

Władysław POŻARYSKI

Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji

WSTĘP

Ogromny postęp badań geologicznych w Polsce pozwala na nowe, dokładniejsze określenie geologii strefy granicznej pomiędzy południowo-zachodnią częścią Europy o budowie fałdowej, a północno-wschodnią o charakterze płytowym (Fennosarmacji). Na postęp ten składa się przede wszystkim wykonanie w tej strefie licznych głębokich wierceń, których wynikiem jest mapa podłoża przedtrzęsiorzędowego Polski (obecnie w świetle najnowszych danych już niezupełnie aktualna) w skali 1 : 1 000 000 (W. Pożaryski, E. Rühle, 1956). Duży postęp stanowią również prace geofizyczne (grawimetryczne i magnetyczne), których syntetyczne wyniki opublikowane w formie map, również w skali 1 : 1 000 000. (A. Dąbrowski, 1954; A. Dąbrowski i K. Karaczun, 1956a), oraz liczne nieopublikowane prace sejsmiczne. Opracowaniem mapy magnetycznej poprzedziła zawierająca obfity materiał praca St. Pawłowskiego (1947a).

Na terenach sąsiednich, w Szwecji i Danii, bardzo ważnych danych do tego tematu dostarczyły wiercenia w Höllviken (F. Brotzen, 1945), oraz na Jutlandii i wyspie Fionii (A. Gregersen i T. Sorgenfrei, 1951).

Zagadnieniem geologii krawędzi płyty Europy północno-wschodniej, jako odrębnym tematem, mało się zajmowano. Geolodzy polscy rzadko poruszali to zagadnienie, aczkolwiek teren Polski środkowej był od dawna intensywnie badany. Podstawowe wiadomości o elementach budowy geologicznej czerpiemy z prac J. Lewińskiego i J. Samsonowicza. Szczególnie ważna jest tu praca tych autorów z 1918 r., a z nowszych z 1952 — M. Książkiewicz i J. Samsonowicza. Geolodzy niemieccy ostatnich paru dziesiątków lat poruszali niejednokrotnie ten temat (B. Brockamp, 1941; R. Zwerger, 1948; E. Voigt, 1954); dysponując jednak skromnym materiałem w porównaniu z uzyskanym przez nas po wojnie, nie posunęli oni właściwie zagadnienia naprzód.

Wśród polskich prac powojennych, prócz wyżej wspomnianych trzech map geofizycznych i jednej geologicznej, są bardzo liczne prace zajmujące się poszczególnymi odcinkami strefy brzeżnej płyty rosyjskiej i jej bezpośredniego przedpola. Pierwszą po wojnie o charakterze tylko syntetycznym jest praca A. Kisłowa (1951) przedstawiająca hipsometrię po-

wierzchni podłoża krystalicznego na brzegu płyty. Zarys podłoża przedstawiony przez tegoż autora nie został potwierdzony wynikami późniejszych wierceń, a więc analogicznymi opracowaniami A. Dąbrowskiego i K. Karaczuna (1956b). Najnowsza praca A. Dąbrowskiego (1957), która najściślej wyznacza brzeg płyty w Polsce, podaje jednocześnie najdokładniej szczegóły jej budowy. Praca ta stanowi punkt wyjścia do rozważań, których celem będzie powiązanie wyników osiągniętych badaniami geofizycznymi z danymi stratygraficznymi i tektonicznymi. W rozważaniach tych oparto się poza wyżej wymienionymi danymi geofizycznymi, na wynikach badań dwóch przekrojów przez krawędź płyty: pod Radomiem i pod Płońskiem. Wyniki tych badań zostaną w tej pracy omówione.

KRAWĘDŹ PŁYTY W ŚWIETLE BADAŃ MAGNETYCZNYCH

Mapa magnetyczna Polski A. Dąbrowskiego i K. Karaczuna (1956a) pozwala po raz pierwszy na pełną analizę i interpretację geologiczną obrazu anomalii magnetycznych. Autorzy tej mapy w kontynuacji prac S. Pawłowskiego (1947a, 1952, 1953) przeprowadzili w paru pracach (A. Dąbrowski i K. Karaczun, 1956b; A. Dąbrowski, 1957) interpretację geologiczną danych magnetycznych polegającą głównie na odczytaniu ukształtowania powierzchni podłoża czynnego magnetycznie (fig. 1). Na ogół podłożem tym są skały krystaliczne metamorficzne i czynne magnetycznie odmiany skał magmowych. Wyróżniają oni trzy jednostki morfologiczne na terenie Polski: wschodnią, zachodnią i dzielący je wąski pas w obrębie brzegu płyty. Z prac ich wynika, że podłożo krystaliczne obniża się ku zachodowi od wschodniej granicy państwa, gdzie leży na głębokości 300—500 m. Obniżanie to jest nieregularne, na ogół bardzo powolne. Na linii Słupsk-Płońsk-Zamość tworzy ono stopień, pierwszą — górną skarpe, gdzie podłożo krystaliczne znajduje się przeciętnie na głębokości 5 km. Dalej ku południowemu zachodowi występuje niższy stopień, druga — dolna skarpa, którą można by uznać za właściwy brzeg płyty. Podłożo krystaliczne w obrębie tej skarpy leży na głębokości rzędu 10 km.

Ustalenie takiego schodowatego obniżania się powierzchni podłoża krystalicznego i ściśle wytyczenie linii obu skarp na mapach daje podstawę do powiązania zaobserwowanych dotychczas na powierzchni i w średnich głębokościach zjawisk geologicznych z ukształtowaniem podłoża krystalicznego. Powiązanie takie pozwala na gruntowne zrozumienie struktury i historii geologicznej strefy brzeżnej Fennoarmacji.

Związek między wynikami badań geofizycznych, a ustalonymi jednostkami strukturalno-geologicznymi Polski jest zupełny. Można go ująć w dwie tezy:

- 1) wyróżniona niedawno synklina brzeżna (W. Pożaryski, 1956b) leży ściśle w obrębie stopnia powierzchni podłoża krystalicznego między górną i dolną skarpe;
- 2) na zewnątrz płyty, na jej przedpolu, ściśle przed dolną skarpe, powstała w mezozoiku głęboka bruzda sedymentacyjna szerokości około 100 km o charakterze geosynklinalnym, w której nagromadziły się niezwykle miększości osady i rozwinęła się tektonika fałdowa.

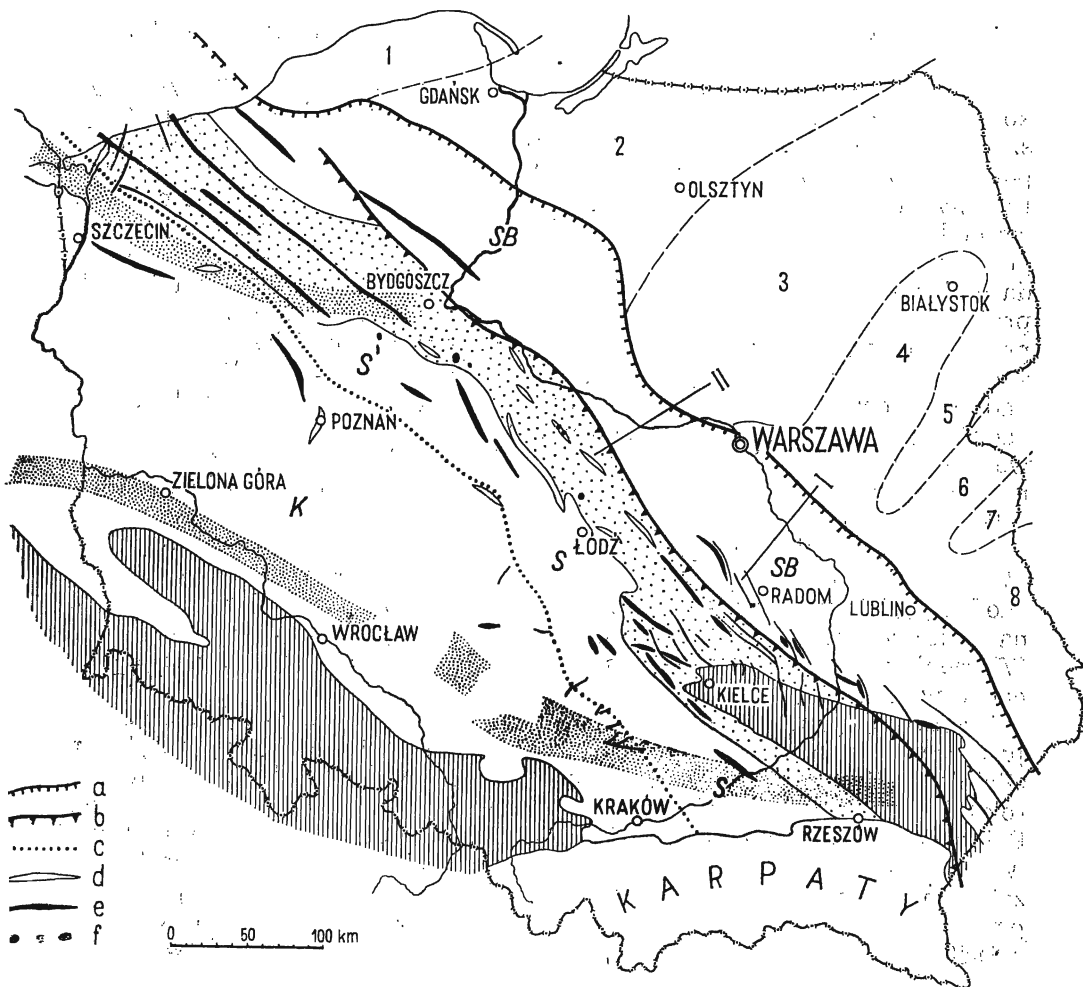


Fig. 1. Szkic tektoniczny bruzdy duńsko-polskiej w Polsce
Tectonic outline of Danish-Polish furrow

Obszar rzadko zakropkowany — antyklinorium środkowo-polskie; obszar gęsto zakropkowany — anomalie magnetyczne odpowiadające starym górą w podłożu; obszar zakreskowany pionowo — wychodne skał paleozoicznych i starszych; a — górna skarpa płyty krystalicznej; b — dolna skarpa płyty krystalicznej; c — południowo-zachodnia granica bruzdy duńsko-polskiej; d — antykliny o ujemnych anomaliach grawimetrycznych; e — antykliny o dodatnich anomaliach grawimetrycznych; f — słupy solne; K — kra saksońska; S — synklinorium mogileńsko-łódzko-miechowskie; SB — synklina brzeżna; 1 — tarcza bałtycka; 2 — synekliza peribałtycka; 3 — wyniesienie mazurskie; 4 — synekliza białostocka; 5 — wał podlaski; 6 — synekliza podlaska; 7 — wyniesienie Włodawy; 8 — synekliza nadbużańska; I — przekrój sejsmiczny w rejonie Radomia; II — przekrój sejsmiczny Zychlin — Płońsk.

Karely dotted area — Middle Polish anticlinorium; densely dotted area — magnetic anomalies corresponding to ancient mountains in substratum; vertically dash-lined area — outcrops of Palaeozoic and older rocks;

a — upper scarp of crystalline platform; b — lower scarp of crystalline platform; c — southwestern boundary of Danish-Polish furrow; d — anticlines with negative gravimetric anomalies; e — anticlines with positive gravimetric anomalies; f — salt domes; K — Saxonian massif; S — Mogilno-Łódź-Miechów synclinorium; SB — marginal syncline;

1 — Baltic shield; 2 — Peribaltic synecclise; 3 — Mazury uplift; 4 — Białystok synecclise; 5 — Podlaskie ridge; 6 — Podlaskie synecclise; 7 — Włodawa elevation; 8 — Bug synecclise; I — seismic profile in region of Radom; II — seismic profile Zychlin — Płońsk.

PRZEKRÓJ PRZEZ KRAWĘDŹ PŁYTY W OBSZARZE RADOMIA

W latach 1955—1957 Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych wykonało przekrój sejsmiczny długości 57 km przez synklinę brzeżną w obszarze Radomia, na linii Zakrzów — Tarnów, o kierunku SW-NE. Prace polowe i opracowanie kameralne prowadził H. Banaś. Przedsiębiorstwo Przemysłu Naftowego przedłużyło ten przekrój daleko ku północnemu wschodowi. Początkowo celem prac było sprawdzenie w przekroju przypuszczalnego istnienia antykliny na wykrytej przez St. Pawłowskiego dodatniej anomalii grawimetrycznej Głowaczowa (Radomia). Potem jednak projekt prac został zmodyfikowany i miał na celu zbadanie poprzecznego przekroju synkliny brzeżnej. Interpretacja jego jest możliwa dzięki ustawieniu na wymienionym przekroju głębokiego wiercenia w Magnuszewie nad Wisłą oraz dzięki istnieniu kilku płytszych odwiertów w pobliżu linii badań na całej jej długości. Teren nie okazał się zbyt sprzyjający do prowadzenia badań sejsmiczną metodą refrakcyjną, tak że nie uzyskano żadnych informacji o budowie geologicznej poniżej 2 900 m, a ściślejsze dane tylko do głębokości 1 800 m.

W wyniku tych badań zostało potwierdzone istnienie synkliny brzeżnej utworzonej z młodszego mezozoiku (fig. 2). Jej zbocze południowo-zachodnie, gdzie upady wynoszą 5° , jest stosunkowo bardziej strome, gdyż na przeciwnym zboczach, płaskim, warstwy nachylają się pod kątem 1° . Wiercenie w Magnuszewie jest położone na granicy płaskiego dna i północno-wschodniego zbocza synkliny.

Szerokość południowo-zachodniego zbocza wynosi w obrębie przekroju 5 km, ciągnie się ono jednak znacznie dalej w kierunku osi antykliny Gielniowa. Płaskie dno synkliny ma na linii przekroju około 40 km szerokości. Sięga ono od okolic Radomia do Wisły (okolice Magnuszewa). Północno-wschodnie zbocze synkliny ma 20 km szerokości od Magnuszewa do Garwolina. U podstawy południowo-zachodniego zbocza następuje załamanie warstw z przegięciem typu fleksurowego. Jest to przejście linii przekroju przez jedną z fleksur brzeżnych, które wyróżniłem w pracy z 1948 r. Stanowi ona przedłużenie fleksury Chwałowice-Grabowiec stanowiącej dyslokację czołową trzeciej łuski.

Wyraźny związek z tektoniką mają osady trzeciorzędu. Wyklinowują się one w kierunku południowo-zachodnim, osiągając największą miąższość w okolicy Magnuszewa, gdzie występuje pliocen, miocen i oligocen dolny. Podobnie najwyższa kreda — dan występuje tylko tam, gdzie trzeciorzęd jest gruby, tzn. w północno-wschodniej części przekroju. Cała kreda górna leży warstwą o miąższości 950 m na płaskim dnie synkliny. Na jej zboczach południowo-zachodnim górna kreda podnosi się i jest ścięta erozyjnie, na przeciwnym zaś zboczach podnosi się i cienieje, zachowując jednak pełny rozwój stratygraficzny. Charakterystyczne są zmiany jakim podlegają warstwy kredy górnej wzdłuż przekroju idąc z SW ku NE. Facjalnie osady zmieniają się z krzemionkowo marglistych w margliste, a dalej — jak wiemy z dalszych wierceń na Podlasiu — w wapienne (kreda piszcząca). Zmniejsza się również piaszczystość osadów. Jednocześnie na całej długości przekroju miąższość zmniejsza się mniej więcej o 20%. Miąższość zmienia się głównie na środku synkliny brzeżnej, dlatego warstwy danu zachowały się w jej północno-wschodniej części. Oś synkliny w kre-

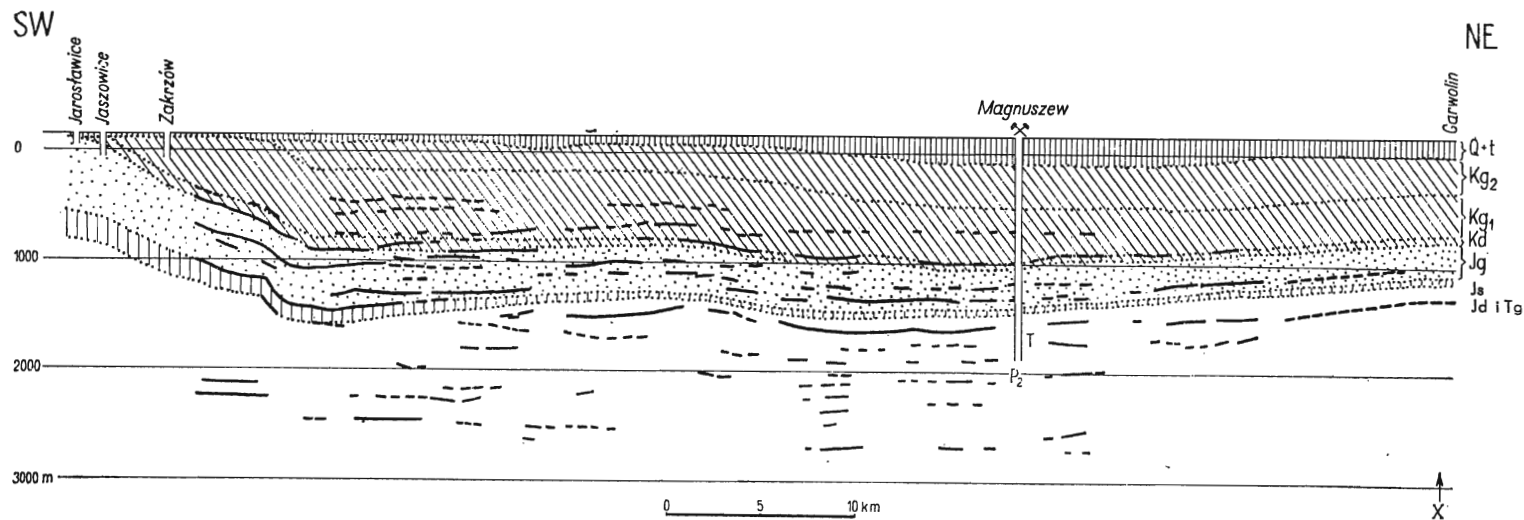


Fig. 2. Profil sejsmiczny Zakrzów — Garwolin w rejonie Radomia (interpretacja geologiczna W. Pożaryskiego)

Seismic profile Zakrzów — Garwolin in region of Radom (geological interpretation by W. Pożaryski)

Q + t — czwartorzęd i trzeciorzęd; Kg₂ — kreda górna: dan i mastrycht; Kg₁ — kreda górna: cenoman — kampan; Kd — kreda dolna; Jg — jura górna; Js — jura środkowa; Jd i Tg — retyk i kajper; P₂ — cechsztyń; X — przecięcie profilu z linią górnej skarpy podłoża krystalicznego.

