wszędzie są dość dobre odsłonięcia, które mogłyby dostarczyć wystarczająco obfitej fauny. Nie będę więc starał się interpretować w myśl szczegółowego podziału wszystkich odsłonień i granice warstw na mapie wykreślam tylko dla wyżej przytoczonego, ogólniejszego podziału.

### Kampan na wschód od Wisły

Na arkuszu Kraśnik wychodnie zajmują znaczny obszar, gdyż przeszło jedną czwartą całej powierzchni arkusza. Z arkusza sąsiedniego od strony wschodniej (arkusz Turobin) przeglądałem zbiór p. B. Arenia, o którym wspominam w pracy dawniejszej (1938, str. 58). Jest to bogata kolekcja fauny kredowej z okolic Wierzchowisk (6 km na północny wschód od Modliborzyc), świadcząca o występowaniu warstw najwyższego kampanu w tej miejscowości.



Na południe i południowy wschód od Kraśnika, w wąwozach lewo-brzeżnych dolinki rzeczki Stróża, odsłania się biała opoka twarda lub miękka z rzadkimi czertami. Fauna jest w niej nieliczna; w Podlesiu znalazłem *Bostrychoceras polyplocum* Röm. Jest więc tu wychodnia najwyższego kampanu. Próbkę opoki pobrane z całej długości wąwozu Podlesia, zbadane przeze mnie mikropaleontologicznie potwierdziły powyższy pogląd.

W górnej części wąwozu zaczynającego się na południe od punktu triangulacyjnego 278,7 m występuje opoka szara, twarda, miejscami bogata w czerty. Zanotowałem tu upad wynoszący  $27^{\circ}$  na  $N 15^{\circ} E$ . Taka sama skała odsłania się w lewym zboczu wąwozu między Olbęcinem i Wólką Olbęcą. Fauna jest dość liczna:

*Belemnitella mucronata* Schlüt.

*Acanthoscaphites spiniger* Schlüt.

*Pachydiscus oldhami* Sharp.

*Inoceramus* sp. sp.

*Crioceras* sp.

Zespół ten wskazuje na przynależność tych warstw do dolnej części najwyższego kampanu lub górnej części poziomu *Hamites phaleratus*.

W Liśniku Małym, na wschodnim końcu wsi, po północnej stronie szosy, odsłania się opoka biała, grubopłytkowa, prawie bez czertów. Ku wschodowi na narożniku między dolinkami Liśnika Małego i Liśnika Dużego są drobne łomy, a w nich widać opokę białą, twardą z licznymi czertami — *Actinocamax* sp. (non *verus*). O pół kilometra na północ od tego miejsca, w lewym zboczu dolinki Liśnika Dużego, w takiej samej skale znalazłem *Pachydiscus* cf. *levyi* Gross. Jest tu więc odsłonięty kampan dolny.

Co się tyczy zachodniej części arkusza Kraśnik, to żadnych nowych obserwacji na odsłonięciach wychodni kampanu nie poczyniłem w stosunku do materiału opublikowanego.

#### Kampan w widłach Wisły i Kamiennej

Granica santonu i kampanu na lewym brzegu Wisły przecina krawędź doliny w miejscu, gdzie przez kamieniołom na zboczu przebiega granica pół wsi Sulejów i Wesółówka<sup>1)</sup>. Górna granica kampanu, granica z mastrychtem, tnie krawędź doliny Wisły o pół kilometra przed ujściem z zachodu doliny Kamiennej. Nad Wisłą wychodnię kampanu tworzy dość twarda opoka żółtawobiała, czysta, przekładana warstwami opoki

<sup>1)</sup> W pracy z 1938 r. na stronie 12 pomyłkowo podałem iż w kamieniołomie tym przebiega granica santonu i emszaru.

z czertami. Skala makroskopowo nie wykazuje domieszki ziarn kwarcu czy glaukonitu i jest dość wytrzymała na działanie czynników atmosferycznych i jako taka dobrze nadaje się do celów budowlanych.

Na zachód od Wisły, na polach Tomaszowa, są rozrzucone drobne łomy chłopskie. W kilku z nich położonych o 500 m na północny wschód od punktu triangulacyjnego 208,9 m w opoce znalazłem okazy *Bostrychoceras polyplocum* Röm., świadczące o obecności wyższego piętra kampanu górnego.

W łomach leżących o 250 m na wschód i 400 m na północno-zachód od punktu 208,9 m, znalazłem formy *Hamites phaleratus* Griep. i *Pachydiscus* cf. *oldhami* Sharp. — jest to więc już niższy poziom kampanu górnego. Wreszcie w dawnych okopach znajdujących się o 300 m na zachód od punktu 208,9 m były okazy *Lima oviformis* Müll. i *Actinocamax quadratus* Bl. wskazujących na kampan dolny. Opoka w tym miejscu zawiera nieliczne ale wyraźne, dostrzegalne ziarna glaukonitu.

Drugie skupienie odsłoneń znajduje się po północno-wschodniej stronie Tarłowa. Przy drodze z Tarłowa do Zęborzyna, w miejscu gdzie droga przecina las, 800 m na północ od cmentarza, zaczynają się po obu jej stronach liczne drobne łomy. Pierwsze z nich, od południa idąc, zawierają faunę niższego kampanu górnego: *Acanthoscaphites spiniger* Schlüt. i *Hamites* sp.; w innym zaś *Bostrychoceras polyplocum* Röm. i *Hamites phaleratus* Griep. W północnej części lasu są już tylko przedstawiciele wyższego poziomu kampanu górnego: *Bostrychoceras polyplocum* Röm.

Idąc dalej tą samą drogą w kierunku Zęborzyna, w odległości dwu i pół kilometra od cmentarza w Tarłowie, jest po lewej stronie drogi, o kilkasetmetrów od niej łom, w którym znalazłem *Lima decussata* Goldf. i *Acanthoscaphites pulcherrimus* Röm. Występują tu więc górne warstwy tego samego co i w łomach w lesie wyższego poziomu górnego kampanu.

Wyżyna leżąca w widłach między dolinami Kamiennej i Wisły jest utworzona z osadów górnego kampanu, z wyjątkiem samego cypla zbudowanego z opoki miększej od kampańskiej, barwy szarobiałej, łatwo rozpadającej się pod wpływem czynników atmosferycznych i zawierającej skamieniałości przewodnie dla dolnego mastrychtu. Jednak w odległości 1 km na zachód od cypla i dalej, skałą budującą krawędź jest znów opoka kampańska z licznymi *B. polyplocum*. Osady mastrychckie powtórnie zjawiają się jednak w krawędzi doliny Kamiennej nieco na zachód od drogi Janów—Zęborzyn na połowie odległości między tymi miejscowościami, gdzie w łomach w lesie stwierdziłem opokę białawoszarą, miękką z *Acanthoscaphites römeri* d'Orb. i *Pholadomya esmarki* Nilss.

## Kampan na północny zachód od Kamiennej

Kamienna dostarczyła sporo odsłoneń warstw kampanu, przecinając je między Czekarzewicami i Okołem na długości 6 km. Odsłoneńca znajdują się prawie wyłącznie w lewym brzegu doliny.

Kampan dolny widać w wąwozie na terenie przysiółka Kazimierzówka, między Okołem i Michałowem. Skałą jest tu opoka twarda, szara, miejscami zielonawa od domieszki glaukonitu, z warstwowo ułożonymi konkrekcjami czertu. Znalazłem w niej, prócz *Actinocamax quadratus* Bl. i *Pachydiscus cf. levyi* Gross, liczne ślimaki i małże, z których oznaczyłem *Lima canalifera* Goldf.

Kampan górny odsłania się w krawędzi doliny w Okole, o kilometr na północny wschód od ujścia wąwozu Kazimierzówki. Skała nie różni się od starszego piętra i zawiera *Belemnitella mucronata* Schl. Następne dobre odsłoneńca są dopiero o 600 m dalej w rozwidlonym wąwozie odległym o 2,5 km na zachód od mostu szosy Tarłów—Lipsko. Stąd na 800 m długim odcinku zbocza przebiega skośnie granica wyższego i niższego poziomu kampanu górnego, obniżając się stopniowo ku wschodowi. Odsłoneńca dobrych dostarczają tu liczne drobne łomy. W zachodniej części tego odcinka, w łomach w dole zbocza założonych, widać opokę białą, z lekka żółtawą, czystą bez glaukonitu, prawie bez czertów. Jest ona dość miękka. Faunę zawiera dość liczną:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

*Acanthoscaphites spiniger* Schlüt.

*Pachydiscus oldhami* Sharp.

*Rhynchonella limbata* Schlot.

*Inoceramus cf. regularis* d'Orb.

*Inoceramus (Endocosta) typica* Whitf.

*Lima canalifera* Goldf.

W łomach eksploatujących najwyższą warstwę poziomu *Hamites phaleratus* skała jest nieco inna. Jest tu twarda opoka z wyraźną, niewielką domieszką glaukonitu oraz z licznymi czertami nieregularnie rozrzuconymi w skale. Znalazłem w niej:

*Hamites phaleratus* Griep. (liczne)

*Inoceramus cf. balticus* Böhm.

*Inoceramus (Endocosta) typica* Whitf.

*Inoceramus* sp. (sp. nova 1, według pracy mojej z r. 1938, str. 20).

Na omawianym odcinku krawędzi doliny ponad warstwami poziomu *Hamites phaleratus* widać skały podobne, jak ostatnio opisałem, ale za-

wierające już faunę wyższego poziomu kampanu górnego. Na tym odcinku oraz w zboczach doliny dalej ku wschodowi zebrałem następującą faunę:

- Bostrychoceras polyplocum* Röm.
- Acanthoscaphites spiniger* Schlüt.
- Pachydiscus* sp.
- Inoceramus (Endocosta) brancoi* Weg.
- Pholadomya esmarki* Nilss.

Są tu więc reprezentowane poziomy lokalne *m*, *n*.

W dalszym ciągu zbocza, aż do ujścia wąwozu, 1,5 km na północny wschód od mostu szosowego, widać taką opokę z mniejszą ilością czertów, w której znalazłem:

- Bostrychoceras polyplocum* Röm.
- Pachydiscus portlocki* Sharp.
- „ *wittekindi* Schlüt.
- Ancyloceras bipunctatum* Schlüt.
- Inoceramus* sp. (sp. nova 1, według mojej pracy z 1938 roku).

Na wschód od ujścia wąwozu widać już opokę miękką, szarą należącą do mastrychtu.

O półtora kilometra w górę wspomnianego wąwozu, dokładnie w kierunku północno-zachodnim od jego ujścia, natrafiłem w kilku drobnych łomach na warstwy graniczne kampanu i mastrychtu. Z fauny zanotowałem formy najważniejsze:

- Bostrychoceras polyplocum* Röm.
- Hamites wernickei* Woll.
- Hoploscaphites constrictus* Sow.

Jest to więc poziom lokalny *r* — najwyższy kampan. Upad warstw wynosił 28° w kierunku wschodnim.

Na północny zachód od doliny Kamiennej płaszczyna wyżyny nie dostarcza prawie odśnieżeń. W Kol. Wólka Bałtowska, w studni odległej o 1,2 km na zachód od folwarku Derewicze, stwierdziłem następujący profil:

- o — 2,8 m glina zwalowa
- 2,8 — 23,2 „ geza glaukonityczna z licznym czertem z fauną:
  - Actinocamax quadratus* Bl.
  - Rhynchonella plicatilis* v. *woodwardi* Daw.
  - Rhynchonella octoplicata* Sow.
  - Lima canalifera* Goldf.

Geza ta należy więc do dolnego kampanu.

Następne odsłonięcia znajdują się w lesie między Antoniowem i Hieronimowem. Są tu liczne drobne łomy w południowo-wschodniej części lasu. Widać w nich opokę twardą z niewielką domieszką glaukonitu i licznymi czertami. Upad wynosi 25° ku NE. Spośród licznych zebranych skamieniałości oznaczyłem: *Acanthoscaphites spiniger* Schlüt. i *Inoceramus (Endocosta) typica* Whitf. Jest to poziom lokalny k — kampan górny niższy.

Wychodnie tego samego poziomu widoczne są w drobnych łomach o 1,5 km na północny zachód, gdzie prócz pierwszej z wyżej wymienionych skamieniałości znalazłem: *Belemnitella mucronata* v. *senior* Now. i *Hamites phaleratus* Griep.

Na tym kończą się odsłonięcia poziomu z *Hamites phaleratus*. Nigdzie dalej ku północnemu zachodowi skała tego wieku nie jest eksploatowana, gdyż wzrasta ilość czertów w skale i na skutek tego nie daje się ona łatwo obciosywać oraz jest nietrwała na działanie warunków atmosferycznych. Łączy się to ze wzrostem piaszczystości skały, która przechodzi z opoki w gezę.

Ta zmiana facji dla kampanu dolnego wzdłuż wychodni od południowego wschodu ku północnemu zachodowi zaznacza się najwyraźniej na południe od Tarłowa. Opoka kampanu górnego zmienia się wyraźnie w gezę czertowatą, glaukonityczną dopiero między Siennem i rzeką Kamienną.

W Pradze Dolnej, na wschodnim końcu zabudowań tej wsi, znalazłem w dole wykopanym na piwnicę skałę zieloną, glaukonityczną z czertem z *Belemnitella mucronata* v. *senior* Now., reprezentującą prawdopodobnie najniższe warstwy kampanu.

O kilometr na północny zachód od południowego końca wsi, w miejscu gdzie łączy się z ulicą wiejską Pragi Dolnej droga idąca z Ossówki, widać na polu rumowisko zielonawej gezy z czertami, w której znalazłem *Bostrychoceras polyplacum* Röm.

Najwyższe warstwy kampanu utworzone z opoki znajdują się pod Siennem. Liczne jej łomy położone są między Nową Wsią, Pragą Górną, Nowym Miastem i Kadłubkiem. Opoka w nich jest żółtawa, twarda, zawiera niewielką domieszkę ziarn glaukonitu i dość liczne konkrety czertu. Fauna występuje w niej obfita:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

*Acanthoscaphites römeri* d'Orb.

*Hamites wernickei* Woll.

*Pachydiscus* sp.

*Inoceramus* sp. (sp. nova 1, według pracy z r. 1938)

*Inoceramus* sp. (sp. nova 3, według pracy z r. 1938)

*Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb.

Jest to poziom lokalny r — najwyższy kampan.

Na tym kończą się odsłonięcia kampanu. Dalej w kierunku północno-zachodnim przebieg wychodni wyznaczyłem na podstawie danych prawie wyłącznie petrograficznych zaczerpniętych z profili studni wiejskich. Jedyne w Małomierzycach Górnych znalazłem w dwóch studniach nieco bogatszą faunę. W obu występowała geza glaukonityczna z bardzo licznymi czertami. W studni w połowie długości wsi znalazłem:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

*Pachydiscus* sp.

*Rhynchonella octoplicata* Sow.

W studni w północnej części wsi znalazł się okaz *Pachydiscus oldhami* Sharp. Jest tu więc najprawdopodobniej dolny poziom górnego kampanu.

Przebieg wychodni kampanu na arkuszu Radom oparłem na zbadaniu mikropaleontologicznym profili otworów wiertniczych ze Skaryszewa i Radomia.

Podawanie szczegółowych danych mikropaleontologicznych uważam jeszcze za przedwczesne, z tego względu, iż stratygrafia kredy górnej oparta na mikrofaunie nie jest jeszcze dobrze opracowana i opublikowana. Schemat stratygraficzny, który wypracowałem, ma na razie czysto lokalne znaczenie, a wyróżnione formy przewodnie mają lokalną nomenklaturę roboczą, która byłaby niezrozumiała bez publikacji specjalnie poświęconej mikrofaunie górnej kredy. Podam więc na razie same wnioski stratygraficzne, odkładając ogłoszenie szczegółowych danych do pracy specjalnej.

Wiercenie w Skaryszewie:

- o — 24,0 m osady czwartorzędowe;
- 24,0 — 28,2 „ geza szara, bezwapienna, zawiera prócz drobnego piasku kwarcowego liczne ziarna glaukonitu i nieco blaszek miki;
- 28,2 — 43,5 „ skała jak wyżej, wapnista, zawiera liczne czerty. Zespół mikrofauny tej warstwy odpowiada mikrofaunie występującej w profilu Wisły na poziomach lokalnych p—t. Występują tu więc warstwy graniczne kampanu i mastrychtu.

Następnie zbadalem kilka otworów wiertniczych z terenu miasta Radomia i jego przedmieść.

W studni na terenie zabudowań monopolu tytoniowego, na przedmieściu Żakowice, stwierdziłem następujące utwory:

- 0 — 18 m utwory czwartorzędowe;
- 18 — 41 „ piasek kwarcowo-glaukonitowy, marglisty, prawdopodobnie senon;
- 41 — 60 „ geza szara piaszczysta — mastrycht dolny, według badań mikropaleontologicznych;
- 60 — 105 „ geza szara piaszczysta — kampan górny, wyższy (na podstawie mikrofauny);
- 105 — 125 „ piasek kwarcowo-glaukonitowy, marglisty — kampan górny, wyższy (na podstawie mikrofauny).

O 300 m na zachód wykonano wiercenie przy składach monopolowych opisane szczegółowo przez Lewińskiego (1906, str. 71 — 75) a przedtem jeszcze przez Sincowa i Rychłowskiego<sup>1)</sup>. W skróceniu profil tego otworu wygląda następująco:

- 0 — 22,87 m utwory czwartorzędowe;
- 22,87 — 75,00 „ piasek kwarcowo-glaukonitowy z konglomeratami piaskowca — prawdopodobnie senon;
- 75,00 — 82,35 „ piaskowiec szary przekładany z piaskiem — prawdopodobnie senon;
- 82,35 — 85,09 „ geza piaszczysta, glaukonityczna — kampan górny, wyższy, jak wynika z badań mikropaleontologicznych.

W północno-wschodniej części miasta w wierceniu dla wodociągów miejskich (studnia III) stwierdziłem profil następujący<sup>2)</sup>:

- 0 — 20 m utwory czwartorzędowe;
- 20 — 27 „ piaski szare, drobno i gruboziarniste — oligocen;
- 27 — 58 „ geza biała, piaszczysta;
- 80 — 117 „ geza biała, piaszczysta — mastrycht górny, część dolna (na podstawie mikrofauny);
- 117 — „ geza biała, piaszczysta — mastrycht górny, część dolna (na podstawie mikrofauny);
- 117 — 149 „ geza szara, piaszczysta — mastrycht dolny, część górna (na podstawie mikrofauny);
- 149 — 153 „ geza szara, piaszczysta — mastrycht dolny, część dolna (na podstawie mikrofauny).

<sup>1)</sup> Rychłowski: „Materiały do Hydrologii“. Warszawa 1917; Nr 696. Sincow: „O burowych i kopanych kołodcach“... Zap. Min. Ob. 1905, str. 127—129.

<sup>2)</sup> Profil petrograficzny (skrócony) według próbek znajdujących się do 1944 r. w Archiwum Wiertniczym P. I. G., opracowanych przez dr A. Luniewskiego.

Otwór ten opisany już był przez Rychłowskiego (l. c.).

W dwóch pierwszych otworach w Radomiu uderza znaczna piaszczystość górnych warstw osadów kredowych. Nie jest pewnym czy to odpowiada rzeczywistym stosunkom, gdyż wszystkie wiercenia wykonywane były udarowo i przy tym miękki, piaszczysty margiel czy geza mogły być rozproszkowane przez świder i odszlamowane z drobnych zawiesin tak, że wydobywano je na powierzchnię w postaci piasku. Łatwiej podlegały temu górne, zwietrzałe warstwy skały.

Ogólnie da się stwierdzić jedynie zwiększenie piaszczystości w najniższych obserwowanych partiach kampanu górnego wyższego, w porównaniu do najwyższych warstw kampanu i mastrychtu. Jest to zgodne z obserwowanymi zmianami facjalnymi w profilu senonu nad Wisłą między Ciszycą, Solcem i Chotczą (Pożaryski 1938, str. 14—16), którym to osadom odpowiada czasowo przytoczony profil utworów tworzących podłoże Radomia.

W świetle powyższych danych poglądy na budowę podłoża przedczwartorzędowego miasta Radomia w ujęciu Lewińskiego (1906) wymagają modyfikacji. Słusznie zaliczył on utwory leżące w spągu czwartorzędu do górnego senonu, opierając się przede wszystkim na znalezieniu w jednym z otworów okazu *Belemnitella mucronata* Schl. Nie są to jednak osady regresji morza senońskiego, gdyż regresja rozpoczęła się dopiero w górnej części mastrychtu górnego, których to osadów w wierceniach Radomia nie stwierdziłem. Potwierdza to fakt, iż skały w otworach południowo-zachodnich przebijających warstwy kampanu są bardziej piaszczyste niż w północno-wschodnich przebijających mastrycht. Widzimy więc, że w młodszych utworach kredowych w podłożu Radomia facja była mniej terrygeniczna niż w starszych, a zatem stosunki facjalne wskazują na transgresywny charakter osadów, a nie regresywny, jak przypuszczał Lewiński. Autor ten oparł swój pogląd z jednej strony na podobieństwie petrograficznym do osadów dalej na wschodzie położonych, nie docenił jednak w tym przypadku znanego od dawna faktu zmiany facji z bardziej terrygenicznej na zoogeniczną z zachodu na wschód w osadach morza górnokredowego. Z drugiej strony Lewiński oparł się na fakcie wzrostu marglistości ku dołowi, a piaszczystości ku górze, w profilach otworów wiertniczych Radomia. Ten fakt omówiłem już powyżej. Dodam jeszcze, iż w wiercieniu na przedmieściu Żakowice piaszczystość skały wzrasta bardzo wyraźnie ku dołowi. Fakt ten zmusza do tego, by całe to zjawisko wzrostu piaszczystości w profilach otworów wiertniczych ku górze uznać za wtórne, nie mające nic wspólnego z sedymentacją osadów kredowych. Należy się tu jeszcze liczyć z możliwością podobieństwa osadów trzeciorzędowych do skał kredowych, tym bardziej, że dolne ich warstwy mogły się tworzyć z rozkruszonych skał podłoża kredowego.



## Mastrycht

Stratygrafia mastrychtu opracowana przeze mnie w 1938 roku<sup>1)</sup> dała się dobrze zastosować do całego badanego terenu. Na skutek rozszerzenia terenu badań nasunęły się natomiast pewne uwagi dotyczące zasięgów występowania kilku form, a mianowicie: *Bostrychoceras polyplocum* sięga wyżej do poziomów *s*, *t* dolnego mastrychtu. Są tam okazy tego gatunku bardzo rzadkie i wyraźnie różne wyglądem od górnokampańskich; są zdrobniałe i prawie pozbawione guzów, przypuszczalnie stanowić będą inny gatunek lub odmianę.

Nieliczne okazy *Hoploscaphites constrictus* v. *vulgaris* Now. znalazłem już w poziomie *t*, razem z odmianą *H. c. v. tenuistriatus* Now. tego gatunku. Również i *Hauericeras gardeni* Bailly pojawia się wcześniej niż przypuszczałem, gdyż już w poziomach *p*, *r*, a więc w najwyższym kampanie.

Powyższe modyfikacje nie zmieniają jednak poglądów wypowiedzianych na temat górnego senonu w pracy z r. 1938 (str. 29—36 i 53—55).

## Mastrycht na arkuszu Kraśnik

W północno-wschodniej części arkusza, na prawym zboczu dolinki rzeczki Stróża, na Zarzeczcu, Piaskach, Budzyniu i w Urzędowie widać opokę czystą, białą i żółtawą prawie bez czertów. Skala jest dość miękka i bywa używana jako materiał budowlany. Wiek jej na podstawie badań mikrofauny oznaczam jako część dolną dolnego mastrychtu. Potwierdza ten pogląd lista skamieniałości ze wsi Piaski, stanowiącej północne przedmieście Kraśnika<sup>2)</sup>.

*Belemnitella mucronata* v. *junior* Now.

*Acanthoscaphites römeri* d'Orb.

*Baculites* sp.

*Lima granulata* Nilss.

„*decussata* Goldf.

*Cardium fenestratum* Kner.

*Leda producta* Nilss.

*Pecten campanensis* d'Orb.

<sup>1)</sup> W pracy (4) o „Stratygrafii senonu...” wkrały się dwa błędy korektorskie, które niniejszym prostuję. W tabeli między stronami 32 i 33 w profilu pionowym pierwszym zatytułowanym „Pożaryski 1938 r.” w rubryce „Mastrycht dolny” winno być nie *Bostrychoceras polyplocum* tylko *Bostrychoceras schloenbachi*. Prócz tego na str. 20 brak jest oznaczenia zasięgu występowania ramienionoga *Kingena lima*; winno być ono zaznaczone grubymi kreskami poziomymi w poziomach *y*, *z*.

<sup>2)</sup> Powyższy zbiór znajdował się w Zakładzie Geologii Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie i był łaskawie użyty mi do przejrzania przez śp. prof. W. Rogalę.

W Rudniku Szlacheckim, o 8 km na północny wschód od Kraśnika, występuje opoka biała i kremowa, dość twarda na świeżo przy wydobyciu w łomach, a szybko rozpadająca się na powietrzu. Z makrofauny oznaczyłem: *Belemnitella mucronata* Schl. i *Spondylus dutemplanus* d'Orb. Badania mikrofauny łącznie z powyższymi danymi wskazały na część wyższą dolnego mastrychtu (poziomy lokalne u, v).

#### Mastrycht na zachód od Wisły

Na arkuszu Kraśnik cały dolny mastrycht wyróżniłem jako całość, jednym kolorem. Na arkuszu Solec, dzięki licznym danym rozbiłem go na dwa poziomy:

- mastrycht dolny wyższy (poz. lokalny u, v)  
 „ „ „ niższy (poz. lokalny s, t)

Opiszę najpierw wychodnie niższych poziomów dolnego mastrychtu na arkuszu Solec.

Wychodnie na południowym brzegu doliny Kamiennej omówiłem już w związku z kampanem. Pisząc o najbardziej na południe wysuniętych punktach występowania utworów tego piętra na lewym brzegu Wisły, należy wspomnieć o nieczynnym łomie znajdującym się w Zęborzynie Kościelnym przy moście, w którym widać opokę białą, miękką łatwo rozsypującą się na drobny gruz. Znalazłem w niej tylko *Pholadomya esmarki* Nilss. i nieliczne ułamki *Inoceramus* sp.

Następnie w miejscu odległym o 1 km na południe od miejscowości Glina, w drobnych łomach na polu koło lasku, odsłania się podobna skała, w której prócz powyżej wymienionych skamieniałości znalazłem *Hoploscaphites constrictus* Sow. Są to najniższe warstwy mastrychtu.

Dalej przez okolice Kostusina, Przymiarek, Zapusty, Józefowa ciągnie się pas łomów, któremu odpowiada dalej ku północnemu zachodowi zgrupowanie łomów między Ossówką, Wygodą, Nową Wsią i Ludwikowem. Skała jest w nich dość twardą gezą z nielicznymi przerostami czertów. Od skał tego samego wieku występujących w brzegu doliny Wisły w Pawłowicach, Sadkowicach i Raju różni się wyraźną domieszką ziarn kwarcu i glaukonitu. Jedynie najstarsze warstwy mastrychtu (poziom lokalny s), odsłonięte w małym łomie w Zapaście, położonym o 1 km na południe od punktu na mapie oznaczonego wysokością 200 m, mają wygląd opoki białej, dość miękkiej. Fauna w łomach między Maruszowem, Józefowem i Zapustą jest bardzo bogata.

*Belemnitella mucronata* v. senior Now. (liczne)

„ „ v. junior Now.

*Acanthoscaphites römeri* d'Orb. (liczne)

„ *tridens* Kner. (liczne)

*Pachydiscus perfidus* Gross.

*Hauericeras gardeni* Bailly.

*Nautilus patens* Kner.

*Placunopsis undulata* Müll.

Jest tu więc poziom lokalny *t* mastrychtu dolnego niższego.

Łomy między Ossówką, Nową Wsią, Wygodą i Ludwikowem zawierają skały podobne, nieco bardziej piaszczyste. Występuje w nich również poziom lokalny *t* mastrychtu. Znalazłem tam:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

„ „ v. *junior* „

*Acanthoscaphites römeri* d'Orb.

„ *tridens* Kner.

*Hoploscaphites constrictus* Sow.

*Pachydiscus perfidus* Gross.

*Baculites anceps* Lam.

*Inoceramus goldfussianus* d'Orb.

„ sp. (sp. nova 5, według pracy z r. 1938).

„ aff. *regularis* d'Orb.

W kamieniołomach znajdujących się o parę kilometrów na północ, leżących ściśle na połowie odległości między wsiami Gozdawa i Ludwików, skała jest gezą nieco mniej piaszczystą niż poprzednia, zawierającą dość liczne czerty. Fauna dość liczna.

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now. (liczne)

„ „ v. *junior* „

*Acanthoscaphites römeri* d'Orb.

*Hoploscaphites constrictus* v. *vulgaris* Now.

*Nautilus* cf. *patens* Kner.

*Inoceramus goldfussianus* d'Orb.

„ (*Endocosta*) *brancoi* Weg.

*Placunopsis undulata* Müll.

Są to zapewne najwyższe warstwy poziomu lokalnego *t* mastrychtu.

Następne odsłonięcia tego poziomu obserwowałem w rozległych, płaskich kamieniołomach wsi Jelonek położonych 1 km na północ od tej wsi. Geza tam występująca zawiera dobrze widoczne ziarna glaukonitu

i kwarcu. Prócz czertów widać twardsze partie skały, nieco tylko ciemniejsze od otoczenia, w których skupił się węglan wapnia. Faunę znalazłem nieliczną:

*Belemnitella mucronata* v. *junior* Now.

*Acanthoscaphites tridens* Kner.

*Inoceramus goldfussianus* d'Orb.

*Placunopsis undulata* Müll.

Ostatnie odsłonięcia poziomu lokalnego *t* na arkuszu Solec obserwowałem w północno-zachodnim narożu tego arkusza nad Iłżanką, we wsi Stoki. Na obu zboczach doliny tej rzeczki, w licznych drobnych łomach, widać szaro białą gezę silnie piaszczystą, glaukonityczną. Występują w niej widoczne ławice twardego szarego wapienia, w którym już nieuzbrojonym okiem widać białe, zopalizowane igły gąbek. Fauna dość liczna:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now. (liczne)

„ „ v. *junior* „

*Acanthoscaphites tridens* Kner.

*Hoploscaphites constrictus* v. *vulgaris* Now.

*Pachydiscus perfidus* Gross.

*Baculites anceps* Lam

*Inoceramus* sp. (sp. nova 1, według pracy z r. 1938)

*Inoceramus* sp. (sp. nova 3, według pracy z r. 1938)

„ *goldfussianus* d'Orb.

*Rhynchonella limbata* Schlot. (liczne).

O skalach tego poziomu na arkuszu Radom wspomniałem już przy opisie wierceń z Radomia, w poprzednim rozdziale poświęconym wychodniom kampanu.

Przechodzę teraz do wyższych poziomów dolnego mastrychtu — poziomy lokalne *u*, *v*, na arkuszu Solec.

Nad Wisłą wychodnie tych poziomów w postaci białej i szarawej opoki, niezbyt twardej, z wkładkami miękkiej i kruchej, znajdują się na terenie osady Solec i wsi Przedmieście Kludzie. Stamtąd ciągną się szerokim pasem ku zachodowi, widoczne w obu brzegach dolinki rzeczki Krępianki.

