

JANINA MOTYL-RAKOWSKA i KRZYSZTOF SCHOENEICH

## Budowa geologiczna południowo-zachodniego skłonu antekliny mazurskiej

### GEOLOGY OF THE SOUTH-WESTERN SLOPE OF THE MASURIAN ANTECLISE

**STRESZCZENIE:** Wieloletnie prace sejsmiczne i wiertnicze umożliwiły rozpoznanie litologii i stratygrafii południowo-zachodniego skraju antekliny mazurskiej oraz sporządzenie szczegółowej mapy strukturalnej powierzchni podpermnej. Udało się pokazać system rowów tektonicznych, nie znanych dotąd z polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, oraz wyznaczyć kilka regionalnych uskoków. Uskoki te powstały w paleozoiku, ale aktywne były po górny trias włącznie. Od tego czasu ruchów w płaszczynach uskoków nie notowano. Rowy powstały prawdopodobnie na przełomie karbonu i permu, a rozwijały się synsedymentacyjnie po dolną kredę. Ruchy w płaszczynach kształtujących rowy trwają do dziś, ale nie doszło do rozerwania kryjących je utworów górnokredowych i kenozoicznych.

#### WSTĘP

Omawiany obszar jest dotychczas najlepiej zbadanym wiertniczo i sejsmicznie SW fragmentem polskiej części antekliny mazurskiej. Pozostałe jej części rozpoznane są słabiej z uwagi na rzadko rozmieszczone wiercenia i równie nieliczne przekroje sejsmiczne, nie pozwalające na rozpoznanie szczegółów budowy tektonicznej (fig. 1). Dane sejsmiczne i wiertnicze, uzyskane z południowo-zachodniego skłonu antekliny mazurskiej, świadczą o znacznym stopniu skomplikowania tej części obszaru platformowego, co zachęca do przeniesienia badań na pozostałe nie zbadane jeszcze fragmenty, nawet jeśli obraz tektoniczny w miarę przesuwania się na wschód miałby okazać się mniej złożony i jakościowo odmienny.

Opracowanie wykonano na podstawie produkcyjnych, jeszcze nie opublikowanych, refleksyjnych przekrojów sejsmicznych i profilów wier-



ceń Zjednoczenia Górnictwa Naftowego i Instytutu Geologicznego. Wynikło ono z poszukiwań ropy i gazu i dla tych prac jest przeznaczone. Dlatego też punkt ciężkości umieszczono na sprawach tektogenetycznych — dla poszukiwań najważniejszych.

Autorzy pragną serdecznie podziękować dyrektorowi poszukiwań Zjednoczenia Górnictwa Naftowego mgr Józefowi Stemulakowi oraz dyrektorowi „Geonafy” dr Piotrowi Karnkowskiemu za stworzenie takich warunków pracy, które umożliwiły powstanie niniejszego opracowania. Osobne podziękowanie składamy prof. dr hab. Adamowi Tokarskiemu za życzliwy wysiłek w ostatecznej redakcji tego artykułu wielokrotnie przekraczający Jego normalne obowiązki, a także za bezinteresowną merytoryczną dyskusję i przekazanie do wykorzystania własnych, nie opublikowanych poglądów na rozważane niżej problemy.

#### HISTORIA BADAŃ

Rozważany obszar (fig. 2) stanowił i w dalszym ciągu stanowi przedmiot zainteresowania wielu specjalistów i to zarówno z punktu widzenia jego budowy tektonicznej jak i stratygrafii. Syntetyczne opra-

Fig. 1

Mapa geologiczna północno-wschodniej Polski, bez utworów permskich, mezozoicznych i kenozoicznych

Geological map of NE Poland, without Permian, Mesozoic and Cenozoic deposits

Wiercenia (boreholes): 1 Lipno 1, 2 Paszów IG-1, 3 Olsztyn IG-1, 5 Szczawno 1, 6 Zuromin 2, 7 Zuromin 1, 8 Zuromin 5, 9 Zuromin 4, 10 Działdowo 2, 11 Zuromin 3, 12 Sierpc 1, 13 Biełuń 1, 14 Gradzanowo 1, 15 Bielsk 1, 16 Bodzanów 1, 17 Bulkowo 1, 18 Dzierżanowo 1, 19 Kobylniki 1, 20 Konopki 1, 21 Działdowo 1, 22 Nidzica IG-1, 23 Sepol, 24 Zawada 1, 25 Kętrzyn IG-1, 26 Korsze 1, 27 Łankiełmy 2, 28 Łankiełmy 1, 29 Klewno 1, 30 Kętrzyn IG-2, 31 Obryny IG-1, 32 Ciechanów 1, 33 Płońsk 8, 34 Płońsk IG-2, 35 Płońsk 3, 36 Płońsk IG-2a, 37 Płońsk 1, 38 Płońsk 6, 39 Płońsk 5, 40 Nasielsk 2, 41 Nasielsk 1, 42 Dębe 1, 43 Pułtusk 1, 44 Radzymin 1, 45 Okuniew IG-1, 46 Dębe Wielkie 1, 47 Warszawa IG-1, 48 Wyszaków IG-1, 49 Ostrów Maz. IG-1, 50 Łochów IG-1, 51 Tuszcz IG-1, 52 Dobrze 1, 53 Kołbiel 1, 54 Zebrak IG-1, 55 Sokółów Podlaski 1, 56 Prostki 1, 57 Elk IG-1, 58 Klusy 1, 59 Gołdap IG-1, 60 Jezdoro Okrągłe IG-1, 61 Krzemionka 1, 62 Jeleniewo 1, 63 Udryń 1, 64 Zubryń 1, 65 Zahoryszki 1, 66 Szlinokiemie 1, 67 Krasnopol 1 i 2, 68 Krasnopol 3, 69 Krasnopol 4, 70 Krasnopol 5, 71 Augustów 1, 72 Rajgród IG-1, 73 Tajno 2, 74 Tajno 3, 75 Tajno 1, 76 Tajno 5, 77 Mońki 1, 78 Zabiele 1, 79 Sokółka 1, 80 Sokółka 2, 81 Krasnopol 6, 82 Krasnopol 3, 83 Krasnopol 2, 84 Krasnopol 4, 85 Krasnopol 5, 86 Strabla 1, 87 Ryboły 1, 88 Zabłudów, 89 Iwanki 4, 90 Iwanki 2, 91 Narew 1, 92 Iwanki 1, 93 Wałki 2, 94 Podborowisko 1, 95 Grodzisko 5, 96 Skupowo 6, 97 Krzyże 4, 98 Mielnik IG-1, 99 Wejsuny (Pisz) 1

cowania W. Pożaryskiego (1964) i J. Znoski (1966) dotyczą przede wszystkim tektoniki, a także szeroko ujmują sytuację geologiczną. Opracowania bardziej szczegółowe, wykonane na bogatym materiale dowodowym, to mapy strukturalne J. Skorupy (1961, 1965). Do najważniejszych prac stratygraficznych należą publikacje K. Lenzion (1968, 1969) o kambrze, Z. Modlińskiego (1967) o ordowiku, L. Tellera (1969) i H. Tomczyka (1968) o sylurze, H. Szyperko-Sliwczyńskiej (1967) o recie i wapieniu muszlowym, K. Dayczak-Calikowskiej (1964) o doggerze, L. Malinowskiej (1968) o oksfordzie i M. Jaskowiak (1966) o górnej kredzie. Opracowanie ujmujące oprócz tektoniki i stratygrafii także sprawy geofizyczne i perspektywy poszukiwań ropy i gazu wykonali T. Horn, P. Karnkowski i H. Tarnowski (1964). Pokazną część wiedzy geologicznej zawierają także rękopiśmienne dokumentacje zgromadzone w archiwach Zjednoczenia Górnictwa Naftowego i Centralnego Urzędu Geologii. Powtarzają się na nich nazwiska pracowników Górnictwa Naftowego: A. Drwiły, E. Hałonia, J. Jurka, A. Karpały, E. Poleszaka, A. Płaka, A. Wierzchowskiej-Czułińskiej, M. Wińskiego i J. Żytki.

Powodem podjęcia poszukiwań ropy i gazu, na tym obszarze, było wykrycie przez sejsmikę w 1958 r. plakantykliny Płońska oraz leżącego w jej przedłużeniu ciągu bliźniaczych struktur. W ciągu 10 lat, po rok 1968 włącznie, pokryto szczegółowym zdjęciem sejsmicznym strefę zaburzeń tektonicznych od Płońska po Działdowo. W latach 1965—1968 śledzono sejsmicznie strefę tektoniczną Płońska także ku południowi, po okolice Warszawy i Radzymina. Już w początkowym okresie badań, w roku 1956, pierwsze wiercenie Płońsk 1, usytuowane na skłonie najwcześniej odkrytego odcinka plakantykliny Płońska, natrafiło na słabe objawy ropne w kajprze (Stemulak 1957). Ten zachęcający wynik spowodował odwiercenie dalszych otworów sięgających głównie po cechsztyń, miejscami po kambr, a nawet prekamb. Na podstawie wykonanych wierceń i danych z sejsmiki wykazano (Motyl-Rakowska 1963), że pod antykliną Płońska kryje się wąski rów tektoniczny. Spostrzeżenie to w niniejszej pracy rozciągnięto na inne odcinki struktury, wykryte sejsmicznie później.