Q + t — Quaternary and Tertiary; Kg₂ — Upper Cretaceous: Danian and Maastrichtian; Kg₁ — Upper Cretaceous: Cenomanian — Campanian; Kd — Lower Cretaceous; Jg — Upper Jurassic; Js — Middle Jurassic; Jd + Tg — Rhaetic and Keuper; P₂ — Zechstein; X — crossing of profile with line of upper scarp of crystalline substratum.

dzie jest więc niejako spychana podczas osadzania się warstw kredowych ku północnemu wschodowi, pod krawędź płyty.

Kreda dolna z SW ku NE staje się cieńsza trzykrotnie (ze 100 do 33 m) nie zmieniając jednak w zasadniczy sposób swej facji.

Malm podlega dużym zmianom wzdłuż linii przekroju. W kierunku północno-wschodnim zmniejsza się jego miąższość o 50%, a osady z marglisto wapiennych stają się wapienne. Zmniejsza się więc zawartość składników ilastych w osadzie i liczniej występują oolity oraz wapienie detrytyczne. Cienieniu ulegają szczególnie warstwy górnego malmu. Kimeryd zmniejsza swą miąższość przeszło trzykrotnie, a bonon zanika całkowicie. Strefa najszybszego cienienia malmu w stosunku do kredy jest przesunięta ku południowemu zachodowi. Tak więc malm zmniejsza swoją miąższość w kierunku północno-wschodnim o około 200 m na południowo zachodnim zboczu synkliny, na całym zaś szerokim płaskim jej dnie i na zboczu północno-wschodnim tylko o 150 m. W związku z tym i oś synkliny w warstwach malmu w stosunku do osi w warstwach kredowych jest przesunięta ku południowemu zachodowi. Jak widać na figurze 2 dno synkliny w warstwach malmu ma dwa przegłębienia i wydaje się, że południowo-zachodnie jest nieco głębsze.

Dogger jest w wierceniach w Magnuszewie wykształcony głównie w postaci wapieni detrytycznych krynoidowych z dolomitami oraz piaskowcami i posiada zlepienie podstawowy w spągu. Miąższość doggeru wynosi 48 m, jest więc dziesięciokrotnie mniejsza niż po południowo-zachodniej stronie synkliny brzeźnej.

Liasu brak całkowicie i dogger spoczywa na kajprze, czy też na retyku rozwiniętym w miąższości ponad stumetrowej. Odcinki refleksów przedstawione na przekroju sejsmicznym (fig. 2) w obrębie warstw starszych od doggeru ułożone są na ogół poziomo. Taki układ refleksów spotykamy nawet w południowo-zachodniej części przekroju, gdzie warstwy młodsze są wyraźnie pochylone. Dowodzi to, że trias leży płasko, oraz że należy się liczyć z wyklinowaniem się liasu w obrębie południowo-zachodniego zbocza synkliny i nie wkraczaniem jego do jej części centralnej. Jedynie na północny wschód od Magnuszewa na zboczu synkliny wszystkie refleksy łącznie z najgłębszymi podnoszą się ku górze w kierunku północno-wschodnim. Jest to dowód, że w obrębie górnej skarpy warstwy całego mezozoziku, a może również warstwy paleozoiczne ułożone są zgodnie.

PRZEKRÓJ PRZEZ KRAWĘDŹ PŁYTY W REJONIE PŁOŃSKA

Zachęcony wynikami przekroju sejsmicznego pod Radomiem zaprojektowałem w roku 1955 wykonanie analogicznego przekroju sejsmicznego przez synklinę brzeźną na północ od Warszawy w rejonie Płońska. Zadanie wykonało w latach 1956—1957 to samo przedsiębiorstwo. Pracami polowymi i kameralnymi kierował J. Pepek. Linia przekroju długości 94 km przebiega od okolic Żychlina ku północnemu wschodowi przecinając Wisłę kilkanaście kilometrów na zachód od Wyszogrodu i kończy się między Płońskiem a Nasielskiem. Praca dała nadzwyczaj dobre wyniki. Pozwała ona na prześledzenie w sposób ciągły warstwy do głębokości 3 000 m i daje fragmentaryczne informacje o budowie podłoża do 4 000 m.

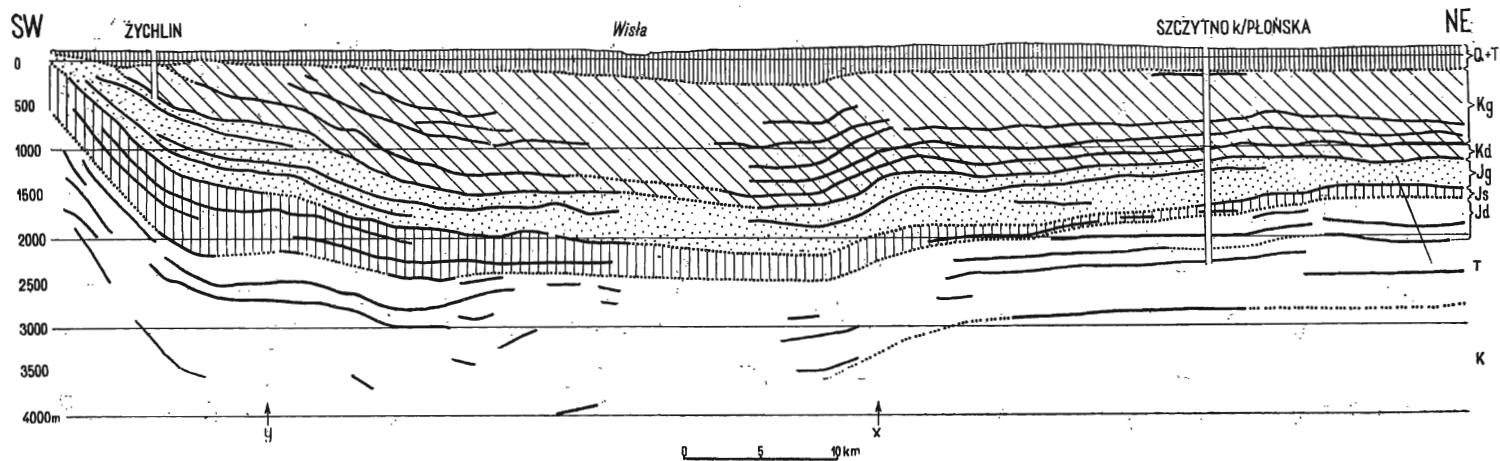


Fig. 3. Przekrój sejsmiczny Żychlin — Płońsk (interpretacja geologiczna W. Pożaryskiego)

Seismic section Żychlin — Płońsk (geological interpretation by W. Pożaryski)

Q + t — czwartorzęd i trzeciorzęd; Kg — kreda górna; Kd — kreda dolna; Jg — jura górna; Js — jura środkowa; Jd — jura dolna; T — trias; K — podłoże krystaliczne; X — przecięcie profilu z linią górnej skarpy podłoża krystalicznego; Y — przecięcie profilu z linią dolnej skarpy podłoża.

Q + t — Quaternary and Tertiary; Kg — Upper Cretaceous; Kd — Lower Cretaceous; Jg — Upper Jurassic; Js — Middle Jurassic; Jd — Lower Jurassic; T — Triassic; K — crystalline substratum; X — crossing of profile with line of upper scarp of substratum; Y — crossing of profile with line of lower scarp of sub-stratum.

W celu ścisłego zinterpretowania danych geofizycznych założono na tej linii dwa płytkie wiercenia w okolicach Żychlina (wykonane) i Wyszogrodu (w montażu) oraz jedno głębokie wiercenie pod Płońskiem.

Prace te, podobnie jak i pod Radomiem, potwierdziły istnienie synkliny brzeżnej w warstwach kredowych. Zbocze południowo-zachodnie, szerokie zajmujące przeszło 20 km odcinek przekroju sięga do Sannik. Kąt nachylenia warstw jest bardzo zmienny, waha się od 0 do 22°. W połowie zbocza między Żychlinem i Luszynem zaznacza się płaski stopień, który rozwija się być może równoległe do osi synkliny w drugorzędą antyklinę. Centralna, osiowa część synkliny brzeżnej jest płaska i znacznie węższa niż pod Radomiem; zajmuje 25 km. Natomiast zbocze północno-wschodnie jest szersze (27 km) i nieregularne, gdyż przy podstawie tworzy coś w rodzaju stopnia, który w obszarach sąsiednich rozwija się być może również w małą antyklinę. Kąt nachylenia tego zbocza średnio jest nieco większy od 1°.

Dość silne nachylenie warstw (średnio 12°) w części południowo-zachodniej przekroju pozwala na stwierdzenie wychodzenia na powierzchnię w obszarze leżącym w przedłużeniu linii przekroju warstw jury brunatnej. Przeanalizowałem więc materiały grawimetryczne obszaru między Kutnem i Żychlinem, mianowicie mapę izoanomalii i mapę wektorów krzywiznowych ze zdjęcia wagą skręceń. Dane te pozwoliły na wykrycie na antyklinorium kujawskim nowej antykliny położonej na wschód i południowy wschód od Kutna, w osi której wychodzą na powierzchnię skały doggeru. Jest to antyklina Wojszyc. Oś jej jest równoległa do osi antyklinorium. Odznacza się ona w swojej osi, podobnie jak antykliny sąsiednie, ujemną anomalią grawimetryczną. Istnienie jej zostało już potwierdzone wierceniem położonym między Kutnem i Wojszycami.

Warstwy trzeciorzędu i czwartorzędu mają na przekroju stosunkowo znaczną miąższość dochodzącą do 270 m. Oligocen, analogicznie jak pod Radomiem, nie wkracza na południowo-zachodnie zbocze synkliny. Podobnie warstwy danu nie sięgają na południowo-zachodnią stronę synkliny skupiając się w najgłębszej części synkliny u podnóża zbocza północno-wschodniego. Tu spąg kredy górnej leży na największej głębokości — około 1 750 m. Dan nie wkracza tutaj na zbocze północno-wschodnie, odmiennie niż pod Radomiem, gdyż tu zbocze to jest stromsze — podniesione wyżej. Zmienność facjalna kredy górnej jest na razie niezbadana. Redukcja miąższości poszczególnych jej warstw w kierunku południowo-zachodnim jest rzędu 25% (fig. 3).

Kreda dolna na linii przekroju zmienia swą miąższość z około 350 pod Żychlinem do niecałych 100 m pod Płońskiem. W tym przypadku możemy stwierdzić, że cała redukcja miąższości ma miejsce w obrębie zbocza południowo zachodniego. Przy tym wyraźnie zmienia się charakter osadu z ilastego pod Żychlinem na bardziej piaszczysty, pod Płońskiem.

Malm w okolicach Żychlina ma około 700 m miąższości i jest rozwinięty w pełnym profilu stratygraficznym (fig. 11). Miąższość jego maleje w kierunku osi synkliny osiagając 500 m u stóp zbocza południowo-zachodniego. Jednocześnie ulegają wyklinowaniu warstwy purbeku i bononu. Miąższość malmu nie zmienia się już na pozostałych odcinkach, to jest na płaskiej centralnej części synkliny i na zboczu przeciwnym. Widzi-

my więc, że miąższość malmu i kredy dolnej co najmniej, a prawdopodobnie i kredy górnej ulega zmianie tylko w obrębie zbocza południowo-zachodniego, a dalej w osi synkliny i na zboczu przeciwnym nie zmienia się.

Dogger w okolicach Żychlina posiada miąższość rzędu 600 m. W Płońsku miąższość jego wynosi 120 m (fig. 10). Spadek miąższości, jak wskazują na to odcinkowo tylko uchwycone linie warstw, ma miejsce między Żychlinem i osią synkliny. Na północny wschód od osi synkliny refleksy od warstw doggeru są bardzo słabe i nie można tu wyciągnąć żadnych szczególniejszych wniosków. Bardzo dobre refleksy w obrębie południowo-zachodniego zbocza synkliny brzeżnej dla warstw malmu i częściowo doggeru pozwalają na wyciągnięcie jeszcze dalszych wniosków co do zmian miąższości. Mianowicie obserwuje się największą miąższość tych warstw w połowie zbocza synkliny między Żychlinem i Luszynem. Na południowy zachód od Żychlina natomiast warstwy wyraźnie cienieją. Należy wnioskować, że jest to spowodowane wypiętrzaniem się w tym miejscu antykliny Wojszyc już podczas sedymentacji osadów doggeru i malmu. Jest to zgodne z poglądami wyrażonymi na ten temat przez W. Pożaryskiego (1957) i J. Znoskę (1957).

W głębokim wierceniu koło Płońska pod doggerem nawiercono lias. Nie ma więc tu takiej redukcji warstw jak koło Radomia. Jednak do podłoża krystalicznego od spągu doggeru jest około 1 000 m, tak że należy przypuszczać, iż warstwy dolnego mezozoiku mają co najmniej dwukrotnie mniejszą miąższość niż w bruzdzie duńsko-polskiej, oraz że brak tu ewentualnie paleozoiku. Jak można sądzić z obrazu geofizycznego powierzchnia podłoża krystalicznego zapada dość stromo na dolnym odcinku północno-wschodniego zbocza synkliny brzeżnej i od tego miejsca ku południowemu zachodowi należy oczekiwać szybkiego wzrostu miąższości warstw starszego mezozoiku i pojawienia się paleozoiku. Wskazują na to ślady refleksów głębokich (2 500÷4 000 m), które pod centralną częścią synkliny mają wyraźne nachylenie ku SW (fig. 3).

Powierzchnia podłoża krystalicznego została stwierdzona w północno-wschodniej części przekroju metodą refrakcyjną. Mianowicie na głębokości 2 400÷2 800 m występują tu skały o prędkości fal sejsmicznych 5 797 i 6 100 m/sek. Strop występowania tych skał pochyla się ku SW.

SYNKLINA BRZEŻNA — TEKTONIKA I STRATYGRAFIA

ODCINEK POŁUDNIOWO-WSCHODNI SYNKLINY BRZEŻNEJ — LUBELSKO-ŚWIĘTOKRZYSKI

Wiadomości nasze o tym odcinku opierają się na bardzo nierównomierne rozmieszczonych punktach obserwacyjnych. Górna skarpa, stanowiąca zbocze synkliny brzeżnej jest w obrębie osadów kredy górnej granicą facji wschodniej, odznaczającej się dominowaniem typu osadów wapiennych (kreda pisząca) i facji zachodniej, charakteryzującej się obfitością krzemionki zoogenicznej w osadzie (opoka). W rejonie górnej skarpy przebiega więc graniczna strefa przejściowa między tymi facjami charakteryzująca się dominowaniem margli w osadach kredy górnej, jak na to wskazuje wykształcenie kredy w wierceniach w Lublinie i Magnuszewie.