Najbardziej na południe wysunięty punkt wychodni znajduje się w Walentynowie. W wąwozie o 1 km na wschód od szosy Tarłów—

Lipsko znajduje się kilka drobnych łomów, w których widać opokę szarą, dość miękką, zawierającą faunę nieliczną:

*Hoploscaphites constrictus* Sow.

*Inoceramus tegulatus* Hag.

Jest to poziom lokalny u, którego wychodnie ciągną się stąd pasem parokilometrowej szerokości aż do północno-zachodniego naroża arkusza Solec. Skala ulega wzdłuż tego pasa wyraźnym zmianom. Na skutek wzrastania piaszczystości opoka zmienia się w gezę.

W Jaworze Soleckim, Wyglądowie i Jaworskiej Woli, w licznych drobnych łomach na polach dobywają opokę podobną jak w Walentyńowie, różniącą się niewielkim, ale wyraźnym wzrostem piaszczystości. Charakterystyczna jest tu obecność ławic wapiennych, twardych, nieco ciemniejszych od otaczającej skały. Fauna niezbyt liczna wskazuje na poziom lokalny u:

*Belemnitella mucronata* v. *junior* Now.

„ *lanceolata* Schlot.

*Acanthoscaphites tridens* Kner.

*Nautilus* cf. *patens* Kner.

*Baculites* aff. *anceps* Lam.<sup>1)</sup>

*Inoceramus goldfussianus* d'Orb.

„ *tegulatus* Hag.

*Rhynchonella limbata* Schlot.

*Terebratula carnea* Sow.

W kierunku północno-zachodnim następny obszar występowania odkrywek skał omawianego piętra mieści się między wsiami Marianów, Bieliny i Antoniów koło Czerwonej. Wzrastająca piaszczystość decyduje o tym, iż skalą jest tu już geza słabo glaukonityczna. Fauna jak wyżej dość bogata:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

„ *lanceolata* Schlot.

*Acanthoscaphites tridens* Kner. (liczne)

*Baculites* aff. *anceps* Lam.<sup>1)</sup>

*Nautilus patens* Kner.

*Rhynchonella limbata* Schlot.

*Inoceramus tegulatus* Hag.

*Placunopsis undulata* Müll.

<sup>1)</sup> Forma wymieniona w dawniejszej pracy (1938, str. 19).

O 2 km na północny wschód od wsi Antoniów, w lesie, w miejscu zwanym Góry Wielkie są liczne łomy, w których eksploatują gezę szarą lub żółtawą z czertami i ławicami twardymi przepojonymi kalcytem. Występuje w nich liczna fauna, o której wspomina już Łuniewski (1936, str. 121) wymieniając: „wielkie pachydiski (50 cm średnicy) oraz wielkie ananchitesy“... Obecny tu gatunek wielkich pachydisków, wyróżniających się bardzo szybkim przyrostem grubości zwojów, występuje w poziomach lokalnych t, u nad Wisłą oraz w Stokach w poziomie t, a w Górach Wielkich w poziomie u w północno-zachodnim narożu arkusza Solec. Poza tym są tu:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

*Acanthoscaphites tridens* Kner.

*Pachydiscus egertoni* Favre.

*Nautilus althenensis* Schlüt.

*Terebratula carnea* Sow.

*Rhynchonella limbata* Schlot.

*Inoceramus* aff. *regularis* d'Orb. <sup>1)</sup>

„ sp. nova 5 <sup>1)</sup>.

Do tego samego poziomu lokalnego u należą warstwy, występujące w łomach na terenie Wólki Maziarzkiej nad Ilżanką, gdzie widać skałę piaszczystą, odpowiadającą wapnistej gezie. Fauna liczna:

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now.

„ *lanceolata* Schlot.

*Acanthoscaphites* cf. *tridens* Kner.

*Hoploscaphites constrictus* v. *tenuistriatus* Now.

„ „ v. *vulgaris* Now. (liczne)

*Pachydiscus egertoni* Favre.

*Baculites* aff. *anceps* Lam. <sup>1)</sup>

*Hauericeras gardeni* Bailly.

*Rhynchonella limbata* Schlot. (liczne)

*Inoceramus (Endocosta)* sp. nova <sup>1)</sup>.

Najwyższy mastrycht dolny, poziom lokalny v, występuje wyraźnie w jednej tylko miejscowości w Aleksandrowie na północny wschód od Jawora Soleckiego. W łomach położonych na południe od zabudowań Aleksandrowa, w pobliżu szosy Ilża—Solec odsłania się opoka biała, dość miękka, łatwo lasująca się i rozpadająca na powietrzu. Fauna bardzo bogata. Zwraca uwagę brak właściwych inoceramów, prócz gatunku *In. tegulatus*, który sięga do górnego mastrychtu.

<sup>1)</sup> Według oznaczeń w dawniejszej pracy (1938, str. 20).

*Belemnitella mucronata* v. *senior* Now. (liczne)

„ „ „ v. *junior* „ „

„ „ *lanceolata* Schlot.

*Acanthoscaphites tridens* Kner.

*Hoploscaphites constrictus* v. *tenuistriatus* Now.

*Hauericeras gardeni* Baily.

*Baculites* aff. *anceps* Lam.<sup>1)</sup>

*Rhynchonella limbata* Schlot.

*Inoceramus tegulatus* Hag.

„ (*Endocosta*) cf. *kneri* Böhm.

*Placunopsis undulata* Müll.

Jest to fauna prawie identyczna z fauną poziomu lokalnego *u*, różni się jedynie obecnością *Inoceramus (Endocosta) cf. kneri*, która to forma jest właściwa wyłącznie poziomowi lokalnemu *v*, reprezentującemu najmłodsze warstwy dolnego mastrychtu nad Wisłą.

Na tym kończę przegląd systematyczny stratygrafii warstw kredowych. Schematycznie jest on zestawiony na tabeli (str. 70 i 71) i na tablicy III. Widać tam, iż cykl sedymentacyjny górnokredowy rozpada się na podcykle. Pierwszy to alb, cenoman, turon i emszer, przy czym maksimum tej transgresji przypada w górnym turonie. Drugi to santon, kampan, mastrycht, z maksimum głębokości w górnym mastrychcie. Poza badanym terenem, na północ od niego, pod Kazimierzem i Puławami występują jeszcze osady trzeciego dańskiego zalewu. Granica pierwszej i drugiej transgresji górnokredowej przypada na emszer i santon. Osady obu tych pięter posiadają charakter regresywny.

Na zakończenie zasługuje jeszcze na podkreślenie wyżej już omówiony fakt zmiany facji osadów senońskich polegający na wzroście piaszczystości skały przy posuwaniu się z południowego wschodu na północny zachód. Wiąże się z nim niewątpliwie przechodzenie skał górnokredowych typu opoki w zachodniej Lubelszczyźnie w skały tego samego wieku typu kredy piszącej we wschodniej Lubelszczyźnie i na Wołyniu. Ten ostatni fakt można tłumaczyć bujnym życiem gąbek krzemionkowych w bliskości cokołu Świętokrzyskiego, które zadecydowało o powstaniu wokół niego skał typu opoki. Wzrost natomiast piaszczystości ku zachodowi będzie mógł być wyjaśniony dopiero po bliższym zbadaniu profili kredy górnej na północny zachód od Gór Świętokrzyskich.

<sup>1)</sup> Według oznaczeń z pracy z r. 1938 (str. 19).

Tabela stratygraficzna kredy

Piętra i poziomy		Fauna przewodnia	Wykształcenie litologiczne	Mięższość
M a s t r y c h t	górný	<i>Belemnitella mucronata</i> „ <i>lanceolata</i> <i>Hoploscaphites constrictus</i> v. <i>vulgaris</i> .	Miężki wapień marglisty	ponad 100 m
	wyższy	<i>Belemnitella mucronata</i> „ <i>lanceolata</i> <i>Hoploscaphites constrictus</i> v. <i>vulgaris</i> . <i>Bostrychoceras schloenbachi</i> . <i>Hamites cylindraceus</i>	Opoka marglista i geza z czertami	60 m
	niższy	<i>Belemnitella mucronata</i> „ <i>lanceolata</i> <i>Hoploscaphites constrictus</i> v. <i>tenuistriatus</i> <i>Pachydiscus perfidus</i> „ <i>colligatus</i>	Opoka i geza z czertami	60 m
K a m p a n	górný	<i>Belemnitella mucronata</i> <i>Acanthoscaphites pulcherrimus</i> <i>Pachydiscus wittekindi</i> „ <i>portlocki</i>	Opoka; na północo-zachodzie badanego obszaru geza.	60 m
	niższy	<i>Belemnitella mucronata</i> „ „ v. <i>senior</i> <i>Hamites phaleratus</i> <i>Acanthoscaphites spiniger</i>	Opoka i geza z czertami	80 m
	dolny	<i>Actinocamax quadratus</i> <i>Pachydiscus levi</i> <i>Offaster pilula</i> <i>Galeola pepillosa</i>	Opoka i geza z czertami	60 m
Santon	<i>Actinocamax verus</i> „ <i>granulatus</i> <i>Inoceramus patootensis</i> „ <i>pinniformis</i>	Opoka i geza glaukonityczna zawierająca czerty. Lokalnie piasek kwarcowy glaukonityczny.	120 m	



Piętra i poziomy	Fauna przewodnia	Wykształcenie litologiczne	Mieższość
Emszer	<i>Inoceramus subquadratus</i> <i>Spondylus spinosus</i>	Opoka marglista, glaukonityczna oraz geza.	40—60 m
T u r o n	górny <i>Inoceramus schloenbachi</i> „ <i>inconstans rotundus</i> „ <i>annulatus</i> „ <i>costellatus</i> „ aff. <i>lamarchi</i>	Opoka biała wapnista z nieregularnymi przerostami czertu i miejscami z czarnymi krzemieniami.	90—150 m
	dolny wyższy <i>Inoceramus lamarchi</i> „ <i>costellatus</i> <i>Spondylus spinosus</i>	Opoka wapnista z krzemieniami z czertem bądź w nieregularnych skupieniach, bądź płytowo wykształconym. Lokalnie wapień mszywiolowy.	40—120 m
	dolny niższy <i>Inoceramus labiatus</i> <i>Rhynchonella cuvieri</i>	Opoka biała, wapnista z czarnymi krzemieniami lub wapień zbity z ziarnami glaukonitu.	2,2—21 m
C e n o m a n	górny <i>Acanthoceras rhotomagense</i> <i>Hoploscaphites aequalis</i> <i>Schloenbachia varians</i> <i>Holaster subglobosus</i> „ <i>suborbicularis</i>	Wapień i margle piaszczyste glaukonityczne z fosforytami.	2,1—12 m
	środkowy <i>Schloenbachia varians</i> <i>Baculites baculoides</i> <i>Neohibolites ultimus</i> <i>Inoceramus crippi</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i>	Margle i gezy częściowo glaukonityczne z fosforytami i krzemieniami.	1,1—14 m
	dolny <i>Neohibolites ultimus</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i>	Piaski glaukonitowe z fosforytami.	0,1—4 m
Alb	<i>Hoplites dentatus</i> <i>Inoceramus concentricus</i>	Piaski i piaskowce kwarcytowe miejscami z glaukonitem.	0—60 m
Neokom	Fauna amonitowa walażynu i hoterywu (Różycki 1946, str. 10).	Czarne i rdzawe ily.	0—8 m

## LUKA STRATYGRAFICZNA NA POGRANICZU JURY I KREDY

Obecność luki stratygraficznej między warstwami jury i kredy na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich znana już była dawniej. Łuniewski (1923, str. 66) stwierdza ułożenie turonu na kimerydzie lub astarcie, nawet bezpośrednio na rauraku pod Ożarowem. Samsonowicz (1926<sup>b</sup>, 1932<sup>b</sup>, 1934) zwięża tę lukę do pięter leżących między astartem i albem. Poza tym autor ten wskazuje na istnienie luki w obrębie warstw jury w antyklinie Rachowa, gdzie zlepy muszlowe bononu spoczywają bezpośrednio na kimerydzie dolnym.

Załączone poniżej zestawienie przedstawia zmienność warstw od kimerydu do cenomanu w poszczególnych miejscach pasa wychodni tych utworów na badanym terenie. Graficznie ilustruje to samo tablica III. Zmienność w kierunku poziomym wykazuje tylko alb i cenoman, osadów innych pięter albo brak na pewnych obszarach całkowicie albo są wykształcone jednostajnie. Jest to szczególnie ważne dla osadów jury górnej.

Warstwy kimerydu górnego i bononu znajdują się obecnie tylko na krańcach zbadanego obszaru. W środkowej części, na arkuszu Solec i Opatów nie zaobserwowano zlepow muszlowych piaszczystych z litytami, wieńczących osady kimerydzkie na arkuszu Radom, Ilża oraz Kraśnik (antyklina Rachowa). Bononu nie ma już we wschodniej części arkusza Ilża. Natomiast na całym prawie obszarze ark. Opatów brak nawet górnego kimerydu i osady kredowe leżą bezpośrednio na wapieniach oolitycznych, dolnokimerydzkich.

Fakt, iż luka w występowaniu warstw najwyższej jury ma miejsce tylko na środkowym odcinku pasa wychodni oraz fakt, iż osady te są pod względem facji jednostajnie wykształcone na całej długości wychodni, pozwala twierdzić, że nie była to luka sedymentacyjna, lecz powstała ona przez erozję działającą już po osadzeniu się warstw bononu. Że taka erozja miała rzeczywiście miejsce istnieją dowody bezpośrednie. Jak już wspomniałem w poprzedniej pracy (1938) w Jankowicach znalazłem wśród fosforytów cenomańskich, leżących na wapieniach kimerydzkich, krzemienie ciemnobrązowe z korą białą, typowe dla warstw górnostareckich, w stanie lekko obtoczonym. Dowodzi to bardzo intensywnego niszczenia warstw górnourajskich przed osadzeniem się utworów górnokredowych. Dowodem ważnym jest również obserwowana w wielu miejscach niezgodność ułożenia kredy na jurze, która jest specjalnie wyraźna w antyklinie Rachowa, co przedstawiłem na mapie tej antykliny i profilach poprzecznych przez nią (tabl. IV). Poza tym rozżarcie warstw bononu i kimerydu jest widoczne w Krzyżanowicach, gdzie jak wyżej podałem,

Warstwy graniczne kredy i jury na północno-wschodnim obrzeżeniu gór Świętokrzyskich

Piętro	Arkusz Iłża		Arkusz Solec	Arkusz Opatów		Arkusz Kraśnik	
	Krzyżanowice	Chwałowice cegielnia		Jankowice — Chrapanów	Czyżów — Dąbie	Annopol (Antyklina Rachowa)	Nowa Wieś (Antyklina Rachowa)
CENOMAN DOLNY	piaski glaukonitowe z kongrecjami fosforytowymi	piaski glaukonitowe z kongrecjami fosforytowymi	piaski glaukonitowe z kongrecjami fosforytowymi	kongrecje fosforytowe tkwiące w glinie wietrzelinowej wapienia kimerydu	piaski glaukonitowe z kongrecjami fosforytowymi	piaski glaukonitowe margliste z kongrecjami fosforytowymi	piaski glaukonitowe margliste z kongrecjami fosforytowymi
ALB	piaski i piaskowce z kongrecjami fosforytowymi w stropie	piaski i piaskowce z kongrecjami fosforytowymi w stropie	piaski i piaskowce z kongrecjami fosforytowymi w stropie	brak	piaski glaukonitowe i piaskowce skrzemieniałe, w stropie fosforyty	piaski i piaskowce z kongrecjami fosforytowymi w stropie	piaski i piaskowce z kongrecjami fosforytowymi w stropie
NEOKOM i PURBEK	Apt } brak Barem }	brak	brak	brak	brak	brak	brak
	Hoteryw } czarne ily Walanżyn } z syderitem	czarne ily z syderitem					
	*) brak	brak					
BONON	wapienie neryneowe z marglami w stropie	brak	brak	brak	brak	brak	margle z wkładami wapienia
KIMERYD GÓRNY	zlepy muszłowe piaszczyste z lidydami	zlepy muszłowe piaszczyste z lidydami	brak	brak	brak	brak	zlepy muszłowe piaszczyste z lidydami
	ily margliste z muszłowcami	ily margliste z muszłowcami	ily margliste z muszłowcami	brak	brak	ily margliste z muszłowcami	ily margliste z muszłowcami
KIMERYD DOLNY	Wapienie białe i żółtawe oolityczne z marglami					nie ma danych	

\*) Luka stratygraficzna przypadająca na purbek, a być może obejmująca też infrawalanżyn i bonon górny.

w studni koło łomu, w którym widać wapienie bonońskie, ily neokomskie leżą bezpośrednio na zlepiach piaszczystych z litymi najwyższego kimerydu.

W okresie jurajskim po osadzeniu się utworów górnego kimerydu oraz wapieni i margli bononu powstał na naszym terenie łąd. Morze wycofało się w bononie. Ponieważ trudno przypuścić by kilkumetrowa warstwa wapienia neryneowego i marglu stanowiła osady całego bononu, tak bogato wykształconego na sąsiednim od północnego zachodu terenie, więc należy przyjąć, że łąd powstał już w bononie<sup>1)</sup> i trwał aż do czasu transgresji neokomskiej. Czy jednak łąd ten nie był zalewany, lub też czy nie było na nim niegdyś osadów całego piętła bononu, jak pod Tomaszowem, nie można twierdzić. Różycki (1939), który badał teren położony na północny zachód od mego, nic o takich osadach nie wspomina.

Inaczej ma się sprawa z osadami neokomu. Przede wszystkim są one obecne tylko na północno-zachodnim krańcu terenu i facjalnie identyczne z osadami współczesnymi w niecce tomaszowskiej; nie stwierdzono ich natomiast nigdzie na wschód od Chwałowic pod Ilżą; brak ich w otworze świdrowym, który przebił osady kredowe w Lublinie; nie ma ich również na Podolu. Przypuszczam więc, że dzisiejsza ich granica wschodnia jest niewiele tylko cofniętą ku zachodowi przez erozję pierwotną granicą obszaru dolnokredowej sedymentacji na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Byłyby to osady powstałe na peryferii basenu sedymentacyjnego niecki tomaszowskiej i Kujaw. Tę peryferyczność podkreśla dobitnie fakt, iż ciągłość sedymentacyjna górnej jury i dolnej kredy, stwierdzona pod Tomaszowem, nie występuje pod Ilżą, gdzie morze już w bononie wycofało się i transgredowało powtórnie na rozżartą powierzchnię jury dopiero podczas maksimum zalewu neokomskiego, pozostając tu prawdopodobnie przez czas krótki i wycofując się w momencie pojawienia się pierwszych oznak regresji, na co wskazywałby brak osadów piaszczystych charakteryzujący fazę regresywną dolnokredowego zalewu morskiego w niecce tomaszowskiej.

Po ustąpieniu morza, do czasu zjawienia się pierwszych fal transgresji albu, nastąpiła prawdopodobnie faza działania erozji łądowej. Tak powstało podłoże, na które wlała się transgresja górnokredowa.

Pierwsze osady kredy górnej są identyczne co do wieku i facji na obu krańcach badanego terenu pod Ilżą i w antyklinie Rachowa; również niewiele się od nich różnią osady albskie pod Zawichostem w Czyżowie i Dąbiu. Jednostajność tę przerywają jedynie stosunki panujące w południowo-zachodniej części rowu tarłowskiego.

<sup>1)</sup> Według Samsonowicza (1932<sup>b</sup>, str. 201) wapienie neryneowe są dolnobonońskie; wynurzenie nastąpiłoby więc w bononie górnym.

W Jankowicach i Chrapanowie na wapieniach dolnego kimerydu leżą bezpośrednio fosforyty, zawierające bądź faunę dolnocenomańską, jak w Jankowicach, bądź środkowocenomańską — w Chrapanowie. Luka stratygraficzna trwała więc dłużej na tym terenie niż gdziekolwiek indziej na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Czy brak osadów albu i częściowo dolnego cenomanu w tych miejscowościach był spowodowany wynurzeniem, czy zakłóceniem warunków sedymentacji w zbiorniku wodnym — nie będę na razie rozstrzygał, pozostawiając to zagadnienie do szczegółowych rozważań paleogeograficznych mórz albu i cenomanu.

## TEKTONIKA

### ROZWÓJ POGLĄDÓW

Od czasów P u s c h a aż do pierwszych lat obecnego stulecia poglądy na tektonikę omawianego obszaru nie posunęły się zbytnio naprzód. Wiedzano tylko ogólnie, że jest to północno-wschodnie zbocze Górotworu Świętokrzyskiego o wychodniach warstw ułożonych pasowo, coraz starszych ku górom, a młodszych ku północnemu wschodowi.

Lewiński (1912, str. 555) uważa, że trzecie rzędowe ruchy fałdowe, które tak intensywnie zaznaczyły swą działalność na zachodzie i na południu Łysogór, prawie nie tknęły tego terenu położonego „...w cieniu masy Gór Świętokrzyskich“, gdyż, jak pisze on dalej, tu „...już tylko jedna, płaska ledwie dostrzegalna fałda powstaje w utworach mezozoicznych; fałdy tej ślady znalazłem koło Bałtowa, w Chustkach i koło Inowłódza“.

Wyżyna Lubelska, której południowo-zachodnie naroże wchodzi w obręb omawianego terenu, nie posiadając tak wyraźnych cech budowy jak obszar na zachód od niej leżący, była różnorodnie pod względem tektonicznym pojmowana. Krótki przegląd rozwoju tych poglądów podałem w 1938 roku.

Pierwszym, który wyróżnił główne elementy budowy tektonicznej obszaru między Wisłą i Kamienną położonego, był Łuniewski (1923). Następnie szereg prac Samsonowicza (1923, 1926<sup>a</sup>, 1926<sup>b</sup>, 1929, 1932<sup>b</sup>; 10—12, 15, 19) rozszerzył obraz nakreślony przez pierwszego badacza na wschód od Wisły i na północny zachód od Kamiennej, modyfikując go i rozbudowując. W świetle prac tego ostatniego autora budowa tektoniczna przedstawia się tu następująco:

Monoklinalną w zasadzie strukturę zbocza Górotworu Świętokrzyskiego przecina szereg dyslokacji uskokowych, pomiędzy którymi znajdują się sfałdowania o charakterze brachyantyklinalnym. Obszar położony na zachód od Wisły, aż po Ożarów, jest zapadnięty w formie rowu tektonicznego, wyciągniętego w kierunku N—S (rów tarłowski), kończącego się

na południu uskokiem Jankowice—Zawichost. Uskok ograniczający rów od zachodu ciągnie się od Jankowic aż po Sienna. Mniej więcej równolegle do niego przebiega uskok Ćmielów—Lemiesze, idący środkiem doliny Kamiennej. Między Ostrowcem, Białowem i Ożarowem utwory górnourajskie są silnie sfałdowane w szereg brachyantyklin i brachysynklin o kierunkach osi prawie ściśle NW—SE. Dwie z nich: brachyantyklina białowska i siodło Stoków są obalone ku południowi. Poza tym sfałdowania występują w okolicach Sienna, gdzie zaznacza się antyklina i synklina oraz po wschodniej stronie Wisły — odkryta przez Samsonowicza antyklina Rachowa, co do której przypuszczał on, że przedłuża się ku wschodowi do Gościeradowa i dalej, łącząc się z antyklina Rostocza. Również na terenie rowu tarłowskiego utwory kredowe ujęte są w słabe siodła i niecki.

Poglądy zawarte w pracy mojej z 1938 roku niewiele zmieniły ten obraz. Dowiodłem jedynie, iż antyklina Rachowa nie przedłuża się ku wschodowi poza granice arkusza Kraśnik. Stwierdziłem również istnienie fleksury przecinającej dolinę Wisły na linii Świeciechów—Sulejów.

W ostatniej pracy (1947) wymieniłem krótko szereg elementów budowy tektonicznej bez bliższego ich uzasadnienia, którego tematem będą poniższe rozważania.

Budowę większej części omawianego obszaru przedstawia mapa geologiczna arkusz Radom 1 : 300 000 E. Rühlego. Część kredowa, oparta przeważnie na moich materiałach, nie różni się zasadniczo od obecnie wyrażanych przeze mnie poglądów. Przypadkowo wkraśl się na tej mapie błąd, polegający na niezaznaczeniu wychodni albu na granicy kredy i jury między szosą Iłża—Solec i południową granicą mapy.

#### ELEMENTY BUDOWY

##### Antyklina Rachów—Gościeradów

Antyklina Rachów—Gościeradów nie jest formą regularną, gdyż składa się z dwóch nabrzmień: w okolicy Rachowa (właściwa antyklina rachowska) i w okolicy Gościeradowa.

Antyklina Rachowa — Element tektoniczny antykliny Rachowa należy do jednej z najlepiej poznanych brachyantyklin w naszym kraju. Jednak dzięki wyjątkowemu położeniu, w obrębie wysokiego zbocza doliny naszej największej rzeki, nadaje się specjalnie do drobiazgowych badań i rozważań. To też wykonałem zdjęcie w skali 1 : 10 000, które podaję na tablicy IV. Badania dostarczyły materiału do wniosków tektonicznych, wzbogacając nasze wiadomości o tym dość szczególnym tworze strukturalnym.

Jedną z głównych nowych zdobyczy było stwierdzenie antyklinalnej budowy jądra jurajskiego, które dotychczas uważane było za monoklinę. Opisałem to już w części stratygraficznej niniejszej pracy. Poza tym nowej treści dostarczyło rozbitcie stratygraficzne turonu, co pozwoliło na odcyfrowanie budowy peryferycznych części antykliny oraz dało podstawy do potwierdzenia przypuszczenia Samsonowicza o przedłużaniu się jej ku wschodowi do Gościeradowa.

Antyklina Rachowa jest bardzo nieregularną. Jej asymetria znana już była dawniej i polega na całkowicie różnym charakterze zbocza południowo-zachodniego i północno-wschodniego. To ostatnie jest bardzo regularnie nachylone w kierunku N 40° E, więc ściśle w tym samym co i ogólny kierunek nachylenia wychodni otoczki mezozoicznej antyklorium świętokrzyskiego po jego północno-wschodniej stronie. Kąt upadu jest tu niewielki. W punkcie odległym o 1 km na wschód od Rachowa (folwarku) wynosi 3°. W sąsiedztwie Rachowa blisko wychodni cenomanu 2½ stopnia, a po upadzie na północnym skłonie grzbieciku z kotą 191 m wzrasta do 4°. W dalszym ciągu ku północnemu zachodowi zaznacza się ogólna dla tego zbocza antykliny tendencja zmniejszania się upadu w tym kierunku tak, że na północnym końcu Nowej Wsi wynosi on przy wychodni cenomanu około 1 i 1/3 stopnia a po upadzie 1 i 3/4 stopnia. Wreszcie koło wsi Kopiec upad wynosi 1°. Powyższe dane nie są zaczerpnięte z pomiarów bezpośrednich w szybikach czy odkrywkach, lecz oparte na obliczeniach wykonanych na podstawie obserwacji i pomiarów wysokości warstw dokonanych na odsłonięciach naturalnych wychodni oraz w szybikach, szybach, sztolniach, studniach i otworach wiertniczych oznaczonych na mapie i profilach. Pomiarów bezpośrednich upadu warstw wykonane w szybikach dały przeważnie dane niezgodne co do kąta i kierunku upadu z obliczonymi na wyżej wspomnianej podstawie. Takimi są upady podane na mapie między Rachowem i lasem Borki. Upadów obliczonych nie wnosłem na mapę antykliny Rachowa (tabl. IV).

Na południowo-zachodnim zboczu antykliny rzecz się ma odmiennie. Tu, dzięki stromo nachylonym warstwom, kąty upadów są wyraźne w szybikach i odsłonięciach naturalnych. Zbocze to można podzielić na trzy odcinki: południowy — od lasu Borki do zachodniego krańca osady Annopol, południowo-zachodni — sięgający od tego ostatniego punktu po dolinę Wisły i zachodni — graniczący z Wisłą.

Odcinek południowy zbocza antykliny cechuje się rozciągłością warstw N 70° W, a zatem kierunkiem rozciągłości zgodnej z fałdowaniem waryscyjskim w Górach Świętokrzyskich. Odcinek południowo-zachodni ma rozciągłość N 50° W, a więc taką samą, jak i północno-wschodnie zbocze antykliny. Upady są tu dość zmienne. W łomie, gdzie dobywano

fosforyt przy cementarzu upad wynosi  $10^{\circ}$  ku S  $12^{\circ}$ W. Piaski i piaskowce albu, na których stoi kościół w Annopolu, leżą prawie poziomo. Na południe od kościoła warstwy zapadają dość stromo. Dobrych danych co do tego dostarczają liczne drobne łomy na polu na południe od osady, leżące na pasie wychodni czertu płytowego, w oponce dolnoturońskiej. Upady w nich, zgodne co do kierunku rozciągłości z przebiegiem pasa wychodni, wynoszą od  $20^{\circ}$  do  $30^{\circ}$ .

Na odcinku południowo-zachodnim upady na wychodni cenomanu i albu obliczone z intersekcji warstw na mapie wynoszą około  $6^{\circ}$  w części wschodniej w miejscu, gdzie wychodnia przecina się z szosą i  $8^{\circ}$  w miejscu odległym o 800 m na północny zachód od pierwszego. Podobnie, jak i na południowym odcinku zbrocza liczne łomy na pasie wychodni czertów płytowych dostarczyły wiadomości o upadzie warstw, który wynosi tu  $25^{\circ}$  na południe od szosy i  $21^{\circ}$  do  $25^{\circ}$  w brzegu doliny Wisły tuż nad poziomem rzeki. Idąc brzegiem ku południowi widać, jak strome te upady szybko się rozplaszczają, tak że na południe od szosy w urwisku brzegowym warstwy opoki leżą już zupełnie płasko, a dalej w Opczce wynurzają się czerty płytowe ponownie, o czym już wspomniałem w części stratygraficznej niniejszej pracy. Wychodnia ich zanurza się znów na południowym końcu wsi. Istnieje więc na południe od antykliny Rachowa nowa słabo zaznaczona antyklina oddzielona od pierwszej płaską synkliną, której oś przecina zbocze doliny Wisły o kilkaset metrów na południe od szosy.

Zachodnie zbocze antykliny ma inny charakter. Pomijając liczne uskoki, komplikujące jego budowę, nie ma ono tak regularnego przebiegu jak pozostałe, gdyż odznacza się wielką zmiennością kierunków upadu warstw. Poczynając od południa widać wyraźnie, jak kierunek upadu z południowo-zachodniego zmienia się stopniowo na zachodni, a następnie, tuż przed ujściem do Wisły dolinki Rachówki, na północno-zachodni. W ten sposób obejmuje on niejako zapadającą ku zachodowi oś antykliny. Na północ od tego miejsca upady jednak powtórnie skręcają nieco ku zachodowi. Ten północny odcinek jest słabo odsłonięty, upady w nim są bardzo małe, w przeciwieństwie do południowego, gdzie wynoszą od kilku do kilkunastu stopni.

Z opisanych czterech odcinków zbrocza antykliny dwa są równoległe do siebie, tj. zbocze północno-wschodnie i południowo-zachodnie. Natomiast odcinki zachodni i południowy (ściślej południowo-południowo-zachodni) ścinają skośnie oś antykliny Rachowa na obu jej końcach. Środkowa część wyniesienia, na długości między Annopolem i Jakubowicami, jest rozległa i płaska. Przy bliższej analizie mapy da się wyróżnić w jej obrębie główny centralny grzbiet antykliny równoległy do zboczy



północno-wschodniego i południowo-zachodniego oraz poboczne słabe sfałdowanie po jego południowo-zachodniej stronie przebiegające równoległe do głównej osi (fig. 1).