Oprócz prac nad ciągiem struktur tektonicznych Płońska, Górnictwo Naftowe badało równocześnie strefy wyklinowań paleozoiku i mezozoiku w skrajnie północnej części omawianego obszaru. Temat ten rozwiązywały wiercenia Działdowo 1 i 2, Konopki 1, Ciechanów 1, Pułtusk 1, Dęba 1, oraz wiercenie Instytutu Geologicznego Nidzica IG-1. Pozwoliły one na wyznaczenie wschodniego zasięgu kambru i cechsztynu, udokumentowały brak ordowiku, syluru i czerwonego spągowca oraz umożliwiły ocenę perspektywności kambru.

PRZEGLĄD STRATYGRAFII<sup>1</sup>*Prekambryj*

Utwory prekambryjskie stwierdzono w otworze Pułtusk 1 na głębokości 2260,0 m i w otworze Nidzica IG-1 na głębokości 2304,4 m. W Pułtusku napotkano średniokrystaliczne, szaroróżowawe granodioryty z dość licznym biotytem i skupieniami chlorytu. Miejscami występowały szczeliny spękań wypełnione pirytem. W stropie na przestrzeni około 2 m spostrzeżono pierwsze objawy wietrzenia plagioklazów. W wierceniu Nidzica IG-1 (Juskowiak 1964) występowały granitoidy drobno- i średnioziarniste, czerwonoszare, różowe i szare, miejscami biotytowe. W pierwszym z wierceń przebity odcinek wynosi 45 m, a w drugim 35.6 m.

*Kambryj*

W wierceniach Pułtusk 1, Nidzica IG-1, Płońsk IG-2a, Działdowo 2, Wyszaków IG-1, Radzymin 1 i Dęba 1 napotkano leżące na krystaliniku piaskowce kwarcytowe i kwarcyty, drobnoziarniste, zlewne, brunatne, rdzawoczerwone i różowe w partiach przystropowych, szare i ciemnoszare w partiach głębszych. Na przemian z pakietami piaskowcowymi i kwarcytowymi występują pakiety iłowców lub piaszczystych mułowców, często z obfitym muskowitem, o barwach zbliżonych do towarzyszących im piaskowców. W wierceniu Nidzica IG-1 stwierdzono obecność piaskowców pstrych, miejscami z dość obfitym glaukonitem, a w spągu, nad krystalinikiem, piaskowce żelaziste arkozowe, gruboziarniste i żwirkowe, barwy szaroróżowej. W wierceniu Płońsk IG-2a dostrzeżono na górnych powierzchniach oddzielności piaskowców liczne hieroglify. Upady wynoszą od 15 do 25° (Płońsk IG-2a) lub od 0 do 5° (Pułtusk 1). Utwory dolnokambryjskie w profilu otworu Płońsk IG-2a są silnie spękanymi. Szczeliny spękań wypełnione dolomitem, a w niższych partiach występuje żyła diabazu o 20-metrowej miąższości.

Przy szczycie anteklizy miąższość kambryjska jest niewielka i przykryta jest on cechsztynem lub pstrym piaskowcem. Zwiększa się ku SW w dół skłonu, osiągając prawdopodobnie 500 m pod przykryciem ordowiku. Zmniejszanie się miąższości ku NE, w stronę szczytu anteklizy, jest zapewne spowodowane denudacją, chociaż nie można wykluczyć wyklिनowania sedymentacyjnego. Stratygrafia utworów kambryjskich nie jest dokładnie ustalona z powodu rzadkiego rdzeniowania, znacznego oddale-

<sup>1</sup> Opisy litologiczne systemów podano według materiałów rękopiśmiennych J. Motyl-Rakowskiej. Inne dane według autorów cytowanych w tekście.

nia wierceń od siebie i zmienności litologicznej, co bardzo utrudnia nawet korelację karotażową.

Na skłonie, w wierceniach Tłuszcz IG-1 położonym na wschód od rozpatrywanego obszaru, pod przykryciem ordowiku K. Lendzion (1969) wyróżniła kambry dolny i najniższą część środkowego. Faunistycznie ogniewa te udokumentowane są słabo. W kambry dolnym udało się wyróżnić poziom subholmiowy zawierający rodzaje *Hyolithellus*, *Torelrella*, *Discinella*, *Platysolenites* oraz poziom holmiowy z bogatszą fauną, zawierającą m.in. rodzaje *Holmia*, *Strenuaeva* i *Ellipsostremia*. W osadach leżących nad kambrem dolnym stwierdzono (Lendzion 1969) formy środkowokambryjskie z rodzajów *Paradoxides*, *Ellipsocephalus* i *Strenuella*. Wyższa część serii kambryjskiej szczątków organicznych nie zawiera, a dopiero pod samym stropem występuje poziom z licznymi skolitami. Stanowi on podstawę do zaliczenia tych osadów do kambry środkowego.

### Ordowik

Osady ordowiku nawiercono w otworze Radzymin 1 na kambry, a pod sylurem, oraz w otworze Płońsk IG-2a pod skałami wylewnymi, prawdopodobnie fameńskiego wieku. W otworze Płońsk IG-2a są to zlepnie ilasto-fosforytowe o lepiszczu dolomityczno-krzemionkowym, przechodzące ku stropowi w zsylikowane dolomity, zawierające przerosty ilowców. Kompleks ten, o miąższości około 8 m, uważany jest za arenig. Wyżej leżą ilowce czarne, zsylikowane i dolomityczne, z wkładkami wapieni jasnoszarych, wapieni marglistych i bentonitów, silnie spękane, z licznymi żyłkami kalcytu. W stropie tych osadów o miąższości około 45 m, zaliczanych przez Z. Modlińskiego (informacja ustna) na podstawie fauny graptolitowej do lanwirnu, landeilo i karadoku, występują zmienione termicznie wapienie i margle o miąższości 11 m.

### Sylur

Utwory sylurskie znane są tylko z SE skraju omawianego obszaru, z wiercenia Radzymin 1. Są to ilowce graptolitowe i ilowce z przewarstwieniami mułowców. Sylur w syneklizie perybałtyckiej i syneklizie podlaskiej, prawdopodobnie zbliżony wykształceniem do nie odkrytego jeszcze syluru na omawianym obszarze, zawiera liczną faunę przewodnią. W pracach L. Tellera (1969) i H. Tomczyka (1968) znaleźć można dla ilowców długą listę graptolitów, a dla utworów marglisto-ilastych ramienionogi *Chonetes* i *Camarotoechia*, małże *Ctenodonta*, *Pterinea*, *Nuculites*, *Modiolopsis*, ponadto małżoraczki, tentakulity, ślimaki i pojedyncze trylobity.

### *Devon — perm dolny*

W otworze Płońsk IG-2a, nad ordowikiem (karadok), a pod kilkucentymetrową warstwą piaskowców, stwierdzono mikrosjenity o miąższości 180 m, których wiek, oznaczony przez T. Depciucha w Instytucie Geologicznym waha się w granicach 347—349 milionów lat, co w skali geochronologicznej F. Holmesa (1967) odpowiada górnemu dewonowi (famen).

Osadów karbonu i dolnego permu nie napotkano na całym badanym obszarze. W tym czasie antekliza była wynurzona i denudowana. W wierceniach Konopki 1 oraz Ciechanów 1 napotkano sjenit peralkaliczny o strukturze porfirowej (Juskowiak & Ryka 1969), którego wiek ustalił T. Depciuch w Instytucie Geologicznym na 285—291 milionów lat, co w skali geochronologicznej odpowiada karbonowi górnemu (stefanowi).

Czerwony spągowiec napotkano w profilu wiercenia Radzymin 1. Są to piaskowce drobno- i średnioziarniste, barwy szarozielonej, zawierające w spągu zlepienie złożone z kwarcu, skał ilastych i metamorficznych. Kilkunastocentymetrowa warstewka piaskowca z otworu Płońsk IG-2a zaliczana jest przez A. Tokarskiego (wiadomość ustna) do czerwonego spągowca, podczas gdy R. Wagner (rękopis archiwum IG) uznaje ją za zlepienie podstawowy cechsztynu.

### *Cechsztyń*

Utwory cechsztyńskie w otworach Działdowo 2, Żuromin 5, Płońsk IG-2a i Dębe 1 leżą na zdenudowanym starszym paleozoiku i zaczynają się łupkiem miedzionośnym lub wapieniem podstawowym. Ten ostatni, o miąższości od 1,6 do około 12 m, wykształcony jest w postaci wapieni dolomitycznych i dolomitów skrytokrystalicznych z pojedynczymi skupieniami anhydrytu. Na nim leżą anhydryty dolne cyklotemu Werra o miąższości do 20 m. Sól najstarszą reprezentują białe sole kamienne, średniokrystaliczne, z wkładkami soli kryształowej o miąższości sięgającej 146 m. W niektórych otworach, jak Płońsk IG-2a, Dębe 1 i Radzymin 1, soli najstarszej brak.

Anhydryt górny, wykształcony w postaci anhydrytów drobnokrystalicznych szarych o odcieniu niebieskawym, ze skupieniami substancji ilasto-dolomitycznej i występującą niekiedy w stropie warstwą zlepu anhydrytowego, stanowi zakończenie cyklotemu Werra.