Charakter tektoniczny górnej skarpy jest słabo zbadany. W obrębie pokrywy kredowej zaznacza się na niej silniejsze zapadanie warstw kredy ku SW, które stwierdzone zostało w okolicy Lwowa, Bełżca i Rawy Ruskiej, następnie w okolicy Lublina i na przekroju w rejonie Radomia. Rozciągłości warstw ogólnie są zgodne z kierunkiem skarpy w podłożu. W strefie skarpy ma miejsce również duża (nawet trzykrotna) redukcja miąższości osadów górnokredowych, które na płycie są znacznie cieńsze niż w synklinie brzeżnej (fig. 13). Redukcja ta nie była tylko ograniczona do strefy skarpy, a miała miejsce wszędzie na północny wschód od osi synkliny brzeżnej. Redukcja ta wpływa na pozorne przesunięcie osi synkliny ku północnemu wschodowi co w rzeczywistości ma miejsce tylko w przypadku najmłodszych warstw kredy górnej.

Osady kredy dolnej starsze od albu występują w strefie górnej skarpy tylko w rejonie Radomia (wiercenie w Magnuszewie) i są w tym samym stopniu zredukowane co i kreda górna. Podobnie zachowują się warstwy jury górnej i środkowej. O liasie wiemy tylko, że nie ma go na skarpie górnej w północnej części omawianego odcinka. Nie natrafiono lub spotykano tylko ślady jego w wierceniach nad górnym Bugiem we wschodniej Lubelszczyźnie. Dowodziłoby to, że osady lądowe mezozoiku nie gromadziły się w strefie górnej skarpy (fig. 9).

Dolna skarpa ma znacznie bardziej zróżnicowaną budowę geologiczną. Obszar ten opracowałem przed dziewięciu laty (W. Pożaryski, 1948). Wy różniłem wówczas dwa pasy terenu zdyslokowane, złuszkowane i pofałdowane. Południowo-zachodni pas przebiega przez rejony Opatowa, Wierzbnika i Szydłowca; północno-wschodni ciągnie się z okolic Annapola (Rachowa) przez Tarłów, Siemno, Iłżę. W nowszych pracach (S. Pawłowski 1952; W. Pożaryski 1956a) pas ten został dalej prześlędzony na wschodzie do Biłgoraja i na północy od Przytyka do Mogielnicy. W wyżej cytowanej pracy S. Pawłowski zwrócił pierwszy uwagę na związek zachodzący między tektoniką pasa północno-wschodniego i obrazem grawimetrycznym terenu. Związek ten w świetle nowych faktów nabiera innego, znacznie szerszego i głębszego znaczenia. Przede wszystkim trzeba stwierdzić, że nie tylko północno-wschodni pas wypiętrzeń tektonicznych, ale i ich pas południowo-zachodni wiąże się z obrazem grawimetrycznym.

Jak przedstawiam na załączonej mapce (fig. 1) w obrazie grawimetrycznym strefy dolnej skarpy omawianego odcinka krawędzi płyty zaznaczają się dwa pasy dodatnich anomalii grawimetrycznych, pokrywające się mniej lub bardziej ściśle z dwoma pasami wypiętrzeń tektonicznych. Przypadający między nimi pas depresji grawimetrycznych przechodzi przez miejscowości: Lubaczów, tuż na południe od Biłgoraja, Zawichost, Ozarów, między Ostrowcem i Bałtowem oraz dalej na Jastrząb i Odrzywół. Pas depresji wykazuje związek z tektoniką polegający na braku na nim wypiętrzeń oraz zaniku lub osłabieniu przecinających go dyslokacji poprzecznych czy skośnych, głównie fleksur. Najciekawszy jest fakt, iż przez ten właśnie pas biegnie strefa skarpy w podłożu. Dowodzi to ścisłego związku tektoniki warstw powierzchniowych z tektoniką wgłębną, co sugerowała już zbieżność obrazu mapy geologicznej z obrazem grawimetrycznym. Jednak grawimetria — jak wiemy z dotychczasowych doświadczeń — nie dawała nam na ogół dostatecznych podstaw do wnioskowania

o budowie wglębnej strefy brzeżnej płyty rosyjskiej. Synklina brzeżna w obrazie grawimetrycznym zaznacza się na ogół słabo i niejednolicie. Jej wpływ na obraz grawimetryczny krzyżuje się z jakimiś innymi, znacznie silniejszymi, a do tej pory nie zrozumiałymi wpływami głębszego podłoża, jak na przykład w rejonie wyżu Głowaczowa czy depresji Chełma. W tym przypadku stosunkowo drobne formy tektoniczne wiążą się w harmonijny obraz zarówno z obrazem grawimetrycznym jak i magnetycznym — co stwarza pewne podstawy do ich interpretacji.

Na załączonym rysunku (fig. 4) przedstawiam interpretację tektoniki brzegu płyty w obrębie skarpy dolnej. Nie uwzględniłem tektoniki paleozoiku, która ma tu na pewno inny charakter niż tektonika mezozoiku. Naświetliłem ją wyczerpująco w pracy z 1948 r.

Pas północno-wschodnich wypiętrzeń należałoby nazwać pasem fałdów brzeżnych analogicznie do pokrywającego się z nim pasa fleksur brzeżnych (W. Pożaryski 1948, 1956a r.), które razem tworzą omawiany pas niewielkich nasunięć w formie łusek. Stanowi on brzeg pofałdowanego przedpola płyty rosyjskiej.

Fałdy w głębi mające niewątpliwie charakter łusek powstały wskutek niewielkiego nasunięcia na płytę warstw do niej przylegających. W głębi nastąpiło odklucie i poślizg warstw wzdłuż stromo ustawionej płaszczyzny, stanowiącej krawędź płyty zbudowanej z magnetycznie czynnych skał leżących na głębokości mniejszej od 10 km. Jeśli bowiem przyjąć średnio odczytaną na mapie odległość linii skarpy od czoła nasunięcia na 15 km — a jak widać z mapy jest ona dość stała — zaś głębokość krawędzi na 10 km, to kąt nachylenia płaszczyzny nasunięcia będzie wynosił około 35° . W rzeczywistości należy tę wartość raczej uznać za górną granicę, gdyż przyjęcie 10 km głębokości dla skarpy jako średnią wydaje się być najwyższą z możliwych. Należy wziąć pod uwagę, że w Anopolu na głębokości 1 400 m leży kambry¹ a w Korytkowie pod Biłgorajem kambry leży na głębokości 585 m. Powierzchnia nasunięcia jest więc niezbyt silnie nachylona, co wskazuje na konieczność przyjęcia tu działania sił poziomych.

Ogromna nieregularność fałdów w kierunku podłużnym wiąże się z nieregularnością podłoża paleozoicznego, które na tym terenie jest silnie pofałdowane skośnie do pasa fałdów brzeżnych. Na Pomorzu podłożo

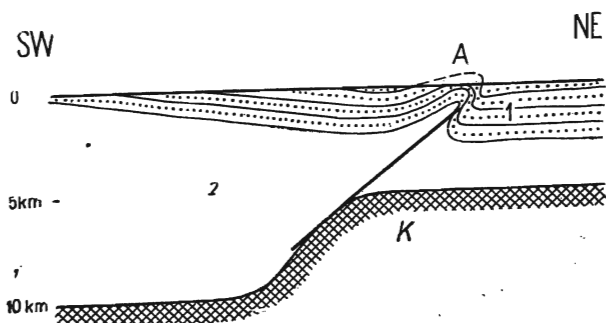


Fig. 4. Schemat tektoniczny fragmentu krawędzi płyty
Tectonic diagram of sector of platform margin:

A — fałd brzeżny powstały wskutek odklucia warstw skał osadowych na powierzchni skarpy podłoża krystalicznego; K — podłożo krystaliczne; 1 — skały mezozoiczne; 2 — przedmezozoiczna seria osadowa.

A — marginal fold caused by stripping off of strata of sedimentary rocks in surface of scarp of crystalline substratum; K — crystalline substratum; 1 — Mesozoic rocks; 2 — Pre-Mesozoic rocks; sedimentary series.

¹ Informacja udzielona mi uprzejmie przez J. Samsonowicza.

paleozoiczne jest prawdopodobnie niesfałdowane, fałd brzeżny Chojnic ma regularną długą formę. W południowej Lubelszczyźnie w rejonie Biłgoraja fałd brzeżny — jak można sądzić z przebiegu anomalii grawimetrycznej — odchyła się od linii skarpy, odchodząc od niej na odległość 35 km. Można by to tłumaczyć obniżaniem się podłoża czynnego magnetycznie w strefie skarpy dolnej — czemu dane geologiczne jednak raczej przeczą — gdyż na południe od Biłgoraja wychodzą ku górze skały podłoża prekambryjskiego. Przypuszczam, że wpływ ma tu z jednej strony zakrzywienie linii skarpy ku południowi, z drugiej zaś skrzyżowanie się linii skarpy z kaledonidami, o płytko zalegającym podłożu krystalicznym.

Analogiczne zjawisko odchylenia się fałdu brzeżnego ma miejsce i na północnym skraju odcinka krawędzi płyty przylegającej do górotworu świętokrzyskiego. Wykryty niedawno przez S. Pawłowskiego fałd Podgórze, którego skrzydło wschodnie zrzuca potężna fleksura brzeżna biegnąca od Mogielnicy do Przytyka (W. Pożaryski 1956a), w północnym odcinku odsuwa się stopniowo od linii skarpy na odległość 24 km. W tym przypadku odchylenie to można łatwo wytłumaczyć obniżaniem się podłoża w kierunku północnym. Wskazuje na to stwierdzone na podstawie wierceń wzrastanie ku północy miąższości warstw mezozoicznych, a przypuszczalnie i paleozoicznych. Wielkość obniżenia skarpy wynosiłaby, jak wynika z prostego rachunku, około 5÷6 km, tak że już na odcinku krawędzi położonym na północ od Gór Świętokrzyskich skarpa przebiega na głębokości kilkunastu kilometrów.

W strefie dolnej skarpy sedymentacja ulegała bardzo charakterystycznym zmianom. Strefa ta stanowiła wschodnią granicę rozprzestrzeniania lądowych osadów jury i kredy, a szczególnie liasu (fig. 2). Należy ją w tym przypadku traktować jako kilkadziesiąt kilometrów szeroki pas rozciągający się po obu stronach linii skarpy odpowiadającej prawdopodobnie najstomszemu zapadaniu powierzchni skał magnetycznie czynnych.

Malm i dogger ulega w strefie skarpy największym zmianom facjalnym i redukcji miąższości. Dowodzi to, że synklina brzeżna jako niecka sedymentacyjna powstała po malmie. Tak przynajmniej sądzić można na podstawie wyników analizy przekroju w rejonie Radomia (fig. 2). W południowej części omawianego odcinka mogło być inaczej. Wiercenia w Korytkowie koło Biłgoraja przebiły malm o miąższości sumarycznej około 700 m z dobrze rozwiniętymi najmłodszymi piętrami (bonon-purbek), jak tego dowiodły badania mikropaleontologiczne².

Ponieważ Korytków znajduje się około 20 km na północny wschód od dolnej skarpy należy przyjąć pełny rozwój malmu w obrębie synkliny brzeżnej południowej Lubelszczyzny (fig. 11). W południowej Lubelszczyźnie i w rejonie Lwowa oś basenu sedymentacyjnego w kredzie górnej musiała znajdować się również w obrębie synkliny brzeżnej. Wskazuje na to obfitość materiału terrygenicznego i szczątki flory lądowej w mastrychie Roztocza i kampanie okolic Żurawna koło Stryja (J. Nowak, 1913). Dowodzą one bliskości lądu położonego na zachód od synkliny brzeżnej.

Pozostaje do omówienia drugi, południowo-zachodni pas wypiętrzeń tektonicznych między Opatowem i Szydłowcem. Ma on w zasadzie analogiczny charakter jak pas fałdów brzeżnych. Jest to skomplikowany sy-

² Wyniki badań wykonanych wspólnie z mgr W. Bielecką nie są dotychczas opublikowane.

stem wypiętrzeń przeważnie o charakterze brachyantyklin powiązanych z fleksurami położonymi po ich północno-wschodniej stronie. Opierając się na asymetrii tych struktur można by również wiązać je z nasunięciami w głębi. W powstawaniu tych nasunięć musiał brać udział głębszy fundament niż w fałdach brzeżnych — jak wskazuje powiązanie z rozległą dodatnią anomalią grawimetryczną w ich zapleczu — gdyż brak tu na ogół anomalii ujemnej tak charakterystycznej dla pasa fałdów brzeżnych.

ODCINEK ŚRODKOWY SYNKLINY BRZEŻNEJ KUJAWSKO-MAZOWIECKI

Odcinek środkowy synkliny brzeżnej znajduje się między dwoma syneklizami, które prostopadle przecinają krawędź płyty krystalicznej. Na południu to synekliza białostocka, na północy — peribałtycka. Są one rozdzielone wyniesieniem mazurskim. Pod Płockiem synklina brzeżna posiada najmniejszą szerokość wynoszącą 35 km. Odcinek ten jest stosunkowo słabo rozpoznany, głównie wskutek jednolitego przykrycia podłoża mezozoicznego przez gruby płaszcz osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Mimo to można już dziś stwierdzić, że brak tu pasa fałdów brzeżnych. Przyczyna niewytworzenia się tego elementu tektonicznego, czy też nie ujawnienia się jego w powierzchniowych warstwach mezozoiku może być dwojaka:

1) krawędź dolnej skarpy może leżeć zbyt głęboko i wytworzone na niej dyslokacje nie sięgnęły do powierzchni poprzez gruby płaszcz osadowy;

2) gruba, plastyczna warstwa soli kamiennej cechsztyńskiej mogła spowodować rozładowanie naprężeń podłoża fałdując się niezgodnie z nadkładem, nie przenosząc naprężeń w warstwy nadkładu mezozoicznego.

Najprawdopodobniejszy jest wpływ tych obu czynników naraz.

Opisany już wyżej przekrój w rejonie Płońska scharakteryzował dobrze stosunki tektoniczne i paleogeograficzne w synklinie brzeżnej. Przedstawione tam fakty są zgodne z tym, co ustaliłem dla północnej części południowego odcinka synkliny w rejonie Radomia. Na ich podstawie należy wysnuć wnioski, że zarówno antyklina Gielniowa jak i antyklinorium kujawskie leżało co najmniej podczas całej jury i kredy dolnej w osi depresji basenu sedymentacyjnego, którego zboczem był obszar synkliny brzeżnej. Najprawdopodobniej warunki te trwały jeszcze w kredzie górnej do połowy mastrychtu, gdy wynurzeniu uległa cała niecka miechowsko-łódzko-szczecińska. Wówczas powstała synklina brzeżna. Na odcinku środkowym zajmowała ją zatoka morska nie tylko w mastrychcie górnym i w danie, lecz również w paleocenie (F. Brotzen i K. Pożaryska 1957).

ODCINEK PÓŁNOCNO-ZACHODNI SYNKLINY BRZEŻNEJ — POMORSKI

Północno-zachodni odcinek synkliny brzeżnej przebiega od okolic Torunia do Bałtyku w okolicy Słupska, mniej więcej na przedłużeniu osi syneklizy peribałtyckiej. Kilkadziesiąt kilometrów przed brzegiem morza skarpy się schodzą ze sobą i synklina kończy się w okolicy Miastka. Tak by należało wnioskować, gdyby traktować ściśle synklinę brzeżną, jako związaną ze stopniem między dwoma skarpami podłoża krystalicznego. Jednak w rzeczywistości synklina wypełniona osadami kredy znacznej miąższości ciągnie się do brzegu morza leżąc ściśle na krawędzi obszaru

plytowego. Stąd wniosek, że stopień w krawędzi płyty nie był warunkiem koniecznym do powstania tej formy.

W typowo rozwiniętej synklinie brzeżnej między Toruniem i Miastkiem jest wykształcony regularny, długości 120 km fałd brzeżny Chojnic. Jest to antyklina asymetryczna o stromiej nachylenym zboczach północno-wschodnim. Należy jednak zastrzec, że formę tę znamy na razie głównie z obrazu grawimetrycznego. Zbadana ona została wierceniami i profilem sejsmicznym tylko w okolicy Chojnic. Jest to z pewnością, jak i na południu, antyklinalnie wypiętrzone czoło głębokiego nasunięcia odkłutego na skarpie podłoża krystalicznego. W okolicy Chełmna na północ od Torunia stromszy brzeg fałdu odsunięty jest od linii skarpy o 25 km co wskazywałoby na głębokość skarpy rzędu kilkunastu kilometrów. Na zachód od Chojnic odpowiednia odległość wynosi już tylko 10 km, co wskazywałoby na przeszło dwukrotnie płycej leżące podłoże krystaliczne. Jest to zgodne zarówno z obrazem grawimetrycznym jak i z bezpośrednimi danymi z wierceń, wskazującymi na cienienie pokrywy osadowej w tym kierunku (fig. 10, 11, 13).