Oba te grzbiety oddziela słabo zaznaczona synklina, na której dnie leży izolowany płat bononu we wsi Jakubowice. Zupełnie analogiczne poboczne sfałdowanie przebiega po północno-wschodniej stronie głów-

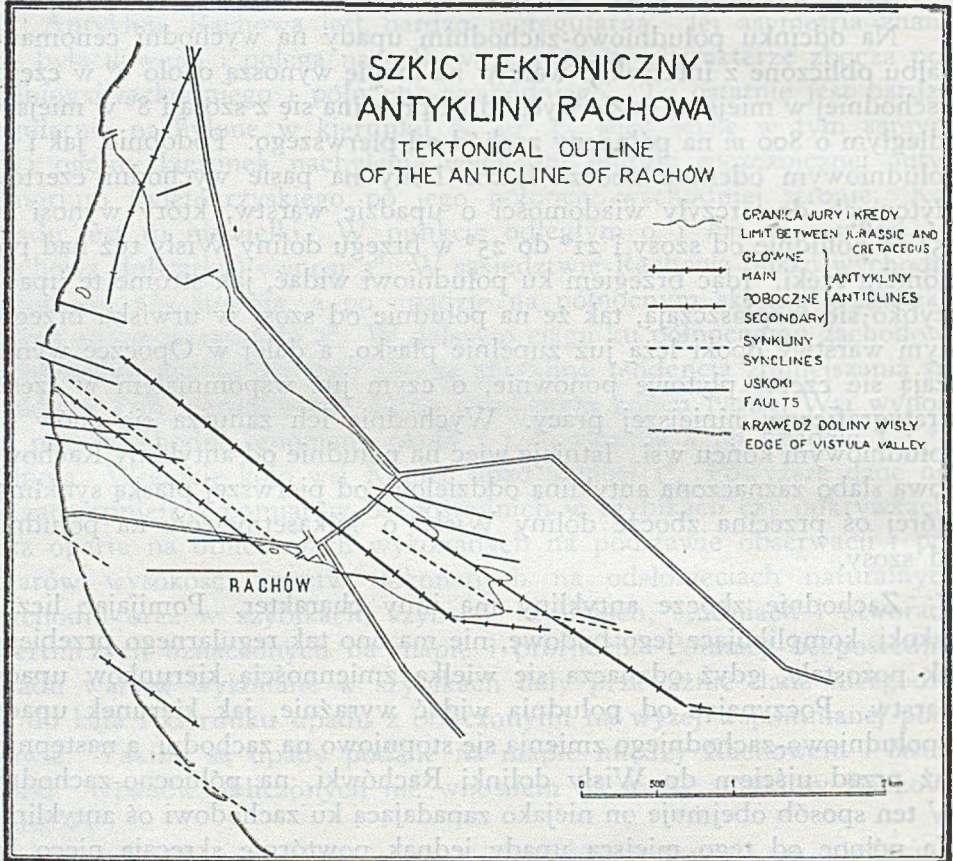


Fig. 1

nego grzbiety, na wschód od Annapola. Przedłuża się ono do lasu Borki, stając się na wschód od cmentarza osią główną wąskiej antykliny. Cała więc brachyantyklina składa się z trzech krótkich antykin równoległych do osi NW—SE, ustawionych obok siebie wzdłuż linii WNW—ESE a więc dawnego, waryscyjskiego kierunku fałdowań.

Występuje więc na tym obszarze krzyżowanie się kierunków fałdowania późno-paleozoicznych i młodszych — kimeryjskich lub późniejszych od nich. Wiek tych ostatnich nie da się ściśle sprecyzować na tym

terenie wobec braku osadów młodszych od turonu w obrębie antykliny. Jednak stwierdzenie przeze mnie niezgodności albu na kimerydzie na obszarze między Jakubowicami a cmentarzem w Annopolu, gdzie brak na ogół bononu a miejscami, jak np. w zachodniej części osady Annopol, brak również piaszczystych zlepów z lidytami, stanowiącymi najwyższą warstwę kimerydu, dowodzi, iż teren był sfałdowany i nierównomiernie niszczonej przez erozję przed transgresją górnokredową. Badania moje potwierdziły więc przypuszczenia Samsonowicza o powstaniu tu fałdu w czasie fazy młodo-kimeryjskiej. Sfałdowanie to jednak miało miejsce na znacznie mniejszą skalę, niż autor powyższy przypuszczał. Niezgodność jest mała i ograniczona do obszaru niewielkiego (dodać muszę, że brak również bononu w spągu izolowanego płatu albu na północnym krańcu Jakubowic), podczas gdy na ogół warstwy jury i kredy leżą zgodnie i wspólnie podległy głównemu ruchowi kształtującemu antyklinę, który miał miejsce po osadzeniu się opoki turońskiej.

Co do kierunku fałdowań młodo-kimeryjskich można powiedzieć, iż miały one przebieg NW—SE, gdyż maksymalne zderzenie erozyjne z okresu dolno-kredowego występuje na osi fałdów o tym przebiegu, jak to ma miejsce na terenie osady Annopol.

Asymetria antykliny wskazuje, że główne zmiany położenia warstw, związane ze skróceniem w profilu poprzecznym, zaszły po stronie południowo-zachodniej, północno-wschodnie zaś zbocze zachowało się jako sztywny blok zlekka tylko ulegający nachyleniu. Strefa warstw najsilniej nachylonych przebiega wzdłuż południowego i południowo-zachodniego zbocza, w obszarze wychodni czertów płytowych. Strefa ta ku zachodowi ginie w korycie Wisły.

Asymetria maleje na wschodnim krańcu antykliny, gdzie, jak wspomniałem, zbocze północno-wschodnie jest silniej nachylone niż w okolicy Nowej Wsi czy Kopca. Prócz wymienionych trzech elementarnych równoległych fałdów w antyklinie Rachowa, są jeszcze drugorzędne drobne niecki i siodła (fig. 1). Na północnym końcu wsi Jakubowice jest krótkie płaskie siodło o przebiegu N—S. Analogicznie na drugim końcu głównej osi antykliny Rachowa, tuż na wschód od cmentarza, przebiega krótkie siodło o kierunku WNW—ESE. Oba wyżej wymienione siodła możnaby traktować jako zagięte ku północnemu wschodowi końce głównego środkowego fałdu. W ten sposób tworzą one wygięty łuk zwrócony czołem ku południowemu zachodowi. Środek łuku przypada na zachodni kraniec osady Annopol, końce w okolicy wsi Kopiec oraz o kilometr na wschód od cmentarza w Annopolu. Najsilniej nachylone warstwy występują u czoła łuku. Ten układ prowadzi do prostej koncepcji, iż ruch mas skalnych nastąpił równolegle do linii SW—NE. Główne wypiętrzenie miało miejsce na odcinku Jakubowice—Annopol, gdzie masa sztywna leżąca

po północno-wschodniej stronie tego odcinka stawiła największy opór. Na peryferiach jej nastąpiły zagięcia głównej osi wypiętrzenia, tak że oś antykliny przybrała kształt łukowaty. Na czole łuku, gdzie skrócenie profilu poprzecznego antykliny było największe, przejawilo się ono utworzeniem dodatkowego pobocznego fałdu przebiegającego równolegle do osi głównej.

Między lasem Borki i folwarkiem Rachów powstała niezależna antykлина, która na południowym końcu jest zagięta analogicznie do powyżej opisanej.

Głębsze uzasadnienie tego obrazu tektonicznego podam w następnych rozdziałach, rozpatrując stosunek antykliny Rachowa do otoczenia.

Dyslokacje dysjunktywne są na tym obszarze równie liczne jak i konjunktywne. Wyrażają się one przez uskoki. Ze względu na kierunek można je podzielić na dwie grupy: poprzeczne i podłużne do osi fałdów.

Poprzecznych uskoków jest bardzo niewiele i grupują się one w północnej części między Nową Wsią i Kopcem. Przesunięcie pionowe wynosi w nich tylko parę metrów.

Uskoki podłużne najliczniejsze są w południowej i zachodniej części tego obszaru i przebiegają równolegle do kierunku fałdowań paleozoicznych. Uskoków zgodnych z przebiegiem młodszych fałdowań o kierunku NW—SE na obszarze antykliny Rachowa nie obserwowałem.

Uskoki WNW—ESE układają się wachlarzowato w brzegu doliny Wisły. Najbardziej południowe mają kierunek ściśle W—E, północne zaś N 70° W—S 110° E. Uskoki położone na wschodnim końcu antykliny przebiegają w kierunkach pośrednich do nich.

Płaszczyzny uskokowe są nachylone przeważnie ku północy w kierunku odchylonym o kilkanaście najwyżej stopni od pionu. Tyczy się to szczególnie tych, które przecinają stromy brzeg doliny Wisły. Przeciwnie, na terenie osady Anopol i lasu Borki, obserwowałem w dwóch przypadkach upad ku południowi. Co do tego, którą stronę uskoki zrzucają — południową czy północną oraz czy przeważają wśród nich nasunięcia czy zsunienia, nie daje się zaobserwować żadna prawidłowość. Pogląd Samsonowicza, iż skrzydło południowe „...jest strome i postręcane drobnymi uskokami longitudinalnymi ku zapadlisku neochrobackiemu“... (1926<sup>b</sup>, str. 69), znajduje uzasadnienie na odcinku między Anopolem i lasem Borki, jednak na południowy zachód od tej osady istnieje duży uskok przeciwny, strącający skrzydło północne. Uskoki są wyraźnie związane z fałdowaniem, gdyż leżą na obszarach najsilniej zundulowanych.

Antyklina Gościeradowa — Już Samsonowicz przypuszczał przedłużanie się antykliny Rachowa ku wschodowi, dopiero jednak przeprowadzenie drobiazgowego rozpozniomowania turonu dało podstawy do wykonania zdjęcia geologicznego w terenie, które potwierdziło to przypuszczenie. Oś antykliny nie przebiega, jak przypuszczał on, przez Kamienną Górę, lecz o 3 km na północ od niej przez Gościeradów. Wychodnia dolnego turonu przebiega na południowy wschód od antykliny Rachowa wąskim stosunkowo pasem i rozszerza się nagle, przecinając dolinę rzeczki Tuczyn w Gościeradowie, by dalej ku wschodowi zamknąć się. Zamknięcie to przypadające między Gościeradowem i Trzydnikiem jest podkreślone przez zaginanie ku południowi wychodni emszeru oraz santonu i odpowiada wygasaniu na tym obszarze antykliny rachowsko-gościeradowskiej.

Rozszerzenie wychodni dolnego turonu w okolicy Gościeradowa nie tłumaczy się znacznym podniesieniem osi antykliny, gdyż warstwy dolnoturońskie nie leżą tu wiele wyżej niż na zachód od Gościeradowa, lecz rozszerzeniem tego fałdu, być może złożonego z kilku równoległych siodła. Przedstawiony na mapie obraz antykliny jest oparty na skąpej ilości danych i dlatego żadna bliższa analiza tej formy na jego podstawie nie jest możliwa.

### Fałdy w rowie tarłowskim

Obszar rowu nie posiada tak ostrych i wyraźnych form fałdowych, jak obszary na wschód i zachód od niego. Poza silnie zaburzoną strefą biegnącą od Ożarowa przez Zawadę do Jankowic, wszędzie prawie upady nie przekraczają kilku stopni. Powyższa strefa zaburzeń nie ma charakteru regularnego fałdu i wiąże się z niżej opisaną fleksurą. W centralnej części rowu, w lewych zboczach wąwozu, biegnącego z Lasocina przez Honorów do Maruszowa, widać warstwy zapadające pod kątem  $10^{\circ}$  ku SSW. Jest to południowe strome zbocze antykliny Lasocina. Północno-wschodnie jej zbocze jest bardzo płaskie (upad  $2^{\circ}$ ), a sama forma jest szeroka i wygasa łagodnie ku północnemu zachodowi. W południowo-zachodniej jej części występuje szereg uskoków o kierunku NW—SE.

Na północny wschód od niej, oddzielone synkliną Biedrzychowa, znajduje się ledwo dostrzegalne siodło, którego oś przecina zbocze doliny Wisły, między wsiami Biedrzychów i Nowe. Wypiętrzenie to szybko zanika ku zachodowi. Jest rzeczą godną uwagi, iż siodło to znajduje się ściśle na przedłużeniu głównej osi NW—SE antykliny Rachowa.

Na południe od antykliny Lasocina występuje siodło, którego oś przebiega przez Szczury, północny przysiółek Suchodółki i Kol. Kalecin.

Szczegóły budowy tej formy są trudne do zbadania, wobec zmienności facjalnej turonu dolnego na jej obszarze. Wyraźny niepokój w ułożeniu warstw wprowadza masa rafy mszywiolowej, w której obrębie kąty i kierunki upadów wahają się w znacznych granicach i to w sposób chaotyczny.

Drobna forma nieckowata występuje poza tym w warstwach kredowych 1 km na północ od Karsów. Ogranicza ją z północy niewielkie siodło strzaskane uskokami.

Niezbyt wyraźne siodło zaznacza się poza tym na obszarze Chałupek, Brzozowej i Wólki Lipowej.

### Antyklina Bałtowa i Stoków

Na pograniczu arkuszy Solec i Opatów leży antyklina Bałtowa. Samsonowicz (1934) uważa, iż jest ona fałdem obalonym ku południowi. Temu ostatniemu wnioskowi przeczą fakty zaobserwowane przeze mnie i podane w części stratygraficznej niniejszej pracy. Antyklina jest formą niezmiernie płaską, nachylenie zboczy nie przekracza kilku stopni. Na skutek tego trudno jest uchwycić ściśle kierunek jej osi biegnący mniej więcej NW—SE. Oś przecina dolinę w miejscu, gdzie leży folwark Zamoście.

Antyklina przedłuża się wyraźnie ku północnemu zachodowi po okolicie Eugeniowa, gdzie wygasa. W przeciwnym kierunku na prawym brzegu Kamiennej sięga ona w sposób wyraźny po okolice Lemiesz; dalej łączy się ze słabą formą antyklinalną widoczną w Chałupkach i Brzozowej. Oś jej równoległa jest do osi antykliny Stoków oddzielonej od niej synkliną Lemieszów. Śladem tej antykliny zbudowanej z astartu i rauraku w okolicach Lemieszów jest na lewym zboczu Kamiennej płat rauraku leżący na krawędzi doliny, na północnym krańcu wsi Rudka Bałtowska. Płat ten znajduje się na północno-wschodnim zboczu synkliny, oś zaś jej na odcinku Lemiesz—Rudka Bałtowska biegnie środkiem doliny Kamiennej.

Siodło Stoków opisane przez Samsonowicza (1934, str. 35) jako krótka brachyantyklina, ma na podstawie moich obserwacji znacznie szerszy zasięg. Wschodnie rauraku znaczone na mapie tego autora na północ od Stoków Starych aż po Wirykoczną i na zachód od niej, znalazłem tylko w samym urwisku brzegowym doliny Kamiennej, podczas gdy na wyżynie, i we wcięciach wąwozów bocznych odsłaniają się skały górnooksfordzkie. Są to białe, margliste wapienie z krzemieniami jajowatego kształtu, wychodzące na osi antykliny w Stokach i widoczne we wszystkich odkrywkach między Stokami i Maksymilianowem.

Siodło Stoków przebiega nieprzerwanie od wsi Kol. Stoki ku północnemu zachodowi do Maksymilianowa, a prawdopodobnie i dalej

przez Aleksandrów, Dąbrówkę na południowy kraniec wsi Karolew, gdzie półkoliste zagięcie wychodni warstw rauraku znaczy północny jego kraniec. Ma ono więc około 15 km długości.

Na południowym końcu antykliny budowa jej komplikuje się; jest ona przecięta uskokiem o kierunku WNW—ESE zrzucającym południowe skrzydło, przez co ma budowę bardzo podobną do wschodniego zakończenia antykliny Rachowa w okolicy lasu Borki. Przyjęcie istnienia takiego uskoku nie wymaga potrzeby interpretowania tej formy jako fałdu obalonego, co było dotychczas robione. Najwyraźniej zaznacza się ten uskok na prawym zboczu doliny w Kol. Stoki. Jest jednak bardzo prawdopodobne, iż przedłuża się on i na lewy brzeg, gdyż, jak stwierdziłem, granica wychodni wapieni raurackich i oksfordzkich przecina zbocze doliny między Stokami Starymi i Rudą Kościelną o 500 m bardziej na północ niż to jest zaznaczone na mapie Samsonowicza (1932<sup>a</sup>) i leży ściśle na przedłużeniu tego uskoku. Przebieg granicy wychodni warstw na lewym i prawym zboczu jest więc zgodny i nie trzeba się uciekać do kreślenia przez dolinę Kamiennej linii dyslokacyjnej o kierunku N—S dla wyjaśnienia budowy terenu.

### Antyklina Sienna

Najdalej na północny-zachód położone fałdy znajdują się w okolicy Sienna. Przez tę osadę przebiega oś antykliny o kierunku N 40° W. Antyklina w kierunku podłużnym osiąga szczytowy punkt o 1 km na zachód od wsi Trzemcha Górna i stopniowo zanurza się ku północnemu zachodowi, gdzie ostatnie jej ślady są widoczne w Rzecznowie. Ku południowemu wschodowi wygasa ona szybko, tak że parę kilometrów od Trzemchy Górnej kończy się całkowicie.

Antyklinie towarzyszy od południowego zachodu synklina, która jest bardzo szeroka w części północnej między Siennem i Grabowcem, a zwęża się ku południowemu wschodowi. Jest ona asymetryczna, gdyż zbocze przylegające do antykliny Sienna jest stromsze. Zwężanie się jej ku południowemu wschodowi jest spowodowane wynurzeniem się w tym kierunku antyklin Stoków i Bałtowa.

### Antyklina Dębowego Pola

Nieco inny wygląd ma antyklina Dębowego Pola. Zaznacza się ona na powierzchni wyraźnie przez wychodnię piaszczystych warstw kelo-wejskich, otoczonych przez wapienie oksfordu.

Ani wychodnie te ani forma nie były dotychczas znane. Brak odsłoneń naturalnych nie pozwala na odczytanie szczegółów budowy tej

formy. W zarysie, przedstawia się ona jako trójkąt rozwartokątny. Jest więc, podobnie jak i antyklina Rachowa, typową brachyantyklina. Najdłuższy bok ma kierunek NW—SE zgodny z kierunkiem fałdów położonych na południowy wschód od niej oraz z ogólnym przebiegiem wychodni na badanym obszarze. Bok północny, najkrótszy, przebiega ze wschodu na zachód; bok średni zaś leży na osi fleksury NNW—SSE. Co do upadów można tylko powiedzieć, iż w kierunku ENE są one bardzo strome, wzdłuż pozostałych zaś boków: północnego i południowo-zachodniego są łagodne; jest to więc siodło asymetryczne.

Antyklinę Dębowego Pola ogranicza od południowego zachodu płaska, symetryczna synklina.

Jak wynika z powyższych danych w obrębie form fałdowych na badanym obszarze przeważa kierunek zgodny z ogólnym kierunkiem rozciągłości warstw na północno-wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich, a mianowicie NW—SE z niewielkim odchyleniem w kierunku WNW—ESE. Poza tym w kilku przypadkach przejawiają się, nie tworząc jednak samodzielnych form, kierunki WNW—ESE i NNW—SSE.

### Fleksura Wesołówki

Drugim, obok fałdów, ważnym elementem budowy tektonicznej są tu fleksury o kierunku NW—SE w części północnej, wyginające się w południowej części terenu, gdzie stają się prawie równoległe do kierunku południkowego. Flexury te zrzucają zawsze skrzydło wschodnie; najdalej na wschód położona, przecina Wisłę między Wesołówką i Świeciechowem. Pierwszą wiadomość o niej podałem w pracy z 1938 roku. Przedstawiłem ją wówczas w profilu nakreślonym wzdłuż Wisły. Zaznaczone tam uskoki między Świeciechowem i Bliskowicami były hipotetyczne i nie znalazły potwierdzenia w toku dalszych badań. Dyslokacja ma jedynie charakter przegięcia. Budowa terenu po obu stronach strefy zdyslokowanej ma charakter bardzo słabo nachylonych warstw, których kąt upadu nie przekracza  $2^{\circ}$ . Największy, bezpośrednio w odkrywcę zmierzony upad w obrębie przegięcia w Wesołowce wyniósł  $18^{\circ}$ . Szerokość strefy zaburzonej wynosi między Wesołówką a Sulejowem od 0,5 do 1 km. Wielkość przesunięcia pionowego warstw jest dość znaczna. W okolicy Świeciechowa, na prawym brzegu Wisły, wynosi ponad 300 m. Na lewym brzegu nieco maleje, wynosząc około 200 m. Na północny zachód od Tarłowa, na arkuszu Solec, zmniejsza się do kilkudziesięciu metrów.

Oś dyslokacji nie jest prosta, lecz wygina się, zgodnie z ogólną tendencją obserwowaną dla fleksur analogicznych, położonych na zachód od niej. Na obszarze arkuszy Opatów i Kraśnik, a więc w południowej

jej części, ma ona kierunek N 40°W, na arkuszu zaś Solec N 46°W. Na południe od Świeciechowa fleksura ta wchodzi w obszar antykliny Annapol—Gościeradów, niknąc jako wyraźna forma. Przedłużenie tej dyslokacji trafia na oś antykliny w miejscu, gdzie oś ta dość nagle obniża się i to zgodnie z kierunkiem dyslokacji. Mianowicie po wschodniej stronie fleksury, a zatem na jej zrzuconym skrzydle, przypada obszar depresji w osi garbu Annapol—Gościeradów, na wschodnim zaś wyniesionym skrzydle znajduje się wydzwignięcie brachyantyklinalne Rachowa.

Środkowy, najwyraźniejszy odcinek fleksury, między Świeciechowem i Wesolówką, jest podkreślony przez płaską synklinę przebiegającą równoległe doń po jego wschodniej stronie, między Popowem a Dorotką.

Na obszarze arkusza Solec fleksura zaznacza się bardzo słabo. Narysowany na mapie uskok przecinający dolinę Kamiennej między Czekarzewicami i Zęborzynem jest hipotetyczny. Znaczny upad, zaobserwowany w kamieniołomie na północ od Czekarzewic, każe jednak przypuszczać, iż występuje tu strefa zaburzeń tektonicznych. Łączy się ona w jeden ciąg z omawianą całością fleksury. Dalej ku północnemu zachodowi przypada na jej przedłużeniu niewielkie załamanie spadku, na granicy wychodni dwóch poziomów mastrychtu dolnego.

Odpowiednikiem synkliny Popów—Dorotka jest nad Kamienną niewielki rów tektoniczny na południe od Zęborzyna. Znajduje się on na przedpolu fleksury i leży ściśle na przedłużeniu osi tej synkliny.

### Fleksura Sienno—Ożarów

Pierwsze informacje dotyczące przebiegu tej dyslokacji podał Łuniewski (1923). Następnie Samsonowicz w szeregu prac sprecyzował i rozwinął pogląd na tę formę tektoniczną warunkującą istnienie rowu tarłowskiego, przedłużając fleksurę aż po okolice Sienna i nazywając ją uskokiem biegnącym na granicy wychodni warstw kredy i jury. Ten ostatni wniosek opiera on na licznych spostrzeżeniach zebranych na obszarze strefy dyslokacyjnej, wśród których brak jednak bezpośredniej obserwacji płaszczyzny uskoku w odkrywcę. Obserwowany przeze mnie w kilkunastu miejscach w odsłonięciach sztucznych kontakt utworów jury i kredy w strefie dyslokacyjnej nie posiadał cech kontaktu uskukowego. Nie wykluczając więc istnienia drugorzędnych uskuków w jej obrębie uważam, iż dyslokacja ta jest fleksurą.

Od południa począwszy pierwszym punktem, gdzie stwierdzono występowanie omawianej dyslokacji są Jankowice. W odkrywcę na wschód od dworu, znanej już poprzednim autorom, widać stromo nachylone margle kimerydzkie zapadające pod kątem 38° na N 50° E. W przekopie



wykonanym stwierdziłem na wapieniach kimerydu piaski cenomańskie zapadające w tym samym kierunku pod kątem  $15^{\circ}$ .

Nieco dalej we wsi Zawada, w prawym zboczach dolinki biegnącej przez wieś w przekopie stwierdziłem zapadanie piasków albu i cenomanu pod kątem  $78^{\circ}$  na N  $57^{\circ}$  E. Kontaktują one z marglami żółtymi kimerydu stojącymi prawie pionowo. Wzdłuż zbocza dolinki ku południowemu zachodowi widać, przeważnie w postaci rumowiska, skały kolejno coraz starszych pięter jury górnej. W łomie leżącym o 250 m od wychodni skał kredowych Samsonowicz (1932<sup>b</sup>, str. 172) stwierdził wapienie rauraku i oksfordu. Warstwy te, według moich obserwacji, zapadają pod kątem  $75^{\circ}$  na S  $60^{\circ}$  W. Mamy tu do czynienia z upadem odwróconym. W ścianie południowo-zachodniej łomu widać wapienie warstwowe, drobnopylasty, biały z czarnymi krzemieniami jajowatego kształtu; odpowiada on skale górnooksfordzkiej z Bałtowa. Pośrodku łomu sterczy skałka wapienia żółtawobrazowego, twardego, z nieregularnymi przerostami krzemienia. Jest to raurak. Północno-wschodnią ścianę tworzy wapienie rafowy, twarde, miejscami z nielicznymi ziarnami oolitów, przypominający skały dolnoastarskie.

Na polu, kilkadziesiąt metrów na północny-wschód od opisanego łomu, znajduje się niewielka odkrywka wapienia oolitowego, typowo astarskiego.

Omawiając wyżej opisany łom Samsonowicz mówi: „... na przestrzeni niewiele większej nad 200 m mieszczą się tu osady od dolnego kimerydu do dolnego rauraku i oksfordu...”. Tymczasem grubość warstw tego wieku wynosi, według moich obliczeń, około 300 m. Najprościej da się wytłumaczyć powyższe fakty istnieniem fleksury obalonej w kierunku ENE, ze zredukowaną na skutek wyprasowania serią warstw górnojurajskich. Oś fleksury jest zgodna co do kierunku z rozciągłością warstw, a więc przebiega NNW—SSE.

Na terenie wyżej wspomnianej odkrywki w Jankowicach warstwy leżą znacznie łagodniej niż w Zawadzie, a rozciągłość ma kierunek pośredni między rozciągłością warstw w Zawadzie i na wschód od tego terenu. Znajduje się więc to odsłonięcie na pograniczu strefy dyslokacyjnej fleksury, po jej wschodniej stronie.

Powyższa interpretacja budowy tych okolic nie jest zgodna z poglądami poprzednich autorów. Różnica, jeśli chodzi o pogląd Samsonowicza, wynika ze stwierdzenia przeze mnie innej, bardziej do południkowej zbliżonej rozciągłości warstw w Zawadzie oraz na braku, moim zdaniem, istnienia wychodni margli dolnoturońskich na polu między Zawadą i Wyszmontowem. Na skutek tego przyjąłem przebieg granicy wychodni kredy i jury z Jankowic prosto przez Zawadę na Ożarów.

W okolicy Ożarowa skąpe odślonięcia nie pozwalają na szczegółową interpretację budowy geologicznej. Wychodnie albu i cenomanu zapa-  
dają stromo ku wschodowi aż po okolice Karsów. Na północ od tej wsi  
upady na ogół nie przekraczają już kilkunastu stopni. Strefa dyslokacyjna  
fleksury opuszcza w okolicy Karsów wychodnię skał kredowych, która  
odchyła się ku wschodowi. Przepuszczalnie przed Glinianami fleksura  
wygasa, jako wyraźnie zaznaczająca się dyslokacja, a jedynie kierunek  
rozciągłości warstw świadczy o jej wpływie na budowę terenu położo-  
nego na północ od tej osady.

O 8 km na NNW od Glinian fleksura zjawia się ponownie. W do-  
linie Kamiennej, którą przecina ona w Skarbce Dolnej, w obręb strefy  
dyslokacyjnej wchodzi wychodnie całego kimerydu, albu, cenomanu  
i całego turonu dolnego, a największy obserwowany kąt upadu wynosi  
35°. Na terenie Kol. Wólki Bałtowskiej fleksura jest obalona ku północ-  
nemu wschodowi. Upad na wychodni warstw albu i cenomanu, stano-  
wiących skrzydło obalone, wynosi 70° ku WSW. Największą szerokość  
osiąga strefa dyslokacyjna między Antoniowem i Siennem, gdzie wynosi  
ona 1,5 km; obserwowane upady nie przekraczają 45°, są tu jednak na-  
 pewno i znacznie stromsze; nie wykluczone, iż i tu są warstwy obalone,  
gdyż szerokość pasów wychodni poszczególnych pięter kredy bywa równa  
grubości tych warstw.

Między Siennem i Rzeczniewem dyslokacja maleje, a na północny  
zachód od tej ostatniej miejscowości jest ledwie dostrzegalna.

Fleksura Ożarów—Sienna ma więc dwie kulminacje, dwa maksima  
przesunięcia pionowego warstw, w których obrębie doszło do obalenia  
pokładów w kierunku zrzuconego skrzydła.

Wielkość przesunięcia pionowego między Zawadą i Jankowicami  
wynosi ponad 700 m, w Ożarowie spada już do 300 m, w Karsach około  
100 m.

Nad Kamienną, w Skarbce Górnej znów amplituda jest znaczna,  
gdyż wynosi blisko 500 m. W Kol. Wólce Bałtowskiej, Antoniowie i Trzem-  
sze Górnej osiąga maksimum, przekraczając nawet 700 m. Od tej miejsco-  
wości maleje ona stopniowo: w Siennie wynosi 500 m, przed Rzeczniewem  
— 300 m, a poza tą miejscowością maleje stopniowo do zera.

Dyslokacja cała składa się z dwóch odcinków różniących się nieco  
co do kierunku osi. Odcinek południowy na S od doliny Kamiennej  
przebiega N 22° W — S 22° E, odcinek zaś północny N 38° W—S 38° E.  
Wykazuje więc ona w połowie swej długości wygięcie skierowane wy-  
pukłością na północny wschód, podobnie jak fleksura Wesołówki.

## Fleksura Chwałowice — Grabowiec

Na zachód od Sienna przebiega trzecia, zachodnia dyslokacja fleksurowa o kierunku NNW — SSE. Południowy jej odcinek kryje się w obszarze wychodni nierozbitego jeszcze na poziomy oksfordu między Ćmielowem a Grabowcem.

Wyraźne zagięcia o charakterze fleksury wykazują dopiero wychodnie pięter młodszych jury górnej w okolicy Dębowego Pola i Wólki Modrzejowej. Tu oś jej leży na stromym skrzydle WNW antykliny Dębowego Pola. Strefa dyslokacyjna jest tu szeroka — do około 1,5 km. Dalej ku północnemu zachodowi fleksura uniezależnia się od antykliny wąską, niespełna 1 km strefą i przebiega aż do szosy Itża—Solec. Na całym tym odcinku upady są bardzo strome zbliżając się w Podkońcach i Prędocinie do 90°. Wąskie pasy wychodni rauraku i astartu w Dębowym Polu i Wólce Modrzejowej wskazują, że i tu są one zbliżone do pionowego.