Cyklotem Stassfurt rozpoczyna się poziomem dolomitu głównego reprezentowanego przez dolomity skrytokrystaliczne, miejscami jamiste, impregnowane anhydrytem, miejscami spękane, gdzieśgdzie ze szczelinami spękań zabliźnionymi kryształkami halitu lub ilem z ropą asfaltową. Miąższość wynosi od 8,0 do 17,5 m. Poziom anhydrytu podstawowego tworzą anhydryty skrytokrystaliczne, jasnoszare o odcieniu niebieska-

wym z beżowymi plamami i kryształkami soli, miąższości od 1,0 do 32,0 m. Sól starszą reprezentuje sól halitowa, średniokrystaliczna, z pojedynczymi laminami i skupieniami białego gipsu. Miąższość jej dochodzi do 57 m. Nad solą leży anhydryt stropowy, wykształcony jako anhydryt skrytokrystaliczny, partiami kawernisty, z gniazdami gipsu i kryształkami soli, partiami smugowany substancją ilasto-dolomityczną. Miąższość jego waha się w granicach 1,0—1,7 m.

Osady cyklotemu Leine rozpoczynają się poziomem szarego iltu solnego, wykształconego w postaci iltowców dolomitycznych, barwy szarozielonej i wiśniowej (wiercenie Żuromin 5), oraz dolomitów ilastych, ciemnoszarych z jaśniejszymi laminami (wiercenia Płońsk IG-2a, Dębe 1). Miąższość tego poziomu waha się od 0,8 do 2,0 m. Dolomit płytowy reprezentowany jest przez dolomity margliste, miejscami porowate i spękane, ze szczelinami spękań wypełnionymi halitem, oraz dolomity skrytokrystaliczne i pelityczne, ciemnoszare, ze skupieniami gipsu i żyłkami anhydrytu. Miąższości są bardzo zmienne i wynoszą od 0,7 m (Płońsk IG-2a) do 30 m w otworze Dębe 1. Anhydryt główny występuje we wszystkich wspomnianych otworach w postaci anhydrytów szarych, skrytokrystalicznych. Sól kamienna młodsza natomiast tylko w okolicy Płońska. W rejonie Żuromina spotyka się jej odpowiednik — zubry. Miąższości anhydrytu głównego i soli kamiennej młodszej wynoszą od paru do kilkunastu metrów.

Osady cyklotemu Aller w okolicy Płońska wykształcone są jeszcze w silnie zredukowanej facji chemogenicznej. W okolicy Żuromina i Działdowa stwierdzono natomiast pstrą serię ilasto-mułowcową o miąższości dochodzącej do 15 m. Erozyjny zasięg cechsztynu uwidoczony jest na figurze 2, a linia zasięgu okala anteklizę mazurską. Z przekrojów sejsmicznych wynika jednak, że w kierunku północno-wschodnim, ku anteklizie, miąższość cechsztynu zmniejsza się i zanikają kolejne cyklotemy.

### *Trias*

Kontynuację sedymentacji drobnoklastycznej, zapoczątkowaną w najwyższym cechsztynie, stanowią utwory pstrego piaskowca dolnego, które stwierdzono w otworach Działdowo 2, Żuromin 5, Biezuń 1, Koponki 1, Ciechanów 1, Pułtusk 1, Nasielsk 2, Płońsk 4, Płońsk IG-2a i Dębe 1. Są to iltowce i mułowce, partiami margliste, czerwone, czerwono-brunatne i szarozielone, z pojedynczymi wkładkami piaszczystymi. W spągu występują niekiedy wkładki i skupienia anhydrytu oraz gipsu włóknistego, a w stropie kilka poziomów wapieni oolitowych szaroróżowych lub zielonych oraz wapieni krystalicznych, dolomitycznych i piaszczystych. Miąższość pstrego piaskowca dolnego wynosi od 80 do 290 m. Pstry piaskowiec środkowy, miąższości do 120 m, najczęściej około 70 m, tworzą piaskowce drobnoziarniste, szare i różowe, z wkładkami mułow-



ców lub mułowców ilastych. Pstry piaskowiec górny, o miąższości od 22 do 35 m, wykształcony jest w postaci iłowców i mułowców z wkładkami węglanowymi i występującą w spągu parumetrową warstwą piaszczystą. Zabarwienie osadów jest ciemnoszare, szare i szarozielone.

Wapień muszlowy, o miąższości od około 45 do ponad 113 m, reprezentowany jest przez wszystkie trzy części. Dolny tworzą wapienie zbite z wkładkami szarych margli, wapienie faliste, w stropie margle i łożupki margliste z wkładkami wapiennych zlepów muszlowych. Środkowy — wykształcony jest w postaci dolomitów i margli ze skupieniami i wkładkami anhydrytu. Górny — reprezentują natomiast utwory iłowcowo-mułowcowe, iłowce dolomityczne i dolomity.

Kajper dolny składa się z iłowców i mułowców barwy szarej z liczną sieczką roślinną w części dolnej, piaskowców często szarogłazowych z chlorytem w części środkowej oraz kompleksu ilasto-mułowcowego w stropie. W rejonie Ciechanowa brak jest tego ostatniego, a piaskowiec kajpru dolnego leży bezpośrednio na środkowym wapieniu muszlowym. Wapień graniczny, oddzielający kajper dolny od górnego, stwierdzony został dotychczas tylko w okolicy Ciechanowa. Miąższość kajpru dolnego wynosi od 15 do około 100 m.

Kajper górny tworzą iłowce i mułowce z pojedynczymi wkładkami węglanowymi i piaskowcowymi. Piaskowca trzciniowego, który powinien występować w środkowej części górnego kajpru, jak dotychczas na badanym obszarze nie ujawniono. Miąższość osadów górnokajprowych wynosi od 30 m, w okolicy Działdowa i Ciechanowa, do około 220 m, na południe od strefy rowów tektonicznych. Na wschodnich peryferiach omawianego obszaru, kajpru górnego brak.

Retyk reprezentowany jest od dołu przez zlepieńce, miejscami z toczęncami ilastymi materiału kajprowego, ponadto przez iłowce i mułowce pstre, miejscami gruzłowate, wyżej iłowce szare i szarozielone z wkładkami piaskowców i syderytów ilastych. Miąższość wynosi od 100 do 200 m.

Fauna triasowa znana jest tylko z retu i z wapienia muszlowego. Dla retu H. Szyperko-Słiwczyńska (1967) podaje mało stratygraficznie wartościowe małże, łuski ryb i małżoraczki, dla wapienia muszlowego także łuski ryb i małże, a wśród tych ostatnich bardzo licznie reprezentowany jest rodzaj *Lima*.

### *Jura*

Prawie pełne profile osadów jurajskich stwierdzono w następujących otworach: Działdowo 1 i 2, Żuromin 5, Lipno 1, Biezuń 1, Konopki 1, Ciechanów 1, Pułtusk 1, Płońsk 1, 4 i IG-2a, Dzierżanowo 1, Nasielsk 2 i Dębe 1.

Lias, o miąższości od 250 do około 600 m, reprezentowany jest przez wszystkie trzy ogniwa stratygraficzne. Dolny — wykształcony jest

w postaci piaskowców kwarcowych barwy jasnoszarej, partiami ze szczątkami zwięzłej flory, oraz piaskowców kwarcowych z pojedynczymi wkładkami mułowców i iłowców. Środkowy — zawiera mułowce i piaskowce kwarcowe barwy szarej i ciemnoszarej. Górny — tworzą iłowce i mułowce seledynowe, czasem brązowe, w stropie piaskowce i piaski z wkładkami mułowców szarych i ciemnoszarych.

Dogger, o miąższości od 70 do około 420 m, podzielono na niższy, obejmujący trudne do karotażowego rozdzielenia piętra starszego keloweju, oraz na wyższy, odpowiadający kelowejowi. Dogger niższy reprezentują piaskowce kwarcowe, mułowce laminowane substancją ilasto-piaszczystą, zlepionce śródformacyjne oraz pojedyncze wkładki syderytów. Kelowej tworzą piaskowce kwarcowe, jasnokremowe, partiami wapieniste, miejscami porowate, oraz wapienie dolomityczne silnie zapiaszczone, szare, z odcieniem brunatnym, z konkrecjami syderytu, miejscami z oolitami żelazistymi. Piaskowce te w wierceniu Nidzica IG-1 K. Dayczak-Calikowska (1964) zaliczyła do poziomu *Kepplerites calloviensis*.