Antyklina Koszalina może być również traktowana jako fałd brzeżny, gdyż ogranicza od południowego zachodu synklinę brzeżną. Mechanizm jej powstania nie jest wyjaśniony, a w każdym razie nie ma podstaw do identyfikowania go z fałdami brzeżnymi na innych odcinkach synkliny brzeżnej, gdyż brak jest skarpy na SW od niej. W żadnym wypadku nie powinna więc być ona łączona z fałdem Chojnic w jedną antyklinę. Nie ma na to podstaw w obrazie grawimetrycznym; dzieli je istotny element tektoniczny — dolna skarpa płyty krystalicznej.

Sedymentacja w północnym odcinku synkliny jest słabo zbadana. Mamy o niej dane jedynie z wiercenia w Chojnicach. Przebita tam jura górna i środkowa ma znacznie mniejszą miąższość niż na antyklinorium pomorskim (fig. 10, 11). Prowadzi to do zgodnych z innymi odcinkami wniosków o powstaniu synkliny brzeżnej w kredzie.

W okolicach Ustki i Darłowa synklina brzeżna ma już inny charakter niż na południe od Miastka. Podłoże krystaliczne według A. Dąbrowskiego (1957) leży stosunkowo bardzo płytko, na głębokości mniejszej od 1 500 m. W Ustce kreda leży bezpośrednio na dolnym triasie. Ten typ budowy występuje w Skanii i cały obszar nadbałtycki: Łeby, Ustki i Darłowa, należy uważać za część tarczy bałtyckiej, za jej pogrążony południowy cypel. Wpływ podłoża odbija się na niej bardzo wyraźnie w stosunku do pokrywy kredowej (fig. 12, 13). W Darłowie jest ona stosunkowo gruba (487 m), w związku z tym że przebiega tu synklina brzeżna. Na wschód od tej miejscowości, aż po półwysep Hel kreda jest przeszło dwukrotnie cieńsza i brak w niej co najmniej całego senonu. Sposobem wykształcenia jest ona zbliżona na tym obszarze do kredy Bornholmu.

ZARYS TEKTONIKI BRUZDY DUŃSKO-POLSKIEJ

PODZIAŁ NA JEDNOSTKI

Przedstawię tylko ogólne rysy tektoniczne w nawiązaniu do mojej pracy w pierwszym numerze Kwartalnika Geologicznego.

Na terenie Danii i Szwecji nie da się rozdzielić bruzdy na mniejsze jednostki. Jak wiadomo z dostępnej nam literatury peryferyczny basen

sedymenacyjny tarczy bałtyckiej nie uległ przypuszczalnie poważniejszym ruchom tektonicznym w mezozoiku i kenozoiku.

W Polsce ruchy tektoniczne były stosunkowo intensywne i w ich konsekwencji powstało antyklinalne wypiętrzenie, którego trzonem są Góry Świętokrzyskie powiązane z antyklinorium kujawsko-pomorskim. Wypiętrzenie to przedłuża się ku południowemu wschodowi zanurzając się pod Karpaty w rejonie Przemyśla, nie tracąc charakteru antykliny. To antyklinorium środkowo-polskie przecinające cały nasz kraj z północnego zachodu ku południowemu wschodowi jest otoczone synklinoriami.

Synklinorium miechowsko-lódzko-mogileńskie przedłuża się również między Bochnią i Rzeszowem pod Karpaty. Nazwa synklinorium jest tu bardziej właściwa do użycia niż synklina ze względu na silne rozczłonkowanie tej jednostki na wielu odcinkach. Niecka Szczecińska — jak tego dowiodłem w pracy poprzedniej (W. Pożaryski, 1957) — nie należy do bruzdy duńsko-polskiej, gdyż charakteryzuje się rozwojem sedymencji mezozoicznej właściwym dla kry saksońskiej obramowującej bruzdę od zachodu. Synklina brzeżna natomiast aczkolwiek położona jest właściwie na płycie rosyjskiej stanowi jednostkę sedymenacyjnie i tektonicznie związaną z bruzdą.

PODŁOŻE PODMEZOZOICZNE

Podłoże osadów mezozoicznych w bruzdzie duńsko-polskiej jest ogromnie zróżnicowane szczególnie w Polsce południowej, gdzie bruzda przecina skośnie stare góry.

Na południe od Gór Świętokrzyskich przebiega archaiczny, a być może algoncki czy prekaledoński grzbiet franko-podolski. (M. Książkiewicz i J. Samsonowicz, 1952). Pod osadami mezozoiku i kenozoiku występują tu skały prekambryjskie wypiętrzone pośrodku, a przykryte na brzegach bruzdy niegrubymi osadami paleozoicznymi. Równoleżnikowy grzbiet franko-podolski musiał więc już z końcem ery paleozoicznej ulec przełamaniu i wypiętrzeniu w obszarze dorzecza dolnego Sanu. Wypiętrzenie to leży w przedłużeniu antyklinorium kujawsko-pomorskiego i stanowi południowy odcinek antyklinalnego wypiętrzenia w osi bruzdy duńsko-polskiej. Kierunek tego wypiętrzenia nie jest dokładnie poznany, ogólnie jest on zbliżony do kierunku NW—SE. Wiek tego wypiętrzenia da się ustalić na podstawie zaobserwowanej niezgodności zalegania warstw mezozoicznych na paleozoiku i algonku. Grzbiet franko-podolski pokrywa się z mało kontrastową, ale wyraźną anomalią magnetyczną odpowiadającą niegłębokiemu występowaniu skał magnetycznie czynnych (A. Dąbrowski, 1957). Anomalia ta o przebiegu równoleżnikowym przedłuża się w kierunku Częstochowy i Oleśna. Ścisłe w jej przedłużeniu leży wyraźna anomalia nad środkową Odrą biegnąca dalej łukiem do Saksonii i Turynii (R. Lauterbach, 1955; W. Pożaryski, 1957). Niemieccy geolodzy przypisują im wiek kaledoński. Na terenie Polski odpowiadają one zdenudowanym górą przedkambryjskim.

Na północ od grzbietu franko-podolskiego biegnie prawie równoleżnikowe pasmo sandomirydów. Przedłużanie się ich na zachód jest niejasne, natomiast na wschodzie niewątpliwie dochodziły one do płyty podolskiej wywierając wpływ na kształtowanie się na tym odcinku bruzdy duńsko-

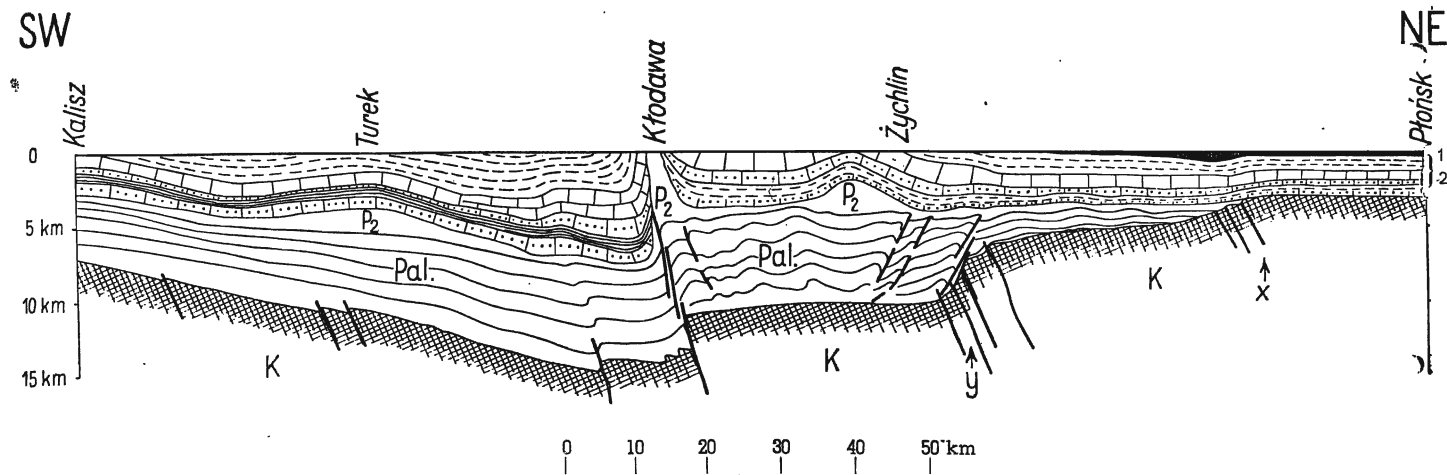


Fig. 5. Przekrój syntetyczny przez bruzdę duńsko-polską na Kujawach

Synthetic cross-section through Danish-Polish furrow on Kujawy

1 — najmłodsze osady kredowe; 2 — mezozoik; P_2 — cechszyn; *Pal.* — różne ogniwa paleozoiku i prekambru; *K* — podłoże krystaliczne; *X* — przecięcie przekroju z linią górnej skarpy; *Y* — przecięcie przekroju z linią dolnej skarpy podłoża krystalicznego.

1 — youngest Cretaceous sediments; 2 — Mesozoic; *K* — crystalline substratum; *X* — crossing of profile with line of upper scarp of crystalline substratum; *Y* — crossing of profile with line of lower scarp of crystalline substratum.

polskiej. Ich połączenie z płytą zostało odcięte zapadliskiem nadbużańskim w młodszym paleozoiku.

Waryscydy świętokrzyskie, odwrotnie do sandomirydów, wykazują wyraźne przedłużanie się na zachód, natomiast ich przedłużenie ku wschodowi jest mniej wyraźne. Przypuszczalnie fałdy ich wygasają w obszarze synkliny brzeżnej i być może nie przekraczają południka Lublina. Północną granicę tych gór stanowi mniej więcej linia Sulejów nad Pilicą — Iłża (W. Pożaryski, 1948). Na północ od niej paleozoik jest przypuszczalnie również sfałdowany, ale słabiej.

Wiadomości o podłożu mezozoiku, a właściwie podłożu przedpermskim, na środkowym odcinku bruzdy duńsko-polskiej pozostają dotąd jeszcze w sferze hipotez (fig. 5).

Na południowym brzegu pomorskiego odcinka bruzdy można wyróżnić analogiczną anomalię magnetyczną jak na południu od Gór Świętokrzyskich. Rozpoczyna się ona w okolicy Nakła pod Bydgoszczą i biegnie początkowo prawie równoleżnikowo do Piły, a następnie skręca łukiem ku północnemu zachodowi do ujścia Odry. Nad dolną Odrą zauważyli ją już dawniej geolodzy niemieccy (R. Zwerger, 1948) i wiąźali z pasmem kaledonidów biegnących na Jutlandię. Znaczenie jej na zachodnim Pomorzu wyjaśniłem w swojej poprzedniej pracy (W. Pożaryski, 1957). Wschodni jej odcinek niewątpliwie wiąże się z jakimś starym pasmem górskim dochodzącym do krawędzi płyty pod Bydgoszczą. Prawdopodobieństwo takiej interpretacji podnosi fakt, że anomalia na całej długości od Greifswaldu do Nakła jest mniej więcej równoległa do brzegu tarczy bałtyckiej i kierunków starych gór w Polsce południowej.

Nad Bałtykiem o podłożu bruzdy duńsko-polskiej mało da się powiedzieć. Krawędź płyty krystalicznej zmienia tu swój charakter. Od okolic Miastka do morza bruzda kontaktuje z tarczą bałtycką, która obejmuje część Polski położoną na północ od linii Koszalin—Wejherowo. Odcina się ona wyraźnie zarówno w obrazie grawimetrycznym jak i magnetycznym. Oba te obszary wskazują na stosunkowo płytkie położenie stropu skał krystalicznych. Według obliczeń A. Dąbrowskiego (1957) podłoże nie leży tu prawie nigdzie głębiej niż 2500 m. W miejscu, gdzie tarcza kontaktuje z bruzdą w okolicy Koszalina i Darłowa, strop skał magnetycznie czynnych leży płycej niż 1500 m.

Jak już poprzednio podałem na krawędzi tarczy bałtyckiej w konfiguracji powierzchni podłoża krystalicznego brak stopnia leżącego pomiędzy dwoma skarpami. Wobec tego można przyjąć, że w Polsce stopień ten charakteryzuje tylko południowo-zachodnią krawędź płyty rosyjskiej.

SYNKLINORIUM MOGILEŃSKO-ŁÓDZKO-MIECHOWSKIE

Synklinorium było dotychczas przecięte dwoma profilami sejsmicznymi Kłodawa—Kalisz i Włoszczowa³. Dowiodły one wybitnej asymetrii synklinorium z przesunięciem osi w obrębie warstw górnego malmu i kredy w kierunku wschodnim. Jest to zgodne z obserwacjami bezpośrednimi na skrzydłach synklinorium. Całą tę jednostkę dzieli na dwie części tzw. rygiel przedborski. Występuje on na zwięźeniu synklinorium

³ Wykonało je Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych. Prace prowadzili w latach 1952—1956 A. Topperzer, A. Isakowski, J. Kowalczyk i Z. Sliwiński. Wyniki nie były publikowane.

w okolicy Radomsko — Przedbórz. Występuje tu rozległa i skomplikowana antyklina położona prawie w osi synklinorium. Położona jest ona na przedłużeniu największej, południowej antykliny waryscydów świętokrzyskich i niewątpliwie łączy się genetycznie z istnieniem jej w podłożu.

Synklinorium przecina pasmo waryscydów na odcinku między Piotrkowem i Radomskiem. Odcinek ten wyjątkowo ma kierunek północ-południe w przeciwieństwie do pozostałych, gdzie kierunek osi jest NW—SE. Wiąże się to z faktem, że łańcuch waryscyjski powstał niedawno przed utworzeniem się bruzdy w mezozoiku i miał najsilniejszy wpływ w czasie jej kształtowania się stawiając największy opór.

Na południowy wschód od Przedborza aż po Jędrzejów, synklinorium kontaktuje od wschodu z sandomirydami (Geologia regionu łysogórskiego — J. Czarnocki, 1950). Szerokość synklinorium pozostaje tu tak samo niewielka jak w obszarze waryscydów, ale jej kierunek jest już taki jak całej bruzdy duńsko-polskiej. Między Jędrzejowem i Karpatami, w miejscu gdzie podłoże magnetycznie czynne leży najpłycej i gdzie przebiegał grzbiet franko-podolski, synklinorium jest najszersze.

Zaburzenia tektoniczne drugiego rzędu na całym odcinku synklinorium, na którym przecina ono góry paleozoiczne i starsze, są dwojakiego rodzaju: na skrzydle zachodnim przejawiają się one w postaci uskoków prostopadłych do osi, a pod Radomskiem, w osi synklinorium występuje antyklina. Na południowy wschód od Przedborza na skrzydle wschodnim są liczne fałdy równoległe do osi synklinorium, często ustawione stromo. Interferują one w wielu miejscach ze starymi fałdami paleozoicznymi, co w rezultacie nadaje tym formom charakter brachyantyklinalny.

Odcinek północny, mogileńsko-łódzki, ma kierunek NW—SE i jest równomiernie szeroki. Pod Piotrkowem, w miejscu gdzie synklinorium przecina północną krawędź waryscydów świętokrzyskich brzeg jego załamuje się pod kątem prostym ku wschodowi dostosowując się do kierunku krawędzi, przez co powstaje drugorzędna synklina Tomaszowa Mazowieckiego.

Brzeg południowo-zachodni synklinorium mogileńsko-łódzkiego jest słabo poznany. Brzeg północno-wschodni cechuje się dużymi upadami (fig. 5). Stosunkowo szerokie pasy wychodni poszczególnych pięter kredy przy tym brzegu widoczne na mapie zacierają wrażenie stromości tego zbocza. Nie ma to jednak nic wspólnego z małym nachyleniem warstw, a jest związane z ogromnym wzrostem miąższości osadów w samym synklinorium w porównaniu z jego południowo-zachodnim brzegiem. Dno synklinorium jest słabo pofałdowane. Większe fałdy są tylko na północy, gdzie dotychczas wykryto fałd Gopła i Mogilna. Pierwszy z nich jest asymetryczny, przechylony ku wschodowi i ma kierunek równoległy do osi synklinorium.

Synklinorium zamknięte jest między Inowrocławiem i Wągrowcem przez skośnie do osi bruzdy duńsko-polskiej ustawione antyklorium północnych Kujaw. Takie ustawienie dostosowane jest do wygięcia krawędzi płyty krystalicznej pod Toruniem i wiąże się z obecnością na linii Nakło—Piła wyżej wspomnianego starego górotworu w głębokim podłożu.