Amplitudy dyslokacji są wysokie. Między wyżej wymienionymi miejscowościami przesunięcie pionowe przekroczyło 700 m, w Prędocinie maleje ono do przeszło 400 m. Kierunek osi fleksury wynosi N 29°W.

Na północny zachód od szosy fleksura stopniowo zanika. Da się ona prześledzić po okolicy Jedlanki w obrębie skał turonu i emszeru. W tej miejscowości posiada ona jeszcze amplitudę kilkudziesięciu metrów.

## Cechy wspólne fleksur NNW—SSE

Trzy fleksury: Wesołówki, Sienna—Ożarów i Chwałowice—Grabowiec, zrzucają wschodnie (ściśle ENE) skrzydła. Amplitudy ich są bardzo zmienne; wyrażają się one przeważnie wartościami liczonymi w setkach metrów. Przy ich tworzeniu uczestniczyło nie tylko przesunięcie pionowe, lecz i poziome, które objawiło się skróceniem w profilu poprzecznym fleksur, widocznym jako obalenie skrzydła wyniesionego w kierunku skrzydła strąconego, a więc w kierunku ENE. Fakt ten zaobserwowany został bezpośrednio na obszarze fleksury Sienna—Ożarów, lecz prawdopodobne jest również i występowanie jego między Grabowcem i Chwałowicami. Na skutek istnienia ruchów poziomych w ich tworzeniu występują prawie wszędzie, po stronie skrzydeł strąconych, słabe wgięcia — synkliny o osi przebiegającej równolegle do osi fleksury. Najwyraźniej zaznaczają się one po wschodniej stronie fleksury Wesołówki, następnie pod Ożarowem i Karsami i wreszcie w zachodniej fleksurze między Grabowcem i Chwałowicami. Tu też prawdopodobnie należy zaliczyć północną część niecki Magoń—Folwarczyska, na arkuszu Opatów, leżącą po wschodniej stronie przedłużającej się ewentualnie ku południowi fleksury.

Analogicznie po zachodniej stronie dyslokacji możnaby się spodziewać antyklin. W rzeczywistości siodło Sienna odpowiada temu przewidywaniu, gdyż leży na zachodnim, wyniesionym skrzydle fleksury Sienna—Ożarów i oś jego równoległa jest do osi fleksury.

To samo tyczy się brachyantyklin Dębowego Pola i Rachowa, aczkolwiek na powstanie ich wpłynęły i inne siły fałdujące skierowane poprzecznie do wyżej wymienionych.

Zestawiając kierunki osi fleksur widać, iż nie są one jednakowe. W północnej części, na arkuszach Solec i Iłża, różnice kierunków pomiędzy sąsiednimi fleksurami wynoszą około  $10^{\circ}$ . Przedłużenia osi wszystkich trzech dyslokacji zbiegają się mniej więcej w jednym punkcie, kilka kilometrów na południowy zachód od Radomia. Do faktu tego wrócę w następujących rozdziałach.

### Fleksury WNW — ESE

Formy te, nie tak wyraźne jak poprzednie, w większości przypadków fleksurami w ścisłym tego słowa znaczeniu nie są. Nie da się jednak zastosować do nich ściśle żadne inne pojęcie tektoniczne, a z powyższym mają one najwięcej wspólnego.

Na wyróżnienie ich naprowadził fakt, iż w wielu miejscach rozciągłości warstw mają kierunek WNW — ESE, inny od ogólnego biegu warstw na tym zboczu antyklinorium Świętokrzyskiego. Ma to miejsce szczególnie w środkowej części arkusza Kraśnik, w południowej części rowu tarłowskiego i w okolicy Pętkowic nad Kamienną, koło Grabowca oraz Iłży. W obrębie tych obszarów upad obserwowany wzdłuż kierunku prostopadłego do rozciągłości nie jest jednostajny, lecz staje się na krótkim odcinku wyraźnie stromy. Dowodzi to istnienia dyslokacji o charakterze fleksury o osiach równoległych mniej więcej do rozciągłości warstw i zrzucających skrzydło północne. Wschodnia część antykliny Annopol—Gościeradów jest ograniczona od północy taką słabą fleksurą, którą można prześledzić od Rzeczyca po Książomierz. Największą amplitudę posiada ona między Wólką Gościeradowską i Trzydnikiem. Widać tu zwięzanie się pasa wychodni emszeru i santonu w miejscu przecinania strefy dyslokacyjnej. Fleksura ciągnie się na wschód aż po Rzeczycę Książą, gdzie tylko kierunki rozciągłości warstw równoległe do jej osi świadczą o jej istnieniu.

Na obszarze rowu tarłowskiego, nie licząc zachodniej jego granicy, warstwy leżą bardzo płasko. Upady wahają się w granicach od zera do paru stopni. Dziesięciostopniowy upad na południe od Lasocina jest wyjątkiem. Idąc ku południowi obserwujemy, iż na linii Jankowice —

Zawichost stają się one stromsze i wynoszą od  $5^{\circ}$  do  $10^{\circ}$  w obrębie wychodni cenomanu, albu i kimerydu. Na południe od pasa wychodni tych warstw kąt upadu ponownie maleje, gdyż wychodnia astartu ma tu bardzo znaczną szerokość, ponad 3 km; upady więc w niej mają wartość poniżej  $3^{\circ}$ .

Ogranicza więc rów od południa słaba fleksura przebiegająca od Zawichosta przez Dębie, Czyżów Szlachecki i Chrapanów; w Jankowicach dochodzi ona do osi znacznie od niej silniejszej dyslokacji NNW — SSE. Na zachód od Jankowic brak jest wszelkich danych gdyż teren jest całkowicie zakryty przez less. Natomiast na zachód od Zawady w kierunku Ćmielowa przebiega analogiczna fleksura jak Zawichost—Jankowice. Są to prawdopodobnie dwa odcinki tej samej dyslokacji, z których zachodni jest na linii fleksury Ożarów—Sienna przesunięty o 2 km na północ w stosunku do wschodniego.

Następna tego typu dyslokacja przebiega w północnej części rowu tarłowskiego. Zaczyna się ona na północnym skraju osady Tarłów, przecina dolinę Kamiennej pod Okołem, na terenie Kol. Wólki Bałtowskiej dochodzi do fleksury Ożarów — Sienna. Być może, iż przecina ona tę linię i przebiega dalej na zachód między kol. Wólką Bałtowską i Olechowem, jak na to wskazują rozciągłości warstw na tym odcinku. Bardziej prawdopodobnym zdaje się jednak przypuszczenie, iż przedłużeniem jej jest fleksura przebiegająca od Tarnówka, leżącego na południe od Sienna, w kierunku Modrzejowej Wólki. Dzieli je dyslokacja Sienna — Ożarów, powodując przesunięcie wschodniego odcinka fleksury ku południowi, analogicznie jak to miało miejsce pod Ożarowem i Zawadą.

Na zachód od Modrzejowej Wólki północne zbocze antykliny Dębowego Pola leży na osi fleksury, a cała antyklina zajmuje jej skrzydło wyniesione. Na północ od niej widać, jak rozciągłości warstw na linii Ludwików—Rzeczniów—Podkońce układają się równolegle do kierunku WNW — ESE. Zmiany wielkości upadu w profilu poprzecznym tej strefy nie są tak wyraźne, jak w poprzednio opisanych. Byłby to więc może odpowiednik najbardziej północnej, najslabiej zaakcentowanej fleksury.

#### POWIĄZANIE ELEMENTÓW BUDOWY

##### Obszar na wschód od Wisły

Południowo wschodni kraniec badanego obszaru posiada budowę monoklinalną. Warstwy są bardzo łagodnie i równomiernie pochylone ku północnemu wschodowi. Rozciągłość ich wynosi około  $N 50^{\circ}W$ . Zbliżona więc jest ona do ogólnego kierunku biegu warstw na tym zboczu Gór Świętokrzyskich.

W środkowej części arkusza Kraśnik pasy wychodni wyginają się, obejmując wynurzającą się antyklinę Annapol—Gościeradów o kierunku równoległym do tzw. kierunku świętokrzyskiego<sup>1)</sup>, staropaleozoicznego. Jest to zgodne z twierdzeniem J. Czarnockiego (1931), iż po wschodniej stronie linii Rachów — Dębica, tylko ten kierunek paleozoiczny zaznacza się w warstwach młodszych. Jest to jednocześnie dowód istnienia w podłożu południowo-zachodniego naroża Lubelszczyzny grzbietu paleozoicznego związanego z Górami Świętokrzyskimi. Charakter profilu poprzecznego (tabl. II) wschodniej części antykliny Annapol—Gościeradów wskazuje, iż nie jest ona regularnym fałdem, lecz wypiętrzeniem ograniczonym od północy fleksurą WNW — ESE. Ta ostatnia przypada prawdopodobnie na linię dyslokacji uskokowej, ograniczającej od północy grzbiety paleozoiczne podłoża, którego odmłodzoną formą jest obecnie antyklina Rachów — Gościeradów. Oś antykliny krzyżuje się z osią fleksury Wesołówki. W wyniku skrzyżowania tych dwóch elementów tektonicznych powstało, po stronie zachodniej fleksury Wesołówki, w miejscu gdzie nastąpiło zsumowanie ruchów podnoszących, największe nabrzmienie — brachyantyklina Rachowa. Przeciwnie — na wschód od przecięcia się ich osi działanie się zniosło i powstała depresja Wymysłowa.

Dyslokacja ta nie przełamała więc grzbietu paleozoicznego tkwiącego w podłożu antykliny Annapol — Gościeradów, a jej wpływ zaznaczył się tylko przez interferencję.

Z dwóch czynników, które zadecydowały o wypiętrzeniu warstw skorupy ziemskiej w obszarze Rachowa, sfałdowanie antyklinalne i przegięcie fleksurowe, tylko pierwszy odbił się na szczegółach budowy brachyantykliny. Budowę jej opisałem w poprzednich rozdziałach, teraz spróbuję ją zinterpretować.

Istnieje tu wgłębnny, antyklinalny element tektoniczny, o kierunku WNW — ESE wieku wczesnopaleozoicznego, odmłodzony w mezozoiku i zaznaczający się antyklinalną formą w obrębie widocznych na powierzchni skał mezozoicznych. Południową krawędź tej formy stanowi antyklina Rachów — Gościeradów, a północną fleksura WNW — ESE. Na skutek nacisku górotwórczego, idącego z południowego zachodu, na krawędzi bezpośrednio na nacisk ten narażonej, a więc na krawędzi południowej, w pokrywie mezozoicznej powstało sfałdowanie brzeżne w stosunku do sztywnego elementu wgłębnego, w postaci fałdu Rachów — Gościeradów. Dowodzi to niezależności ruchów omawianego grzbietu od Masywu Świętokrzyskiego, który nie był z nim całkiem sztywno związany.

Na odcinku między Jakubowicami nad Wisłą a lasem Borki na wschód od Rachowa, antyklina Rachów — Gościeradów jest wtórnie sfałdowana

<sup>1)</sup> Według nomenklatury J. Czarnockiego (1927).

w szereg krótkich siodła o kierunku NW — SE, a więc skośnym do kierunku świętokrzyskiego. Najłatwiej daje się to wytłumaczyć faktem, iż w tym miejscu, najbliższej gór położonym i najbardziej narażonym na ciśnienie górotwórcze, pokrywa mezozoiczna uległa prawdopodobnie odkłuciu i samodzielnemu fałdowaniu, nie uniezależnionemu już, co do kierunku fałdów, od podłoża. Przy czym północno-wschodnie zbocze brachyantykliny zachowało się niezaburzone, tak jak gdyby znajdowało się „w cieniu” ruchów fałdujących. Oś grzbietu podłoża zahamowała i osłabiła ich działanie na skały mezozoiczne leżące po północnej jego stronie. Skały pokrywy mezozoicznej zostały więc przyparte do tego grzbietu podłoża, tworząc fałd biegnący wzdłuż niego, a więc o kierunku równoległym do świętokrzyskiego. Wielkie znaczenie miało również powstanie potężnej dyslokacji dysjunktywnej w podłożu paleozoicznym, wyrażonej na powierzchni przez fleksurę Wesołówki, która jest konsekwencją przesunięcia mas skalnych rowu tarłowskiego ku północnemu wschodowi. Przesunięciu temu towarzyszyło wydzwignięcie zachodniego skrzydła fleksury, w którego obrębie znajduje się antyklina Rachowa.

Nie wspominałem jeszcze o charakterze zachodniej granicy grzbietu podłoża, na którym leży antyklina Rachów — Gościeradów. Kończy się on mianowicie na linii wschodniego brzegu doliny Wisły, nie zaznaczając się już zupełnie na terenie rowu tarłowskiego. Ta jego granica zachodnia ma charakter fleksury o kierunku SSW — NNE, a zatem prostopadłej do kierunku świętokrzyskiego, zrzucającej zachodnie skrzydło. Jest ona krótka, gdyż absolutnie nie przejawia się na północ od okolic kościoła w Świeciechowie i na południe od szosy Ożarów — Anopol.

Omówienia pewnego wymaga jeszcze, zaznaczona na szkicu tektonicznym (fig. 1), podrzędna antyklina położona na północ od antykliny Rachowa między Jakubowicami i Świeciechowem o kierunku SSW — NNE. Jest to poprostu antyklina brzeżna wyżej wspomnianej fleksury SSW — NNE. Zaznaczyła się ta antyklina stosunkowo wyraźnie dzięki temu, że fleksura SSW — NNE tworzy ostry kąt z fleksurą Wesołówki, sąsiadującą z nią w okolicy Świeciechowa od wschodu, gdzie obie te dyslokacje strącają warstwy w przeciwnych kierunkach. Tę samą rolę co fleksura Wesołówki odgrywa w okolicy Jakubowic i Nowej Wsi północno-wschodnie zbocze antykliny Rachowa.

Należy jeszcze wspomnieć, iż na miejscu fleksury SSW — NNE przebiegała wielka dyslokacja Hernad — Puławy W. Teisseyra, czy też dyslokacja uskokowa Wisły Samsonowicza (1934, str. 97). Obecnie te pojęcia, w niewiele co prawda zmienionej formie, dały się jednak tu utrzymać tylko na tym bardzo krótkim, bo kilkukilometrowym odcinku doliny Wisły.

Południowe zbocze antykliny Annopol—Gościeradów urywa się wyraźną krawędzią morfologiczną na południe od Opoki Dużej, Mniszka i Zdziechowic. Przestrzeń między tą krawędzią i osią antykliny Annopol—Gościeradów ma budowę płytową. Między Opoką Dużą i Opoczką znalazłem ledwo dostrzegalne zundulowanie. Ważnym faktem jest, iż o ile na terenie antykliny Rachowa występują liczne uskoki o kierunku prawie wyłącznie świętokrzyskim, to tu na krawędzi J. Czarnocki (1939) znalazł uskoki o kierunkach mniej więcej równoległych do tej krawędzi. Istnienie więc dyslokacji równoległej do krawędzi, a strącającej skrzydło południowo zachodnie, jest możliwe.

### Część środkowa badanego obszaru

Budowę tej części terenu tłumaczą, tak zresztą jak i w części wschodniej, zachodzące tu niegdyś w intensywnym stopniu ruchy poziome skorupy ziemskiej, które spowodowały intensywny nacisk o kierunku SW—NE. Wynikiem tego zgniatania było powstanie całego szeregu zakłóceń widocznych w układzie odsłaniających się na powierzchni skał mezozoicznych, z których najwyraźniejszymi są fleksury o kierunku zbliżonym do NNW — SSE. Odpowiadają one prawdopodobnie przebiegającym w głębi dyslokacjom uskokowym. O tym, iż formy te powstały na skutek ruchów poziomych, a nie pionowych skorupy ziemskiej świadczy odkrycie w dwóch miejscach obalenia czoła fleksury Sienno—Ożarów w Wólce Bałtowskiej i w Zawadzie. Flexury więc stanowią linię załamań powłoki mezozoicznej, dzieląc ją na kilka płatów, które uległy wzajemnym przesunięciom, zarejestrowanym najsilniej tam, gdzie nastąpiło obalenie, czyli nasunięcie jednego płatu na drugi. Są to właściwie formy zaczątkowe nasunięć, które zakrzepły i zostały obnażone przez erozję w swym embryonalnym stanie <sup>1)</sup>.

Najbardziej zewnętrzny płat całego łuku tych dyslokacji stanowi przedpole fleksury Wesółki. Ten teren słabo odczuł nacisk Górotworu Świętokrzyskiego. Powstało jedno bardzo szerokie i płaskie wgięcie nieckowate, o osi NW—SE, a więc prostopadłej do kierunku ruchu. Lokalnie przed czołem tego odcinka fleksury, gdzie osiąga ona największą amplitudę, a więc pod Wesółką i Świeciechowem, nastąpiło silne wgięcie przedpola. Tu oś synkliny jest odległa zaledwie około 0,5 km od czoła dyslokacji i zgodna z nim co do kierunku.

Pomiędzy fleksurą wschodnią — Wesółki i środkową — Sienno—Ożarów, leży płat skał mezozoicznych, który można by określić mianem luski, gdyż został on jako całość przesunięty w kierunku przedpola, z ten-

<sup>1)</sup> Pierwszą myśl o istnieniu na tym terenie nasunięć rzucił mgr K. Guzik, przeglądając moje nieopracowane jeszcze materiały.



dencją nasunięcia się nań, zarejestrowaną w skrócie fleksurowym (skręt czołowy łuski) ograniczającym ten płat od północnego wschodu. Ta pierwsza od czoła całego nasunięcia łuska uległa na swym obszarze bardzo niewielkim sfałdowaniom. W północno zachodniej jej części brak ich zupełnie. W środkowej, w miejscu gdzie przecina ją rzeka Kamienna i pod Tarłowem oraz Brzozową, zaznacza się słabo wpływ odmłodzonych garbów staropaleozoicznych podłoża o osiach WNW—ESE. Zaznaczyły się one bądź w postaci płaskiej fleksury nad Kamienną, bądź ledwie widocznej antykliny w Brzozowej. Odmiennie wygląda jej część południowo-wschodnia. Tu na drodze jej stanął sztywny element garbu Rachów—Gościeradów, który opisałem już w poprzednim rozdziale. Ta masa oporowa spowodowała powstanie faldów na skutek nacisku od południa pojawiającego się tam drugiego, wyraźnie zaznaczającego się garbu podłoża, ograniczonego od północy fleksurą biegnącą przez Zawichost. Między tymi dwoma grzbietami pokrywa mezozoiczna uległa zgnieceniu i powstał szereg fałdów, podczas gdy w północnej części rowu tarłowskiego, między Ożarowem—Tarłowem i Świeciechowem, skały leżą prawie płasko, a całe napięcie wyladowało się przez utworzenie załamania fleksurowego pod Wesolówką i Świeciechowem.

Fałdy w południowej części rowu tarłowskiego mają kierunek NW—SE, a zatem prostopadły do kierunku ruchu, z wyjątkiem synkliny biegnącej od Czyżowa przez Chrapanów, Janików, Sobów do zachodniej części Karsów. Jest to wgłębienie podłoża wywołane na odcinku Czyżów, Chrapanów przez nacisk z południa garbu podłoża biegnącego z Zawichosta na zachód. Jest ono na tym odcinku równoległe do północnej, fleksurowego charakteru krawędzi tego garbu. Na północny zachód zaś od Chrapanowa synklina zakręca nagle ku północy, gdyż tu ona powstała przez nacisk drugiej środkowej łuski, której czoło pod Zawadą i Ożarowem nasuwa się na rów tarłowski, powodując powstanie synklinalnego wgłębienia na swym przedpolu.

Po omówieniu genezy rowu tarłowskiego należałoby zrewidować samo to pojęcie. Właściwym rowem tektonicznym jest tylko jego część położona na południe od linii Potok—Świeciechów, gdyż tylko tu istnieją po obu jego stronach dyslokacje zrzucające warstwy ku środkowi rowu. Osada Tarłów więc, od której ten element tektoniczny bierze nazwę, leży o 7 km na północ, poza właściwym rowem tektonicznym. Na południu forma ta zakręca nagłe ku wschodowi. Fleksura Zawichostu o kierunku WNW—ESE jest jej południową granicą — i jednocześnie krawędzią wschodniego odcinka rowu tarłowskiego leżącego między Zawichostem i Annopolem. Dalej na wschód ginie on w zapadlisku neochrobacim.

Powstanie tego zapadliska miało miejsce już po wytworzeniu się wyżej opisanego obrazu tektonicznego. Północna jego granica zaznacza

się jako potężny uskok biegnący na naszym terenie od Zaklikowa do Opoki Dużej na południe od Annopola. Na przedłużeniu tej linii ku północnemu zachodowi leży wyjątkowo silnie, w stosunku do otoczenia, zdyslokowany obszar południowego zbocza antykliny Lasocina. Zbocze to jest strome i potraskane uskoki o kierunkach NW — SE, a więc zgodnych z biegiem dyslokacji brzeżnej zapadliska. Nie jest wykluczone, że to trzaśnięcie skorupy ziemskiej poszło jeszcze dalej w głąb Górotworu Świętokrzyskiego, gdyż podobne, choć znacznie słabsze uskoki leżą na tej samej linii między Karsami i Glinianami.

Przechodzę teraz do drugiej, środkowej łuski, której czoło stanowi najpotężniejsza co do długości i amplitudy fleksura Sienna — Ożarów. Centralna jej część jest gęsto pokryta fałdami o kierunkach dość zmiennych. W części północnej między doliną Kamienną a Grabowcem, gdzie łuska jest wąska, silnie sprasowana, wszystkie prawie formy mają osie równoległe do ograniczających ten odcinek fleksur. Jedynie południowe zbocze synkliny leżącej na południowy wschód od Grabowca ma kierunek WNW — ESE przystosowany do biegnącej tu w podłożu krawędzi garbu staropaleozoicznego i przecinającej skośnie łuskę. Na skutek istnienia garbu wyodrębniła się od reszty fałdów antyklina Sienna, która kończy od północy obszar sfałdowany w obrębie omawianej jednostki tektonicznej. Wiąże się to ściśle z zanikaniem tu łuski środkowej, na co wskazuje nagłe malenie na północ od Sienna amplitudy fleksury stanowiącej jej skręt czołowy.

Zakończenie antykliny Stoków i przylegające doń od południa zbocze wielkiej synkliny Magoń — Folwarczyska oraz fałdy na wschód od Lemieszy mają kierunki zbliżone do kierunku WNW — ESE będącego oddźwiękami struktury podłoża.

Najwyraźniejszym elementem wglębnym jest forma pojawiająca się na południe od Ożarowa. Stanowi ona przedłużenie garbu Zawichosta, który pod Jankowicami i Zawadą jest przelamany przez dyslokację fleksurową i przesunięty ku północy. Odślaniają się tu między Wyszmontowem i Jankowicami warstwy środkowojurajskie, których wschodnie odległe są zaledwie o kilkadziesiąt metrów od skał kredowych. Tak znaczne wydźwignięcie miało miejsce, tak jak i na terenie antyklin Rachowa i Dębowego Pola, dzięki zsumowaniu się ruchów wznoszących garbu podłoża i czoła nasuwającej się łuski środkowej.

W obrębie trzeciej (zachodniej) łuski występuje tylko jeden fałd, mianowicie wyżej wspomniana antyklina Dębowego Pola. Ma ona kształt trójkąta, którego trzy boki są równoległe do trzech dominujących na tym terenie kierunków tektonicznych. Bok północno-wschodni leży w obrębie fleksury Chwałowice — Grabowiec i ma jej kierunek NNW — SSE. Bok północny ma kierunek prawie równoleżnikowy i leży na północnej kra-

wędzi garbu podłoża, na którym znajduje się antyklina. Bok czwarty jest wreszcie równoległy do ogólnego kierunku rozciągłości całego północno-wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. Na linii Iłża—Rzeczniów przecina fleksurę skrętu czołowego łuski słabo zaznaczająca się ostatnia ku północy krawędź garbu podłoża. Na północ od niej fleksura szybko zanika. Przed czołem łuski, między Pasztową Wolą, Płusami i Grabowcem powstała wąska niecka peryferyczna, której na południu odpowiada północno-zachodnia część niecki Magoń—Folwarczyska.

By ująć głębiej obraz tektoniczny całego tego obszaru muszę rozważyć najpierw jeden fakt, a mianowicie zanikanie dyslokacji fleksurowej czoła łuski między Glinianami a Duranowem. Wytłumaczenie tego faktu opieram na założeniu, iż nacisk Górotworu Świętokrzyskiego, wywierany w kierunku NE na przedpole, doprowadził do sprasowania warstw skalnych tworzących omawiany teren w stopniu jednakowym dla każdego profilu poprzecznego północno-wschodniego zbocza górotworu. Otóż, gdy jeden profil przecina parę łusek ustawionych jedna za drugą, jak to ma miejsce na całym badanym obszarze między Zawichostem i Iłżą, to silne sprasowanie jednej z łusek musi pociągnąć za sobą brak ściśnięcia warstw w łusce drugiej. Otóż brak skrętu fleksurowego w okolicy Duranowa—Glinian jest skompensowany z jednej strony przez wyraźny skręt fleksurowy łuski pierwszej w okolicach Tarłowa, a więc w okolicy leżącej na północny-wschód od Duranowa—Glinian, z drugiej zaś strony na silnym pofałdowaniu łuski drugiej po stronie południowo-zachodniej od tych dwóch miejscowości. Innymi słowy nacisk wyczerpał się na wytworzeniu wspomnianych fałdów i na wytworzeniu zaczątkowego nasunięcia łuski pierwszej i nie starczyło go na wytworzenie wyraźnego skrętu czołowego łuski drugiej. Przeciwnie, na północ od rzeki Kamiennej, aż po Sienno — fałdy są znacznie słabsze niż w okolicach Stoków i brak prawie na NE od łuski drugiej skrętu czołowego w obrębie łuski pierwszej. Nacisk górotworu wyładował się więc prawie całkowicie w skrócie czołowym łuski drugiej widocznym między Siennem i Skarbką. Z kolei, dalej ku północy zanika ta druga łuska i między Siennem a Iłżą cały nacisk wyładowuje się w skrócie czołowym trzeciej, najbardziej zachodniej łuski (fleksura Chwałowice—Grabowiec). Łuski są więc ustawione schodowato w ten sposób, że w miarę posuwania się z południowego-wschodu ku północnemu-zachodowi pojawia się coraz nowa łuska położona wewnątrz w stosunku do poprzedniej.

Analiza budowy tektonicznej omawianego terenu doprowadza jednak jeszcze do jednego wniosku, mianowicie, iż najwyraźniejsze skręty czołowe łusek, największe amplitudy fleksur NNW — SSE dają się obserwować w miejscu, gdzie przecinają one garby podłoża starszego. Reguła ta jednak nie jest powszechna, jak widać z mapy (tabl. I, II).

## Obszar między Radomiem i Iłżą

Na północ od szosy Iłża—Solec budowa geologiczna terenu jest regularna i nie wykazuje żadnych wyraźnych zaburzeń. Wszystkie warstwy są nachylone w kierunku północno-wschodnim. Upad równomiernie i w niewielkim stopniu maleje w miarę posuwania się ku NE. Wschodnie poszczególnych poziomów kredy zataczają tu koncentryczne łuki, przechodząc z kierunku N 35° W w okolicy doliny Iłżanki na kierunek N 55° W między Radomiem a Wierzbicą. Jest to w związku z wgłębieniem zbocza Gór Świętokrzyskich w rejonie Radomia w kierunku południowo-zachodnim. Garby paleozoiczne o kierunku WNW — ESE nie są już obecne w podłożu tego terenu.

## ZWIĄZEK Z CENTRALNĄ CZĘŚCIĄ GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Posuwając się ku środkowi Masywu Świętokrzyskiego na południowy zachód od Iłży, antykliny Dębowego Pola, niecki Magoń—Folwarczyska i Wyszmontowa widzimy, iż budowa tektoniczna się zmienia. Nikną fałdy i potężne dyslokacje fleksurowe. Dopiero nagle po przekroczeniu linii Tychów, Brody nad Kamienną, Opatów, wkraczamy ponownie na teren silnie zdyslokowany, zbudowany z osadów triasu i liasu z wyłaniającymi się spod nich w kilku miejscach skałami paleozoicznymi. W części północno-zachodniej na powierzchni przeważa lias, w części południowo-wschodniej tego terenu — trias. W części liasowej występują przeważnie dyslokacje dysjunktywne, podczas gdy w triasowej, prócz uskoków, liczne są drobne fałdy. Samsonowicz (1929, str. 145) tłumaczy to większą kruchością piaskowcowych skał liasowych, w przeciwieństwie do gęsto przekładanych łupkami skał triasowych. Autor ten wyróżnił tu szereg dyslokacji, z których Lubieńsko-Mnichowska jest najpoważniejszą i najdłuższą. Zaczyna się ona na południu w okolicach Mnichowa i przebiega stąd w kierunku NNW, zrzucając skrzydło wschodnie i osiągając znaczną amplitudę. Po przekroczeniu doliny Kamiennej wygina się ona lekkim łukiem ku NW i, jak przypuszczam, przebiega po wschodniej stronie antykliny Skały, a dalej, biegnąc ku północnemu-zachodowi, powoduje zmianę kierunku biegu serii rudonośnej doggeru w Tychowie i Mircu. Mianowicie na wschód od Mirca, gdzie warstwy leżą poza obrębem powyższej dyslokacji, posiadają one bieg N 43° W<sup>1)</sup>. W Mircu zaś, gdzie wychodnia wkracza w strefę zaburzoną, dostosowuje się ona do kierunku dyslokacji, przebiegając N 22° W<sup>1)</sup>. Jak wynika z mapy Rühlego (1947) sięga ona na NNW aż do północnej granicy arkusza Iłża, w okolice stacji Jastrząb.

<sup>1)</sup> Powyższe liczby pochodzą z pracy J. Samsonowicza (1932<sup>a</sup>, str. 197).

Jest to więc 50 km długa linia dyslokacyjna, przecinająca skośnie północno-wschodnie zbocze Masywu Świętokrzyskiego. W części południowej ma ona charakter uskoku, jak podaje Samsonowicz, w części północnej zaś, jak przypuszczam, fleksury. Będzie to więc czwarta tego typu forma tektoniczna reprezentująca czoło czwartej łuski, gdyż i ją skłonny jestem interpretować jako skręt czołowy początkowego nasunięcia. Dyslokację tę komplikują odbiegające od niej „dygitacje“ uskoku, jeden na Doły Biskupie i Godów, drugi w okolicach Krynek na Wierzbnik, przedłużając się dalej w kierunku Szydłowca. Kierunki ich są zbliżone do dyslokacji Mnichów—Lubienia.

W analogiczny sposób jak i w obszarze między Ilżą i Zawichostem, dyslokacja ta przecina się z garbami paleozoicznymi podłoża. Najwyraźniej zaznacza się to na fałdzie Bronkowickim, którego brachyantyklinalne wypiętrzenie w Dołach Biskupich leży na skrzydle wyniesionym dyslokacji Godowskiej. Największe napięcie osiąga strefa dyslokacyjna w Mnichowie, gdzie strąceniu uległ cały trias, retyk i niższa część liasu, a seria ostrowiecka bezpośrednio kontaktuje z cechsztyнем. Na wschód od Mnichowa przebiega garb podłoża, przechodzący na południe od Ćmielowa i sięgający do Wyszmontowa i Zawichosta. Przypuszczalnie jest to fałd Bronkowicki przelamany i przesunięty ku południowi pod Mnichowem przez dyslokację biegnącą na NW i NNW od Mnichowa. Na odcinku Ćmielów—Mnichów grzbiet ten zaznacza się przez nagłe zapadanie na północ od tej linii warstw liasu.