Malm, miąższości 430—710 m, reprezentowany jest przez oksford, kimeryd i portland. Dolny oksford (dywez i newiz) wykształcony jest w postaci wapieni dolomitycznych ze skupieniami glaukonitu i z licznymi amonitami. Środkowy oksford (argow) tworzą wapienie szarokremowe, drobnodetrytyczne, silnie zsylikowane, z pojedynczymi bułami krzemionymi i skupieniami krzemionki. Wśród wapieni detrytycznych występują wapienie pelityczne, jasnokremowe, z pojedynczymi zniszczonymi okazami fauny i stylolitami. Górny oksford (raurak) tworzą u dołu wapienie rafowe i skaliste, jasnoszare i kremowe, koralowe i organodetrytyczne z licznymi konkrecjami krzemionkowymi, miejscami słabo zsylikowane, z warstwą margli ilastych w spągu. Wyższa część górnego oksfordu (astart) wykształcona jest jako wapienie organogeniczne z przekryształowaną fauną i z pojedynczymi oolitami oraz wkładkami wapieni oolitowych lub pelitycznych barwy jasnokremowej i białej. Dolny kimeryd reprezentowany jest przez wapienie kremowe, piaszczyste, z pojedynczymi ziarnami glaukonitu oraz oolitami. Wśród wapieni występują wkładki ilasto-margliste. Górny kimeryd charakteryzuje się obecnością mułowców marglistych i margli ilastych, ciemnoszarych i szarych. Portland wykształcony jest w postaci morskiej facji wołgu i brakicznej purbeku. Na wołg składają się mułowce margliste z przerostami ilasto-marglistymi, przykryte przez wapienie pelityczne szarozółte z licznymi amonitami. W purbeku występują wapienie pelityczne, jasnoszare, z wkładkami anhydrytów skrytokrystalicznych, oraz wyżej margle ilaste szarzielone. Zarówno wołg jak i purbek w najpełniejszym wykształceniu spotyka się w rowie tektonicznym Płońska (fig. 2). Purbek za rowem jest przeważnie nieobecny.

W całej serii jurajskiej faunistycznie udokumentowany jest dogger i środkowy oksford. Z doggeru K. Dayczak-Calikowska (1964) cytuje

małże z rodzaju *Pseudomonotis*. Ze środkowego oksfordu L. Malinowska (1968) opracowała bogatą faunę zawierającą m.in. w osadach mułowcowo-marglistych *Cardioceratidae*, a w wapieniach *Perisphinctidae* oraz liczne ramienionogi, małże i ślimaki.

### *Kreda*

Utwory kredy występują we wszystkich głębokich otworach usytuowanych w rozpatrywanym rejonie. Dotychczas stwierdzono je już w 34 wierceniach, przy czym litologia kredy wykazuje małą zmienność. Osady neokomu, najpełniej wykształcone w rowie tektonicznym Płońska (fig. 2), składają się z ilowców i mułowców z wkładkami syderytów, podzędnie piaskowców kwarcowych ilastych barwy czarnej. Alb charakteryzują piaskowce jasnoszare i szarozielone, glaukonityczne, z pojedynczymi wkładkami mułowców oraz piaskowców jasnoszarych, w południowej części obszaru przykryte marglem. Łączna miąższość, głównie jeziornych osadów neokomu i morskich osadów albu wynosi od około 30 m na zewnątrz od rowów tektonicznych do około 270 m w rowach. Cenoman zawiera wapień pelityczne, jasnoszare, miejscami margliste z licznymi wkładkami i smugami margli szarozielonych, z pokruszoną fauną inoceramów i z pojedynczymi bułami krzemiennymi. Na północy, w okolicy otworu Nidzica IG-1, i na północnym wschodzie badanego obszaru cenoman wykształcony jest w postaci piasków identycznych z piaskami albu i jest trudny do oddzielenia od tego ostatniego (Jaskowiak 1966). Turon składa się z wapieni jasnoszarych miejscami z nieregularnymi laminami i wkładkami margli jasnoszarych, z odcieniem zielonkawym. Wśród wapieni spotyka się często krzemienie i czerty. W koniaku występują wapień margliste i margle, w santonie, kampanie i mastrychcie opoki lub — jak na południowym wschodzie badanego obszaru — kreda pisząca. Miąższość górnej kredy wynosi 800—1000 m. Fauna, głównie inoceramowa, występuje w cenomanie. Wyżej spotykane są belemnity.

### *Kenozoik*

Stratygrafię tych osadów oparto na analizie i porównaniu danych karotażowych poszczególnych otworów przy jednoczesnym uwzględnieniu fragmentarycznych rdzeni. W północno-wschodniej części opisywanego obszaru osadziły się jeszcze utwory morza, które przetrwało z górnej kredy. Są to margle ilaste, jasnoszare, miejscami z pojedynczymi ziarnami glaukonitu, z bogatą mikrofauną wskazującą na dan. Z końcem danu zanika ostatecznie morze, które przykryło ten obszar w albie górnym. W paleocenie i eocenie rozpatrywany obszar stanowi zapewne płaski ląd, bo nie dostrzeżono przypadających na ten czas śladów intensywnej denudacji. W oligocenie nastąpił jeszcze jeden, ostatni już zalew

morski, który pozostawił serię piaszczystą kilkudziesięciometrowej miąższości. W wyższej części oligocenu i w miocenie osadzają się, w ciągłości sedymentacyjnej z poprzednimi osadami morskimi, piaszczysto-mułowcowe, ilaste i organiczne osady bagienne, a w pliocenie, również w ciągłości sedymentacyjnej z niżej leżącymi, ilaste osady jeziorne. Na najwyższy pliocen i wczesny czwartorzęd przypada dość intensywna erozja rzeczna. Cała morsko-bagienna-jeziorna seria oligocenu, miocenu i pliocenu posiada miąższość od 190 do 250 m.

Czwartorzęd, o bardzo zmiennej miąższości, składa się głównie z osadów lodowcowych, podrzędnie rzecznych, eolicznych, bagiennych i jeziornych. Miąższość trzeciorzędu i czwartorzędu wzrasta w kierunku północno-wschodnim, ku szczytowi anteklizy, podobnie jak i miąższość wszystkich utworów młodszych od triasu.

#### TEKTONIKA

Najniższą powierzchnią możliwą do wyznaczenia na podstawie wierceń i refleksyjnych przekrojów sejsmicznych jest denudacyjna podcechszyńska powierzchnia łącznego stropu prekambru, kambru, ordowiku i syluru, przedstawiona na figurze 2.

Powierzchnia ta na rozważanym obszarze nachylona jest ogólnie ku SW i sfałdowana w płaskie antykliny i synkliny oraz przecięta uskokami o rozciągłości NW-SE. Jeden z tych uskoków — Mławy (fig. 2), biegnący od okolicy otworu Nidzica IG-1 w kierunku otworu Płońsk IG-2a, występuje w miejscu górnego rozłamu strefy brzeżnej platformy, opisanego przez J. Skorupę (1963, 1965). Zrzut tego uskoku, w poziomie denudacyjnej powierzchni kambru, zmienny wzdłuż rozciągłości, wynosi od 100 do 200 m. Z przekrojów sejsmicznych wynika, że przemieszczone są osady cechsztynu i dolnego triasu, przy czym zrzut maleje ku górze. Wynika stąd, że uskoki powstały przed cechsztynem. Znaczne przemieszczenie powierzchni denudacyjnej, równe w przybliżeniu przemieszczeniu stropu prekambru (to ostatnie zarejestrowane jest na jednym tylko przekroju refrakcyjnym R-2-X-65), wskazuje, że uskoki Mławy powstały na krótko przed upływem okresu dewon — karbon — dolny perm, być może równocześnie z porfirami Konopek i Ciechanowa (stefan). Po dolnym permie, skrzydło zrzucone obniżało się dalej jednostajnym powolnym ruchem, w wyniku którego zrzut uskoku malał ku górze aż do zaniku w osadach dolnego triasu. Uskok Mławy zamarł więc ostatecznie w triasie.

Inny uskoki — Zegrzynka — biegnie od okolicy położonej bezpośrednio na północ od wiercenia Dębe 1 w kierunku wschodnim wzdłuż Bugu (fig. 2). Jest on słabo udokumentowany sejsmicznie i jego przebieg przedstawiony na mapie może być zmienny w szczegółach. Czas powsta-

nia tego uskoku i jego ewolucja odczytane być mogą z refleksyjnego przekroju sejsmicznego 7.XXXV.67; przecinającego uskoku Zegrzynka między otworami Pułtusk 1 oraz Dęba 1, a także z refleksyjnego przekroju 2.XII.63, między wierceniami Radzymin 1 i Wyszków IG-1.

W części wschodniej, między Radzyminem i Wyszkowem (fig. 3), powstanie uskoku przypada na początek okresu denudacji dewon — karbon — perm dolny. Przyjmuje się to na podstawie występowania mięszych utworów sylurskich po stronie zrzuconej. Nie wiadomo czy wielki

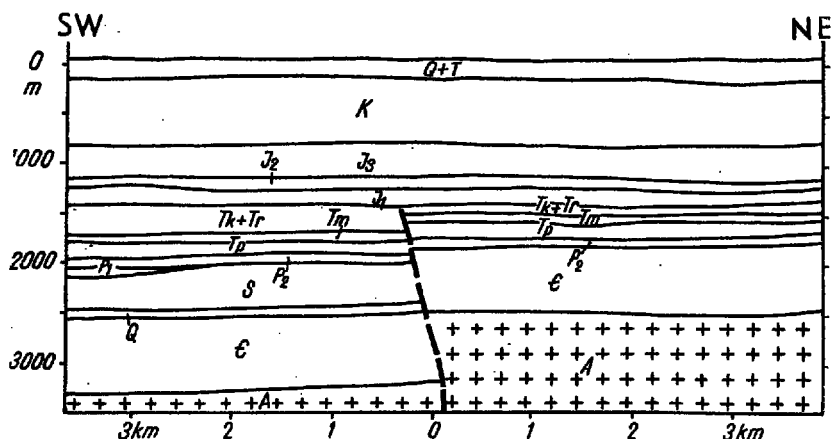


Fig. 3

Wschodnia część uskoku Zegrzynka na przekroju sejsmicznym 2.XII.63, między wierceniami Radzymin 1 i Wyszków IG-1. Powstanie uskoku przypada na okres dewon — dolny perm, odmłodzony w retyku. Lokalizację pokazano na szkicu stratygraficznym na figurze 2a