ANTYKLINORIUM ŚRODKOWO-POLSKIE

Część południowa. Południowy odcinek antyklinorium utworzył się na podłożu starych gór. Tylko ich część najbardziej północna, którą stanowią waryscydy świętokrzyskie częściowo posiada pokrywę mezozoiczną i to dość znacznej miąższości. Sandomirydy i starsze jeszcze trzony gór położone bardziej na południe pokrywy tej nie posiadają. Przypuszczalnie jednak pokrywa mezozoiczna istniała również na tych obszarach, jeśli nie całkowita to przynajmniej górnopaleogeńska.

Na podstawie bardzo nielicznych wierceń możemy tylko ogólnie stwierdzić, że kierunek osi wypiętrzenia w obszarze dolnego Sanu zgodny jest mniej więcej z ogólnym kierunkiem osi antyklinorium. Bardziej szczegółowe dane dotyczące tektoniki tego obszaru są na razie trudne do ustalenia ze względu na bardzo gruby do 2 000 m płaszcz miocenu (tektonikę miocenną pomijam w tej pracy). Jedynie zachodnie sandomirydy położone na lewym brzegu Wisły są dokładnie poznane. Nie uległy one wpływowi fałdowych ruchów mezozoicznych i wczesnotrzeciorzędowych, które kształtowały pokrywę mezozoiczną antyklinorium. Pozostała tu nienaruszona struktura paleozoiczna z wyjątkiem tylko zachodniej części, gdzie na brzegu synklinorium fałdy paleozoiczne zostały przełałdowane z kierunku WNW—ESE na NW—SE.

W obrębie waryscydów takie przełałdowanie nie nastąpiło. Pojawiło się tu natomiast zdyslokowanie w formie niewielkich nasunięć, których czoła mają kierunek równoległy do krawędzi płyty, a zatem i do osi antyklinorium. Ma to miejsce szczególnie we wschodniej części waryscydów. W części zachodniej, między Skarżyskiem i Przedborzem tektonika jest słabiej poznana. W każdym razie decydującym rysem są tu uskoki o kierunkach NW—SE. Jednak najbardziej wyniesiony południowy element tektoniczny waryscydów — fałd łysogórski nie jest objęty tego typu uskokami i nasunięciami, jest natomiast przecięty szeregiem uskoczków prostopadłych do rozciągłości fałdu, które jednak już na północnym skraju fałdu skręcają w kierunku NW. Uskoki prostopadłe wkraczają daleko ku południowi w obszar sandomirydów. Przyczyna różnic w budowie obszaru sandymirydów z fałdem łysogórskim włącznie i waryscydów świętokrzyskich jest prosta. Zadecydowało tu głębsze położenie podłoża krystalicznego i grubsza pokrywa skał osadowych na obszarze waryscydów.

Część środkowa. Na północ od waryscydów miąższość pokrywy osadowej prawdopodobnie jeszcze znacznie bardziej wzrasta; grubieje w każdym razie pokrywa mezozoiczna a dyslokacje w obrębie antyklinorium tracą charakter uskokowy i przyjmują charakter fałdowy. Jedynie w obrębie przyległej do antyklinorium części synkliny brzeżnej między Radomiem a Pilicą, gdzie — jak poprzednio dowiodłem — pokrywa mezozoiczna jest znacznie cieńsza niż na atynklinorium, utrzymuje się taki sam typ dyslokacji jak w obrębie waryscydów — fleksury i strome, asymetryczne brachyantykliny.

Na tym odcinku między Radomiem i Tomaszowem Mazowieckim antyklinorium ma stosunkowo najbardziej regularną budowę o formie antykliny symetrycznej (antyklina gielniowska). W przedłużeniu jej osi na południu na obszarze waryscydów przypada również największe wydźwignięcie.

nięcie z odsłonięciami syluru i dewonu (na południe od Skarżyska). Na osi tego wydzwignięcia mniej więcej zgodnie z nim leży największa w tych okolicach dodatnia anomalia grawimetryczna. Nie sięga ona już na obszar sandomirydów, gdzie również nie przedłuża się oś wypiętrzenia. Nie wykluczając możliwości występowania w podłożu krystalicznym na obszarze maksimum anomalii skał cięższych od otoczenia, należy przyjąć jako najbardziej prawdopodobne wiązanie jej powstania z ruchami wznoszącymi podłoża w fazie górotwórczości laramijskiej.

Kujawski odcinek antyklinorium jest również zgodny z dodatnią anomalią grawimetryczną. Jednak wszystkie występujące licznie na nim brachyantykliny mają po środku lokalne ujemne anomalie. Związek tych anomalii z występowaniem soli w cechszynie jest niewątpliwy. Należałoby przyjąć wobec tego południową granicę tego odcinka antyklinorium za granicę rozwoju facji solnej w cechszynie.

Antyklinorium Kujaw ma szereg położonych w osi i zgodnie z nią wydłużonych brachyantyklin. Są to idąc od południa cztery antykliny: Jeżowo, Wojszyce, Lubień-Łąnięta i Brześć Kujawski. Ta ostatnia nie została jeszcze z całą pewnością stwierdzona. Poza nimi na południowo-zachodnim brzegu antyklinorium występuje antyklina Justynowa i Kłodawy, a na północno-wschodnim — wątpliwa antyklina Helenowa i znana antyklina Ciechocinka. Wszystkie one z wyjątkiem Kłodawskiej są słabo poznane.

Antyklina kłodawska ma ponad 70 km długości i w północnej części jest przebita w osi wysadem solnym. Na południowym odcinku sól również podniosła się w osi antykliny przebijając pokrywę starszego mezozoiku nie przebijając jednak młodszego. Dla uzasadnienia powstania tej antykliny trzeba zanalizować obraz grawimetryczny.

Na odcinku antyklinorium, wzdłuż którego przebiega antyklina Kłodawy, występuje w jego osi wyraźna dodatnia anomalia grawimetryczna zwana wyżem kutnowskim (S. Pawłowski 1948, T. Olczak 1951). Cięższa od otoczenia masa jaka się zapewne znajduje w podłożu tej anomalii musiała spełniać rolę masy oporowej. Podczas ruchów w bruzdzie duńskopolskiej doszło na jej zachodniej krawędzi do powstania w głębi uskoku (fig. 5). W warstwach powierzchniowych ujawnił się on w formie struktury Kłodawy. Jak to zauważył J. Poborski (1957) część południowa tej struktury ma wybitnie charakter antykliny, dość szerokiej ze zdyslokowanym skrzydłem zachodnim. Na środkowym i północnym odcinku utworzyła się wąska antyklina, zbliżona charakterem do fleksury, o wysklepionym skrzydle podniesionym. Różnice w charakterze budowy między częścią południową i pozostałymi musiały zadecydować o przebicciu się warstw solnych w środku i na północy struktury.

W północnej części Kujaw oś antyklinorium skręca ku WNW. Ta zmiana kierunku była dotychczas niejasna. Obecnie wiadomo, iż jest ona spowodowana skrzywieniem się w okolicy Torunia krawędzi płyty rosyjskiej. W okolicy Bydgoszczy na załamanie się kierunku osi antyklinorium mógł wpłynąć również biegnący tu równoleżnikowo stary górotwórznaczony anomalią magnetyczną.

Na odcinku północnym antyklinorium występują tylko trzy wyraźne antykliny: Ciechocinka, Barcina i Szubina. Pierwsze dwie nie leżą w osi

antyklinorium, co przemawia za tym że między Szubinem a Brześciem Kujawskim osiowa strefa antyklinorium jest płaska i stosunkowo słabo wydzwignięta, jak na to wskazuje występowanie na niej neokomu. Antykliny Barcina i Ciechocinka mają ujemne anomalie; obraz grawimetryczny antykliny Szubina jest niejasny.

Sześć dotychczas poznanych słupów solnych w Polsce występuje na kujawskim odcinku antyklinorium. Nie są one powiązane z żadnymi wyraźnymi dyslokacjami.

Część północna. Na odcinku pomorskim antyklinorium ponownie przyjmuje kierunek północno-zachodni. Oś jego jest na Pomorzu odsunięta od krawędzi płyty krystalicznej, natomiast od południowego zachodu całe antyklinorium przylega ściśle do brzegu bruzdy duńsko-polskiej. Kontakt z brzegiem bruzdy ma charakter dyslokacji fleksurowej czy też uskokowej w szczególach jeszcze nie zbadanej. Na osi antyklinorium występują drugorzędne synkliny: na południu — między Piłą i Złotowem, oraz nad brzegiem morza — synklina Trzebiatowa. Pod Świdwinem w osi jest antyklina. Po obu stronach osi ciągną się dwie drugorzędne antykliny, które nad Bałtykiem rozchodzą się wachlarzowato.

Antyklinorium pomorskie zajmuje właściwie całą szerokość bruzdy. Między Piłą i Chojnicami jego zbocze północno-wschodnie jest bardzo szerokie i połogie. W rejonie Świdwina antyklinorium zęża się, a między nim i brzegiem tarczy Bałtyckiej pojawia się nowa antyklina — Koszalina.

Wszystkie antykliny na Pomorzu różnią się tym od kujawskich, że nie posiadają w osi ujemnych anomalii grawimetrycznych. Regułą są tu dodatnie anomalie na podniesieniach tektonicznych. Przyczyna tej różnicy jest w tym przypadku trudniejsza do wytłumaczenia niż przy antyklinach Kujaw i obszaru świętokrzyskiego. W Świdwinie stwierdzono występowanie tysiącmetrowej serii solnej w cechszynie, nie ma powodu więc twierdzić, że brak tu warstwy o małej gęstości w podłożu mezozoiku.

Przyczynę tych różnic widzę w czym innym. Diapiryzacja soli na Kujawach dowodzi jej znacznej ruchliwości w związku z dużą jej plastycznością na tym obszarze. Fakt powstawania antyklin solnych już co najmniej w jurze (Z. S. Różycki 1957, J. Znosko 1957) czy nawet w triasie (J. Samsonowicz 1954) dowodzi, że sól ulegała ruchom już w starszym mezozoiku. Jest więc prawdopodobne, że pod wszystkimi antyklinami drugorzędnymi na Kujawach jest obfite nagromadzenie soli, a co za tym idzie nie ma lub prawie nie ma wydzwignięcia fundamentu przedcechsztyńskiego. Oba te fakty: nagromadzenie soli i płasko leżące podłoże powodują anomalie ujemne na antyklinach Kujaw. Taki układ tektoniczny nosi nazwę tektoniki piętrowej. Odmienne fałduje się każde piętro: podsolne, solne i nadsolne. Należałoby w konsekwencji przyjąć, że na Pomorzu nie ma piętrowej tektoniki i we wszystkich antyklinach mamy wypiętrzenie warstw podsolnych, a warstwy solne nie fałdują się odmiennie niż ich spąg i strop. Wniosek ten potwierdza regularny układ warstw facji solnej w Świdwinie. (A. Tokarski i J. Poborski — wiadomości ustne). Wytłumaczenie mniejszej plastyczności soli na Pomorzu — jak twierdzą powyżsi badacze — można oprzeć na większej ilastości soli, która jest przeważnie wykształcona w postaci zubrów. Poglądem tym należy również tłumaczyć prawie całkowity brak objawów diapiryzacji nie tylko na Pomorzu ale

i w Meklemburgii. Nie wyklucza to jednak możliwości sporadycznego pojawiania się struktur solnych i na tym terenie w specjalnie sprzyjających warunkach tektonicznych — przykładem może być odosobniony pień solny w sąsiedztwie Greifswaldu i słabo rozpoznana struktura solna w Drawnie między Piłą i Szczecinem.

Obraz grawimetryczny antyklinorium pomorskiego pozwala na jeszcze dalsze wnioski. Analizując przebieg anomalii i elementów tektonicznych widać, że w południowej części tego odcinka i w północnej nad morzem są one zgodne. Natomiast w środkowej części, gdzie występuje najsilniejsza anomalia dodatnia, osie długich antyklin biegnących po obu stronach Świdwina, nie zaznaczają się wcale na obrazie grawimetrycznym.

Osiowa antyklina Świdwina jest natomiast widoczna. Dowodzi to, że w rejonie Świdwina jest szeroka i silna sięgająca do brzegów antyklinorium anomalia dodatnia wywołana, analogicznie jak pod Kutnem, obecnością w podłożu skał cięższych od otoczenia. Ta masa oporowa mogła mieć wpływ na powstanie dyslokacji na południowo-zachodnim brzegu antyklinorium i zatrzeć całkowicie wpływ drugorzędnych antyklin na obraz grawimetryczny.

SEDYMENTACJA MEZOZOICZNA NA POŁUDNIOWO-ZACHODNIM BRZEGU FENNOSARMACJI

Z końcem górotwórczości waryscyjskiej ukształtował się wielki basen sedymentacyjny północno-europejski (bruzda północno-europejska J. Samsonowicza). Południowy jego brzeg stanowiły waryscydy środkowo-europejskie, północny — tarcza bałtycka. Zalew morza wkraczał tu od zachodu poprzez syneklizę peribałtycką na płytę rosyjską.

W tak nakreślonych ramach stwierdzony został prawie wszędzie pełny profil osadów górnopermskich i mezozoicznych. Większe zalewy morskie, a w pewnych przypadkach i sedymentacja lądowa wykraczała poza obszar tego basenu obejmując część płyty rosyjskiej i masywów paleozoicznych na południu.

W cechszynie w basenie tym gromadziły się osady klastyczne przy brzegach, a chemiczne w osi. Miąższość tych osadów znamy tylko w peryferycznych częściach zbiornika. W osi cechszyn nie został nigdzie przewiercony, w każdym razie na Pomorzu zachodnim miąższość jego przekracza 1 000 m, a więc jest dwukrotnie większa niż przypuszczał B. Broc-kamp (1941).

TRIAS

Osady tego wieku gromadziły się w całym basenie północno-europejskim. Wkraczały one na płytę rosyjską syneklizami: peribałtycką, białostocką i podlaską. Na południu nie przekroczyły one prawdopodobnie linii Włodawa — Lublin — Zawichost. Miąższość ich na płycie była niewielka. W bruździe duńsko-polskiej osady dolnego triasu osiągają ogromne miąższości (do 1 340 m w Szubinie) jednakowe od Jutlandii po waryscydy świętokrzyskie (fig. 6). Na południe od granicy waryscydów i sandomirydów miąższość ich szybko spada. W synklinorium miechowskim wynosi ona

jeszcze na południe od Wisły ponad 200 m. Na krze saksońskiej na masywie przedsudeckim i w Brandenburgii osady są znacznie cieńsze. Lokalnie w obszarze sudeckim miąższość ich ponownie wzrasta. Natomiast w Meklemburgii geolodzy niemieccy (R. Meinhold, 1956) przyjmują na podstawie danych geofizycznych miąższość całego triasu na prawie 2 000 m, a zatem dolny trias miałby tu tyleż co i na Pomorzu. Dopiero na zachód od Łaby B. Brockamp (1941) podaje miąższości 600—700 m. G. Richter-

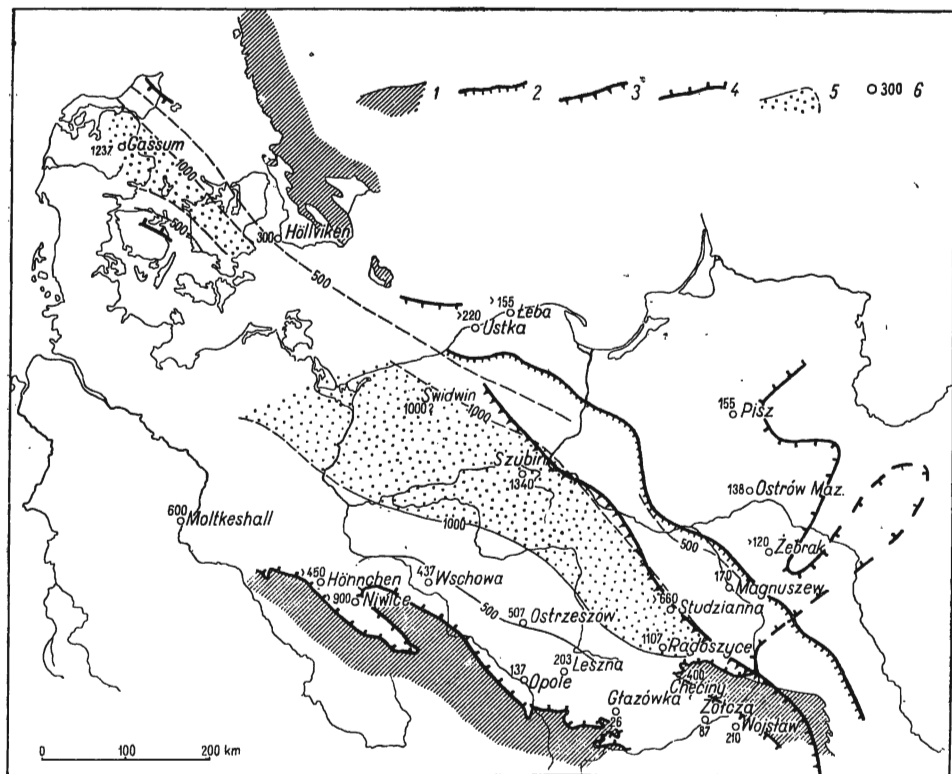


Fig. 6. Trias dolny w bruździe duńsko-polskiej
Lower Triassic in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia górnej skarpy w podłożu krystalicznym; 3 — linia dolnej skarpy w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania triasu dolnego; 5 — obszary miąższości triasu dolnego ponad 1000 m; 6 — miąższość triasu dolnego w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower scarp in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Lower Triassic; 5 — isopachous-lines of Lower Triassic above 1000 m; 6 — thickness of Lower Triassic in bohe-hole; 7 — thickness of Lower Triassic at outcrops.