Wypiętrzenie triasu w Skale koło Tychowa jest związane, jak już przypuszczał Samsonowicz (1934, str. 84), z przebiegającym tu w podłożu fałdem paleozoicznym. Fałd ten jest zachodnim przedłużeniem opisanego już grzbietu, na którym leży antyklina Dębowego Pola. Oba te siodła, Skąły i Dębowego Pola, powstały w sposób analogiczny na skrzyżowaniu grzbietu paleozoicznego podłoża z fleksurami NNW — SSE.

Przyglądając się mapie Samsonowicza (1929) obrazującej tektonikę triasu i liasu nad Kamienną i porównując ją z terenem występowania młodszych skał mezozoicznych widać, iż plan budowy w całym dorzeczu Kamiennej jest ten sam. Gmach Świętokrzyski zapada skośnie do biegu grzbietów paleozoicznych zanurzających się stopniowo pod osady młodsze. Zapadaniu temu towarzyszą potężne pęknięcia o kierunku ogólnym NNW — SSE. Bliżej gór objawiły się one jako dyslokacje dysjunktywne zrywające ciągłości warstw. Dalej od gór są to tylko fleksury. Ciśnienie jednak, jakie wywierał górotwór na swe północno-wschodnie przedpole nie ujawniło się tylko pęknięciami. Nastąpiło złuszkowanie pokrywy mezozoicznej, które wykorzystало pęknięcia w skałach podłoża. Na miejscu tych pęknięć wytworzyły się skręty czołowe początkowych łusek, które uległy poza tym wyraźnemu pofałdowaniu. Istnieją, jak

wyżej wspomniałem, dwa tak zdyslokowane pasy terenu złuskowane i pofałdowane — jeden między Ilżą i Zawichostem, drugi między Opatowem i Tychowem.

Jaka jest przyczyna zlokalizowania tych zjawisk tylko na tych dwóch pasach?

Co do obszaru między Ilżą i Zawichostem to sprawa jest jasna. Leży on na granicy występowania na powierzchni, idąc od wnętrza gór ku NE, śladów garbów podłoża paleozoicznego wyrażonych już nie odsłonięciami skał paleozoicznych, ale kierunkami ich fałdów, w obrębie wychodni utworów młodszych. Przebiega więc tu granica Górotworu Świętokrzyskiego i Płyty Lubelskiej. Nacisk górotworu na tę płytę spowodował odkłucie nasunięcia i pofałdowanie powłoki mezozoicznej leżącej w strefie granicznej. Będzie to więc typowy przykład tektoniki ramowej.

Poza tą strefą ku wnętrzu gór leży obszar prawie niezaburzony, lekko pochylony ku północnemu wschodowi, jak całe to zbocze Gór Świętokrzyskich, a dalej drugi pas złuskowany.

Wy tłumaczenie powstania tego drugiego, wewnętrznego pasa za ledwie się dziś zarysowuje i będzie wymagało przestudiowania. Wiąże się ono najprawdopodobniej ze zjawiskami, które najpełniejszy wyraz osiągnęły na północ od Gór Świętokrzyskich. Na myśl taką naprowadza bezpośredni związek terenowy tego pasa z płaską antykliną o osi Szydłowiec—Skrzynno—Odrzywół, wiążącej góry z garbem kujawskim. Być może, iż dyslokacje brzeżne tego ostatniego ograniczające go od północnego wschodu przedłużają się tak znacznie ku południowi, iż wchodzą w obręb Gór Świętokrzyskich, powodując zaburzenie w układzie mas paleozoicznych wyrażające się jako złuskowanie pokrywy mezozoicznej między Tychowem i Opatowem.

#### PÓLNOCNE PRZEDPOLE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Jak wyżej podałem, na północ od szosy Ilża—Solec nie znać śladów istnienia w podłożu garbów o kierunku fałdowań paleozoicznych. Linia ta jest więc północną granicą rozpoznawalnych śladów górotworu hercyńskiego. Ostatni ku północy garb podłoża (jeśli włączyć doń słabą fleksurę Podkońce—Rzeczniów) przebiega na linii brachyantyklin Dębowego Pola i Skąły. Z mapy Rühlego (1947) widać, iż przedłużenie jej ku zachodowi zbiega się z północną granicą występowania triasu, a dalej z południową granicą niecki Tomaszowa, sięgającej ku wschodowi aż po Końskie. Nasuwa się więc przypuszczenie, iż linia ta jest północną granicą Hercynidów Świętokrzyskich, skoro zarówno po wschodniej, jak i zachodniej stronie gór kończą się na niej ślady oddźwięków fałdowań paleozoicznych.

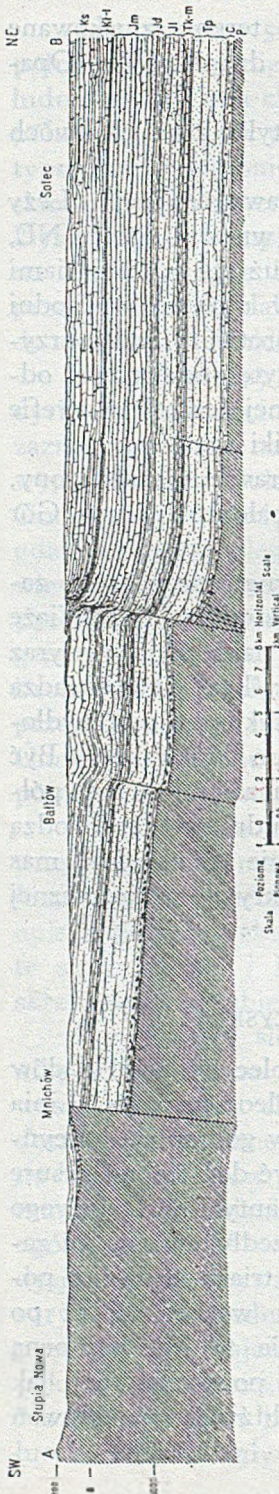


Fig. 2

Profil syntetyczny przez NE zbocze Gór Świętokrzyskich. Ks — Kreda-senon; Kt-1 — Kreda — turon-alb; Jm — Jura górna; Jd — Jura środkowa; JI — Jura dolna; Tk-m — Trias-keuper i wapień muszlowy; Tp — Trias-pstry piaskowiec; C — Cech-sztyn; P — Paleozoik starszy. Synthetical section across the north-eastern slope of the Święty Krzyż Mountains. Ks — Cretaceous-Senonian; Kt-1 — Cretaceous-Turonian-Albian; Jm — Upper Jurassic; Jd — Middle Jurassic; JI — Lower Jurassic; Tk-m — Trias-Keuper and Muschelkalk; Tp — Trias-Bunter sandstone; C — Zechstein; P — Old Palaeozoicum.

Postaram się jeszcze wskazać na inne argumenty popierające to twierdzenie.

Wychodnie utworów kredowych w okolicy Radomia przebiegają łukowato, zgodnie z wgęciem w tym miejscu zbiega Gór Świętokrzyskich. Otóż wgęcie położone jest bezpośrednio na północ od północnej granicy Hercynidów i zajmuje po wschodniej stronie analogiczne położenie, jak niecka tomaszowska na zachodzie; znajduje się więc ono w jej przedłużeniu. Wspólna oś tych niecek przebiegałaby mniej więcej na linii Skaryszew—Opoczno. Potwierdza to również istnienie na siodle łączącym antyklinę Inowłodzia z Górami Świętokrzyskimi licznych i rozległych płatów liasu, dowodzących istnienia depresji w miejscu jego przecięcia z osią wspólną niecki tomaszowskiej i radomskiej.

Analogie między tymi dwoma terenami, niecką Tomaszowa na zachodzie i Radomia na wschodzie są jeszcze innej natury. Potężna sedimentacja, która miała miejsce u schyłku jury i w dolnej kredzie pod Tomaszowem ma swój odpowiednik i tu. Osady tego wieku pojawiają się pod Ilżą ściśle na północ od omawianej linii granicznej i wyścielają nieckę Radomia. Facjalnie bonon nie jest tu identyczny z tomaszowskim, ale nie jest również zasadniczo różny; neokom zaś jest w tej samej facji co i tomaszowski. Nawet warstwa piasków albskich, która na południe od Ilży nie jest nigdzie grubsza

SZKIC TEKTONICZNY  
 PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH  
 OPRACOWANY PRZY UŻYCIU MATERIAŁÓW PUBLIKOWANYCH J. CZARNOCKIEGO,  
 CZ. KUŹNIARA, S.Z. RÓŻYCKIEGO I J. SAMSONOWICZA

TECTONICAL SKETCH MAP  
 OF THE NORTHERN PART OF THE ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS  
 COMP. OF PUBLISHED MAPS OF J. CZARNOCKI, CZ. KUŹNIAR, S.Z. RÓŻYCKI, J. SAMSONOWICZ

1 0 3 6 9 12 15 km

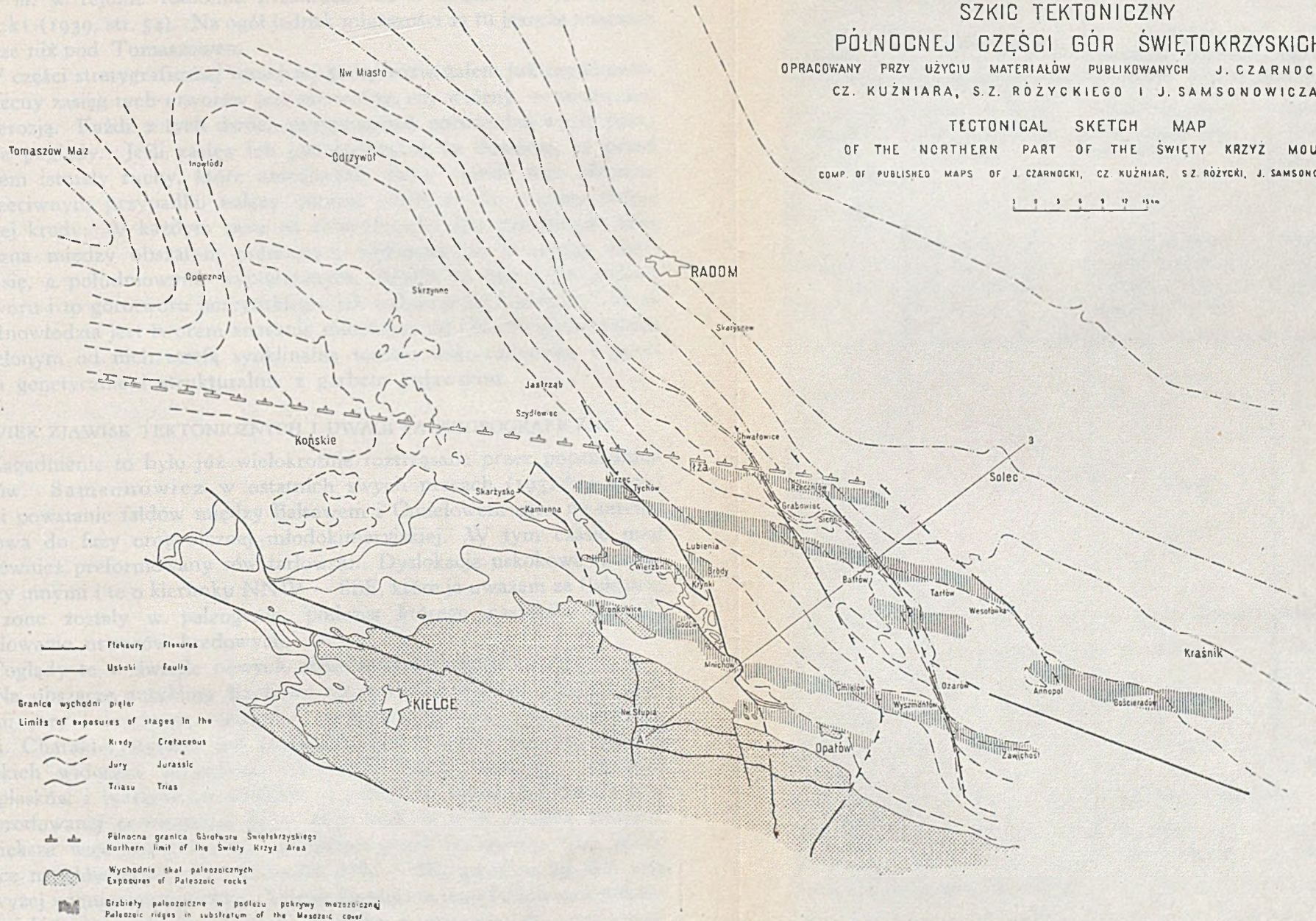


Fig. 3



niż 20 m, w rejonie Radomia przekracza 60 m miąższości, jak podaje Różycki (1939, str. 54). Na ogół jednak miąższości są tu jeszcze znacznie mniejsze niż pod Tomaszowem.

W części stratygraficznej niniejszej pracy rozważałem już zagadnienie czy obecny zasięg tych utworów jest pierwotny, czy wtórny — uwarunkowany erozją. Każde z tych dwóch przypuszczeń potwierdza wyżej przytoczone poglądy. Jeśli zasięg ich jest pierwotny to dowodzi, iż przed bononem istniały ruchy, które umożliwiały zalew morski tego obszaru. W przeciwnym przypadku należy odnieść ruchy te do granicy dolnej i górnej kredy. W każdym razie na równoleżniku Iłży przebiegała linia graniczna między obszarem północnym wykazującym tendencję obniżania się, a południowym, wypiętrzonym. Mogła to być tylko granica górotworu i to górotworu hercyńskiego, jak wskazuje jej kierunek. Antyklina Inowłodzia jest tworem znacznie młodszym od Gór Świętokrzyskich oddzielonym od nich strefą synklinalną tomaszowsko-radomską i związanym genetycznie i strukturalnie z garbem kujawskim.

#### WIEK ZJAWISK TEKTONICZNYCH I UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Zagadnienie to było już wielokrotnie roztrząsane przez poprzednich autorów. Samsonowicz w ostatnich swych pracach (1932<sup>b</sup> i 1934) odnosi powstanie fałdów między Bałtowem i Ćmielowem oraz na terenie Rachowa do fazy orogenicznej młodokimeryjskiej. W tym czasie miał być również preformowany rów tarłowski. Dyslokacje uskokowe (a więc między innymi i te o kierunku NNW — SSE, które ja uważam za fleksury) utworzone zostały w paleogenie, podczas którego nastąpiło również dofałdowanie utworów kredowych.

Poglądy te w świetle nowych obserwacji wymagają rewizji.

Na obszarze antykliny Rachowa niezgodności kątowe między warstwami jury i kredy są niewielkie, widoczne głównie w południowej części. Charakterystyczne jest przekraczające ułożenie albu na osadach jurajskich widoczne szczególnie na terenie osady Annopol. Również płat piasków i piaskowców albskich w północnej części Jakubowic leży na zerodowanej powierzchni jury, gdyż brak w tym miejscu bononu. Największe więc zdenudowanie antykliny przed transgresją albu miało miejsce na głównej jej osi o kierunku NW — SE, gdyż na tej linii leżą oba wyżej wymienione punkty. Jednak amplituda tego fałdowania młodokimeryjskiego musiała być bardzo niewielka w stosunku do późniejszej, gdyż miąższość warstw, które wówczas (przed transgresją albską) podległy erozji nie przekracza kilkunastu metrów, a i różnice kątowe pokładów kredy i jury nie są większe od paru stopni.

Poza antyklina Rachowa niezgodności kątowe zanotowałem przede wszystkim w Jankowicach, gdzie różnica upadów jury i kredy w jednej

odkrywcę wynosi 23°. Jest to jednak wielkość maksymalna, wyjątkowa, gdyż poza tym punktem wynosi na ogół parę stopni, lub jest równa zero. Biorąc pod uwagę, iż w wielu punktach na obszarze dyslokacji fleksurowych osady kredowe są bardzo silnie nachylone lub nawet obalone, należy wnioskować, iż decydujące ruchy tektoniczne miały miejsce dopiero po kredzie górnej. Ruchy te jednocześnie spowodowały pofałdowanie i przegięcia fleksurowe, gdyż oba te zjawiska, jak wyżej wskazałem, łączą się ze sobą.

Okres czasu między kimerydem a albem był znaczny i miały w nim miejsce różnorodne zjawiska. Niezgodność między osadami kimerydu i bononu, przyjmowana przez Samsonowicza na podstawie obserwacji na terenie antykliny Rachowa, wobec znalezienia nowych faktów — upada. Ewentualny bonon leży w Rachowie zgodnie na zlepiach „krzyżanowickich” najwyższego kimerydu.

Ruchy tektoniczne wynurzające miały miejsce dopiero po bononie, o czym świadczy zgodność osadów kimerydzkich i bonońskich oraz przekraczające położenie ilów neokomskich na różnych poziomach kimerydu i bononu w rejonie Itży (Pożaryski, 1947). Osady neokomu są tu jednak tylko bardzo zredukowanym osadem po zalewie, który obejmuje okres wielu milionów lat i wyklinowują się ku południowi. By wytłumaczyć takie ich położenie trzeba przyjąć dwukrotnie działające ruchy skorupy ziemskiej, przed i po osadzeniu się czarnych ilów neokomu. Pierwsze, przypadające między bononem i walanżynem, odpowiadałyby fazie hilsu Stillego ruchów górotwórczych młodokimeryjskich. Następnie, między hoterywem i albem nastąpiło ponowne wynurzenie, które odnieść należałoby do starszej fazy fałdowań austrydzkich. Pierwsze spowodowały erozję utworów bonońskich i górnokimerydzkich, drugie neokomskich.

Obie te fazy erozyjne spowodowały miejscami zdercie co najmniej całego kimerydu i bononu, gdyż w zlepieńcu podstawowym transgresji górnokredowej znajdują się otoczaki krzemieni astarckich (Jankowice).

Pozostaje jeszcze zagadnienie facji osadów transgresji górnokredowej<sup>1)</sup>, jako argumentu przy ustalaniu wieku ruchów tektonicznych. Bardzo wyraźną wskazówką jest tu grubość osadów albu, która na obszarze grzbietów podłoża, a więc w Rachowie, na linii Zawichost—Jankowice—Wyszmontów, pod Antoniowem i Trzemchą Górną jest bardzo mała, gdyż nie przekracza 5 m. Na terenach otaczających zaś jest znacznie większa. Analogicznie zachowują się osady cenomanu. Najcharakterystyczniejszym terenem pod tym względem są okolice tych dwóch ostatnich miejscowości, gdzie stwierdziłem, iż wychodnie albu i cenomanu leżą na skrzydle wyniesionym fleksury, stanowiącej czoło nasunięcia i tu są

<sup>1)</sup> Zagadnieniu temu mam zamiar poświęcić osobną rozprawkę.

one najcieńsze, gdyż w Trzemsze grubość ich wspólna wynosi 3 m. Łuski zaczęły się więc tworzyć już w dolnej kredzie. Co do turonu to stwierdziłem jedynie znacznie większą grubość tych osadów w rowie tarlowskim niż poza nim, co potwierdza przypuszczenie, iż został on wcześniej preformowany.

Historia tego terenu przedstawiałaby się w skrócie następująco:

Transgresja środkowojurajska zalewa całe to zbocze Górotworu Świętokrzyskiego, pozostawiając z początku osady klastyczne, a następnie zoogeniczne, wapienno-krzemionkowe. W maksymalnej fazie zalewu Masyw Świętokrzyski jest całkowicie zanurzony, a na nim rozwija się bujne życie fauny dennej, jak korale i gąbki.

W kimerydzie daje się odczuć wpływ wynurzonego w pobliżu ładu i osady stają się coraz bardziej terrygeniczne; rafy koralu i gąbek zastępują ławice ostrzyg, aż całą serię kończy utwór plażowy utworzony z połamanych skorup ostrzyg z domieszką piasku.

Jeszcze raz na krótką chwilę teren się obniża (przychodzi zalew bonoński) by ostatecznie na skutek ruchów młodokimeryjskich wynurzyć się.

Erozja niszczy na łądzie warstwy górnójurajskie.

Przychodzi zalew neokomski, a po nim nowa faza wynurzająca, tym razem połączona z ruchami poziomymi skorupy ziemskiej. Gdy pierwsza faza spowodowała wynurzenie całych Gór Św. „en bloc“, to obecnie odżywiają dawne ramy hercyńskie i cały masyw ulega pofałdowaniu i zarysowują się pierwsze ślady złuszkowania.

Przychodzi następnie transgresja górnokredowa i przykrywa cały teren potężną, przeszło półkilometrowej grubości warstwą osadów. Raz jeden, na granicy emszeru i santonu, dają się odczuć ruchy podłoża fałdowania subhercyńskiego. Do wynurzenia jednak nie doszło.

Nastąpiło ono dopiero na skutek ruchów laramijskich na pograniczu mastrychtu i danu. Wynurzeniu podległy nie tylko Góry Świętokrzyskie, ale i większa część Płyty Lubelskiej. Świadczy o tym, jak stwierdziłem, obecność otwornic dolnomastrichtkich na wtórnym złożu w osadach wieku dańskiego w okolicach Puław. Mogły się one dostać do tego osadu tylko z południa, z ładu kredowego niszczonego przez erozję.

Przypuszczam, iż w tym czasie nastąpiło główne fałdowanie i powstanie nasunięć. W każdym razie nie stało się to później, jak w dolnym miocenie. Wtedy również powstały uskoki o kierunkach zgodnych z kierunkami paleozoicznymi. Teren po ukształtowaniu tektonicznym uległ bardzo daleko idącej denudacji. Na zdenudowaną już powierzchnię mezozoiku osadziły się utwory oligoceńskie i miocenne — morskie i lądowe. Pod koniec miocenu w tortonie i sarmacie nastąpił prawdopodobnie ostatni akt działalności tektonicznej przejawiającej się powstaniem północnej krawędzi zapadliska neochrobacckiego.

## LITERATURA

1897. Krisztafowicz N.: Kratkiy otčet ob izsledowaniach mielowych otłożenij w Lublinskoj i Radomskoj gubernji. — Mat. dla geolog. Rossii. Petersburg.
1898. Krisztafowicz N.: Fauna, stratigrafia i wozrost mielowych otłożenij na territori Lublinskoj i Radomskoj gubernji. — Ibidem.
1902. Lewiński J.: Przyczynek do znajomości utworów jurskich na wschodnim zboczcu gór Świętokrzyskich. — Pamiętnik Fizjograficzny. Tom XVII. Warszawa.
1906. Lewiński J.: Przyczynek do geologii Radomia. (Contribution à la géologie de Radom). — Kosmos. Tom XXXI. Lwów.
1909. Siemiradzki J.: Geologia Polski. — Lwów.
1912. Lewiński J.: Utwory jurajskie na zachodnim zboczcu gór Świętokrzyskich (Les dépôts jurassiques du versant occidental des montagnes de Święty Krzyż). — Tow. Nauk. Warsz. Sprawozdania. (C.—R. Séanc. Soc. et. Lett. Varsov.).
1919. Petraschek W.: Der Ostrand des Kielce—Sandomirer Gebirges und seine Bedeutung für die Begrenzung des russischen Schildes. — Verh. d. geol. R.—A. Wien.
1922. Łuniewski A.: Z geologii okolic Zawichosta. (Sur la géologie des environs de Zawichost). — P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.—R. Séan.). Nr 4. Warszawa.
1923. Łuniewski A.: Z geologii okolic Zawichosta. (Sur la géologie des environs de Zawichost). — P. I. G. Sprawozd. (Serv. Géol. Pol. Bull.). T. II, z. 1—2. Warszawa.
1923. Samsonowicz J.: Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczcu gór Świętokrzyskich. (C.—R. des recherches géologiques sur le versant nord des montagnes de Święty Krzyż). — P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.—R. Séan.). Nr 6. Warszawa.
- 1926<sup>a</sup>. Samsonowicz J.: Sprawozdanie z badań geologicznych we wschodniej części Łysogór. (C.—R. des recherches géol. dans la partie E du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.—R. Séan.). Nr 15. Warszawa.
- 1926<sup>b</sup>. Samsonowicz J.: Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą, oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. (Esquisse géologique des environs de Rachów sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomanien dans le sillon nord-européen.). — P. I. G. Sprawozd. (Serv. Géol. Pol. Bull.). T. III, z. 1—3. Warszawa.
1927. Czarnocki J.: Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. (Aperçu générale sur tectonique du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.—R. Séan.). Nr 17. Warszawa.
1927. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski. (Esquisse de la tectonique de la Pologne) — Kraków.

1929. Samsonowicz J.: Cechsztyń trias i lias na północnem zboczu Łysogór. (Le Zechstein, le Trias et le Liasique sur le versant nord du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Sprawozd. (Serv. Pol. Bull.). Tom V. Warszawa.
1930. Sujkowski Zb.: Petrografia kredy Polski. (Étude pétrographique du Crétacé de Pologne). — P. I. G. Sprawozd. (Serv. Pol. Bull.). Tom VI, z. 3. Warszawa.
1931. Czarnocki J.: Spostrzeżenia w zakresie tektoniki południowo-wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. (Sur la tectonique du versant sud-est du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Pos. Nauk. (Serv. Géol. Pol. C.—R.) Nr 29. Warszawa.
1932. Samsonowicz J.: Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 100 000, arkusz Opatów. (Carte géologique générale de la Pologne au 100 000-e feuille Opatów). P. I. G. (Serv. Géol. Pol.). Warszawa.
1932. Samsonowicz J.: Przebieg i charakter granicy między jurą a kredą na północno-wschodnim zboczu Łysogór. (Sur le tracé et le caractère de la limite entre le Jurassique et le Crétacé sur le versant du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Sprawozd. (Serv. Géol. Pol. Bull.). T. III. z. 2. Warszawa.
1934. Samsonowicz J.: Objasnienie arkusza Opatów. (Explication de la feuille Opatów). Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 100 000. — (Serv. Géol. Pol. Carte géol. générale de la Pologne). Warszawa.
1936. Łuniewski A.: Kreda środkowa pod Ilżą i uwagi nad jej podłożem. (Le Mésocrétacé sur le versant NE de Łysogóry et son substratum). — Tow. Nauk. Warszawskie. Sprawozd. (C.—R. Séan. Soc. Sc. et Lett. Varsovie). Nr 28.
1938. Pożaryski W.: Stratygrafia senonu w przelomie Wisły między Rachowem i Puławami. (Senonstratigraphie in Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). — P. I. G. Biul. 6. (Serv. Geol. Pol. Bull. 6.). Warszawa.
1939. Czarnocki J.: Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. (Field work in the Święty Krzyż Mountains in 1938). — P. I. G. Biul. 15. (Serv. Géol. Pol. Bull. 15). Warszawa.
1939. Pożaryski W.: Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze wykonane w roku 1938 na obszarze występowania kredy, na wschodnim stoku Gór Świętokrzyskich. (Études géologiques et travaux de recherche exécutés en 1938, dans la région des affleurements du Crétacé sur le versant est du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Biul. 15. (Serv. Géol. Pol. Bull. 15). Warszawa.
1939. Różycki S. Z.: Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w r. 1938 w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. (Recherches géologiques et travaux de prospection en 1938 dans la zone d'affleurement du Jurassique sur le bord septentrional et oriental du Massif de S-te Croix). — P. I. G. Biul. 15. (Serv. Géol. Pol. Bull. 15). Warszawa.

1946. Bohdanowicz K.: Państwowy Instytut Geologiczny w latach 1939—1946. (Service géologique de Pologne an 1939—1946). — P. I. G. Biul. 25. (Serv. Géol. Pol. Bull. 25). Warszawa.
1947. Rühle E.: Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Arkusz Radom, skala 1 : 300 000. Wydanie B, bez utworów czwartorzędowych. (General Geological Map of Poland. Sheet Radom. Scale 1 : 300 000. Edition B, Solid.). — P. I. G. (Serv. Géol. Pol.). Warszawa.
1947. Pożaryski W.: Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. (A phosphate deposit of the north-eastern periphery of the Święty Krzyż Mountains). — P. I. G. Biul. 27. (Serv. Géol. Pol. Bull. 27). Warszawa.

## SUMMARY

### Abstract

The present work, representing the geological structure of the NE peripheries of the Święty Krzyż Mountains, is based on a detailed division in zones of the Upper Cretaceous carried on by the author in previous years (22)<sup>1)</sup> on the section along the Vistula between Rachów and Puławy. The stratigraphical part contains detailed lithological cross sections of the Jurassic and Cretaceous. There is a number of elements of structure distinguished in the tectonical analysis. The newly discovered anticline of Dębowe Pole is one of the most important. The working out of the geological structure of Rachów surrounding has caused the assertion of the anticlinal character of the Jurassic core of the anticline found in this area. This entire territory is intersected by means of three large dislocations of flexure type, which run in curves from north-west to the south. They cross some slightly marked ridges of the Palaeozoic substratum which run in the direction of hercynian folds of the Święty Krzyż Mountains. In the places where these elements cross each other there arise in the western part of each flexure brachyanticlinal domes (Skala, Dębowe Pole, Rachów, Wyszmontów). The middle of the three flexures possesses the greatest amplitude and is overturned eastward. It is an embrional form of the folding in scales of a direction from WSW to ENE.

The last traces of the existence of Palaeozoic ridges in the substratum end on the Ilza parallel. Northward from that line in the Radom district there may be distinguished an inward westward bend of the outcrops of Cretaceous horizons and on its prolongation in the same direction there lies a transversal depression in the anticline which is connecting Inowłodź anticline with the Święty Krzyż Mountains. In the further westward prolongation (or rather WNW one) there lies Tomaszów basin. Consequently northward from the line Ilza-Sulejów on the Pilica the synclinal area can be distinguished which is forming a peripheral graben of the Święty Krzyż Hercynides.

<sup>1)</sup> See list of literature at the end of Polish text.

## INTRODUCTION

The palaeozoic ridges of the Święty Krzyż Mountains are surrounded by the outcrops of the Mesozoic rocks which are covering large areas. The present memoir deals with the tectonics of the area situated north-east of the mountains with the outcrops of Upper Jurassic and Cretaceous rocks.

I have began my research on which I base this report in 1933 and I have carried them on, with some breaches, up to 1947. Materials collected before and during the war have been to a great extent destroyed.

The Germans have completely destroyed laboratories and libraries of the Geological Scientific Center in Warsaw; great difficulties resulting from the above are forcing me to resign at the present from a detailed laboratory working out of the material which could be saved. I could not give more precise petrographical and sedimentological definitions of rocks; I am also unable to determine a part of the palaeontological material. I consider, however, that a further withholding the results of many years work and keeping back their publication is not desirable and it is why I have decided to synthesize my information in the form of a work concerning the tectonics and stratigraphy of the investigated area.

The area represented here includes 5 map-sheets 1 : 100 000, viz. Radom, Ilża, Solec, Opatów and Kraśnik. In order to make the matter easier, I shall avail myself of the above mentioned names of sheets when localizing particular phenomena.

The stratigraphy of Jurassic beds is stated first of all for illustrating the cartographical picture. I base it on one side on some few notes saved from the destruction which I have completed by facts, I can still remember, and on the other — on the literature.