Eastern part of Zegrzynek fault on the seismic reflexion profile 2.XII.63, between boreholes Radzymin 1 and Wyszków IG-1. The origin of the fault occurred in the Devonian — Lower Permian, but Rhaetic vertical tectonic movements must have taken place too. Location of the cross-section shown on Fig. 2a

zrzut, mierzony w odniesieniu do powierzchni prekambru, powstał w wyniku jednorazowego rozładowania napięć, czy też po powstaniu uskoku dokonały się w istniejącej płaszczyźnie dalsze, powolne przemieszczenia, podobne do dostrzeżonych w płaszczyźnie uskoku Mławy. Współcześnie bowiem, w czasie najpotężniejszych nawet trzęsień ziemi, powstają uskoki o niewielkich, najwyżej kilkunastometrowych zrzutach, chociaż przemieszczenia poziome bywają znacznie większe. Jeżeli te potomne powolne przemieszczenia miały rzeczywiście miejsce, to wygasły już przed cechsztynem. W najwyższym triasie, w wyniku jednorazowego zrzutu

albo serii zrzutów następujących krótko po sobie, uskoki ten odnowił się, a zrzut powiększył się o około 100 m. Na czas ten powtórnej aktywizacji wskazują znacznie większe miąższości kajpru i retyku po stronie zrzuconej, a znacznie mniejsze po wiszącej. W części północno-zachodniej, między wierceniami Dębe 1 i Pułtusk 1, ten sam uskoki charakteryzuje się już tylko jednym okresem aktywności górnotriasowej (fig. 4). W tej

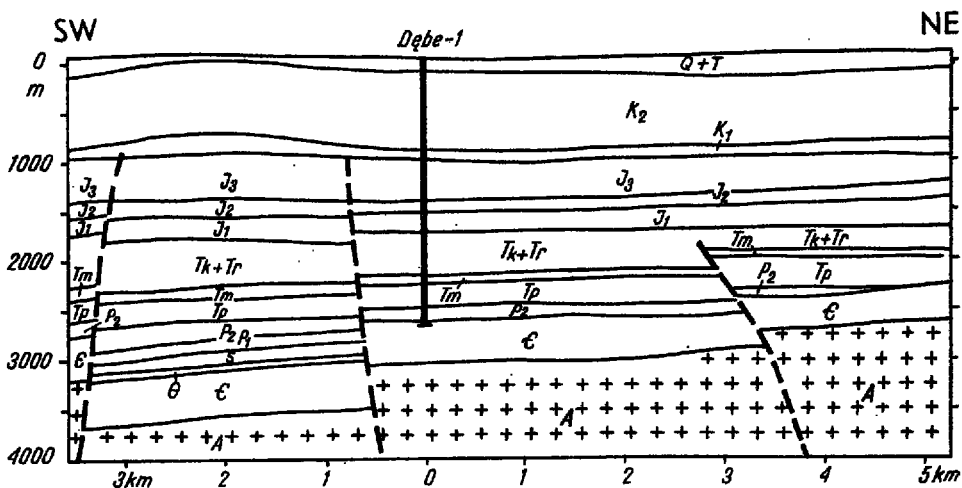


Fig. 4

Zachodnia część uskoku Zegrzynka i struktura tektoniczna Nasielska na przekroju sejsmicznym 7.XXXV.67, między wierceniami Dębe 1 i Pułtusk 1. W rowie Nasielska zwraca uwagę grubienie osadów permskich, triasowych, jurajskich i dolnokredowych. Uskoki Zegrzynka charakteryzuje się w tym miejscu tylko jednym okresem aktywności górnotriasowej. Lokalizację pokazano na figurze 2a

Western part of the Zegrzynek fault and graben of Nasielsk on the seismic reflexion profile 7.XXXIV.67, between boreholes Dębe 1 and Pułtusk 1. Showing thickening of the Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous sediments in the Nasielsk graben. The fault of Zegrzynek is affected here only by Upper Triassic tectonic activity. Location of the cross-section shown on Fig. 2a

części w czasie paleozoiku nie istniał on jeszcze, o czym świadczą jednakowe miąższości kambru po jego obydwu stronach — zrzuconej i wiszącej. Widocznie odmłodzeniu uskoku Zegrzynka w części wschodniej towarzyszyło jego wydłużenie ku zachodowi.

Na SW od uskoku Mławy ciągnie się wydłużona struktura tektoniczna po raz pierwszy w obecnej postaci przedstawiona przez J. Motyl-Rakowską (1963) w okolicy Płońska (fig. 5) i stąd nadaje się jej nazwę

struktury tektonicznej Płońska. W utworach starszych od górnej kredy jest to rów tektoniczny, zwany dalej platformowym rowem marginalnym Płońska. Rów ten ograniczają uskoki odwrócone. Na przekroju przedstawiono dwa zewnętrzne, chociaż na prawdopodobieństwo istnienia dodatkowych, komplikujących budowę wnętrza rowu, wskazuje brak odbić oraz liczne punkty dyfragujące na przekrojach sejsmicznych refleksyjnych, a także zjawiska zarejestrowane na przekroju wykonanym metodą regulowanego odbioru kierunkowego. Uskok wewnętrzny, o kilkudziesięciometrowym zrzućcie, zarejestrowany został także w położonym w rowie Płońska otworze Biezuń 1.

Obok prawdopodobnych nieciągłości komplikujących tektonikę wnętrza rowu, wypełniające go utwory tworzą jak gdyby lekko zarysowaną antyklinę o osi równoległej do rozciągłości rowu, biegnącą bądź jego środkiem, bądź blisko północno-wschodniego uskoku ograniczającego. Antyklina ta powstała zapewne w wyniku późniejszego wydźwignięcia wnętrza rowu, które w zawężającym się ku górze rowie musiało spowodować lekkie zafałdowanie wypełniających go utworów. Te teoretyczne rozważania o genezie antyklinalnego wygięcia warstw we wnętrzu rowu znajdują zresztą potwierdzenie w eksperymencie A. A. Samojlovej i L. G. Nikiforova (1968). W badaniach modelowych nad powstawaniem lokalnych platformowych struktur, autorzy ci stwierdzili, że wygięcia

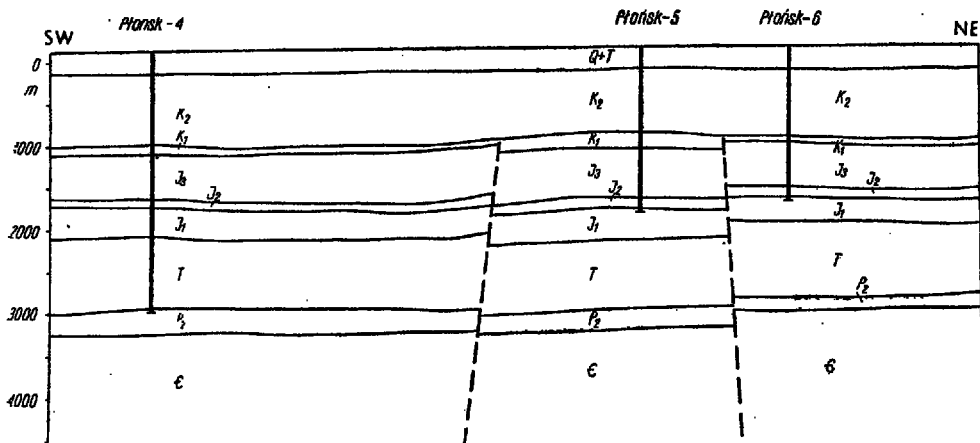


Fig. 5

Przekrój struktury tektonicznej Płońska w okolicy Płońska na podstawie profilu sejsmicznego 1.XIII.62. Lokalizacja na figurze 2a

Geological cross-section along the seismic reflexion profile 1. XIII. 62 in the vicinity of Płońsk. Location shown in Fig. 2a

warstw we wnętrzu rowu powstają w przypadku synsedymencyjnych ruchów jego wnętrza o kierunku zmiennym w czasie. Uskoki ograniczające rów wygasają pod utworami górnego albu. Nad rowem leżą osady albu, górnej kredy i kenozoiku tworzące plakantyklinę o osi usytuowanej nad środkiem rowu i o stromych fleksuralnych skrzydłach nad ograniczającymi rów uskokami. Północny kraniec struktury Płońska nie jest znany. Południowy natomiast znajduje się bezpośrednio na północ od Narwi, gdzie obydwa uskoki zbliżają się do siebie. Zrzut wnętrza rowu w utworach przedkredowych maleje, a plakantyklina w utworach kredowych i kenozoicznych zanika.