Bernburg (1949) podaje nieco odmienną od B. Brockampa mapkę miąższości osadów pstrego piaskowca. Wynika z niej, że w Niemczech północno-zachodnich miąższości jego są mniejsze niż na Kujawach.

Z powyższych danych wynika wyraźny wpływ krawędzi Fenno-Sarmacji na sedymentację w dolnym triasie. Na jej przedpolu utworzyła się

bruzda ze stale obniżającym się dnem, w której gromadziły się osady znacznej miąższości. Od zachodu na krze saksońskiej na ogół miąższości były mniejsze, jedynie w Meklemburgii posiadały one tego rzędu miąższość co i w bruzdzie duńsko-polskiej.

W triasie środkowym sedymentacja objęła ten sam obszar co i w dolnym triasie. Jedynie synekliza podlaska nie była prawdopodobnie zajęta przez morze. Również w Skanii i Danii brak prawdopodobnie morskich

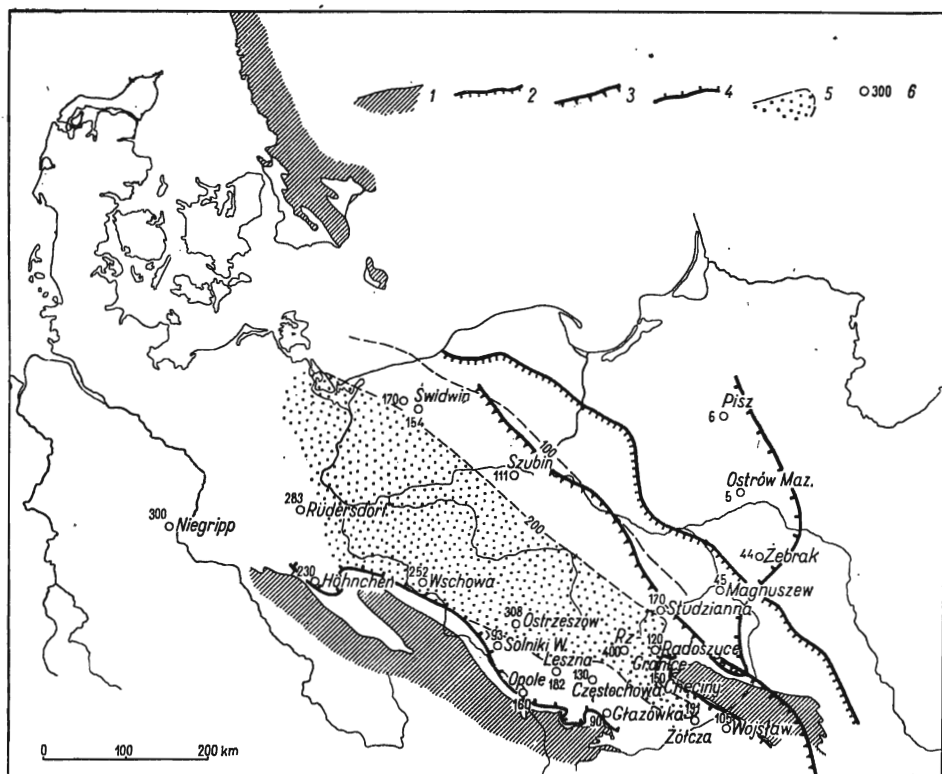


Fig. 7. Trias środkowy w bruzdzie duńsko-polskiej

Middle Triassic in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia górnej skarpy w podłożu krystalicznym; 3 — linia dolnej skarpy w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania triasu środkowego; 5 — obszary miąższości triasu środkowego ponad 200 m; 6 — miąższość triasu środkowego w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower scarp in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Middle Triassic; 5 — Middle Triassic areas of thickness above 200 m.; 6 — thickness of Middle Triassic in bore-hole.

osadów tego wieku (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951). Największą miąższość posiada wapień muszlowy na północnym przedpolu waryscydów, osiągając miejscami 300 m. W polskiej części bruzdy duńsko-polskiej miąższość jego jest prawie dwukrotnie mniejsza i dość jednolita wynosząc 100—200 m (fig. 7).

Można by więc przyjąć, że w tej epoce bruzda nie ulegała ruchom obniżającym, czego dowodem jest mniejsza niż na krze saksońskiej miąższość, oraz że nie został zalany przez morze północny odcinek bruzdy. Krawędź płyty była w tym czasie dobrze zaakcentowana.

Łądowe osady kajpru są bardziej równomiernie rozłożone. Zajmują ten sam obszar co i osady pstrego piaskowca, z tym że prawdopodobnie brak ich w synekliizie podlaskiej. Na płycie miąższość ich średnio wynosi 100 m.

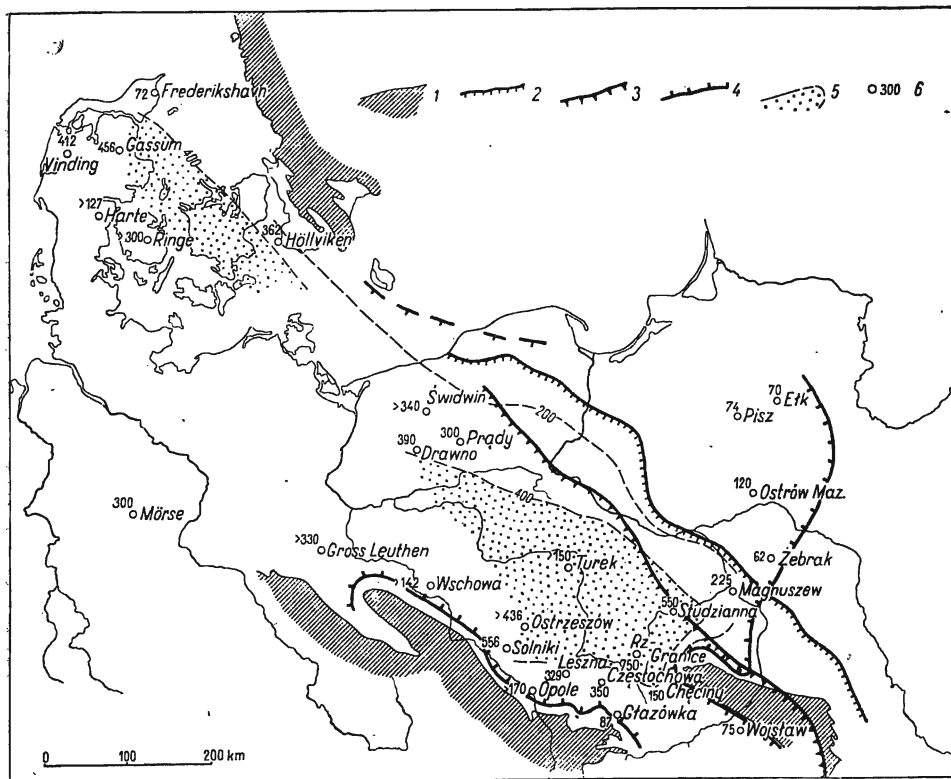


Fig. 8. Trias górny w bruzdzie duńsko-polskiej

Upper Triassic in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia górnej skarpy w podłożu krystalicznym; 3 — linia dolnej skarpy w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania triasu górnego; 5 — obszary miąższości triasu górnego ponad 400 m; 6 — miąższość triasu górnego w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower scarp in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Upper Triassic; 5 — Upper Triassic areas of thickness above 400 m.; 6 — thickness of Upper Triassic in bore-hole.

Na zachód od krawędzi Fenno-Sarmacji są pięciokrotnie grubsze i posiadają miąższość 300÷550 metrów (fig. 8). W syneklinorium miechowskim osady kajpru są miejscami rozmyte, a jedyna stwierdzona ich miąższość wynosi 75 m.

W triasie górnym nastąpiło przypuszczalnie niewielkie, silniejsze na północy przegłębienie dna w bruzdzie duńsko-polskiej.

JURA

Osady jury dolnej mają na południu na ogół mniejsze rozprzestrzenienie niż trias. Brak ich w synklinie brzeżnej przy ujściu Pilicy w Magnuszewie, a w Chełmie i Strzyżowie nad Bugiem występują w strzępach kilkumetrowej miąższości. Brak ich również w południowej części synklinorium miechowskiego. Natomiast w całej bruździe duńsko-polskiej, na

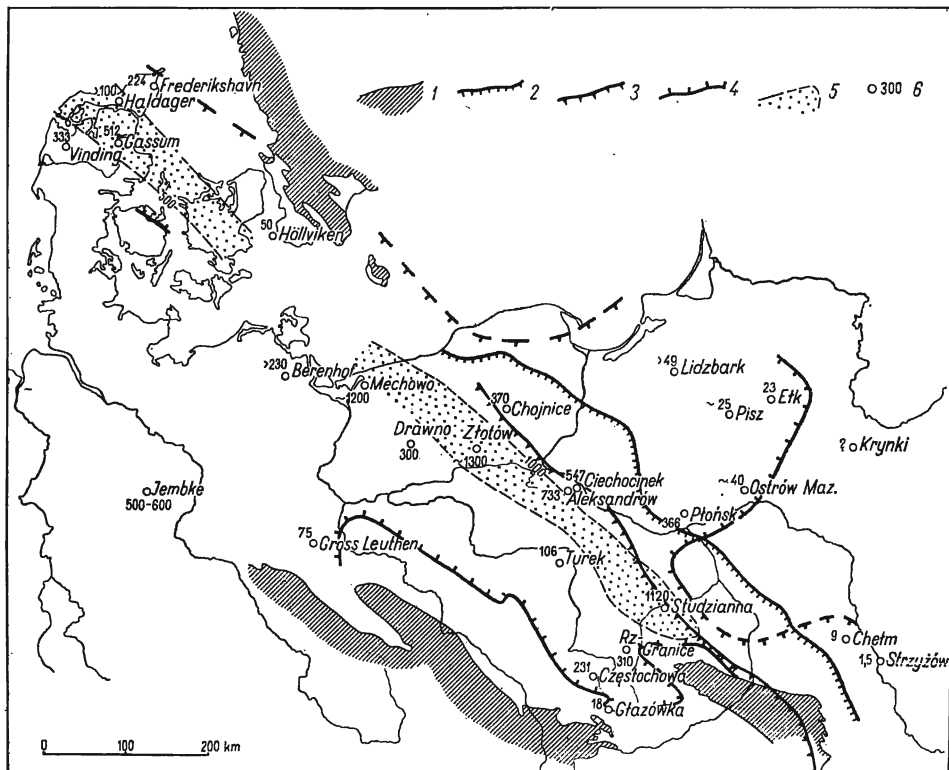


Fig. 9. Jura dolna w bruździe duńsko-polskiej

Lower Jurassic in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia górnej skarpy w podłożu krystalicznym; 3 — linia dolnej skarpy w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania jury dolnej; 5 — obszary miąższości jury dolnej ponad 1000 m; 6 — miąższość jury dolnej w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper slope in crystalline substratum; 3 — line of lower slope in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Lower Jurassic; 5 — Lower Jurassic areas of thickness above 1000 m.; 6 — thickness of Lower Jurassic in bore-hole.

północ od waryscydw lias ma bardzo dużą, bo przekraczającą z reguły 1 000 m miąższość (fig. 9). W Jutlandii północnej lias ma miąższość dwukrotnie mniejszą. Na zachód od bruźdy osady dolnej jury są znane z wielu odwiertów, jednak trudno określić pierwotną ich miąższość. Jak wynika z prac geologów niemieckich (B. Brockamp, 1941; H. Kölbel, 1956) wynosi ona w dorzeczu dolnej Łaby kilkaset metrów. Dowodzi to, że bruźda ule-

gała bardzo silnemu przegłębieniu. Na płycie rosyjskiej miąższość jury dolnej jest bardzo niewielka, nie przekracza kilkudziesięciu metrów. W obrębie krawędzi płyty największy spadek miąższości tych osadów daje się zanotować na dolnej skarpie.

Rozkład miąższości osadów dolnej jury łączy się w pewnym stopniu z charakterem samej facji. W Jutlandii dolna jura jest wykształcona w postaci osadów morskich, głównie łupków. W Polsce największe miąższości

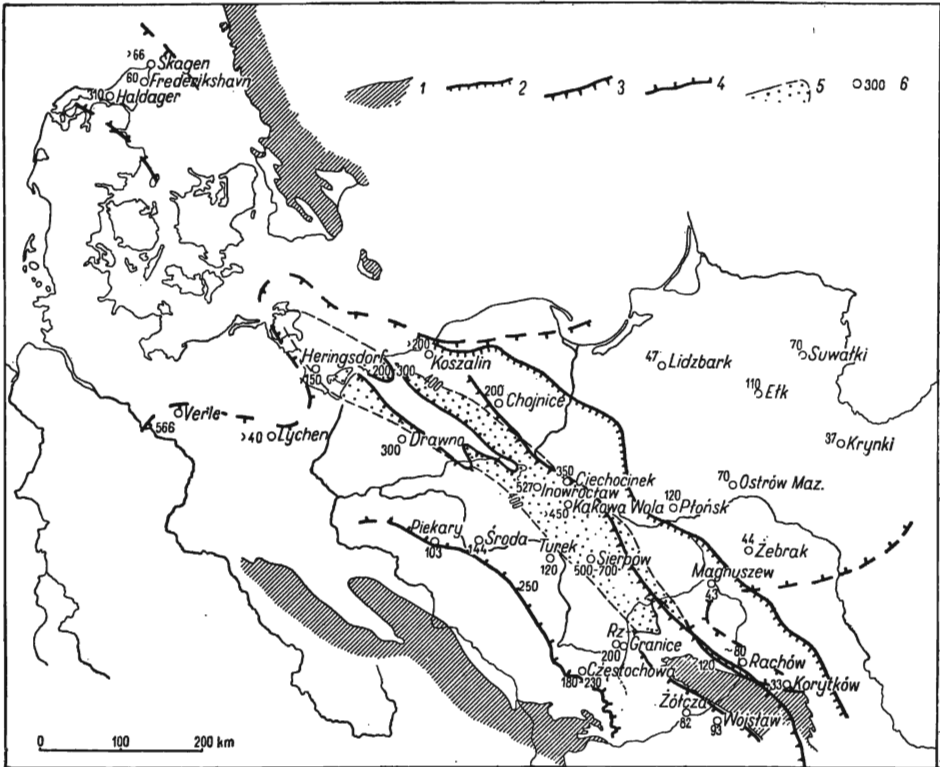


Fig. 10. Jura środkowa w bruzdzie duńsko-polskiej

Middle Jurassic in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia skarpy górnej w podłożu krystalicznym; 3 — linia skarpy dolnej w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania jury środkowej; 5 — obszary miąższości jury środkowej ponad 400 m; 6 — miąższość jury środkowej w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower scarps in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Middle Jurassic; 5 — Middle Jurassic areas of thickness above 400 m; 6 — thickness of Middle Jurassic in bore-hole; 7 — thickness of Middle Jurassic in outcrops.

są przeszło dwukrotnie większe niż w Jutlandii. Powstały dzięki gromadzeniu się osadów lądowych, głównie piaskowców — wkładki morskie są nieliczne.

W doggerze stosunek jest odwrotny osady jury środkowej, w Polsce są rozwinięte w facji morskiej, w Danii zaś w facji lądowej.

Największe miąższości osiągają osady doggeru w bruzdzie duńsko-polskiej. Na płycie rosyjskiej są one niewielkie, gdyż wynoszą 37÷110 m. Natomiast rozprzestrzenienie ich jest bardzo rozległe. Przymyślnie krawędź płyty była zalana na całej swej długości.

Miąższości osadów w bruzdzie dochodzą do 700 m, przeciętnie zaś wynoszą około 400 m (fig. 10). Wzdłuż osi zmiany są niewielkie. W Jutlandii osady doggeru osadziły się dwukrotnie cieńszą warstwą niż w Polsce.