STRATIGRAPHY<sup>1)</sup>

## JURASSIC

Callovian. The lowest stage of the Jurassic is represented by sands and rusty coloured sandstones with sponge-beds intercalations and by sandy crinoidal limestones. In the above rocks layers of limonite are found from several, up to nearly a hundred, centimeters thick. In the upper part there appear yellow flints. Samsonowicz has defined their age on the base of ammonites (*Macrocephalites*) and also on the base of the Batonian clays with *Parkinsonia parkinsoni* in their bottom. The thickness of these beds observed in the SW corner of the Solec sheet,

<sup>1)</sup> Lithological profiles see plate III.



amounted to 38 m; their bottom, however, was not included in my survey and consequently their whole thickness is much larger.

Oxford. The Oxford beds on the Opatów sheet have been lately described by Samsonowicz (1934). On the Solec sheet they possess the following succession (from the bottom):

Marly limestones and white and yellowish thin-bedded marls with black flints of an ovary shape (thickness 50 m).

Scyphia limestones, of a greyish or yellowish colour (strongly silicified). In some places this rock is completely decalcified. They include nodules of black and dark brown flints. In their lower part they contain intercalations of a red and light-brown limestone with flints and a rich fauna.

White and grey limestones strongly silicified with nodules of black flints with a bluish shade.

The thickness of the whole Oxford amounts to 300 m. The age of these beds has been defined by Lewiński (1902, 1912) and by Samsonowicz (1934). The last one found in the lower part of these beds an index fossil *Cardioceras cordatum* which is indicating the Neuvian stage. In the upper parts near Białtów the above mentioned authors found the Argovian fauna.

Rauracian. The best exposure of the Rauracian is found in the left slope of the Kamienna valley in the Białtów gorge, where the whole section of this stage can be seen. From the top downwards it runs as follows:

Grey, brownish limestones; very hard with lenses of black flints, strongly cemented with the rock.

Cavernous limestones; hard, strongly silicified, grey and yellowish, with sponges.

White and yellowish limestones; rather hard, composed of corals.

Limestones of a coffee colour; rather hard.

Limestones with sponges; cavernous hard, of a grey-yellowish colour.

Limestones of a coffee colour; rather hard with intercalations of thin bedded marls.

Grey thin bedded marls with rare black flints.

The lowest bed of grey marls belong to the Oxford. Beds lying over it represent the whole Rauracian succession which thickness amounts to about 20 m.

Lewiński and Samsonowicz (l. c.) found here the chief fossil and the index form: *Septaliforia astieriana* and determined the age of these rocks as Rauracian accordingly.

Astartian. The section of this stage which has been chiefly defined according to data collected on the Solec sheet, is the following:

#### Upper Astartian

White limestones, sometimes light-brown with or without oolites, sometimes they contain coarse oolites. Fauna not numerous.

Black, brown and dark yellow flints are found in them on different horizons.

#### Middle Astartian

Light brown or white limestones with oolites with a numerous fauna chiefly gastropodes. Include large loafy flints with white and black stripes.

#### Lower Astartian

Limestones: mostly yellow and light brown, sometimes white, oolitic. In lower parts include remains of corals.

The division into three groups possess a purely local character. The thickness of the whole complex amounts to about 170 m; the Upper Astartian is the thickest.

Kimmeridgian and Bononian. The fullest section of Jurassic beds lying over Astartian is situated near Itza.

#### Upper Kimmeridgian

Grey marly clays with intercalations of marls, sometimes marly limestones with layers of hard lumachelles with oysters.

#### Lower Kimmeridgian

Marls and marly limestones: grey-yellowish, mostly thin-bedded with shelly limestones among which layers of oysters and rarely disseminated oolites occur.

The thickness of the whole Kimmeridgian amounts to about 300 m. The boundary of the Lower and Upper Kimmeridgian is situated in the middle of the thickness and like the division of the Astartian is also of a purely local importance.

The section of the highest Kimmeridgian and Bononian near Iłza is the following:

Thickness	Nature of the rock	Stage
?	Brown limestones	Bononian?
+ 2 m	Yellow limestones with <i>Nerineas</i>	Bononian
1—2 m	Lumachelles (upper), sandy with pebbles of lydite; with an unsteady layer of glauconitic sand at the top	Upper Kimmeridgian
0,5—1 m	Marly sandstone or marl with lydite pebbles	„
1,7 m	Lumachelles (lower); hard	„
considerable	Grey marly clay	„

Lewiński (l. c.) defined the Bononian age of the yellow limestones. The similar succession can be observed at Rachów with the difference that in the Bononian marls alternating with limestones appear instead of limestones only.

#### CRETACEOUS

I consider the problem of the Cretaceous stratigraphy on the northern periphery of the Święty Krzyż Mountains as being in general solved. For the Albian and Cenomanian stages the works of Samsowicz (12, 20) and my own (28) and for the Senonian my work (22) have finally closed the period of proving the presence or lack of particular Cretaceous stages on this side of the Święty Krzyż Mountains. The chief subdivision of stages possess also their determined equivalents.

The lack of a exact petrographical nomenclature for rocks of Upper Cretaceous age is also of a great difficulty in the stratigraphical works. Sujkowski (16) examined in detail many samples of Upper Cretaceous rocks from the districts of Radom and Lublin and come to some definite conclusions as to the type and the nomenclatures of these rocks.

As to the discussed area the Cretaceous rocks are formed of three most important components: of silica in the form of opal, derived nearly exclusively from skeletons of sponges, of calcium carbonate derived from shells of foraminers and not so often of other marine fauna like bryozoa

or lamellibranchs, and of quartz or glauconitic sand<sup>1)</sup>. The quantitative ratio of these three elements is decisive as to the properties of the rock and consequently to the type to which it belongs. We can deduce out of their combination the types of rocks which are met here. The sandy limestone rock will be a calcareous sandstone or sandy limestone. The sandy siliceous rock will be in this case a gaize in the understanding of Sujkowski (16, pp. 494 and 519), who bases his idea on the definition of Cayeux. According to the definition of Sujkowski 16, pp. 493—4) the siliceous rock (silica of an organic origin) with an addition of calcium carbonate must be called „opoka“ (Polish local name) in a strict understanding of this word. The good cementation being closely connected with the meaning of this name, is one of its most distinct features. This siliceous rock is connected by all kinds of passage with chalky limestone, i. e. chalk in the petrographical sense, which, however, do not appear on the related area. I suppose, though I am not able to prove it, that an intermediate sediment between „opoka“ and chalk existed, from which proper marls, i. e. calcareous-argillaceous rocks (Sujkowski 40, pp. 493—4) originated. They are generally softer than „opoka“ and, what is more important, when corroded in hydrochloric acid they break down; at the same time fragments of „opoka“ do not lose its shape in the acid, owing silica, permeating the rock in the form of an opal net.

The above notes may be only considered as an explanation of terms which I apply in this paper, but they do not introduce anything new in the petrography of sedimentary rocks.

#### Neocomian

In the environs of Ilża, under Albian sands and on the Kimmeridgian lumachelles there lie a bed of clay over three metres thick, with concretions of siderite.

Samsonowicz (19, p. 202) reckons these clays to the Neocomian. He bases his deduction on scanty remains of fauna and on the analogy with the Neocomian section in Tomaszów Mazowiecki; Różycki (46, p. 10) found in these beds ammonite fauna of Valanginian and Hauterivian type on the sheets Radom and Ilża.

#### Albian — Cenomanian — Turonian

In the previous works concerning phosphorite deposits (28) I have discussed in details the stratigraphy of Albian and Cenomanian sediments on the whole investigated territory. The Turonian stratigraphy is the only one to be given at present.

<sup>1)</sup> A kind of argillaceous substance is also probably present, but its contents is not greater than several percentages of the total composition of the rock.

## Turonian in Tarłów graben

The Turonian beds are the best developed and unveiled in Tarłów graben. Their succession is as follow:

	Type of rock	Fauna	Thickness
UPPER TURONIAN Higher division	Greyish „opoka“ (local name) <sup>1)</sup> with cherts and black flints	<i>In. schloenbachi</i> Fie. <i>In. inconstans schloenbachi</i> Fie. <i>In. inconstans rotundus</i> Fie.	15 m
	White „opoka“ with beds inter- grown with chert with scarce black flints	<i>In. inconstans inconstans</i> Fie. <i>In. latus</i> Mant. <i>In. inconstans woodsi</i> Fie. <i>In. inconstans rotundus</i> Fie.	
	White „opoka“ rare intergrown with chert	<i>In. inequivalvis</i> Schlüt. <i>In. annulatus</i> Goldf. <i>In. inconstans inconstans</i> Fie.	100 m
	Upper-chert like „opoka“, some- times with black flints; without flints in lower part	<i>In. woodsi</i> Fie. <i>In. costellatus</i> Woods <i>In. aff. lamarchi</i> Park. (flat form)	
UPPER TURONIAN Lower division	„Opoka“ richly intergrown with cherts	<i>In. costellatus</i> Woods <i>In. aff. lamarchi</i> Park. (flat form)	40 m
LOWER TURONIAN Higher division ( <i>lamarchi</i> zone)	„Opoka“ with layers of thin- bedded chert in some places with glauconite or black flints	<i>Inoceramus</i> sp. sp.	from 3,5 m to more than 10 m
	„Opoka“ with cylindrical concre- tions placed vertically to the beds. Numerous cherts	<i>In. costellatus</i> Woods <i>In. lamarchi</i> Park. (and others)	50 m
	Bryozoa limestone with black flints	scarce fauna	0—50 m
	Grey and white „opoka“ with black flints	<i>In. lamarchi</i> Park. and others	70 m
LOWER TURONIAN Lower division ( <i>labiatus</i> zone)	White limy „opoka“ with scarce black flints	<i>In. labiatus</i> Sow.	0—20 m
	Limestone with glauconite grains	<i>In. labiatus</i> Sow.	+ 1 m

<sup>1)</sup> See p. 112

It must be mentioned that the Bryozoa limestone is a purely local facies which appears exclusively on the south-east part of the Tarłów graben.

#### Turonian eastward from Tarłów graben

In this part of the investigated area the Turonian succession is a little different.

##### Lower Turonian, labiatus zone

White limestone with scarce glauconite grains and not numerous phosphate concretions. Many fragments of *Inoceramus labiatus* shells. Thickness 1 m.

##### Lower Turonian, lamarcki zone

White „opoka“ with cherts and black flints. Characteristic grey cherts forming layers several centimetres thick occur in the upper part. Fauna rather abundant: I have determined *Inoceramus* of. *lamarcki* Park. Thickness about 45 m.

##### Upper Turonian

White „opoka“ with cherts and scarce black flints in the upper and numerous in the lower part, where they appear sometimes in the form of large loaf-like concretions of grey colour dotted with white spots.

Numerous fauna only in the upper part. Thickness ab. 120 m.

#### Turonian westward from Tarłów graben

The Turonian section in the west part of the investigated area is very much like the eastern part of the area on the Kraśnik sheet. The difference depends only on the lack of distinct facies of thin bedded cherts and grey flints with white dots. The thickness of *lamarcki* zone beds is larger in this area.

It is not yet possible to completely define the important problem of the correlation of the Turonian on the north-east borders of the Święty Krzyż Mountains with the succession of the Turonian in other countries. There are only two zones which can be well compared, first of all with the division of Western Germany, which has been carefully worked out. These zones are: the lowest with *Inoceramus labiatus* and the highest with *Inoceramus schloenbachi*. The middle zones with *Inoceramus lamarcki* and with *Scaphites geinitzi* are difficult to be precisely distinguished. The lower because of the variability and difficulty of determining the index fossil. The upper — because up to the present time the index fossil *Sc.*

*geinitzi* has not been found on this side of the Święty Krzyż Mountains. Anyway it must be supposed that both these zones are represented on our region, as there is a lack of observations which would be able to prove some interruptions in sedimentation of Turonian deposits (except the lowest Turonian). As to the zone with *In. lamarcki* its upper border is the only one which is not quite sure; the typical thick form of this species has been found many times.

### Emscher

My research have supplied no new palaeontological data concerning beds of this age<sup>1)</sup>. I have marked on the Kraśnik sheet outcrops based on the petrographic character of the rock; I could observe it near Wesolówka on the banks of the Vistula (22, pp. 9, 10). The bottom of the Emscher was characteristic by marliness in the white, clean „opoka“ of Upper Turonian. The top contact was mapped where I could observe the maximal content of glauconite in the rock and the appearance of grey flints and eventually also some rare brownish phosphate concretions. The chief Emscher rock is formed by a grey marly „opoka“ which is somehow glauconitic in its upper part.

Westward from the Vistula valley the facies changes rather quickly. Tarłów graben did not influence the facies in the Emscher, although its influence had been strikingly marked during the first part of the Upper Cretaceous transgression from the Albian to Turonian.

### Santonian

In the south-east part of the investigated area, on the Kraśnik sheet, the deposits of this age are represented by the greenish-yellow „opoka“ with numerous cherts. It mostly contains a distinct mixture of glauconitic grains and intercalations of soft marls. Santonian possess the same character of rocks farther on NW on the Opatów sheet. They contain there a rather more distinct admixture of glauconite and small quartz grains. On the Solec, Ilża and Radom sheets this admixture is so abundant that the rock becomes a gaize, and even in the lower part of this stage a layer of glauconitic quartz sand with phosphorites occurs. I gave a detailed list of the fauna of these beds in my work in 1938.

### Campanian

The sediments of the Campanian stage can be divided into three zones according to my previous paper in which stratigraphy of the Upper Cretaceous beds was discussed (22, p. 36).

<sup>1)</sup> Emscher fauna collected several times was destroyed in 1939 and then in 1944.

## Stratigraphic table of Cretaceous

Stages and zones		Index fauna	Lithological development	Thickness	
Maastrichtian	Upper	<i>Belemnitella mucronata</i> " <i>lanceolata</i> <i>Hoploscaphites constrictus</i> v. <i>vulgaris</i>	Soft marly limestones	above 100 m	
	Lower	Upper division	<i>Belemnitella mucronata</i> " <i>lanceolata</i> <i>Hoploscaphites constrictus</i> v. <i>vulgaris</i> <i>Bostrychoceras schloenbachi</i> <i>Hamites cylindraceus</i>	Marly „opoka“ <sup>1)</sup> and gaize with cherts	50 m
		Lower division	<i>Belemnitella mucronata</i> " <i>lanceolata</i> <i>Hoploscaphites constrictus</i> v. <i>tenuistriatus</i> <i>Pachydiscus perfidus</i> " <i>colligatus</i>	„Opoka“ and gaize with cherts	60 m
Campanian	Upper	Upper division	<i>Belemnitella mucronata</i> <i>Acanthoscaphites pulcherrimus</i> <i>Pachydiscus wittekindi</i> " <i>portlocki</i>	„Opoka“; on the north-west- ern extremity of the exami- ned area — gaize	60 m
		Lower division	<i>Belemnitella mucronata</i> " " v. <i>senior</i> <i>Hamites phaleratus</i> <i>Acanthoscaphites spiniger</i>	„Opoka“ and gaize with cherts	80 m
	Lower	<i>Actinocamax quadratus</i> <i>Pachydiscus levyi</i> <i>Offaster pilula</i> <i>Galeola papillosa</i>	„Opoka“ and gaize with cherts	60 m	
Santonian		<i>Actinocamax verus</i> " <i>granulatus</i> <i>Inoceramus patootensis</i> " <i>pinniformis</i>	„Opoka“ and gaize, with few cherts Locally glauconitic quartz sand	120 m	

<sup>1)</sup> For explanation of the Polish local name „Opoka“ see p. 112.



Stages and zones	Index fauna	Lithological development	Thick-ness	
Emscher	<i>Inoceramus subquadratus</i> <i>Spondylus spinosus</i>	Marly glauconitic „opoka“ and gaize	40—60 m	
Turonian	Upper	<i>Inoceramus schloenbachi</i> „ <i>inconstans rotundus</i> „ <i>annulatus</i> „ <i>costellatus</i> „ aff. <i>lamarchi</i>	White calcareous „opoka“ with irregular intercalations cherts and locally with black flints	90—150 m
	Lower division	<i>Inoceramus labiatus</i> <i>Rhynchonella cuvieri</i>	White calcareous „opoka“ with black flints or com- pact limestone with grains of glauconite	0,2—21 m
	Cenomanian	Upper	<i>Acanthoceras rhotomagense</i> <i>Hoploscaphtes aequalis</i> <i>Schloenbachia varians</i> <i>Holaster subglobosus</i> „ <i>suborbicularis</i>	Limestones and sandy glau- conitic marls with phos- phates
Middle		<i>Schloenbachia varians</i> <i>Baculites baculoides</i> <i>Neohibolites ultimus</i> <i>Inoceramus crippi</i> <i>Aucellina gryphceoides</i>	Marls and gaizes partially glauconitic with phospha- tes and flints	1,1—14 m
Lower		<i>Neohibolites ultimus</i> <i>Aucellina gryphceoides</i>	Glauconitic sands with phosphates	0,1—4 m
Albian	<i>Hoplites dentatus</i> <i>Inoceramus concentricus</i>	Sands and quartz sandstones, locally with glauconite	0—60 m	
Neocomian	Ammonites fauna of Valanginian and Hauterivian. (Różycki 1946, p. 10)	Black and rusty clays	0—8 m	

Higher Upper Campanian	— zone <i>Bostrychoceras polyplacum</i>
Lower Upper Campanian	— „ <i>Hamites phaleratus</i>
Lower Campanian	— „ <i>Actinocamax quadratus</i>

The detailed division given in the above mentioned work cannot be carried on on the whole area, as the outcrops are not equally good everywhere and they do not supply fauna in a sufficient amount.

The lithological composition of the Campanian is very homogenous. In the eastern part of the area it is composed of white and cream coloured Cretaceous „opoka“. In the middle part on the Solec sheet the Lower Campanian and the lower part of Upper Campanian beds are developed as gaize which is then representing the whole of this stage on the Ilża and Radom sheet. Cherts which are found here in a large amount are especially numerous in the gaize.

### Mastrichtian

The stratigraphy of Mastrichtian, which was worked out by myself in 1938 (22<sup>1</sup>) could be well applied to the whole investigated area. As the investigated area was, however, enlarged, some remarks, concerning the extension of the distribution of several forms should be given, viz.: *Bostrychoceras polyplacum* reaches higher up to the zone *s*, *t* of the Lower Mastrichtian. Specimens of this species found there are very rare and they distinctly differ from those found in the Upper Campanian: they are dwarfed and nearly deprived of knobs. It is probably a different species or varietas.

I have also found a few specimens of *Hoploscaphites constrictus* v. *vulgaris* Now. already in the zone *t*, together with the varietas *H. c. v. tenuistriatus* Now. of the same species. *Hauericeras gardeni* Bailly is also found sooner than was expected, viz. in the horizons *p*, *r*, i. e. in the uppermost Campanian.

The above modifications do not change, however, opinions, which were expressed concerning the Upper Senonian in the work published in 1938 (22, pp. 29—36 and 53—55).

In the discussed area only Lower Mastrichtian and the lowest part of the Upper one are found. It is formed lithologically as the limy „opoka“ of the south-east part. On the Ilża and Radom sheet it is more differentia-

<sup>1</sup>) In the work (4) about „Senonian stratigraphy...“ two errors occurred which I wish to correct here. On the table (between pp. 32 and 33) in the first vertical section entitled: „Pożaryski, 1938“ in the column „Lower Mastrichtian“, ought to be printed: not *Bostrychoceras polyplacum*, but *Bostrychoceras schlönbachi*. Besides on p. 20 there is a lack of notifying the vertical distribution of *Kingena lima* brachiopod; it ought to be marked with thick horizontal lines in the zones *y*, *z*.

ted. The lowest zones are composed of gaize, higher up we find white „opoka“ and the Upper Mastrichtian consists of marls.

The systematical stratigraphy of Cretaceous beds is represented diagrammatically on the table (pp. 116—117) and on the plate III. It may be seen there that the Upper Cretaceous cycle of sedimentation is divided into subcycles. The first one is: Albian, Cenomanian, Turonian and Emscher with the climax of the transgression in the Upper Turonian; the second is: Santonian, Campanian, Mastrichtian with maximal depth in Upper Mastrichtian.

Outside the investigated area, sediments of the third inundation of Danian age are seen northward near Kazimierz and Puławy. The limit of the first and second Upper Cretaceous transgression occur in the Emscher and Santonian. The sediments of both stages possess a regressive character.

The already discussed fact concerning the change of facies of Senonian sediments, must be finally mentioned; namely the growth of content of sand in Senonian beds from the SE to the NW. It is strictly connected with the passage of Upper Cretaceous rocks of the „opoka“ type in the west part of the Lublin district into rocks of the same age of chalk type in the east part of the Lublin district and Volhynia. Evidently owing to the rich life of siliceous sponges not far from the Massif of the Święty Krzyż Mountains, the „opoka“ type of rocks originated. The growth, however, of the sand content in the west part may be explained only after a more precise investigation of the Upper Cretaceous in the NW direction from the Święty Krzyż Mountains.

#### STRATIGRAPHICAL LACUNE BETWEEN THE JURASSIC AND CRETACEOUS

Two important facts may be noticed concerning Jurassic beds. First: the absence of the Upper Jurassic beds takes place only in the middle part of the outcrops belt; second — from the point of view of facies these sediments are homogeneously formed on the whole length of exposures. The above proves that the lacune was caused not by an interruption of deposition, but was caused by erosion after the sedimentation of Bononian beds. Direct proofs of the activity of this erosion are found, viz. among Cenomanian phosphorites lying on Kimmeridgian limestones, I have found pebbles of Upper Astartian flints. Another important proof is also the unconformity between the Cretaceous and Jurassic, which could be observed in numerous places; it is especially distinct in the Rachów anticline.

At present the Neocomian sediments occur only on the NW peripheries of the area and they are of identical facies with contemporary sediments

in Tomaszów basin; they were not found, however, in places eastward from Chwałowice near Ilża; they are lacking in the bore hole which penetrated chalky sediments in Lublin, as well as in Podolia. I suppose that their present eastern boundary is only slightly pushed westward (owing to the erosion) of the primary border of the Lower Cretaceous sedimentation area on the NE border of the Święty Krzyż Mountains. These would be sediments laid down along the border of the sedimentation area of Tomaszów basin and Cuyavie. This peripheric character is emphasised by the fact that the continuity of Upper Jurassic and Lower Cretaceous proved near Tomaszów Mazowiecki does not exist near Ilża, where the sea withdrew already in the Bononian and transgressed for a second time on the corroded surface of the Jurassic beds only during the maximal Neocomian inundation; it probably remained there for a short time and retreated at the moment of first symptoms of the regression; it could be proved by the lack of sandy sediments which characterise the regressive phase in Tomaszów basin.

After the sea retreated the phase of the continental erosion probably followed until the first waves of the Albian transgression.

## TECTONICS

### DEVELOPMENT OF OPINIONS

Since the times of Pusch up to the present days it has been considered that the whole discussed area consists of beds which are uniformly dipping toward NE. It was only Lewiński (6), Łuniewski (9) and Samsonowicz (10, 11, 12, 15, 19) who worked out this problem. The works of the last author give us the following picture of the structure:

The monoclinical structure of the NE slope of the Święty Krzyż Mountains, is cut by a number of dislocations of fault type between which foldings of a brachyantyclinal character occur. The area westward from the Vistula up to Ożarów is thrown down in the form of a graben running N — S (Tarlów graben), and ends in the south with Jankowice — Zawichost fault. The fault limiting the graben from the west is running from Jankowice up to Sienno. The fault Ćmielów — Lemieszce in the middle of the Kamienna valley is running parallelly to it. The Upper Jurassic beds are folded in a number of brachysynclines and brachyantyclines of the nearly strict NW—SE directions between Ostrowiec, Bałtów and Ożarów and they are partly overturned southward. Foldings appear besides in the environs of Sienno where the anticline and syncline are to be noticed and also the Rachów anticline, which was discovered by Samsonowicz; he supposes

Cretaceous and Jurassic border beds on the north-west limits of the Święty Krzyż Mountains

Stage	Iłża sheet		Solec sheet	Opatów sheet		Kraśnik sheet	
	Krzyżanowice	Chwałowice brickworks		Jankowice Chrapanów	Czyżów—Dąbie	Annopol (Rachów anticline)	Nowa Wieś (Rachów anticline)
LOWER CENOMANIAN	glaucinitic sands with phosphorite concretions	glaucinitic sands with phosphorite concretions	glaucinitic sands with phosphorite concretions	phosphorite concretions in weathered residuum of the Kimmeridgian limestone	glaucinitic sands with phosphorite concretions	glaucinitic marls with phosphorite concretions	glaucinitic marly sands with phosphorite concretions
ALBIAN	sands and sandstones with phosphorite concretions on the top	sands and sandstones with phosphorite concretions on the top	sands and sandstones with phosphorite concretions on the top	lacking	glaucinitic sands and flint sandstones; phosphorites on the top	sands and sandstones with phosphorite concretions on the top	sands and sandstones with phosphorite concretions on the top
NEOCOMIAN and PURBECKIAN	Aptian } lacking	lacking	lacking	lacking	lacking	lacking	lacking
	Barremian }						
	Hauterivian } black clays with siderites	black clays with siderites					
	Valanginian } with siderites						
	<sup>1)</sup> lacking	lacking					
BONONIAN	Nerinea limestones with marls on the top	lacking	lacking	lacking	lacking	lacking	marls with limestone sedimentations
UPPER KIMMERIDGIAN	shelly limestones (sandy with lydites)	sandy shelly limestones with lidytes	lacking	lacking	lacking	lacking	sandy shelly limestones with lydites
	marly clays with shelly limestones	marly clays with shelly limestones	marly clays with shelly limestones	lacking	lacking	marly clays with shelly limestones	marly clays with shelly limestones
LOWER KIMMERIDGIAN	Oolitic white and yellowish limestones with marls					no data	

<sup>1)</sup> A stratigraphical lacune found in the Purbeckian possibly also comprising the Infravalanginian and Upper Bononian.

that it runs eastward up to Gościeradów and farther on, where it meets Roztocze anticline. On the area of Tarłów graben Cretaceous formations are folded in slight anticlines and synclines.

Opinions included in my work in 1938 (22) have not greatly changed this aspect. I have only proved that this Rachów anticline does not cross eastward the boundaries of the Kraśnik sheet. I have also proved the presence of a flexure crossing the Vistula valley and the surrounding platforms on the line Świeciechów — Sulejów.

The geological map, sheet Radom 1:300 000 of E. Rühle represents the structure of the largest part of the discussed area. The Cretaceous area of the map which is mainly based on materials supplied by myself, does not differ in principle from my own opinions. There is an accidental error in the map, viz. the Albian outcrops on the contact of Cretaceous and Jurassic between the high-road Iłża — Solec and the southern border of the map has not been marked.

#### ELEMENTS OF THE STRUCTURE

##### Rachów — Gościeradów anticline

The anticline Rachów — Gościeradów is not a regular form as it consists of two domal swellings: in the neighbourhood of Rachów (proper Rachów anticline) and in the environs of Gościeradów.

Rachów anticline — The Rachów anticline belongs to one of the best known brachyantoclines in this country (plate IV).

One of the more important attainments of my work was the statement of the anticlinal structure of Jurassic core which up to the present time was considered as monocline.

Rachów anticline is very irregular. Its asymmetry was known formerly and consists in a completely different character of the SW and NE limbs. The last one is very regularly dipping in the direction  $N 40^{\circ} E$ , i. e. strictly in the same direction as the general dip of the Mesozoic beds of the Święty Krzyż anticlinorium on its NE side. The dip angle is not great and amounts from  $1^{\circ}$  in the NW part up to several degrees in the SE part.

The SW limb can be divided into three segments: the southern one from the forest Borki to the west edge of the settlement Annapol, the SW one running from that last point up to the Vistula valley, and the western one is bordering the Vistula.

The southern segment of the anticline limb is characterized by the strike N 70° W, i. e. by the direction of the strike conformable to the variscian folding in the Święty Krzyż Mountains. The SW segment possesses a strike equal to N 50° W, i. e. the same one as the NE limb of anticline. The dips are rather unsteady here and amount from 10 to 30°.

In the SW segment the dips in the Cenomanian and Albian outcrops calculated from the intersection of beds in the map amount to about 6° to 8°.

Numerous quarries in the outcrop belt of the cherts have supplied in the same way as on the southern segment of the limb, some information concerning the dip of beds; it reaches here 25° southward from the high-road and 21° up to 25° in the edge of the Vistula valley right over the river level. When moving southward along the bank it may be seen how these steep dips quickly flatten, so that southward from the high-road, in the edge cliff of the „opoka“ they are completely flat and farther on in Opoczka cherts appear again. Their dip becomes steeper again on the southern end of the village. Consequently southward from the Rachów anticline there exists a new one, slightly marked and separated from the first anticline by a flat syncline which axis crosses the slope of the Vistula valley some hundred metres southward from the high-road.

The western limb of the anticline has a different character. Besides numerous faults which are complicating its structure, it has not such a regular trend as the other limbs as it is characterized by a great variability of directions of the dip. It is distinctly seen, beginning from the south, how the direction of the dip gradually changes from SW to W, and then right before the mouth of the Rachówka valley to the Vistula — into NW. In such a way it surrounds in some way the pitching westward axis of the anticline.

Two, out of the four described segments of the limb, are parallel to each other: these are the NE and SW limbs. The southern and western segments (or strictly saying the SW one) truncate obliquely the axis of the Rachów anticline on its both ends. The middle part of the anticline between Annopol and Jakubowice is large and flat. From a more detailed analysis of the map the main central ridge of the anticline can be seen, which is parallel to the NE and SW limbs, and a secondary slight folding on its SW part running on a parallel line to the main axis (fig. 1, p. 78).

Both these anticlines are divided by the slightly marked syncline on the bottom of which an isolated Bononian outlier lies in the village Jakubowice. Quite an analogical secondary fold runs along the NE part of the main anticline eastward from Annopol. It lengthens up to the wood Borki and eastward from the cemetery it runs as a narrow anticline. In consequence the whole brachyanticline of Rachów consists of three short

parallel anticlines with the direction of their axis NW — SE; their transversal elevations are lying along a WNW — ESE line i. e. the previous variscian direction of folding.

In the discussed area the crossing of the folding directions can be observed, viz.: the late Palaeozoic and the younger Kimmerian or even younger. The age of the last folding cannot be well precised in this area because of the lack of sediments younger than Turonian within the limits of the anticline. The unconformity between the Albian and Kimmeridgian in the area between Jakubowice and the cemetery at Annopol, where Bononian and in some places (in the western part of the settlement Annopol) also sandy limestones with lydites which are forming the highest Kimmeridgian bed are lacking — prove, that the area was folded and irregularly eroded before the Upper Cretaceous transgression. This confirms the suggestion of Samsonowicz that the folding took here place in Neokimmerian period. That folding, however, was of a much smaller scale than the author supposed. The unconformity is not great and is limited to a small area. The Jurassic and Cretaceous beds lie generally conformably with each other and are subject in common to the main movement forming the anticline which took place after the sedimentation of the Turonian „opoka“.

As to the Neokimmerian folding it may be said that it had a NW—SE trend because the maximal denudations from the Lower Cretaceous period are notified on the folds axis of the same direction, as may be seen in the area of Annopol.

The asymmetry of the anticline proves that the main changes concerning the situation of the beds, connected with the shortening in the transversal section, took place on the SW side, but the NE limb was behaving as a stiff block, subject to only a slight tilting. The zone of the most inclined beds runs along the southern and south-western limb in the area of cherts outcrops. This zone disappears westward in the Vistula river bed.