W tej strefie jednak, na NE od wygasającej struktury Płońska, pojawia się identyczna jednostka tektoniczna zwana dalej strukturą tektoniczną Nasielska. Wykryli ją sejsmicznie A. Wierchowśka-Czulińska i J. Furkałuk (1967) i przedstawili w obecnej postaci tektonicznej wzorowanej na wcześniejszej interpretacji struktury Płońska dokonanej przez J. Motyl-Rakowską (1963). Struktura tektoniczna Nasielska zarejestrowana jest bardziej lub mniej wyraźnie na wszystkich przekrojach sejsmicznych refleksyjnych i na jednym z trzech przecinających ją przekrojów refrakcyjnych (1.XX.65) oraz potwierdzona została wierceniami Nasielsk 1 i 2. Struktura rozpoczyna się w okolicy Nasielska wąskim i płytkim rowem tektonicznym, poszerzającym się i pogłębiającym ku SE. W miarę wzrostu jego głębokości i szerokości pojawia się nad nim w utworach górnokredowych i kenozoicznych coraz wyraźniejsza plakantyklina, bliźniaczo podobna do plakantykliny Płońska.

Historię powstania i rozwoju obydwu struktur można na razie odtworzyć tylko w zarysach. Prawdopodobnie po osadzeniu się utworów kambru i ordowiku, a być może i syluru, rozważany obszar denudowany był aż do początku transgresji cechsztyńskiej. Tymczasem jednak w środku rowu, w wierceniu Płońsk IG-2a, pod cechsztynem znaleziono cienkie osady okruchowe nieustalonego wieku (vide s. 777), pod nimi mikrosjenity famenu, ordowik i kambr. Profil utworów przedcechsztyńskich z najbliższego sąsiedztwa zewnętrznej części rowu nie jest znany. Profile sięgające do cechsztynu rejestrują zaś zmniejszanie się wielkości zrzutu wnętrza rowu począwszy od dolnego cechsztynu aż po utwory dolnokredowe. Pewne jest więc, że uskok powstał przed permem. W związku z tym zarysowują się następujące możliwości:

1. Jeżeli profile stratygraficzne przedcechsztyńskie wewnątrz i wewnątrz rowu są identyczne, to rów powstał bezpośrednio przed transgresją cechsztyńską.

2. Jeżeli zewnątrz rowu brak domniemanego czerwonego spągowca, a pod cechsztynem występują mikrosjenity famenu, ordowik i kambr, to rów powstał w karbonie (stefanie), na co wskazywałyby datowane na



stefan skały wulkaniczne, stwierdzone w pobliskich wierceniach Konopki 1 i Ciecchanów 1. Okruchowe osady przypuszczalnego czerwonego spągowca byłyby w takim ujęciu osadem lokalnym, gromadzącym się we wnętrzu rowu w warunkach reżimu lądowego.

3. Jeżeli zewnątrz rowu brak jest podcechszyńskich osadów piaszczystych, brak mikrosjenitów famenu oraz osadów ordowiku, to powstanie rowu przypada na najwyższy dewon bądź dolny karbon, za czym przemawiałoby głębokie zdenudowanie powierzchni po obydwu stronach rowu. Powstanie rowu przed ordowikiem lub przed kambrem jest mało prawdopodobne, gdyż ordowik miałby w rowie większą miąższość niż na innych obszarach. Ponieważ jednak nie znamy miąższości ordowiku zewnątrz rowu, możliwości tej wykluczyć nie można. Tak więc w chwili obecnej stwierdzić można, że rów tektoniczny Płońska i bliźniaczy doń rów Nasielska powstały przed cechsztynem, prawdopodobnie na przełomie dewonu i karbonu. Miąższości bowiem utworów cechsztyńskich i młodszych inne są w rowie, a inne na zewnątrz. Świadczy to o ruchliwości wnętrza rowu po jego powstaniu i o synsedymencyjnym charakterze górnych części uskoków ograniczających ten rów. Ruchy te były niejednostajne. Po okresie umiarkowanego zapadania się, sięgającego po niższą część liasu, nastąpił okres spokoju aż po oksford włącznie, następnie okres intensywnego zapadania się wnętrza z szybkością około 0,005 mm rocznie, trwający aż po hoteryw. Od aptu po dzień dzisiejszy trwa natomiast umiarkowane podnoszenie się z szybkością około 0,001 mm na rok, które spowodowało powstanie nad rowem plakantykliny zbudowanej z utworów górnokredowych i kenozoicznych. Miąższości utworów budujących plakantyklinę, zarówno kredowych jak i trzecio- a nawet czwartorzędowych, maleją od jej podstawy ku szczytowi.

Największe głębokości osiągnął rów w barremie. Był on wtedy o przeszło 100 metrów głębszy niż dziś. Natomiast w początkowym okresie synsedymencyjnego rozwoju, na przełomie wapienia muszlowego i kajpru, był o około 150 m płytszy niż obecnie. Najpełniej synsedymencyjną historię wnętrza rowu przedstawić można na przykładzie dobrze wiertniczo rozpoznanej okolicy Żuromina (fig. 6).

Wyjaśnienia wymaga jeszcze zjawisko wygasania ku górze ograniczających rów uskoków. Wygasają one konsekwentnie w spągu osadów albu, zapoczątkowujących po długotrwałym okresie lądowym kolejną transgresję morską i to zarówno we wschodnim odcinku rowu w okolicy Płońska, czy w północno-zachodnim — w okolicy Żuromina, jak również w rowie Nasielska. Prawdopodobnie gromadzące się nad rowem osady były rozrywane stopniowo przez powstałe przed permem uskoki. Rozrywanie to następowało po przekroczeniu napięć ścinających, a więc zawsze było opóźnione w stosunku do postępu sedymentacji. W ciągu 36

milionów lat trwania dolnej kredy, kiedy osady gromadziły się w zwolnionym tempie, zwłaszcza poza rowem, uskoki osiągnęły ówczesną powierzchnię ziemi. W ciągu ostatnich 100 milionów lat od wznowienia sedymentacji, naprężenia ścinające nie zostały jeszcze nigdzie przekroczone. Tym tylko tłumaczyć można powszechne wygasanie uskoków ograniczających rowy u podstawy tej nowej serii sedymentacyjnej.

Na SW od rowu Płońska, biegnącego niezmiennie równoległe do krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, zarysowuje się udokumentowany wyłącznie sejsmicznie rów tektoniczny Dzierżanowa. Wiek jego jest zbliżony do wieku rowu Płońska. Jeszcze inny, też wyłącznie sejsmicznie udokumentowany, rów Strzegowa jest, jak się wydaje, starszy. Uskoki wygasają prawdopodobnie pod permem, który jest lekko podniesiony na kształt pogrzebanej antykliny. Ponieważ osady późniejsze od permu nie biorą udziału w budowie tej plakantykliny, przyjmuje się, że ruchy — którym podlegało wnętrze rowu Strzegowa — były obniżające w okresie dewon — czerwony spągowiec, a podnoszące w cechszynie. Zamarły zaś ostatecznie w dolnym triasie.

Pokazana na figurze 2 powierzchnia utworów podpermских jest bardzo nierówna. Nie są to bynajmniej nierówności pochodzenia denudacyjnego powstałe w okresie dewon — dolny perm. Z przekrojów sejsmicznych wynika, że osady starszego paleozoiku zafałdowane są zgodnie z seriami sedymentacyjnymi cechsztyńsko-jurajską i górnokredowo-keno-

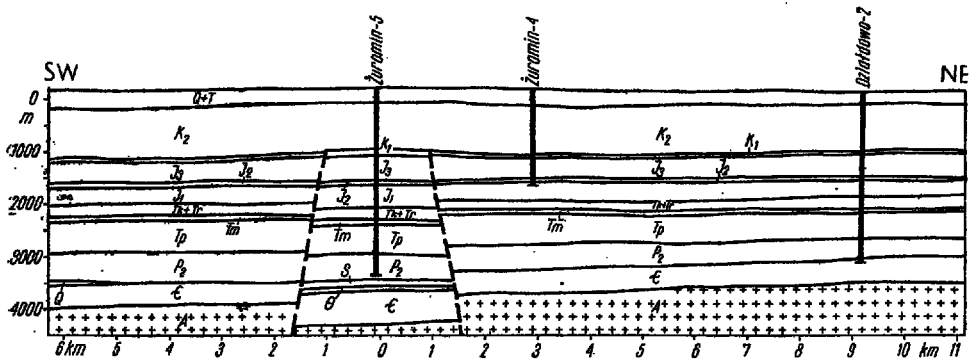


Fig. 6

Przekrój struktury tektonicznej Płońska w okolicy Żuramina na podstawie profilu sejsmicznego 4.XXIV.67. Lokalizację pokazano na figurze 2a

Geological cross-section along the seismic profile 4.XXIV.67. Location is shown on figure 2a

zoiczną. Wszystkie utwory od kambru po kenozoik charakteryzują się tym samym planem tektonicznym, chociaż należącym do dwu inwersyjnych w stosunku do siebie układów. Plan ten kształtowany był powolnie, niezmiennie, bez gwałtownych faz górotwórczych w sensie H. Stillego, co najmniej od paleozoiku aż po dzień dzisiejszy.