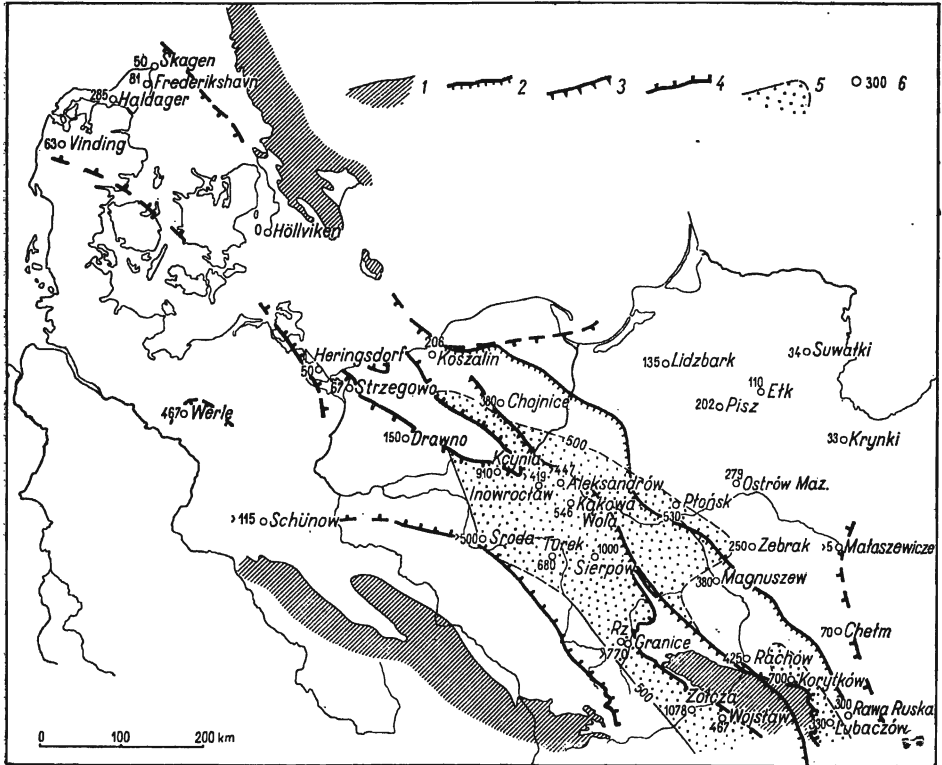


Fig. 11. Jura górną w bruzdzie duńsko-polskiej

Upper Jurassic in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia skarpy górnej w podłożu krystalicznym; 3 — linia skarpy dolnej w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania jury górnej; 5 — obszary miąższości jury górnej ponad 500 m; 6 — miąższość jury górnej w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower slope in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Upper Jurassic; 5 — Upper Jurassic areas of thickness above 500 m.; 6 — thickness of Upper Jurassic in bore-hole.

W południowej części bruzdy dogger, podobnie jak i lias, jest bardzo cienki, nie osiąga nawet 100 m.

Ku południowemu zachodowi warstwy szybko cienieją. Granica ich dzisiejszego rozprzestrzenienia przekracza nieco grzbiet krakowsko-poznański stanowiący brzeg bruzdy duńsko-polskiej. Notowane miąższości są tu dwu- do trzykrotnie mniejsze niż w bruzdzie. Dalej na zachód wy-

stępowanie doggeru na wale pregnickim łączy się już z basenem północno-zachodnich Niemiec.

W jurze środkowej postępowało dalsze obniżanie osi bruzdy na całej jej długości z wyjątkiem odcinka najbardziej południowego.

Facja podczas doggeru ulegała w Polsce zmianie z lądowo-morskiej z osadem wyłącznie klastycznym na typowo morską z wzrastającą stopniowo przewagą osadów chemicznych i zoogenicznych.

Na granicy malmu i doggeru istnieje ciągłość sedymentacyjna w facji morskiej. Jednocześnie rozszerza się w jurze górnej zalew morski. Morze wkracza do bruzdy w północnej Jutlandii i rozszerza swój zasięg na południu nad górnym Bugiem i w całej niecce Lwowa. Poza tym ani wschodnia ani zachodnia granica zalewu nie ulega zmianie (fig. 11).

Na płycie rosyjskiej w dalszym ciągu gromadzą się osady nie różniące się bardzo od osadów w bruździe. Są to wyłącznie osady wapienne chemiczno-zoogeniczne. Miąższości osadów są zmienne, przy czym daje się zaobserwować stosunkowo równomierne i szybkie grubienie malmu w kierunku krawędzi. W rejonie górnej skarpy miąższości wynoszą 50% maksymalnych miąższości w bruździe (fig. 11). Dogger posiada 10% maksymalnych jego miąższości w bruździe. Można więc wnioskować, że głębsze morze malmu wpływało na bardziej równomierne rozmieszczenie osadu. Na miąższość sumaryczną osadów całej górnej jury nie tylko wpływała głębokość morza, ale wyklinowywanie się warstw szeregu pięter w kierunku krawędzi płyty. Można stwierdzić, że na początku transgresji doggersko-malmskiej morze zalewające bruźdę nie wkraczało na płytę. Również przy regresji brak jest śladów najmłodszych pięter bononu i purbeku na płycie. Osady tych pięter zajmują tylko obszar bruzdy prawie nie przekraczając linii dolnej skarpy.

Odmienne stosunki zapanowały na podolskim odcinku brzegu płyty. Synklina brzeżna w południowej Lubelszczyźnie i pod Lwowem już w malmie miała formę głębokiej choć wąskiej niecki sedymentacyjnej, w której gromadziły się osady o miąższości równej osadom na Kujawach. Morze przetrwało tu do końca jury zalewając nawet w górnym malmie nowe tereny, jak na to wskazuje zaleganie kimerydu na dolnym dewonie.

Jednocześnie po drugiej, zachodniej stronie wypiętrzenia dolnego Sannu — w synklinorium miechowskim nastąpiło również przegłębienie. Nagromadziły się tu osady jury największej miąższości liczącej 1 078 m, stwierdzone w wierceniu w Żółczy. Oś basenu sedymentacyjnego biegnie tu już przy północno-wschodnim zboczu synklinorium.

W osi bruzdy na Kujawach miąższość osadów nie przekracza 1 000 m miejscami bywa bardzo zmienna, co wiąże się z ruchliwością dna morskiego w tej epoce. Facja jest nieco odmienna bardziej głębokowodna w osi bruzdy niż na płycie rosyjskiej i na lokalnych płycznach. W osi bruzdy jest więcej margli i ilów marglistych, a mniej oolitów i wapieni detrytycznych oraz raf koralowych i gąbkowych. Ku południowemu zachodowi na brzegu bruzdy następuje cienienie malmu wywołane głównie wyklinowywaniem się poszczególnych pięter. Pod Miechowem wyklinowuje się kimeryd, w rejonie Łodzi bonon i purbek.

Nad Bałtykiem miąższości malmu ogromnie maleją. Pojawiają się poważne luki sedymentacyjne w połowie całej serii i w osadzie bardzo zwiększa się udział materiału klastycznego. Jest to już typ malmu właściwy

obrzeżeniu tarczy bałtyckiej. Niedawno osady tego właśnie typu zostały stwierdzone w północnej Jutlandii. Miąższości są tam niewielkie, wynoszące 200÷300 m w osi bruzdy, a kilkadziesiąt metrów na jej brzegach (fig. 11).

W jurze zaznaczyła się wyraźnie odrębność ruchów poszczególnych jednostek Fennosarmacji wyrażona przesuwaniem się przegłębienia dna. W ogólnym ujęciu można powiedzieć, że morze jurajskie na początku

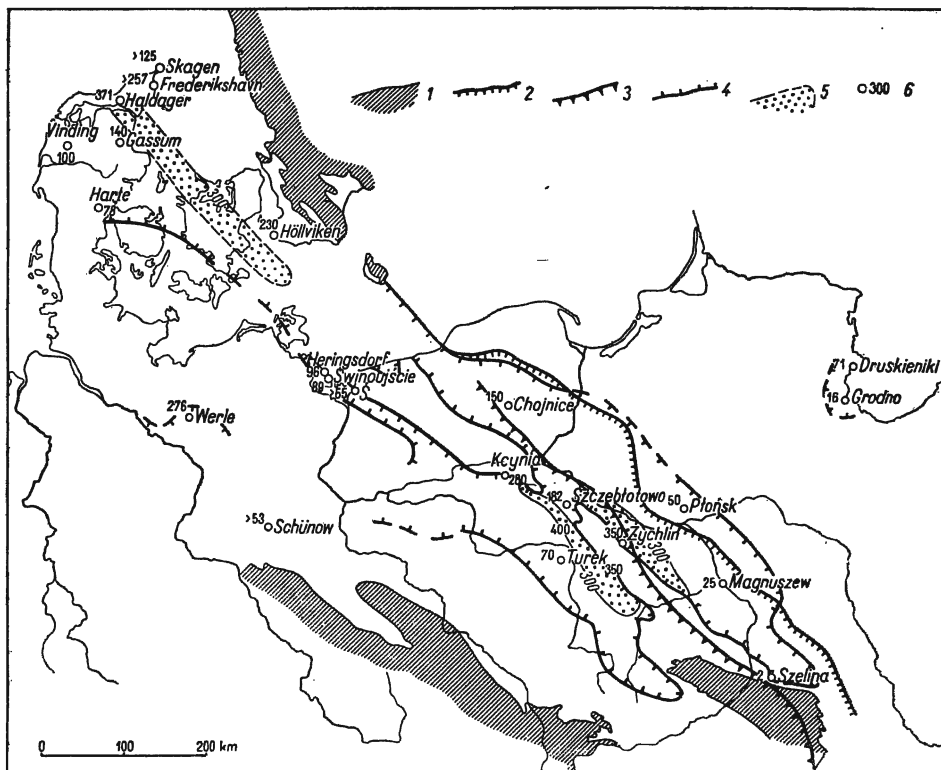


Fig. 12. Kreda dolna w bruzdzie duńsko-polskiej

Lower Cretaceous in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia skarpy górnej w podłożu krystalicznym; 3 — linia skarpy dolnej w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania kredy dolnej; 5 — obszary miąższości kredy dolnej ponad 300 m; 6 — miąższość kredy dolnej w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Lower Cretaceous; 5 — Lower Cretaceous areas of thickness above 300 m; 6 — thickness of Lower Cretaceous in bore-hole.

tego okresu w lasie zajmowało północną część bruzdy, a południowa część była wówczas wydzwignięta, sucha i pozbawiona nawet osadów lądowych. W końcu jury morze przelało się stopniowo w południową część bruzdy, gdzie powstały najgrubsze osady malmu i gdzie stwierdzono transgresję górnych pięter malmu na podłożu paleozoiczne (Błudniki pod Haliczem — M. Książkiewicz i J. Samsonowicz, 1952).

KREDA

Omawiając osady kredy dolnej ograniczę się do omówienia pięter od walażynu po dolny alb, gdyż transgresja środkowo-albska łączy się zbyt wyraźnie z górną kredą. Osady dolnej kredy zajmują tylko bruzdę duńsko-polską i jej najbliższe sąsiedztwo (fig. 12). Są to osady lądowe i morskie prawie wyłącznie piaski i iły. Utwory te wkraczają na płytę tylko do

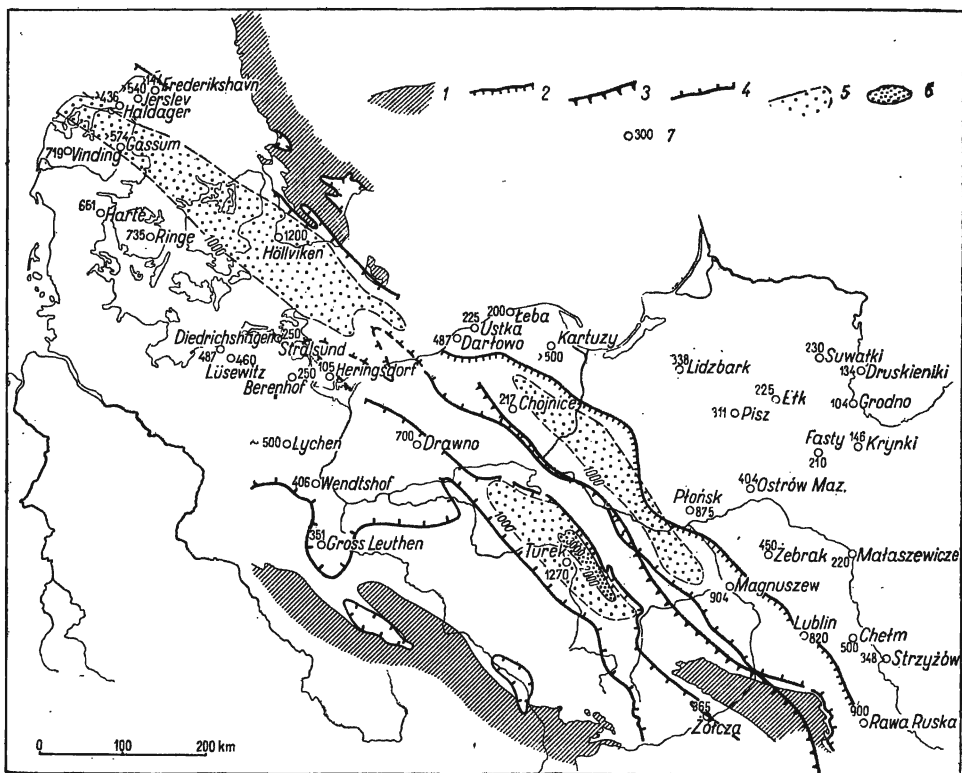


Fig. 13. Kreda górna w bruzdzie duńsko-polskiej
Upper Cretaceous in Danish-Polish furrow

1 — wychodnie paleozoiku i skał starszych; 2 — linia skarpy górnej w podłożu krystalicznym; 3 — linia skarpy dolnej w podłożu krystalicznym; 4 — zasięg występowania kredy górnej; 5 — obszary miąższości kredy górnej ponad 1000 m; 6 — miąższość kredy górnej ponad 2000 m; 7 — miąższość kredy górnej w otworze wiertniczym.

1 — Outcrops of Palaeozoic and older rocks; 2 — line of upper scarp in crystalline substratum; 3 — line of lower scarp in crystalline substratum; 4 — range of occurrence of Upper Cretaceous; 5 — Upper Cretaceous areas of thickness above 100 m.; 6 — Upper Cretaceous areas of thickness above 2000 m.; 7 — thickness of Upper Cretaceous in bore-hole.

synkliny brzeżnej, którą miejscami na wschodzie nieznacznie tylko przekraczają. Brak ich przypuszczalnie w południowej części synkliny brzeżnej. Po południowo-zachodniej stronie nie przekraczają one na ogół jej brzegu, co nie da się ściśle stwierdzić wobec tego, że granica zachodnia jest erozyjna. Miąższość ich zmienia się w innym nieco układzie

niż dla osadów jurajskich i triasowych. Już w jurze dawał się odczuć wpływ ruchów podłoża na sedymentację. W dolnej kredzie prawdopodobnie antyklinorium kujawskie i część pomorskiego jest już wypiętrzona. Na nim, jako na wale morfologicznym chwilami odgrywającym rolę progu podmorskiego, gromadzą się cieńsze osady niż w nieckach otaczających. Miąższość osadów na wale stwierdzona w okolicach Brześcia Kujawskiego i Radziejowa wynosi 140÷180 m, a w nieckach otaczających jest przeszło dwukrotnie większa. Taką drugorzędną nieckę stanowi synklina położona między antyklina Gopła i antyklinorium kujawskim. Również i po wschodniej stronie antyklinorium kreda dolna ma miąższość 300÷400 m. Na ogół w nieckach osady są bardziej ilaste niż na siodłach. Odcinek kujawski jest w dolnej kredzie, podobnie jak i w malmie, okresem gromadzenia się największych miąższości osadów. Na Pomorzu osady dolnej kredy nie przekraczają, jak się zdaje, nigdzie miąższości stukilkudziesięciu metrów. Ku południowi na brzegu waryscydów szybko wyklonują się. W Jutlandii dochodzą prawie do 400 m (fig. 12).

Szeroko rozprzestrzenione morze górnokredowe pozostawiło osady, których charakter facjalny i miąższość są analogiczne z osadami morza malmu. Na płycie występują znacznej miąższości osady głównie wapienne regularnie grubiejące ku południowemu zachodowi. Biorąc pod uwagę tylko osady górnej kredy w pełnym rozwoju stratygraficznym trzeba przyjąć, że idąc ku krawędzi płyty od północnego-wschodu, miąższość wzrasta czterokrotnie (fig. 13). Wiąże się to między innymi z występowaniem luk sedymentacyjnych w profilach górnej kredy na płycie, szczególnie na Podlasiu, Suwalszczyźnie, a być może i na Mazurach.