The asymmetry becomes smaller in the east border of the anticline where, as I have already mentioned, the NE limb is inclined more strongly than in the neighbourhood of Nowa Wieś or Kopiec. Besides the above mentioned three parallel elementary folds in Rachów anticline, there are also secondary small basins and anticlines. On the northern borders of the Jakubowice village there is a short flat anticline of a N — S trend. On the second end of the main Rachów anticline axis, right eastward from the cemetery there runs analogically a short anticline in the WNW — ESE direction. Both above mentioned anticlines may be regarded as the ends of the main middle fold curved in the NE direction. In this way they form a curved arch turning its front in the SW direction. The middle part of the arch falls to the west border of the Annopol settlement,



its ends in the vicinity of the Kopiec village and 1 km eastward from the cemetery in Anopol. Beds which are the most inclined are found on the frontal part of the arch. This leads us to a simple conception, that the movement of the masses took place on a parallel with the SW — NE line. The chief uplift took place on the sector Jakubowice — Anopol, where the stiff mass on the NE part was more resisting to folding. Its ends are bent and the anticline axis, forms a curve open to NE. On the frontal part of the arch, where the shortening of the transversal section of the anticline was the greatest, an additional secondary fold running on a parallel line with the main axis was formed.

Between the wood Borki and the farm Rachów an independent anticline was formed, which is curved on its southern extremity analogically to the above described way.

Faults in the Rachów anticline area may be divided into two groups considering their direction, viz.: transversal and longitudinal in reference to the axis of folds.

The transversal faults are not numerous and they are grouped in the northern part between Nowa Wieś and Kopiec. The vertical displacement reaches only several metres.

The longitudinal faults are the most numerous in the southern and western parts and run on a parallel line to the direction of Palaeozoic foldings. I have noticed in the Rachów anticline area no faults which would be conformable to the trend of the younger foldings in the NW — SE direction.

Fault planes are mostly inclined northward, turned off from the vertical between ten and twenty degrees at the most. It particularly concerns those which cross the steep edge of the Vistula valley. In the area of the Anopol settlement and the wood Borki I was able to observe an opposite southward dip of fault planes.

Gościeradów anticline — The Lower Turonian runs SE from the Rachów anticline as a rather narrow belt which widens when crossing the valley of the Tuczyn river in Gościeradów; it closes farther on eastward, and marks the extension of the Gościeradów anticline. The closing of the anticline between Gościeradów and Trzydnik is emphasized by the bending in the southern direction of the Emscher and Santonian outcrop and is corresponding to the expiring of the Rachów — Gościeradów anticline in this area.

The widening of the Lower Turonian outcrop in the environs of Gościeradów cannot be explained by the considerable elevation of the anticline axis, as the Lower Turonian beds are not much higher here than westward from Gościeradów, but by the widening of the fold which possibly is made up of several parallel anticlines.

### Folds in Tarłów graben

In the area of the graben do not occur such distinct folds as in the area lying east — and westward from it. Beyond the greatly disturbed area running from Ożarów through Zawada to Jankowice, the dips nowhere exceed a few degrees. The disturbance area has not a character of a regular fold and is connected with the flexure described below. In the central part of the graben, in the left slopes of the ravine which is running from Lasocin through Honorów to Maruszów, it is possible to see beds dipping  $10^{\circ}$  in the SSW direction. This is the southern steep limb of the Lasocin anticline. Its NE limb is flat (dip  $2^{\circ}$ ).

Toward NE hardly marked anticline occurs separated from the Lasocin anticline by the Biedrzychów syncline; its axis crosses the slope of the Vistula valley between the villages Biedrzychów and Nowe. This anticline is quickly diminishing westward.

Southward from the Lasocin anticline there is an anticline which axis runs through Szczury, the northern hamlet of Suchodółki and Kol. Kalecin.

A slight synclinal through appears also in the Cretaceous beds 1 km northward from Karsy. It is limited from the north by a small strongly faulted anticline.

In the area Chałupki, Brzozowa and Wólka Lipowa a not very distinct anticline can be distinguished.

### Bałtów and Stoki anticlines

Beyond the area of the Tarłów graben, on the boundaries of the Solec and Opatów sheets there lies the Bałtów anticline. Samsonowicz (20) considers that it is overthrown southward. Facts which I could observe are denying this suggestion. The anticline is a very flat form and the inclination of its limbs does not exceed several degrees. The direction of its axis is approximately NW — SE.

The anticline is distinctly prolonged in the NW direction up to the environs of Eugeniów, where the anticline expires. In the opposite direction it reaches the neighbourhood of Lemieszce on the left bank of the Kamienna river. Its axis is parallel to the axis of the Stoki anticline, which is separated from it by the Lemieszce syncline.

The Stoki anticline is distinctly seen in the area of the villages Stoki Stare and Kol. Stoki and is prolonged in the direction NW up to the eastern part of the Maksymilianów village. This anticline is not overturned southward, as presumed it Samsonowicz (20, p. 35), but it is truncated in the south by a fault of the W—E direction.

### Siенno anticline

Further to the NW the last folds occur in the environs of Siенno. A narrow anticline runs through this settlement. Its axis runs N 40° W, gradually plunging in the NW direction and disappearing near Rzecznów. In the SE it disappears near Trzemcha. A syncline possessing a like extension and direction of the axis is accompanying it.

### Dębowe Pole anticline

The Dębowe Pole anticline possesses a somewhere different aspect. It is distinctly marked on the surface by some sandy outcrops of Callovian beds surrounded by Oxford limestones.

Neither these outcrops nor the anticline were known until the present. The anticline possesses a obtuse triangle form and like the Rachów anticline it is a typical brachyantocline. The longest southwestern side has the NW — SE direction which is in conformity with folds situated southward from Bałtów and with the general run of the investigated area. The northern and shortest side runs from east to west; the eastern one is parallel to the line NNW — SSE. As to the angles of the dips it may be only said that they are very steep in the ENE direction, but rather gentle along the remaining northern and SW limbs, viz. it is an asymmetrical anticline.

From the SW the Dębowe Pole anticline is limited by an symmetrical syncline.

As may be seen from the above description, within the investigated area, the direction of folds agrees with the general strike of the NE slope of Święty Krzyż Mountains, viz.: NW — SE with a slight deviation in the WNW — ESE direction. In several cases are also appearing WNW — ESE and NNW — SSE directions; they do not represent, however, independent structural forms.

### Wesołówka flexure

Besides the folds the flexures represent another important element of the structure; in the northern part they have the direction NW — SE and they curve in the southern part of the area where they become nearly parallel to the meridian direction. Between Wesołówka and Świeciechów the flexure lying on the farthest east is crossing the Vistula. In the area on both sides of the dislocated zone beds are dipping very slightly; the dip angle does not exceed 2°. The largest dip which was measured directly in the outcrops in the curve in Wesołówka amounted to 18°.

The width of the disturbed zone between Wesołówka and Sulejów amounts to between 0,5 and 1 km. The size of the vertical displacement of the beds is rather considerable. In the environs of Świeciechów on the right bank of the Vistula it amounts to over 300 m. It somewhat diminishes on the left bank where it amounts to about 200 m.

The flexure axis is not straight but it curves westward in accordance with a general tendency observed for analogical flexures. Southward from Świeciechów this flexure enters into the area of the Annapol — Gościeradów anticline where it is no more a distinct form. The prolongation of this dislocation meets the anticline axis in the spot where this axis pitches suddenly in conformity with the direction of the dislocation. In consequence on the east part of the flexure, i. e. on its downthrown side, there is a depression area in the axis of the dome Annapol — Gościeradów, and on the eastern upthrown side there is elevation in the Rachów brachyanticline.

The most distinct middle sector of the flexure between Świeciechów and Wesołówka is accentuated by a flat syncline running on a parallel line on its eastern part between Popów and Dorotka. In the Solec sheet area the flexure is only slightly marked.

A small graben over the Kamienna southward from Zęborzyn is equivalent to the Popów — Dorotka syncline. It is situated on the foreland of the flexure and lies strictly on the prolongation of the syncline axis.

#### Sienna — Ożarów flexure

The first information concerning the run of this dislocation were given by Łuniewski (9); Samsonowicz furnished further detailed descriptions. He states its prolongation up to the environs of Sienna considering it as a fault running along the contact of the Jurassic and Cretaceous outcrops.

The contact of Jurassic and Cretaceous beds which I have observed myself in about 100 places in artificial outcrops in the dislocation zone did not possess features of a contact provoked by faults. I consider that this dislocation is a flexure, though the existence of secondary faults within its limits is not out of the question. It is mostly marked in the neighbourhood of Jankowice, Zawada, Ożarów and between Skarbka and Sienna. There it possesses two culminations in which the vertical displacement of beds is the greatest within the limits of which there took place the overturning of beds in the direction of the downthrown side in Zawada and Wólka Bałtowska.

The vertical displacement between Zawada and Jankowice amounts to over 700 m, in Ożarów it is only 300 m and in Karsy about 100 m.

In Skarbka Górna over Kamienna the amplitude of displacement is considerable again as it amounts to nearly 500 *m*. In Kol. Wólka Bąłowska, Antoniów and Trzemcha Górna it even reaches 700 *m*. It gradually diminishes beginning from this locality. In Sienno it amounts to 500 *m*, before Rzecznów — 300 *m* and farther on it gradually diminishes to zero.

The whole dislocation consists of two sectors which slightly differ as to the direction of the axis. The southern sector southward from the Kamienna valley runs N 22° W — S 22° E and the northern sector: N 38° W — S 38° E. In the middle of its length it shows, a curve which is convex to the NE, like the Wesółówka flexure.

### Chwałowice-Grabowiec flexure

The third western flexure runs westward from Sienno in the direction NNW—SSE. Its axis lies along the steep NNW limb of the Dębowe Pole anticline near Dębowe Pole and Wólka Modrzejowa. The dislocation zone is here up to 1,5 *km* wide. Further on in the NW direction the flexure becomes independent from the anticline and runs as a narrow, not quite 1 *km* wide, zone, up to the Ilża-Solec highway. The dips are very steep on the whole of this sector; they approach 90° in Podkońce and Prędocin.

The vertical displacement in Podkońce is more than 700 *m* and it diminishes in Prędocin up to over 400 *m*.

### Common features of the NNW — SSE flexures

Three flexures: Wesółówka, Sienno — Ożarów and Chwałowice — Grabowiec throw down their eastern (or rather ENE) limbs. Their amplitudes are very variable and they are expressed in most cases by values calculated in hundreds of metres. Their formation was accompanied not only by the vertical but also by a horizontal displacement which was revealed by the shortening in the transversal cross section of the flexures; it can be seen as the overturning of the upthrown side in the direction of the downthrown side, i. e. in the ENE direction. The above fact has been noticed directly in the area of the Sienno — Ożarów flexure, but its appearance between Grabowiec and Chwałowice is also probable. Owing to horizontal movements on the downthrown side shallow synclines nearly everywhere appear; their axis are running on a parallel line with the flexure axis.

On the western side of the dislocations anticlines may also be expected. The Sienno anticline is really corresponding to this supposition

as it lies on the western upthrown side of the Sienno — Ożarów flexure and its axis is on a parallel line with the axis of the flexure.

The same concerns the brachyanticlines of Dębowe Pole and Rachów, though other folding factors directed transversally to the discussed flexures had also some influence on their origin.

### WNW — ESE flexures

These dislocations which are not so distinct as the previous ones, cannot be considered in most cases as real flexures. No other tectonic term can be strictly applied to them, though they possess very much in common.

The fact that in many places the strike of beds has the direction WNW — ESE, different from the general strike in this slope of the Święty Krzyż Mountains, leads us to their separation. They are mostly noticed in the middle part of the Kraśnik sheet south of the Tarłów graben and in the environs of Pętkowice and Kamienna, near Grabów and Iłża. Within these areas the observed dip in particular complexes is not uniform and along a short sector becomes distinctly steep. This proves the existence of a flexure possessing axis more or less parallel to the strike of beds and throwing down the northern side. The eastern part of the anticline Annopol — Gościeradów is limited from the north by a weak flexure of this type which may be traced from Rzeczyca to Księżomierz.

The Tarłów graben is limited from the south by a weak flexure running from Zawichost through Dębie, Czyżów Szlachecki and Chrapanów; in Jankowice it reaches the axis of a much stronger NNW — SSE dislocation. Westward from Jankowice the area is completely covered by loess. Westward from Zawada, however, in the direction of Ćmielów, there runs an analogical flexure like the flexure Zawichost — Jankowice. These are probably two sectors of the same dislocation out of which the western one on the flexure line Ożarów — Sienno is displaced 2 km northward in relation to the eastern one.

The next dislocation of the same type runs in the northern part of the Tarłów graben. It begins on the northern edge of the Tarłów settlement, crosses the Kamienna valley near Okół and reaches the Ożarów flexure on the area of the Kol. Wólka Bałtowska.

The northern limb of the Dębowe Pole anticline lies on the flexure axis westward from Modrzejowa Wólka and the whole anticline occupies its upthrown side.

## COORDINATION OF THE STRUCTURAL ELEMENTS

## Area eastward from the Vistula

The south-eastern boundary of the investigated area possesses a monoclinical structure. The beds are gently sloping in the NE direction. Their strike amounts to about N 50°W, i. e. much like the general strike of beds on the NE slope of the Święty Krzyż Mountains.

In the middle part of the Kraśnik sheet the belts of the outcrops curve thus surrounding the anticline Annopol — Gościeradów which is parallel to the strike of Palaeozoic folds of the Święty Krzyż Mountains <sup>1)</sup>. The above is conformable to the opinion of J. Czarnocki (17) who suggests that only this palaeozoic direction is to be distinguished in younger beds on the eastern part of the line Rachów — Dębica. At the same time it is a proof of the existence of a Palaeozoic ridge connected with the Święty Krzyż Mountains and lying in the substratum of the south-west corner of the Lublin region. The transversal profile (plate IV) of the eastern part of the anticline Annopol — Gościeradów indicates that it is not a regular fold but forms an elevation limited from the north by a WNW — ESE flexure. The last one probably falls on the line of dislocation fault which is limiting from the north the Palaeozoic ridge of the substratum; the anticline Rachów — Gościeradów is at present its rejuvenated form. The axis of the anticline crosses the axis of the Wesolówka flexure. On the western side of the Wesolówka flexure the maximal elevation of the Rachów brachyanticline has taken place, resulting from the summing up of uplifting movements on the crossing of these two tectonic lines. This dislocation has not broken the Palaeozoic ridge existing in the substratum of the Annopol — Gościeradów anticline and its influence was only marked by the interference. Eastward from the crossing of these axis the operation was compensated and the Wymysłów depression originated.

Out of the two factors which have decided about the elevation of beds in the Rachów area, viz. the anticlinal folding and the flexure bending, only the first one bore its influence on the structural details of the brachy-anticline. I have described its structure in the preceding chapters and shall try to interpret it again at present.

There exists here a deep anticlinal element of the early Palaeozoic age of a WNW — ESE direction; it is rejuvenated and marked by an anticlinal form within the limits of Mesozoic rocks visible on the surface. The Rachów — Gościeradów anticline forms its southern edge, and the

<sup>1)</sup> Święty Krzyż direction of J. Czarnocki (13).

northern one is the WNW — ESE flexure. The orogenic stress coming from the SW along the southern edge which was most to its influence exposed, has formed in the Mesozoic cover of this edge a marginal (with regard to the stiff deep elements) folding as the Rachów — Gościeradów fold. The above proves some independence of movements of the deep ridge from the Święty Krzyż Mountains which were not quite stiffly connected with it.

The Rachów — Gościeradów anticline is secondary folded in a number of short anticlines of a NW — SE direction, i. e. obliquely to the Święty Krzyż direction, in the sector between Jakubowice on the Vistula and the wood Borki, eastward from Rachów. It may be the most easily explained by the fact that in this place, lying very closely to the Mountains and being under the strongest influence of the orogenic stress, the Mesozoic cover was probably subject to „décollement“ and to an independent folding with regard to direction of substratum folds. At the same time the NE limb of the brachyanticline was not disturbed, as it was remaining in the „shade“ of the folding movements. The axis of substratum ridge checked and weakened their influence on the Mesozoic rocks lying on its northern side. The rocks of the Mesozoic cover pressed against the ridge of this substratum formed a fold running along it, i. e. possessing a direction parallel to the Święty Krzyż one. The formation of a considerable disjunctive dislocation in the Palaeozoic substratum, marked on the surface by the Wesółówka flexure, had a great importance; this flexure is the consequence of the displacement of masses of Tarłów graben in the NE direction. This displacement was accompanied by the uprising of the western side of the flexure; the Rachów anticline is situated within that side.

I have not mentioned yet the character of the western border of the substratum ridge. It ends on the line of the eastern edge of the Vistula valley and is not notable at all in the Tarłów graben area. That western border has the character of a flexure possessing a SSW — NNE direction, i. e. it is perpendicular to the Święty Krzyż direction, throwing down the western limb. It is short, as northward from the church in Świeciechów and southward from the highway Ożarów — Annopol it is not possible to find it.

The secondary anticline lying northward from the Rachów anticline between Jakubowice and Świeciechów of a SSW — NNE direction, and pointed out on the tectonical sketch, requires some additional comments. It is simply a marginal anticline of the above mentioned SSW — NNE flexure. This anticline was distinctly marked thanks to the fact that the SSW — NNE flexure forms a sharp angle with the neighbouring Wesółówka flexure, in the environs of Świeciechów in the east; both



these dislocations are throwing beds in different directions. In the environs of Jakubowice and Nowa Wieś the NE limb of the Rachów anticline is playing the same part as the Wesolówka flexure.

It must be also mentioned that the great Teisseyre's dislocation Hernald — Puławy or the dislocation of the Vistula fold of Samsonowicz (20, p. 97) were supposed to run on the line of SSW — NNE flexure. The views above, slightly changed, could be maintained at present only in this very short — a few kilometres long — sector of the Vistula valley.

The southern limb on the Annapol — Gościeradów anticline is breaking off by a morphological edge southward from Opoka Duża, Mniszek and Zdziechowice. The area between this edge and the axis of the Annapol — Gościeradów anticline has a platform structure. I have found a hardly noticeable undulation between Opoka Duża and Opoczka. It is important to notify that when on the area of the Rachów anticline numerous faults of a direction nearly similar to the Święty Krzyż one occur — J. Czarnocki (23) found on this edge some faults nearly parallel to the edge. The above means that there is a possibility of a dislocation parallel to the edge and throwing down the SW limb.

#### Middle part of the investigated area

In this part of the area intensive horizontal movements of SW — NE direction are responsible for the structure. A number of disturbances which may be seen in the system of Mesozoic rocks on the surface is caused by this pressure; the most distinct of these disturbances are the flexures of a direction near to NNW — SSE. They probably correspond to faults running in the depth. The overturning of Sienno — Ożarów front of the flexure in Wólka Bałtowska and Zawada have been found in two places; it is a proof that the above described forms arose thanks to horizontal and not vertical movements. Consequently the flexures form a line of fractures of the Mesozoic cover and divide it into several blocks which underwent reciprocal displacement: they were the strongest in those places where an overthrust of one block on the other occurred. These are really the embryonal forms of overthrusts which have consolidated in their embryonal state and were denuded and to-day are uncovered by erosion. The foreland of the Wesolówka flexure is formed by the most outer block of the whole arch of these dislocations. This area felt the pressure of the Święty Krzyż Mountains only very slightly. A very wide and flat syncline with NW — SE axis, i. e. perpendicular to the direction of the movement, was formed. A strong bending of the foreland took place locally before the front of this sector of the flexure where it reaches its greatest amplitude, viz. near Wesolówka and Świe-

ciechów. In this place the axis of the syncline is only about 0,5 km distant from the front of the dislocation and is in conformity with its direction.

Between the Wesółówka flexure and the middle one of Sienna — Ożarów there lies a block of Mesozoic rocks which could be defined as scale, as it was pushed as a whole in the direction of the foreland with a tendency of overthrusting registered in the flexure — frontal bend (charnière frontale) of the scale — limiting the block from NE. This scale being the first from the front of the whole overthrust underwent in its area only small foldings. They are completely lacking in the NW part. In the middle part where it is crossed by the Kamienna river and also near Tarłów and Brzozowa the influence of rejuvenated old-palaeozoic ridges of the substratum of WNW — ESE axis is only slightly marked. They have been noted in the form of a flat flexure on the Kamienna, or of a hardly seen anticline in Brzozowa. Its SE part looks quite differently: the stiff element of the Rachów — Gościeradów ridge, described in the preceding chapter, forming a resisting element caused the uprising of folds by the pressure from the south; the last one resulted from a second ridge of the substratum distinctly limited from the north by a flexure running through Zawichost. Between these two ridges the Mesozoic cover underwent a squeeze and there arose a number of folds; at the same time in the northern part of the Tarłów graben between Ożarów — Tarłów and Świeciechów the rocks are nearly flat and the whole tension was discharged by the formation of a flexure at Wesółówka and Świeciechów.

Folds in the southern part of the Tarłów graben have a NW — SE direction, i. e. they are perpendicular to the movement direction, except the syncline running from Czyżów to the western part of Karsy through Chrapanów, Janików and Sobów. This is an inward bend of the substratum caused through the pressure of the substratum ridge running eastward from Zawichost in the sector Czyżów — Chrapanów. In this sector it is parallel to the northern flexural edge of this ridge. In the NW from Chrapanów the syncline turns sharply northward; it is caused by the pressure of the second central scale, which front is overthrust on the Tarłów graben near Zawada and Ożarów causing on its foreland the synclinal inward bending.

After the origin of the Tarłów graben has been discussed, we must now revise this conception itself. Only the part situated south of the line Potok — Świeciechów forms the tectonical graben, as only in this region dislocations throw beds on both its sides toward the graben. The settlement of Tarłów, which name is given to this tectonic element, lies 7 km northward beyond the proper graben. In the south the graben suddenly turns eastward. The Zawichost flexure of a WNW — ESE

direction forms its southern border, and at the same time — the edge of the eastern sector of the Tarłów graben lying between Zawichost and Annopol. It disappears farther to the east in the downthrown area between the Święty Krzyż Mountains and the Carpathians.

The origin of this downthrown area took place already after the forming of the above described tectonic picture. Its northern border is notified as a mighty fault running in our area from Zaklików to Opoka Duża south of Annopol. On the prolongation of this line in the NW direction there lies the area of the southern limb of the Lasocin anticline which is exceptionally strongly dislocated. This limb is steep and fractured by faults of a NW — SE direction, i. e. in conformity with the strike of the dislocation of the edge of the downthrown area. It is not out of the question that this fracture prolongs even further on in the Święty Krzyż Mountains, as on the same line between Karsy and Gliniany there are some like, though not so strong, faults.

The second, central scale, which front is formed by the Sienno — Ożarów flexure, may be considered as the mightiest flexure as to its length and amplitude. Its central part is thickly covered with folds of rather variable directions. In the northern part between the Kamienna valley and Grabowiec, where the scale is narrow and strongly squeezed, nearly all the forms possess axis which are parallel to the flexure bordering this sector. Only the southern limb of the syncline, which is lying SE from Grabowiec, has a WNW — ESE direction; the last one is adapted to the edge of the old-palaeozoic ridge running in its substratum and obliquely crossing the scale. The Sienno anticline which ends in the north the folded area within the tectonic unit we are speaking about, is distinctly separated from the remaining folds. This is strictly connected with the disappearing of the middle scale; the sudden diminishing of the flexure amplitude north of Sienno, which is forming its frontal bend, is proving it.

The end of the Stoki anticline and of the limb of the great Magoń — Folwarczyska syncline, adhering to it from the south, as well as the folds eastward from Lemiesz, possess a direction close to WNW — ESE, reflecting the substratum structure.

The most distinct deep element is the form which appears south of Ożarów. It forms the prolongation of the Zawichost ridge which is broken by the flexure dislocation near Jankowice and Zawada and is removed northward. Between Wyszmontów and Jankowice we may see the outcrops of the Middle Jurassic beds, which are lying only several hundred metres from the Cretaceous rocks. Such a considerable uplift took place thanks to the summing up of the movements which lifted

the substratum ridge and of the front of the overthrusting middle scale, in the same way as in the area of Rachów and Dębowe Pole anticlines.

Within the limits of the third (western) scale there appears only one fold, viz. the above mentioned Dębowe Pole anticline. It has the shape of a triangle, with three sides parallel to the three directions prevailing in this area. The NE side lies within the limits of the Chwałowice — Grabowiec flexure and has the NNW — SSE direction. The northern side has a nearly parallel direction and lies on the northern edge of the substratum ridge, on which the anticline rests. The last — fourth side is parallel to the general direction of the strike of the whole NE slope of the Święty Krzyż Mountains. The last edge of the substratum ridge, only slightly visible in the north, is crossing the flexure of the frontal bend of the scale on the line Iłża — Rzecznów. The flexure disappears rapidly northward. Between Pasztowa Wola, Płusy and Grabowiec before the front of the scale a narrow outskirt syncline was formed; in the south the NW part of the syncline Magoń — Folwarczyska is corresponding to it.

There is one fact which must be considered in order to deepen the tectonic picture of the discussed area, viz. the disappearance of the flexure dislocation of the front of the scale between Gliniany and Duranów. I ground the explanation of this fact on the supposition that the pressure of the Święty Krzyż Mountains exerted in the NE direction on the foreland resulted in the pressing of beds forming the discussed area in a way similar for every one of the transversal NE sections of the Święty Krzyż Mountains slope. When a section crosses several scales situated one after the other, as may be seen in the whole investigated area between Zawichost and Iłża, a strong pressing of one of the scales ought to be accompanied by the lack of pressure in the second scale.

The analysis of the tectonic structure of the discussed area leads to one more deduction, viz. that it is possible to notify the most distinct frontal bends of the scales, and the largest amplitudes of the NNW — SSE flexures in places, where they cross the ridges of the older substratum. This rule, however, is not universal, as may be seen from the map (plate I, II).

#### Area between Radom and Iłża

North of the Iłża — Solec highway the geological structure of the area is regular and does not show any distinct disturbances. All beds are inclined in the NE direction. The dip diminishes steadily and in a small degree when moving to NE. The outcrops of horizons of Cretaceous form concentric curves changing its N 35° W direction in the region of the

Ilżanka valley into the N 55° W between Radom and Wierzbica. This is in connection with the flexion of the Święty Krzyż slope in the district of Radom in the SW direction. Palaeozoic ridges of a WNW — ESE direction are not found in this area.

#### CONNECTION WITH THE CENTRAL PART OF THE ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS

When moving towards the central part of the Święty Krzyż Mountains SW from Ilża, Dębowe Pole anticline, Magoń — Folwarczyska syncline and Wyszmontów we may notice that the tectonic structure becomes changed. It is only after crossing the line Tychów, Brody on Kamienna and Opatów that we enter again a strongly dislocated area consisting of Triassic and Liassic sediments with Palaeozoic inliers appearing in several places. In the NW part the Lias sediments are predominating on the surface and on the SE part of this area — we see Triassic sediments. In the Lias region disjunctive dislocations are mostly appearing; in the Triassic — numerous small folds, besides faults occur. Samsonowicz (15, p. 145) explains it by a greater competence of sandstone Lias series in contrast to Triassic rocks richly alternating with shales. The above author has distinguished here a number of dislocations in which the most important and the longest one is the Lubieńsko — Mnichów fault. It begins in the south in the environs of Mnichów and runs in the NNW direction throwing down the eastern side. We may see on the map of Rühle (27) that it reaches on the NNW the northern border of the Ilża sheet in the environs of the station Jastrząb.

In consequence the above is a dislocation line which runs obliquely through the NE slope of the Święty Krzyż Mountains; it represents the front of the fourth scale which I am also inclined to interpret as the frontal bend of the embryonal overthrust.

The above dislocation is crossed by ridges of the Palaeozoic substratum in a way analogical to the formerly described.

The Triassic uplift in Skala near Tychów is connected, as is suggested by Samsonowicz (20, p. 84) with a Palaeozoic fold running in the substratum. That fold forms a western prolongation of the described ridge on which the Dębowe Pole anticline is lying. Both these anticlines of Skala and Dębowe Pole were formed in an analogical way on crossing of the ridge of the Palaeozoic substratum with the NNW — SSE flexures.

If we study the map of Samsonowicz (15), which represents the Triassic and Liassic tectonic on the Kamienna and compare it with the area where younger Mesozoic rocks appear, we see, that the plan of the whole basin of the Kamienna is the same. The Święty Krzyż structure dips obliquely to the strike of the Palaeozoic ridges which are gradually

plunging under younger sediments. That plunging is accompanied by fractures of a general NNW — SSE direction. They have appeared in the proximity of the Mountains as disjunctive dislocations breaking the continuity of the beds. Further on from the Mountains only flexures occur. The pressure, however, which is exercised by the massive on its NE foreland not only resulted in simple fractures, but also in folding in scales of the Mesozoic cover in connection with the fractures in the substratum. Frontal bends of embryonal scales were formed on these fractures and the scales underwent a distinct folding. As I have already mentioned it, there exist two belts of the area dislocated in such a way; they are folded in scales, one between Iłża and Zawichost and the other between Opatów and Tychów.

The reason why these disturbances are localized only on these two belts is quite clear with regard to the area between Iłża and Zawichost. It lies if we move from the inner part of the Mountains to the NE direction on the border line of the area of traces of the Palaeozoic substratum ridges shown not by appearance of Palaeozoic rocks at the surface but by the direction of their folds within the younger formations. There runs the border line of the Święty Krzyż Mountains and the Lublin platform. The pressure of the Mountains on the platform caused the „décollement“ of the overthrust and the folding of the Mesozoic cover lying in the border zone. This is a typical example of the frame tectonics.

Beyond this zone, when moving towards the inner part of the Mountains, there lies a nearly undisturbed area which is slightly bent towards NE, in the same way as that whole Święty Krzyż slope, and further on a second belt folded in scales.

The origin of this second belt may be hardly explained to-day and requires longer studies. It is probably connected with phenomena which have reached their fullest expression northward from the Święty Krzyż Mountains. The above idea is suggested by the direct regional connection of this belt with flat anticline of the axis Szydłowiec — Skrzynno — Odrzywół bounding the Mountains with the Cuyavian ridge. It is possible that the marginal dislocations of this ridge limiting it from the NE are running so far southward that they reach the Mountains and cause some disturbance in the position of Palaeozoic rocks expressed in the folding in scales of the Mesozoic cover between Tychów and Opatów.

#### NORTHERN FORELAND OF THE ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS<sup>1)</sup>

Northward from the highway Iłża — Solec, as I have already mentioned it, there are no traces of the existence of ridges possessing a direction of Palaeozoic foldings in the substratum. In consequence this line is the northern border of Hercynian orogenesis which may be traced. The

<sup>1)</sup> See fig. 2 and 3, pp. 100 — 101

last substratum ridge lying in the north (if the slight Podkońce — Rzeczników flexure may be here included) runs on the line of Dębowe Pole and Skała brachyantyclines. It may be seen on Rühle's (27) map that its westward prolongation coincides with the northern border of the Triassic and farther on with the southern border of the Tomaszów syncline, reaching Końskie in the east. It may be supposed then that this line forms the northern border of the Hercynides of the Święty Krzyż Mountains because in the east as well as in the west of the Mountains we see that the traces of the reverberations of the Palaeozoic foldings are ending there.

I shall try to give some more proofs supporting this statement.