Między starszym paleozoikiem i cechsztynem dostrzega się znaczne niezgodności kątowe. Nie świadczą one jednak o przejawianiu się tu orogenezy kaledońskiej lub waryscyjskiej, przeciwnie potwierdzają tezę o długotrwałych powolnych ruchach. Niezgodności kątowe między starszym paleozoikiem i cechsztynem są sumą wszystkich nieznacznych odkształceń tektonicznych zaistniałych w okresie lądowym przed transgresją cechsztyńską. Mała ilość wierceń nie pozwala na dokładne przedstawienie ruchów kształtujących poszczególne fałdy. Na podstawie sejsmiki wnosi się, że antyklina Gradzanowa powstała w ciągu górnej kredy formowała się także przez trzeciorzęd i czwartorzęd, a ruchy trwają również współcześnie. Jej powstanie było zatem równoczesne z plakantyklinami Płońska i Nasielska. Wskazuje na to brak widocznych zmian miąższości od podstawy antykliny ku jej szczytowi w utworach starszych od kredy. W tym samym czasie, a więc w ciągu górnej kredy i kenozoiku, a być może tylko w kenozoiku, powstała położona na południe od rowów (za granicami mapy — fig. 2) antyklina Bodzanowa. Antyklina Dzierżanowa, znajdująca się podobnie jak i poprzednia na południe od rowów dość głęboko w synklinorium brzeżnym, poczęła powstawać w gór-

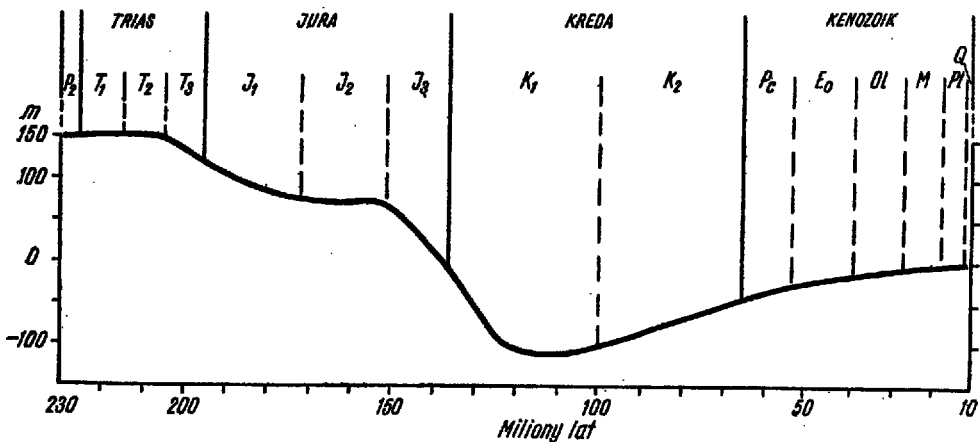


Fig. 7

Diagram przebiegu tektonicznych ruchów pionowych wnętrza rowu Płońska w okolicy Zuromina. Wiek absolutny przyjęto według F. Holmesa (1967)

Diagram showing the course of the vertical tectonic movement in the Płońsk graben, in the vicinity of Zuromin. Absolute time after F. Holmes (1967)

nym malmie. Po kredę włącznie dźwiganie jej było dość powolne, nasiliło się w kenozoiku i z niezmienną intensywnością trwa zdaje się w czasie obecnym.

Ruchy całości opracowywanej strefy brzeżnej platformy wschodnio-europejskiej przedstawia krzywa na figurze 7. Uwidoczniono na niej podnoszenie się powierzchni terenu w środkowym i górnym kambrze. Nie wiadomo czy w górnym kambrze było to silne podniesienie, które spowodowało zdenudowanie wcześniejszych osadów górnego kambru, czy też tylko nieznaczne, zapoczątkowane już w kambrze środkowym, powodujące wstrzymanie sedymentacji zarówno w górnym kambrze, jak i w najniższym ordowiku. Nieznaczna miąższość ordowiku sugeruje raczej, że po powolnym podnoszeniu, obejmującym wcześniejszą część górnego kambru, nastąpiło również powolne, niezbyt intensywne obniżanie, trwające od najwyższego kambru przez ordowik i początek syluru. O niewielkiej amplitudzie tego obniżenia świadczy mianowicie niska miąższość ordowiku występującego niżej, na skłonie platformy. Sedymentacyjne wyklिनowywanie się młodszych od wenłoku ogni syluru ku granicom antekliny mazurskiej w syneklizie perybałtyckiej, stwierdzone na razie w paru wierceniach, zdaje się świadczyć, że w sylurze rozpoczęło się znów podnoszenie antekliny, nieznaczne chyba, skoro w czasie długiego okresu lądowego zostało zdenudowane w okolicy Działdowa (fig. 8) najwyżej

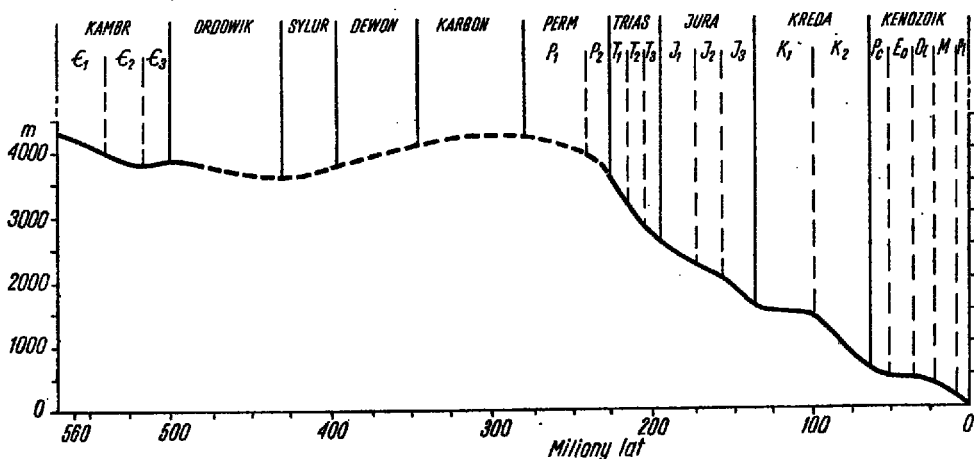


Fig. 8

Diagram przebiegu tektonicznych ruchów pionowych strefy brzeżnej platformy w okolicy wiercenia Działdowo 2. Wiek bezwzględny przyjęto według F. Holmesa (1967)

Diagram showing the course of the vertical tectonic movements for the whole described area in the vicinity of Działdowo 2 borehole. Absolute time after F. Holmes (1967)

kilkaset metrów osadów. Zastrzec się tu trzeba, że A. Tokarski (informacja ustna) uważa, że wyższe piętra syluru cienieją nie ku anteklizie, lecz regionalnie ku wschodowi. W takim przypadku podniesienie się anteklizy i jej wyodrębnienie z całości platformy rozpoczęłoby się nie w sylurze, lecz po nim. Mogło to nastąpić ewentualnie w późnym karbonie, jak przyjmuje na podstawie rozważań paleogeograficznych P. Suveizdis (1968) i L. Teller (1969). W cechsztynie rozpoczęło się ponowne obniżanie, trwające z krótkimi przerwami przez cały perm górny, mezozoik i kenozoik.

#### WNIOSKI

Zestawienie wyników badań sejsmicznych i wiertniczych, wykonanych w latach 1957—1968, zmieniło wyobrażenia o budowie południowo-zachodniego skłonu anteklizy mazurskiej. Pojawiły się na mapie rowy tektoniczne Płońska i Nasielska, zasygnalizowane zresztą już w 1963 roku. Potwierdzono obecność uskoku nakreślonego w tym samym miejscu przed 12 laty przez J. Skorupę wyłącznie na podstawie danych gravimetrycznych i magnetycznych. Jest to uskok Mławy pokrywający się niemal ściśle z górnym rozłamem platformowym. Stwierdzono również, że pokrywa platformowa jest stosunkowo silnie zafałdowana, przy czym czas fałdowania jest górnokredowy i kenozoiczny. W rozwoju planu tektonicznego od paleozoiku po współczesność zaobserwowano jego stopniowe przeobrażanie się przy zachowaniu jednak wiodącej roli anteklizy mazurskiej, ukształtowanej w paleozoiku.

Zakład Opracowań Geologicznych „Geonafsta”  
Warszawa, ul. Grójecka 214.

Zjednoczenie Górnictwa Naftowego  
Warszawa, ul. Krucza 36  
Warszawa, w sierpniu 1968 r.

#### LITERATURA CYTOWANA

- DAYCZAK-CALIŃKOWSKA K. 1964. Zagadnienia stratygrafii doggeru w północno-wschodniej Polsce (On the Dogger stratigraphy in North-Eastern Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 2. Warszawa.
- HOLMES F. 1967. In: Aus der Arbeit der Internationalen Kommission für Geochronologie; Vergleichende Tabelle der neuesten veröffentlichten geochronologischen Skalen für die Zeiten des Phanerozoikum. — *Geologie*, H. 2. Berlin.
- HORN T., KARINKOWSKI P. & TARNOWSKI H. 1964. Budowa geologiczna i perspektywy roponośności synklinorium warszawskiego (Geological structure and prospect of oil bearing Warsaw synclinorium). — *Geofizyka i Geologia Naftowa*, nr 10—12. Kraków.
- JASKOWIAK M. 1966. Die Oberkreide in Nordpolen. — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. Acta Geol. Paläont.*, Bd. 11, H. 6. Berlin.

- JUSKOWIAK O. 1964. Opisy rdzeni z otworu Nidzica IG-1. Archiwum Inst. Geol. Warszawa.
- JUSKOWIAK O. & RYKA W. 1969. Selwbergit z Ciechanowa, peralkaliczny sjenit hipabysalny (Selwbergite from Ciechanów — peralkalic hypabyssal syenite). — *Kwartalnik Geol.*, t. 13, nr 3. Warszawa.
- LENDZION K. 1968. The Cambrian of the East-European Platform in Poland. — XXIII Intern. Geol. Congress, Czechoslovakia. Praha.
- 1969. O stratygrafii kambru platformowego w Polsce (Stratigraphy of platform Cambrian deposits in Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 13, nr 3. Warszawa.
- MALINOWSKA L. 1968. Stratygrafia osadów środkowego oksfordu w Polsce (Stratigraphy of the Middle Oxfordian deposits in Poland, except for the Carpathian area). — *Ibidem*, t. 12, nr 1.
- MODLIŃSKI Z. 1967. Stratygrafia ordowiku w obrzeżeniu litewskim (Stratigraphy of the Ordovician deposits occurring in the Lithuanian depression). — *Ibidem*, t. 11, nr 1.
- MOTYL-RAKOWSKA J. 1968. Dokumentacja wynikowa otworu Płońsk 4. Materiały archiwalne Zjednoczenia Górnictwa Naftowego. Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niziny Polskiej (Outline of Palaeozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland). — *Ibidem*, t. 8, nr 1.
- SAMOJLOVA A. A. & NEKIFOROW L. G. 1968. Eksperymentalnyje issledowanija wlijanija formy i dviženij fundamenta na obrazowanija lokalnych platformnych struktur (Experimental studies of shape and movements of basement to influence upon formation of local platform structures). — *Sovetskaja Geologija*, t. 11. Moskwa.
- SKORUPA J. 1963. Główne elementy tektoniki krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej dla obszaru Polski w nawiązaniu do danych gęstościowych (Main elements of the Precambrian — basement tectonics in the Polish part of East-European Platform in connection with gravity data). — *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 4. Warszawa.
- 1965. Morfologia podłoża krystalicznego i nieciągłych pokryw wulkanicznych w północno-wschodniej Polsce w świetle badań sejsmicznych refrakcyjnych (Morphology of the Precambrian basement and the discontinuous covers in North-Eastern Poland in the light of seismic refraction survey). — *Biul. Inst. Geol.* 188. Warszawa.
- STEMULAK J. 1967. Komunikat o wierceniu Płońsk 1 (Report on the Płońsk 1 borehole, Central Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 11, nr 3. Warszawa.
- SUVEJZDIS P. 1968. Rola ruchów kaledońskich i hercyńskich w rozwoju tektonicznym obszarze nadbałtyckiego (Role of Caledonian and Hercynian movements in the tectonical development of the Peri-Baltic area). — *Ibidem*, t. 12, nr 4.
- SZYPERKO-SŁIWICZYŃSKA H. 1967. Ret i wapień muszlowy w północno-wschodniej Polsce (Roethian and Muschelkalk in North-Eastern Poland). — *Ibidem*, t. 11, nr 3.
- TELLER L. 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites (Biostratygrafia syluru Polski w oparciu o graptolity). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 19, no. 3. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1968. Stratygrafia syluru w obszarze nadbałtyckim Polski na podstawie wierceń (Silurian stratigraphy in the Peribaltic area of Poland, based on drilling data). — *Kwartalnik Geol.*, t. 12, nr 1. Warszawa.

WIERZCHOWSKA-CZULIŃSKA A. & FURKALUK J. 1967. Opracowanie badań sejsmicznych z rejonu Radzymin, Wyszaków, Sokołów Podlaski, Pułtusk. Archiwum „Geonafra”. Warszawa.

ZNOSKO J. 1966. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy (Geological units of Poland and their situation in the tectonics of Europe). — Kwartalnik Geol., t. 10, nr 3. Warszawa.

### SUMMARY

**ABSTRACT:** Seismic and geologic studies, carried out for a number of years, have greatly contributed to the knowledge of the lithology and stratigraphy of the south-western slope of the Masurian anticline and have facilitated the compilation of a detailed structural map of the Sub-permian surface. A set of tectonic grabens, so far never reported from the Polish part of the East European Platform, has been shown, and several regional faults have been observed. These faults formed during the Paleozoic but remained active up to and through the Upper Triassic. No subsequent movements have been observed in the fault planes. It may be reasonably supposed that the grabens were formed at the Carboniferous/Permian boundary, while their synsedimentary development continued to the Lower Cretaceous. Movements in the planes modelling the grabens are still now going on but the overlying Upper Cretaceous and Cenozoic rocks have not been affected by them.

### INTRODUCTION AND REGIONAL SETTING

The area here considered is located in the western part of the East-European Platform. It is bounded approximately by latitudes  $52^{\circ}20'$  N and  $53^{\circ}20'$  N and by longitudes  $19^{\circ}30'$  W and  $21^{\circ}30'$  W. A detailed seismic and geological study, carried out between 1957 and 1968, has revealed that the western slope of the Masurian anticline is characterized by the presence of several, long, regional faults and grabens. Both are parallel to the boundary between the East-European Platform and the Postcarboniferous North European sedimentary basin. It may be of interest that the surveyed area contains no dislocations transversal to the edge of the Platform and that no dislocations have affected the Upper Cretaceous or Postcretaceous beds. The age and origin of these tectonic discontinuities as well as other aspects of regional tectonics and stratigraphy are here discussed. The description of the lithology is based on the original field work carried out by J. Motyl-Rakowska. More details on the regional stratigraphy can be found in the publications of K. Dyaczak-Calikowska (1964), M. Jaskowiak (1966), K. Lenzion (1968, 1969), L. Malinowska (1968), Z. Modliński (1967), H. Szyperko-Sliwczyńska (1967), L. Teller (1969), H. Tomczyk (1968). Those on Precambrian lithology in O. Juszkowiak & W. Ryka (1969), on tectonics in W. Pożaryski (1964), A. A. Samojlova et al. (1968), J. Skorupa (1963, 1965), and J. Znosko (1966). The oilbearing prospects and related problems have been discussed by P. Karnkowski et al. (1964), also by J. Stemulak (1957).

### TECTONIC HISTORY OF THE SURVEYED AREA

The lowest known basement, at the depth of 2,000 to 5,000 m consists of plutonic and metamorphic rocks of Precambrian age. Its surface, eroded and deeply weathered during the late Precambrian, was originally covered by marine Cam-

brian sandstones, Ordovician mudstones and Silurian shales. In the late Silurian (Ludlovian), however, occurred the uplifting and tilting of the eastern part of the described area, followed by subaerial erosion. At this time, believed to have lasted until the early Permian, the Silurian, Ordovician, Cambrian and partly also the Precambrian rocks, with a total thickness of about 1,200 m, are supposed to have been eroded.

Processes of faulting and folding, associated with volcanic activity, occurred simultaneously with those of erosion and tilting. Microsyenites aged 347—349 million years (Famennian), resting on weathered Ordovician surfaces, were obtained from borehole Płońsk JG-2a. Boreholes Konopki 1 and Ciechanów 1 have yielded peralkalic hypabyssal syenites, aged 285—291 million years (Stephanian), resting on a Cambrian surface. The structural interpretation of the seismic reflection profiles suggests that the formation of the Płońsk and Nasielsk grabens, also of the faults of Mława, Żegrzynek and Wyszaków (Figs. 1 and 2) followed directly the older Devonian extrusion. They are all reverse dislocations, with the faults dipping to the upthrown side, while the grabens dip outwards (Figs. 3, 4, 5). The trends of the dislocations are in general parallel to the contour lines of the Precambrian basement, and the down thrown side always coincides with the direction of the Precambrian dip. Whatever was the initial Carboniferous extent of the throw of the faults, it can be assumed that the vertical displacement occurred in several minor stages, until it ceased before the Zechstein as regards the fault of Mława, or before the Rhaetic as regards the fault of Żegrzynek. Both the above faults are confined to the Palaeozoic, or the Triassic series and dwindle away in the overlying Upper Triassic sediments. On the other hand, the slow displacement along the fault planes of the grabens is still continuing (Fig. 6) although the faults do not affect layers younger than Lower Cretaceous. It seems appropriate to point out that after the Rothliegendes the whole area was once again subject to undisturbed sedimentation. Before this marine period came to an end at the beginning of the Cretaceous, a series of sediments, chiefly mudstones, grits and sandstones, was accumulated to a thickness of 1,500—2,000 m. Then followed the Lower Cretaceous uplifting accompanied by minor subaerial erosion lasting over 40 million years (Portlandian-Aptian, see Fig. 7). During the Upper Albian a new transgression invaded the Masurian anticline. Upper Albian sandstones, the oldest sediments of the encroaching sea, are overlain by a thick complex of carbonate rocks, referred to all the Upper Cretaceous stages, from the Cenomanian to the Danian. The Cenozoic Era added some 200—300 m of clastic and carbonate deposits.

The grabens of Płońsk and Nasielsk are filled with Palaeozoic, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous beds and covered by Upper Cretaceous and Cenozoic series. The seismic profiles show a thickening of the deposits filling the grabens. Therefore, it can be assumed that after the initial Prepermian throw, some of the displacement must have taken place while the above mentioned strata were being deposited.

The writers wish to thank Professor Dr. A. Tokarski for his critical comments on their manuscript and for the suggestion of new problems.

*Oil Research Survey  
Department of Documentation and Geological Projecting  
Warszawa, ul. Grójecka 214  
and  
Oil Research Survey  
Warszawa, ul. Krucza 36  
Warsaw, August 1968*