The outcrops of the Cretaceous in the Radom region run archlike in accordance with the inward bend of the Święty Krzyż Mountains in this place. Now the bend is situated directly northward from the northern border of the Hercynides and on the east side it holds a position analogical to that of Tomaszów basin on the west, i. e. it lies in its prolongation. A common axis of these basins would run along the line Skaryszew—Opoczno. The existence of numerous and vast Lias outliers proving the depression in the anticline joining the Inowłódz anticline with the Święty Krzyż Mountains in the spot of its crossing a common axis of Tomaszów and Radom basins, is proving the above suggestion.

There are also other analogies between those two areas: the Tomaszów basin on the west and the Radom basin on the east. The considerable sedimentation which took place at the end of Jurassic and in the Lower Cretaceous near Tomaszów has its equivalent in this case as well. Sediments of this age appear near Ilża, or strictly saying northward from the discussed border line and they fill the Radom basin. The Bononian facies is not identical here with the Tomaszów Bononian but it also does not differ principally; the Neocomian remains in the same facies as the Tomaszów Neocomian. The bed of Albian sands, which southward from Ilża is never thicker than 20 m, is more than 60 m thick in the Radom region, as is stated by Różycki (25, p. 54). In general, however, thicknesses in the Radom basin are smaller than near Tomaszów Mazowiecki.

In case the extent of these beds is primary, we have the proof that movements existed before the Bononian and they enabled the sea inundation of this area. Otherwise these movements have to be referred to the limit of the Lower and Upper Cretaceous. On the Ilża parallel, anyway, a border line was running which separated the northern area with the subsidence tendency in reference to the southern area. It could be only the boundary of the Hercynian folded zone, as may be seen from its direction. The Inowłódz anticline is a much younger form than the Święty Krzyż Mts. and is separated from these mountains by a synclinal Tomaszów—Radom zone and is genetically and structurally connected with the Cuyavian ridge.

## AGE OF TECTONIC PHENOMENA AND PALAEOGEOGRAPHICAL NOTES

This problem has been discussed by many authors. In his last work Samsonowicz (19, 20) refers the origin of folds between Bałtów and Cmielów and in the Rachów area to the young Kimmerian orogenic phase. The Tarłów graben was also supposed to begin to be formed at the same time. The fault dislocations (i. e. among others also those of a NNW—SSE direction which we have considered as flexures) have been formed in the Palaeogene during which a posthumous folding of Cretaceous beds also took place.

Owing to new observations these views require a revision.

The angular discordance between Jurassic and Cretaceous beds is not great in the area of the Rachów anticline; they are mostly seen in the southern part. The greatest denudation of the anticline before the transgression of the Albian took place on its chief axis possessing a NW — SE direction: the amplitude of the young Kimmerian folding was probably not great in comparison to the later one, as the thickness of beds, subject to the erosion before the Albian transgression, does not exceed 20 *m* and the angular discordance between Cretaceous and Jurassic beds is not greater than several degrees.

I have noticed some angular discordance besides the Rachów anticline first of all in Jankowice, where the difference of Jurassic and Cretaceous dips in one pit amounts to  $23^{\circ}$ . This is, however, a maximal, exceptional angle as beyond this point it generally amounts to a few degrees or even equals zero. In many places in the area of flexure dislocations Cretaceous sediments are steeply inclined or even overthrown; the above makes us suppose that the decisive tectonic movements took place only in the Upper Cretaceous. The same movements caused foldings and flexure bendings at the same time, as both these phenomena are connected as shown above.

The period of time between the Kimmeridgian and Albian was considerable and different phenomena took place during that time.

The uplifting movements took place only after the Bononian as may be proved by the conformity of Kimmeridgian and Bononian sediments and by the transgression of Neocomian clays on different Kimmeridgian and Bononian zones in the Ilża district (28). The Neocomian sediments, however, are forming here only a greatly reduced relict of a transgression which embraced a period of many a million years; they wedge out southward. To explain their position two periods of movements, before and after the sedimentation of black Neocomian clays may be assumed. The first period between the Bononian and Valanginian would correspond to the Hils phase (Stille) of young-Kimmerian orogenic movements. The second emergence followed between the Hauterivian and the Albian



which had to be rather referred to the older phase of Austridgian folding. The first period of movement caused the erosion of Bononian and Upper Kimmeridgian beds and the second — the Neocomian. Both these phases of erosion caused in some places the denudation of the whole Kimmeridgian and Bononian at least, as the pebbles of Astartian flints are found in the basal conglomerate of the Upper Cretaceous transgression (Jankowice).

There still remains the problem of the facies of sediments of the Upper Cretaceous transgression<sup>1)</sup>, used as proof when stating the age of the tectonic movements. The thickness of Albian sediments may be considered here as a very distinct indication; it is rather small — not more than 5 m — in the area of the substratum ridges, i. e. in Rachów on the line Zawichost — Jankowice — Wyszmontów and near Antoniów and Trzemcha Górna. In the surrounding areas, however, it is much greater. The Cenomanian sediments behave in a similar way. The district of Antoniów and Trzemcha Górna with regard to this problem furnishes very characteristic data: the Albian and Cenomanian outcrops are situated on the upthrown flexure side which is forming the front of the overthrust; they are here the thinnest, as in Trzemcha their total thickness amounts to 3 m. The above proves that the scales began to be formed already in the Lower Cretaceous. As concerns the Turonian I have found a much greater thickness of those sediments in Tarłów graben than outside it; this proves that it was formed earlier.

The history of this area would be as follows:

The Middle-Jurassic transgression overflowed the whole slope of the Święty Krzyż Mountains depositing first some clastic beds followed by zoogenic calcareo-siliceous sediments. During the maximal phase of the transgression the Święty Krzyż Mountains were completely submerged and an abundant life of benthonic fauna like corals and sponges, develops on it.

In the Kimmeridgian the influence of a land emerged not far from here is to be noticed and the sediments become more and more terrigenous; coral and sponge reefs are replaced by oyster layers and the whole series is closed by beach deposits formed of broken oyster shells with some sand admixture.

The area subsides once more for a short time and the Bononian inundation follows; it finally emerges thanks to young Kimmerian movements.

During this period the Upper Jurassic beds are intensely eroded.

Next comes the Neocomian inundation and after it a new emerging; this time it is accompanied by horizontal movements of the earth crust.

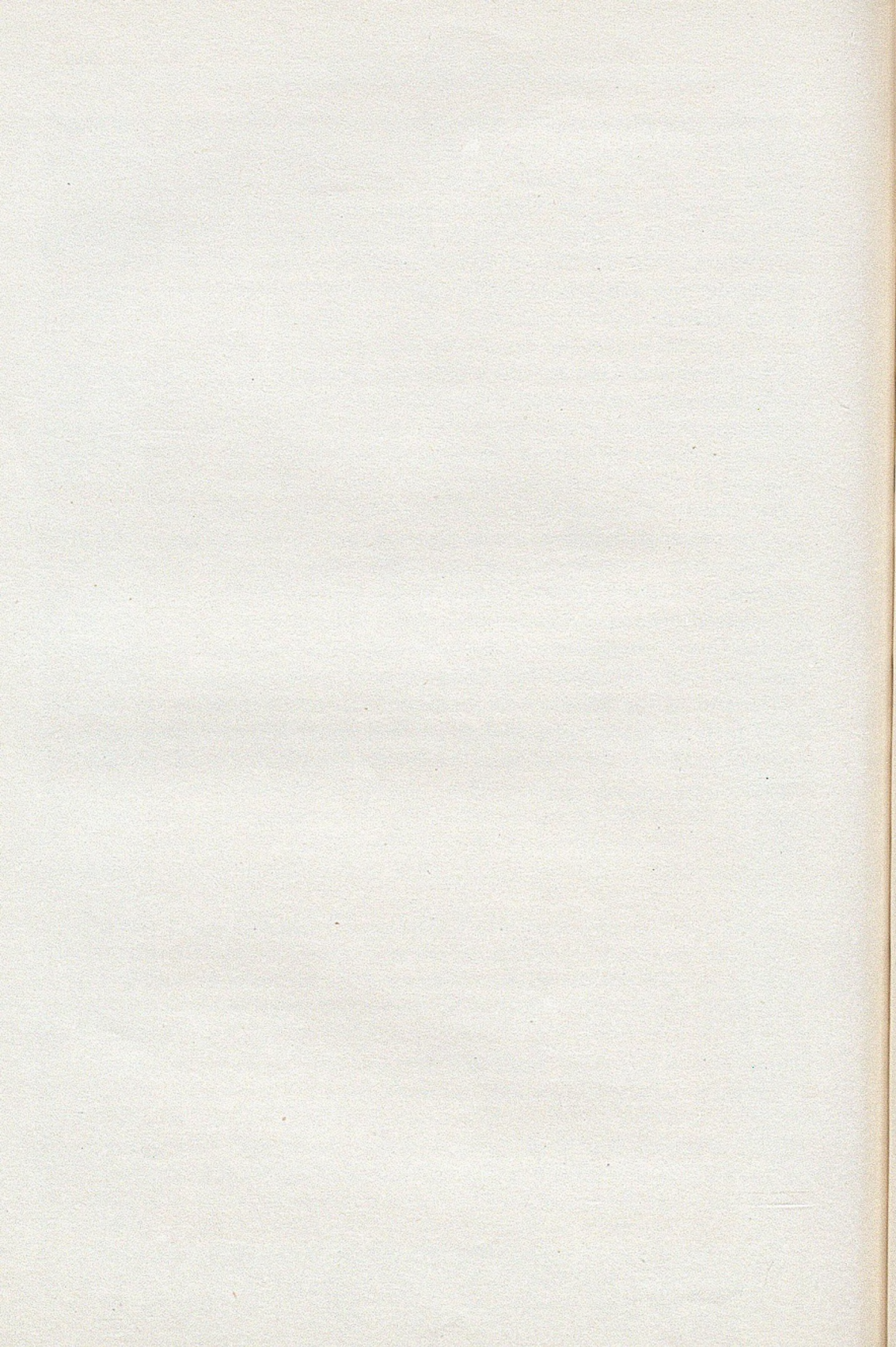
<sup>1)</sup> I intend to discuss this problem in a separate paper.

While the first phase caused the emergence of the whole area „en bloc“, the old Hercynian frames are revived at present, the area undergoes folding and the first traces of scale-folding are noticed.

In turn the Upper Cretaceous transgression comes which covers all the area with a mighty cover of sediments, over half kilometre thick. Only once, between the Emscher and Santonian the movements of the substratum are felt (sub-Hercynian folding). No emergence, however, occurred.

The uplift was only caused by Laramide movements between the Mastrichtian and Danian. Not only the Święty Krzyż Mountains, but the Lublin platform were also subject to the emergence. It may be proved by the presence of Lower Mastrichtian foraminifers on the secondary deposit in the sediments of the Danian age in the environs of Puławy. They could reach this sediment only from the south from the eroded Cretaceous land.

I suppose that this was the time when the chief folding and thrusting occurred. Anyway, it could not happen later, than during the Lower Miocene. At that time also faults of directions which were concordant with Palaeozoic ones were formed. After the tectonic shaping was over, the landscape underwent a far going denudation. On the degraded Mesozoic area Oligocene and Miocene marine deposits were laid down. At the end of the Miocene in the Tortonian and Sarmatian the last act of the tectonic activity occurred which was marked by the fractured edge of the downthrown area between the Święty Krzyż Mountains and Carpathians.



WYDAWNICTWA PAŃSTWOWEGO INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO  
OD R. 1946

PUBLICATIONS DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE POLOGNE  
DEPUIS 1946

BIULETYN — BULLETIN

- Biul. 25. Dyrektor K. BOHDANOWICZ. Państwowy Instytut Geologiczny w latach 1939—1946. (Service géologique de Pologne en 1939—1946) cena zł 175
- Biul. 26. R. KRAJEWSKI. Złoże żelaziaków ilastych we wschodniej części powiatu koneckiego. (Clay iron ores in the eastern part of the district Końskie, Central Poland) . . . . . " " 500
- Biul. 27. W. POŻARYSKI. Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. (A phosphate deposit of the north-eastern periphery of the Święty Krzyż Mountains) . . . . . " " 350
- Biul. 28. A. TOKARSKI. Grojec i żywieckie okna tektoniczne. (La colline de Grojec et les fenêtres tectoniques de Żywiec) . . . . . " " 300
- Biul. 29. PRZYCZYNKI DO GEOLOGII POLSKI ZA ROK 1946. (Contributions to geology of Poland for 1946) . . . . . " " 370
- S. Z. RÓŻYCKI. Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą i ich znaczenie praktyczne. (Jurassic siliceous rocks on the Pilica river, Central Poland, and their practical significance). S. Z. RÓŻYCKI. Interglacialne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa. (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów, Central Poland). E. RÜHLE. Budowa geologiczna okolicy wsi Kornicy w powiecie białskim. (The geological structure around the village Kornica in Biała Podlaska district, Eastern Poland). T. CHLEBOWSKI. Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni. (Geological observations on the Miocene of Kałusz and Bochnia, Carpathian foreland). R. OSIKA. Niektóre wyniki nowszych prac geologiczno-wiertniczych na polu gazowym Rostoki — Sobniów koło Jasła. (Some new geological prospecting on the gas field Rostoki — Sobniów near Jasło, Western Carpathians). J. GOŁĄB. Przyczynki do geologii okolicy Mogielnicy na ark. Rabka. (Contributions to geology of Mogielnica summit near Rabka, Western Carpathians).
- Biul. 30. Dyrektor K. BOHDANOWICZ. Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego w okresie od 1.IV do 31.XII.1946 r. (Activité de l'Institut géologique de Pologne de 1.IV à 31.XII.1946) . . . . . " " 260

- Biul. 31. **SPRAWOZDANIE Z PRAC WYDZIAŁU RUD ZA ROK 1946.**  
 (Report on works of the Ore Division for 1946) . . . . . cena zł. 400  
**J. GOŁĄB.** Sprawozdanie z badań geologicznych w rejonie Częstochowy w latach 1945—1946. (Report on geological research in the Częstochowa region, Central Poland, in 1945—1946). **S. GEROCH.** Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach 1 : 100 000 Częstochowa i Woźniki w r. 1946. (Report on geological fieldwork on the 1 : 100 000 sheets Częstochowa and Woźniki, Central Poland, in 1946). **Z. MOSSOCZY.** Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy w r. 1946. (Report on geological research West of Częstochowa, Central Poland, in 1946). **R. KRAJEWSKI.** Przekroje otworów wiertniczych w Jaworzniku i Choroni. (Logs of bore-holes in Jaworznik and Choroń, Central Poland). **W. KRACH.** Przekroje stratygraficzne wierceń poszukiwawczych „Jaworznik“ Nr 1/46 i „Choroń“ Nr 3/46. (Stratigraphical logs of test bore-holes „Jaworznik“ No 1/46 and „Choroń“ No 3/46, Central Poland). **W. KARASZEWSKI.** Sprawozdanie z badań nad utworami retyko-liasu w rejonie na zachód od Skarżysko-Kamiennej. (Report on research on Rhaetico-Lias deposits in the region West of Skarżysko, Central Poland, in 1946). **I. JURKIEWICZOWA.** Uwagi na temat budowy geologicznej okolic Majkowa, na wschód od Skarżyska-Kamiennej. (Remarks on the geological structure of the Majków region, East of Skarżysko-Kamienna, Central Poland). **J. CZARNOCKI.** Sprawozdanie z prac wiertniczo-badawczych, wykonanych w Bostowie Starym w r. 1946. (Report on prospecting-drilling carried out in Bostów Stary, Święty Krzyż Mountains — Central Poland, in 1946). **J. CZARNOCKI.** Prace geologiczne w okolicach Św. Katarzyny. (Research works in the Św. Katarzyna region, Święty Krzyż Mountains — Central Poland).
- Biul. 32. **SPRAWOZDANIE Z BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W R. 1946.**  
 (Report of hydrogeological researches in 1946) . . . . . „ „ 335  
**S. SOKOŁOWSKI.** Osuwisko w Sadowiu w przekopie linii kolejowej Tunel — Kraków. (Landslide in Sadowie in the railway cutting Tunel — Cracow). **J. GOŁĄB.** Krótka charakterystyka źródeł okolic Krzeszowic. (Short characteristics of the springs in the Krzeszowice region, near Cracow). **J. GOŁĄB.** Hydrogeologia zachodniego pasma Gubałowskiego. (Hydrogeological characteristics of the Gubałówka Range near Zakopane). **B. KRYGOWSKI.** Sprawozdanie z badań terenowych na Dolnym Śląsku w r. 1946. (Report of the geological field works in Lower Silesia in 1946).
- Biul. 33. **J. WDOWIARZ.** Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywcy. (Geological structure of the Carpathians in the region of Dubiecko and Krzywca near Przemyśl). (W druku — Sous presse) „ „ 200
- Biul. 34. **E. RÜHLE.** Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia. (Cretaceous and Tertiary of Western Polesie) . . . . . „ „ 580
- Biul. 35. **S. PAWŁOWSKI.** Anomalie magnetyczne w okolicy wsi Św. Katarzyna — Psary. (The magnetic anomalies in the neighbourhood of villages Św. Katarzyna — Psary) . . . . . „ „ 220

- Biul. 36. J. POBORSKI. Nowsze materiały do geologii złóż solnych w Wielkopolsce. (Recent contributions to the geology of salt beds in western Poland) . . . . . cena zł. 190
- Biul. 37. H. ŚWIDZIŃSKI. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. (Wydanie polskie — Edition polonaise) . . . . . „ „ 180
- Biul. 37. H. ŚWIDZIŃSKI. Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. (Wydanie angielskie — Edition anglaise) . . . . . „ „ 500
- Biul. 38. A. LUNIEWSKI. Z geologii okolic Radomska i Cztery głębokie wierceńia na Kujawach. (Notes on geology in the vicinity of Radomsko, Central Poland, and Four deep bore-holes in Kujawy, Northern Poland) „ „ 200
- Biul. 39. W. MIZERJA. Z geologii okolic Żyrardowa i Błonia. (A contribution to geology of neighbourhood of Żyrardów and Błonie, Central Poland). — Przyczynki do znajomości budowy geologicznej kopalni „Stanisław“ pod Stąporkowem. (Contribution to the knowledge of geological structure of the mine „Stanisław“ near Stąporków, Central Poland) . . . . . „ „ 320
- Biul. 40. A. SARJUSZ-MAKOWSKI. Węgiel brunatny w Środkowej Polsce. (Brown coal in Central Poland) . . . . . „ „ 320
- Biul. 41. M. KOBYLECKI. Jurajskie żelaziaki brunatne pasa tychowskiego między Rogowem a Ćmielowem. (Jurassic clay iron ores of Tychów Beli between Rogów and Ćmielów). — Neokomskie rudy żelazne okolic Tomaszowa Mazowieckiego. (Neocomian iron ores of the Tomaszów Mazowiecki region). — Kredowa niecka tomaszowska. (Cretaceous Tomaszów Mazowiecki Basin) . . . . . „ „ 370
- Biul. 42. PRZYZCZYNKI DO GEOLOGII POLSKI ZA ROK 1947. (Contributions to geology of Poland for 1947) . . . . . „ „ 500
- A. MAZUREK. Utwory kredowe i plejstocenijskie na południowo-zachodnim odcinku arkusza Pińczów 1:100 000. (Cretaceous and Pleistocene on the south-western part of Pińczów map 1:100 000, Central Poland). A. MAZUREK. Przyczynek do lubelskiego mastrychtu i danu. (Contribution to the knowledge of the Maastrichtian and Danian of the environs of Lublin in south-eastern Poland). S. Z. RÓŻYCKI. Uwagi o Rhynchonellidach jury górnej pasma Krakowsko-Częstochowskiego. (Remarks about Upper Jurassic Rhynchonellidae of the Cracow-Częstochowa Chain). W. ROGALA I B. KOKOSZYŃSKA. Rewizja fauny kredowej z Pralkowic koło Przemyśla. (Revision of the Cretaceous Fauna of Pralkowice near Przemyśl, Eastern Polish Carpathians). J. ŁYCZEWSKA. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe, 1:100 000. (Report on the geological investigations in the north-western corner of Brzesko Nowe, map 1:100 000, Carpathian foreland). S. JASKÓLSKI. Złoże cynowe w Gerbichach na Dolnym Śląsku. (Tin ore deposit in Gerbichy (Giehren) in Lower Silesia). M. KAMIENSKI I A. SABATOWSKI. O kajprowych glinach ogniotrwałych w okolicach Wierzbnika nad Kamienną. (Keuper refractory clays from the district of Wierzbnik on the Kamienna, Central

- Poland). E. RÜHLE. Torfowiska w Polsce (wiadomość tymczasowa). (Peats in Poland — preliminary note). J. GOŁĄB. Nowoodkryte wody mineralne w Szczawnicy. (Newly discovered mineral waters in Szczawnica, Carpathians).
- Biul. 43. W. KRACH. Miocen okolic Miechowa. Stratygrafia i paleontologia. (Miocene of the neighbourhood of Miechów, Central Poland. Stratigraphy and palaeontology) . . . . . cena zł. 380
- Biul. 44. S. PAWŁOWSKI. Anomalie magnetyczne w Polsce. (The magnetic anomalies in Poland) . . . . . „ „ 120
- Biul. 45. T. OLCZAK I J. SKORUPA. Zdjęcie inklinacji magnetycznej na Mazowszu w r. 1946. (The results of measurements of the magnetic inclination in the Mazowsze area, Central Poland, in 1946). T. OLCZAK. Pomiary wagą skręceń i problem wyznaczania wyższych pochodnych normalnych zewnętrznego potencjału siły ciężkości. (The measurements with the Eötvös torsion balance and the problem of determining the higher normal derivatives of the external gravity potential) . . . . . „ „ 200
- Biul. 46. W. POŻARYSKI. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik) . . . . . „ „ 600
- Biul. 47. S. PAWŁOWSKI. Badania grawimetrem Nörgaarda w środkowej i południowej Polsce w okresie od 12 kwietnia do 14 czerwca 1947 r. (Gravity surveys with the Nörgaard gravimeter in Central Poland from 12 April to 14 June 1947) . . . . . „ „ 350
- Biul. 48. M. KSIĄZKIEWICZ. Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. (Stratigraphy of the Magura series north of the Babia Góra) „ „ 150
- Biul. 49. R. KRAJEWSKI. Zawodnienie kopalń „Piast“ i „Ziemowit“ w Łędzinach na tle stosunków geologicznych. (Inundation of the „Piast“ and „Ziemowit“ mines in Łędziny, Upper Silesia, on the background of the geological relations) . . . . . „ „ 300
- Biul. 50. J. SAMSONOWICZ. O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowie niecki łódzkiej. (Cretaceous deposits in bore-holes in Łódź and the structure of the Łódź Basin) . . . . . „ „ 150
- Biul. 51. W. KOWALSKI. Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy. (Geological outline of Cretaceous deposits in the environs of Solca) . . . . . „ „ 230
- Biul. 52. K. POŻARYSKA. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. (Stratigraphy of Pleistocene of the Lower Kamienna valley) „ „ 400
- Biul. 53. K. GUZIK i W. POŻARYSKI. Fałd Biecza. (Biecz anticline) (W druku — Sous presse) . . . . .
- Biul. 54. SPRAWOZDANIE Z PRAC WYDZIAŁU RUD ZA ROK 1947. (Report on works of the Ore Division for 1947). (W druku — Sous presse) . . . . .
- R. KRAJEWSKI. Przegląd prac Wydziału Rud w roku 1947. (Review of explorations of the Ore Division in 1947). J. GOŁĄB. Sprawozdanie z badań geologicznych na ark. Krzepice w r. 1947. (Report on geological research carried out in 1947 in the map-sheet Krzepice).

Zb. MOSSOCZY. Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy. (Report on geological research carried out westward from Częstochowa in 1947). R. OSIKA. Mapa strukturalna i zasoby środkowej części częstochowskiego obszaru rudnego. (Structural map and reserves of the middle part of the Częstochowa ore bearing area). R. KRAJEWSKI. Uwagi o wykształceniu rudonośnej serii jury bruna:nej w głębszych otworach wiertniczych rejonu Częstochowy. (Note concerning the development of ore bearing series of the Middle Jurassic in deeper bore-holes in the Częstochowa region). R. KRAJEWSKI. Przekrój otworu wiertniczego w Iwanowicach Wielkich koło Krzepic. (A bore-hole in Iwanowice Wielkie, near Krzepice). W. KARASZEWSKI. Sprawozdanie z badań geologicznych na wschód od Skarżyska Kamiennej w lecie r. 1947. (Report on geological research carried out in 1947 eastward from Skarżysko-Kamienna). A. GAWEL. Sprawozdanie z badań geologiczno-petrograficznych w r. 1947 we wschodniej części Dolnego Śląska. (Report on geological and petrographical research in 1947 in the eastern part of Lower Silesia). R. OSIKA. Sprawozdanie z badań nad budową i zasobami złoża magnezytu w Sobótce. (Magnesite deposits and its reserves in Sobótka — Lower Silesia). R. KRAJEWSKI. Sprawozdanie z badań nad złożami magnezytu w Grochowej i Braszowicach za rok 1947. (Report on investigations concerning the magnesite deposits in Grochowa and Braszowice — Lower Silesia, in 1947). R. KRAJEWSKI. Sprawozdanie z badań łupków pirytowych w Ronowic. (Research on research concerning pyritiferous shales in Ronowo — Lower Silesia). L. WATYCHA. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1947 w okolicy Janowej Góry, pow. Bystrzyca, Śląsk Dolny. (Report on geological research carried out in 1947 in the vicinity of Janowa Góra — Lower Silesia) . . . . .

PRACE — TRAVAUX

- Tom IV. S. SOKOŁOWSKI. Tatry Bielskie. (Wydanie polskie w druku — Edition polonaise sous presse) . . . . . cena zł. 600  
(Wydanie francuskie w przygotowaniu — Edition française en préparation) . . . . .
- Tom V. R. KONGIEL. O przedstawicielach rodzaju Echinocorys z danu Danii, Szwecji i Polski. (Sur les Echinocorys du Danien danois, suédois et polonais). (Wydanie polskie w druku—Edition polonaise sous presse). (Wyd. francuskie w przygotowaniu—Edition française en préparation)
- Tom VI. B. KOKOSZYŃSKA. Stratygrafia dolnej kredy północnych Karpat fliszowych. (Stratygraphy of the Lower Cretaceous in the northern Flysch Carpathians). (W druku — Sous presse) . . . . .

BIULETYN OBSERWATORIUM SEISMOLOGICZNEGO W WARSZAWIE  
 BULLETIN DE L'OBSERVATOIRE SEISMOLOGIQUE A VARSOVIE

- Biul. 1. Rok 1940. (Année 1940) . . . . . 220
- Biul. 2. Rok 1941. (Année 1941) . . . . . 220
- Biul. 3. Rok 1942. (Année 1942) . . . . . 220





BIBLIOGRAFIA GEOLOGICZNA POLSKI  
BIBLIOGRAPHIE GÉOLOGIQUE DE LA POLOGNE

Nr. 18. Rok 1938/39. (Année 1938/39)	cena zł. 110
Nr. 19. Rok 1940/44. (Année 1940/44)	„ „ 55
Nr. 20. Rok 1945/47. (Année 1945/47) (W druku — Sous presse)	

MATERIAŁY ARCHIWUM WIERCEŃ  
DATA OF THE BORE-ARCHIVES

E. RÜHLE, Arkusz RADOM 1:300 000. (Sheet RADOM 1:300 000)	cena zł. 2.400
---	----------------

WYDAWNICTWA OKOLICZNOŚCIOWE  
PUBLICATIONS OCCASIONNELLES

J. CZARNOCKI. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w 1947 r. (En polonais). (Wyczerpane — épuisé) <sup>1)</sup>	
T. OLCZAK. Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego w zakresie Geofizyki Stosowanej w latach 1939—1947. (Activité du Service Géologique de Pologne dans le domaine de la Géophysique Appliquée, entre 1939 et 1947)	cena zł. 80

M A P Y — C A R T E S

PRZEGLĄDOWA MAPA GEOLOGICZNA POLSKI 1:300 000  
GENERAL GEOLOGICAL MAP OF POLAND 1:300 000

Wydanie — Edition A

E. RÜHLE	Ark. (Sheet) — A <sub>1</sub>	<i>Kolobrzeg</i>	cena zł. 200
„	„ — A <sub>2</sub>	<i>Słupsk</i>	„ „ 400
S. Zb. RÓŻYCKI	„ — A <sub>3</sub>	<i>Gdańsk</i> (W druku—Sous presse)	
J. KONDRACKI	„ — A <sub>4</sub>	<i>Giżycko</i> (W druku—Sous presse)	
E. RÜHLE	„ — B <sub>1</sub>	<i>Szczecin</i>	„ „ 450
R. GALON	„ — B <sub>3</sub>	<i>Toruń</i>	„ „ 300
St. ZWIERZ	„ — B <sub>4</sub>	<i>Łomża</i> (W druku—Sous presse)	
E. RÜHLE	„ — C <sub>1</sub>	<i>Zbąszczyń</i>	„ „ 400
B. KRYGOWSKI	„ — C <sub>2</sub>	<i>Poznań</i>	„ „ 450
E. RÜHLE	„ — D <sub>1</sub>	<i>Radom</i>	„ „ 350
S. Zb. RÓŻYCKI	„ — D <sub>5</sub>	<i>Lublin</i>	„ „ 280
St. DOKTOROWICZ- HREBNICKI	„ — E <sub>1</sub>	<i>Wałbrzych</i> (W druku — Sous presse)	
J. CZARNOCKI	„ — E <sub>4</sub>	<i>Kielce</i>	„ „ 350

<sup>1)</sup> Drugie wydanie rozszerzone w Roczniku Polskiego Towarzystwa Geologicznego, T. XVII.

Deuxième édition élargie dans les Annales de la Société Géologique de Pologne, T. XVII.

Wydanie — Edition B  
(Bez utworów czwartorzędowych — Solid)

J. LYCZEWSKA	Ark. (Sheet) — C <sub>3</sub>	<i>Płock</i>	.....	cena zł. 280
W. POŻARYSKI				
E. RÜHLE	„ — D <sub>4</sub>	<i>Radom</i>	.....	„ „ 280

PRZEGLĄDOWA MAPA SUROWCÓW MINERALNYCH POLSKI 1:300 000  
GENERAL MAP OF RAW MATERIALS OF POLAND 1:300 000

E. RÜHLE	Ark. (Sheet) — D <sub>4</sub>	<i>Radom</i>	.....	cena zł. 280
----------	-------------------------------	--------------	-------	--------------

SZCZEGÓŁOWA MAPA GEOLOGICZNA POLSKI 1:25 000  
CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE POLOGNE 1:25 000

Wydanie — Edition A

S. DOKTOROWICZ-HREBNICKI

Ark. (Feuille)	<i>Ząbkowice</i>	.....	cena zł. 200
	<i>Dąbrowa Górnicza</i>	.....	„ „ 200

Wydanie — Edition B  
(Mapa strukturalna — Carte structurale)

S. DOKTOROWICZ-HREBNICKI

Ark. (Feuille)	<i>Ząbkowice</i>	.....	cena zł. 200
----------------	------------------	-------	--------------

BIBLIOTEKA GŁÓWNA  
Politechniki Śląskiej

P

1214 | 48

---

Katalog Wydawnictw Państwowego Instytutu Geologicznego wewnątrz.  
Catalogue des publications de l'Institut Géologique de Pologne sous ce pli.