W synklinie brzeźnej w przekroju poprzecznym na całej jego długości utrzymuje się mniej więcej jednakowa miąższość pokrywy kredowej. Cienienie poszczególnych warstw w kierunku górnej skarpy płyty jest kompensowane przez pojawienie się w tym kierunku coraz młodszych poziomów.

Na początku kredy górnej sedymentacja w bruździe była zróżnicowana w zależności od konfiguracji dna i jego ruchów. Przypuszczalnie antyklinorium wywierało tu mniejszy wpływ niż podczas kredy dolnej, gdyż morze było głębsze. Najgrubsze osady górnej kredy zgromadziły się po zachodniej jego stronie w synklinorium mogileńsko-lódzkim, gdzie między Turkiem a Kłodawą osiągają swoje maksimum — 2 600 m. Odpowiednie piętra kredy po wschodniej stronie antyklinorium, na brzegu synkliny brzeźnej mają mniej niż połowę miąższości. W kierunku zachodniego brzegu miąższość osadów maleje bardzo szybko. Granicą zachodnią warstw kredy jest granicą erozyjną. Na krze saksońskiej zachowały się osady kredowe tylko w części północnej oraz w niecce szczecińskiej i dalej w Meklemburgii. Miąższość ich jest tam większa na ogół niż na płycie rosyjskiej wahając się 450÷760 m przy uwzględnieniu tylko punktów z pełnym wykształceniem stratygraficznym (fig. 13).

W Danii po południowo-zachodniej stronie bruźdy miąższości kredy górnej przekraczają nieco 700 m, z tym że jest tu obecny cały dan. W osi bruźdy, jak wskazują niekompletne niestety dane, miąższość kredy jest dwukrotnie większa. W wierceniu w Höllviken w Skanii położonym na skraju bruźdy całkowita miąższość kredy górnej wynosi 1 200 m. Na południowym odcinku bruźdy miąższości kredy górnej nie są dokładnie

poznane wynoszą około 1 000 m zarówno w synklinorium miechowskim jak i w synklinie brzeźnej.

Pod koniec kredy górnej w połowie mastrychtu nastąpiło wynurzenie całej bruzdy duńsko-polskiej w Polsce i morze przetrwało do trzeciorzędu tylko na jej przedpolu, to znaczy w synklinie brzeźnej, która ruchom dźwigającym nie podległa oraz na przyległej części płyty rosyjskiej i tarczy bałtyckiej. Ostateczna regresja nastąpiła w paleocenie.

REGIONY SEDYMENTACYJNE NA BRZEGU FENNOSARMACJI

Dla zilustrowania globalnej miąższości osadów na krawędzi płyty przedstawiam zestawienie liczbowe:

Maksymalne miąższości osadów w m	Kra saksońska	Bruzda duńsko-polska	Płyta rosyjska przy krawędzi
Kreda górna	760	3 000	500
Kreda dolna	50	450	50
Jura górna	150	1 080	530
Jura środkowa	300	700	110
Jura dolna	500	1 300	50
Trias górny	560	680	120
Trias środkowy	310	300	5
Trias dolny	1 000	1 340	155
R a z e m	3 630 m	8 850	1 520 m

Z powyższego zestawienia wynika wyraźnie, że na płycie rosyjskiej w pobliżu jej południowo-zachodniej krawędzi gromadziło się sześciokrotnie mniej osadów niż w bruzdzie przed krawędzią płyty. Mniejszy kontrast jest między miąższością osadów na południowo-zachodnim obrzeżeniu bruzdy, czyli na krze saksońskiej, i w bruzdzie. Na krze jest dwa i pół razy cieńszy płaszcz osadów mezozoicznych niż w bruzdzie.

Analizując dalej powyższy materiał liczbowy starałem się prześledzić jak się zmieniała intensywność sedimentacji w poszczególnych regionach w czasie — w kolejnych okresach.

Maksymalna miąższość osadów w m	Kra saksońska	Bruzda duńsko-polska	Płyta rosyjska przy krawędzi
Kreda	810 (23 %)	3 450 (100 %)	550 (16 %)
Jura	950 (31 %)	3 080 (100 %)	690 (22 %)
Trias	1 870 (80 %)	2 320 (100 %)	280 (12 %)

W nawiasach podane są miąższości w procentach, przyjmując dla danego okresu miąższość w bruzdzie za 100%. Widać z tego zestawienia, że

w początku mezozoiku osiadanie dna bruzdy w stosunku do kry saksońskiej było niewielkie, gdyż niewielkie są różnice miąższości osadów. Różnice te, a zatem i szybkość obniżenia dna bruzdy osiągnęły największą wartość w kredzie.

Dalej pewne światło na omawiane zagadnienie rzuca porównanie miąższości osadów lądowych i morskich. Można to zrobić jedynie w przybliżeniu, uznając trias środkowy, jurę środkową i górną oraz kredę górną za epoki o przeważającej sedimentacji morskiej, a pozostałe — o przeważającej sedimentacji lądowej.

Maksymalna miąższość osadów w m	Kra saksońska	Bruzda duńsko-polska	Płyta rosyjska przy krawędzi
morskich	1 520 (30 %)	5 080 (100 %)	1 145 (23 %)
lądowych	2 110 (56 %)	3 670 (100 %)	375 (10 %)

Z tego zestawienia wynika, że różnica między miąższością osadów na płycie i w bruzdzie była 2,5-krotnie większa w epokach lądowych niż podczas zalewów morskich. Dowodzi to, że obszar płyty był denudowany w epokach lądowych i że krawędź jej tworzyła wówczas brzeg morfologiczny, jak to ma do dziś miejsce na odcinku duńskim.

Drugi wniosek wynikający z powyższego zestawienia — a mianowicie że różnica miąższości osadów między krą i bruzdą była mniejsza w epokach lądowych, a większa w morskich — wymaga tłumaczenia bardziej złożonego. Przede wszystkim trzeba stwierdzić, że kra saksońska na ogół nie stanowiła podczas epok lądowych obszaru alimentacyjnego dla bruzdy, rolę tę spełniała tarcza bałtycka i płyta rosyjska oraz wyniesiony łańcuch waryscyldów od południa. W górnej jurze, gdy trwał zalew morski w bruzdzie i na płycie, nastąpiło wynurzenie wschodniej i północnej części kry saksońskiej. W górnej kredzie w środkowym mastrychcie nastąpiło analogiczne wynurzenie, gdy morze ustąpiło z całego obszaru Niemiec i Polski zachodniej aż po synklinę brzezną.

BRUZDA DUŃSKO-POLSKA JAKO GEOSYNKLINA

Na podstawie powyższych rozważań nasuwa się wniosek, kilkakrotnie już podnoszony w literaturze, że bruzda duńsko-polska stanowi geosynklinę. Nie wdaję się na razie w dyskusję słuszności takiego twierdzenia oraz ściślejszej klasyfikacji geosynkliny. Omawiając jej rozwój podkreślę zjawiska, które mają zasadnicze znaczenie dla takiej dyskusji.

Historia prekambriu i paleozoiku obszaru krawędzi płyty wskazuje — zgodnie z tym co powiedziałem w rozdziale o podłożu podmezozoicznym — na skośne ustawienie łańcuchów starych gór w stosunku do krawędzi. Dlatego geosynklinę należy uznać za mezozoiczną i wiązać ją z górotwórczością alpejską. Być może, że w przyszłości bliższe poznanie podłoża paleozoicznego zmusi do zrewidowania tego poglądu.

W triasie, a być może już w cechsztynie, na skutek nacisku Fenno-sarmacji, na pofałdowany w paleozoiku obszar Europy zachodniej i po-

łudniowej nastąpiło wygięcie podłoża na przedpolu płyty. Powstała podłużna, peryferyczna w stosunku do krawędzi depresja, która przełamała łańcuch warwyscydów na linii synklinorium łódzko-miechowskiego. Najsilniejsze dyslokacje miały miejsce przy krawędzi płyty, natomiast południowo-zachodni brzeg bruzdy powstał przez łagodne nachylenie podłoża ku napierającej krawędzi.

Obszar zapadnięty szybko zapełniał się osadami. Stale trwający nacisk i stopniowe zwięzanie bruzdy spowodowało sfałdowanie ogromnej miąższości nagromadzonych osadów. Sfałdowanie nastąpiło na obszarze położonym przed krawędzią płyty rosyjskiej. Można by powiedzieć, że krawędź zgarnęła i spiętrzyła przed sobą osady w formie antyklinorium środkowopolskiego. Na południu w obszarze dolnego Sanu były to skały ryfeju i kambru, na terenie warwyscydów — skały paleozoiczne, a na Kujawach — skały mezozoiczne.

Wypiętrzanie antyklinorium związane z fałdowaniem przedpola łączyło się jednocześnie z dalszym wgniataniem podłoża bruzdy, a więc z ruchami obniżającymi, które na ogół dominowały. Sumowanie się tych ruchów przeciwnych musiało lokalnie prowadzić do powstawania płyczn i redukcji sedymentacji (J. Znosko, 1957). Potęgowały to jeszcze ruchy soli, które zaznaczały się już od górnego triasu (J. Samsonowicz, 1954).

Na przestrzeni całej bruzdy nacisk był niejednorodny. Należy przyjąć, że bliżej źródła ruchów skorupy ziemskiej, a więc na południu, był on silniejszy. Tłumaczyłoby to brak śladów sfałdowania osadów na duńskim odcinku bruzdy. Ruchy poziome na krawędzi tarczy bałtyckiej były tam niewielkie i spowodowały tylko wgięcie podłoża oraz wzmożoną sedymentację w powstałej bruzdzie, jednak bez sfałdowania osadów. Dalej na południu na brzegu tarczy bałtyckiej na Pomorzu doszło już jednak do utworzenia fałdów. Cała szerokość bruzdy jest tu zajęta przez fałdy. Największe z nich (antyklina Kamienia) skupiają się przy przeciwnej brzegowi płyty stronie bruzdy i są zdyslokowane fleksurowo ewentualnie obalone na zewnątrz — w kierunku południowo-zachodnim. Taki charakter fałdów musi się wiązać ze stosunkowo płytko leżącym podłożem krystalicznym stopniowo schodzącym w dół. W związku z tym płaszcz osadowy grubieje również stopniowo ku SW i przy brzegu bruzdy, gdzie jest najgrubszy, był najbardziej podatny na fałdowanie.

Należy również stwierdzić, że cały obszar bruzdy przyległy do tarczy bałtyckiej nie uległ poważniejszym ruchom obniżającym w młodszym mezozoiku. Rejestrują to stosunkowo cienkie osady malmu i dwukrotnie mniejszej miąższości osady kredy górnej w porównaniu z obszarem przylegającym do płyty rosyjskiej.

Na południe od tarczy bałtyckiej między Chojnicami a Bydgoszczą podłoże krystaliczne szybko się obniża, w związku z czym w strefie dolnej skarpy tworzy się fałd brzeżny Chojnic. Struktura krawędzi i bruzdy jest tu w zasadzie analogiczna jak na południu. Główna różnica polega na niewytworzeniu się na Pomorzu w południowo-zachodniej części bruzdy synklinorium. Jest to skutek większej sztywności podłoża północnych Kujaw, gdzie przebiega w głębi domniemany stary grzbiet górski.

Na obszarze położonym na południe od tarczy bałtyckiej nastąpiło pod wpływem silnego nacisku załamanie krawędzi płyty i utworzyła się górna skarpa płyty rosyjskiej. W Polsce południowej załamanie krawędzi płyty

nastąpiło już w środkowej jurze i wówczas powstała tam na stopniu synklina brzeźna, jako basen sedymentacyjny między Górami Świętokrzyskimi a płytą. Świadczy o tym znaczna miąższość osadów malmu w synklinie brzeźnej w stosunku do płyty. W środkowej i północnej Polsce synklina brzeźna powstała prawdopodobnie dopiero w górnej kredzie, gdyż w tym okresie zaznaczają się pierwsze zmiany miąższości osadów na linii skarpy. Wcześniejsze powstanie synkliny brzeźnej w Polsce południowej, tłumaczy się tym, że na południu nacisk był najsilniejszy, poza tym przed krawędzią płyty były tam stare góry, które stawiały największy opór naciskowi i deformacji.

Podczas ruchów laramijskich górotwórczości alpejskiej nastąpiło ostateczne wydźwignięcie i sfałdowanie całego przedpola płyty rosyjskiej z wyjątkiem synkliny brzeźnej. Najsilniej wydźwignięty został obszar antyklinorium środkowo-polskiego. W synklinie brzeźnej natomiast, w górnym mastrychcie, danie i paleocenie, powstał krótkotrwały zbiornik sedymentacyjny, którego osady miejscami wchodziły również na płytę. Zbiornik ten można porównać z rowem przedgórskim, a zgromadzone w nim osady — z molasą. W ostatniej fazie ruchów laramijskich na pograniczu paleocenu i eocenu i ten obszar został wynurzony.

Tak nakreślony obraz geologiczny bruzdy duńsko-polskiej nie odpowiadałby ściśle pojęciu geosynkliny ze względu na brak objawów syngenetycznego z orogenezą wulkanizmu. Niewątpliwie zjawiska te na większą skalę nie miały tu miejsca. Jednak pewne objawy czynnego magmatyzmu prawdopodobnie mezozoicznego zostały stwierdzone w obrębie bruzdy. S. Pawłowski (1947) wykrył żyły diabazu przecinające z północy na południe fałdy waryscydów w centrum Gór Świętokrzyskich. J. Czarnocki (1950) na podstawie ich stosunku do otoczenia stwierdza, że wiążą się one z orogenezą powaryscyjską i dyslokacjami o kierunku południkowym. Tą następną orogenezą była tylko orogeneza alpejska z główną fazą laramijską. Dyslokacje południkowe w centralnej części Gór Świętokrzyskich tak genezą, jak i czasem powstania wiążą się ściśle z ruchami górotwórczymi w mezozoiku, — jak to wynika z prac J. Samsonowicza (1929) J. Czarnockiego (1950) i W. Pożaryskiego (1948) — co potwierdza przypuszczenie, że również związane z nimi żyły diabazu powstały w mezozoiku.

Tego ostatniego wniosku nie można jednak uznać za udowodniony, jest to jedynie przypuszczenie, z którym należy się liczyć na przyszłość przy dyskusowaniu wieku diabazów.

Referat wygłoszony na Sesji Naukowej I. G.
w dniu 28 marca 1957 r.

PIŚMIENNICTWO

- BAKIROV A. A., (1955) — Próba zbadania geologii podłoża krystalicznego platformy rosyjskiej (tłum. z ros.) Wyd. Geol. Warszawa.
- BROCKAMP B. (1941) — Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordostdeutschland. Jb. Reichsamt. f. Bodenforsch., 61, S. 157—185. Berlin.

- BROTZEN F. (1945) — De geologiska resultaten från borrhingarna vid Höllviken. Sv. Geol. Unders. [C], 465, nr 7, S. 1—64.
- BROTZEN F., POŻARYSKA K. (1957) — The Paleocene in Central Poland. Acta Geol. Pol., 7, z. 3. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1950) — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złóż rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI A. (1954) — Mapa grawimetryczna Polski w skali 1 : 1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI A. (1957) — Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle badań geofizycznych. Kwart. Geol., 1, nr 1, str. 31—38. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956a) — Mapa magnetyczna w skali 1 : 1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956b) — Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. Prz. Geol., nr 8, str. 341—344. Warszawa.
- GREGERSEN A., SORGENFREI T. (1951) — Exploration of the subsurface geology of Denmark. Medd. Dansk. Geol. För., 12, H. 1. København.
- KISŁOW A. (1951) — Południowo-zachodnia krawędź platformy wschodnio-europejskiej między Morzem Bałtyckim a Karpatami. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, z. 4, str. 479—482. Kraków.
- KÖLBEL H. (1956a) — Über wechselnde Tendenzen in der tektonischen Entwicklung Westmecklenburgs. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- KÖLBEL H. (1956b) — Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands. Z. f. angew. Geol., 2, H. 1, S. 9. Berlin.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1952) — Zarys geologii Polski. PWN. Warszawa.
- LAUTERBACH R. (1955) — Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik. Gerlands Beitr. zur Geophysik, 64, H. 3. Leipzig.
- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J. (1918) — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. Pr. Tow. Nauk. Warsz., 31. Warszawa.
- MEINHOLD R. (1956) — Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Bereiche der geophysikalischen Anomalien der Prignitz. Jb. Wiss. Zeitschr. d. Karl-Marx-Univ., 5, H. 5. Leipzig.
- MEINHOLD R. (1956) — Bemerkungen zur Frage des Salzaufstieges. Freiburger Forschungshefte [C], H. 22. Freiberg.
- NOWAK J. (1913) — O kredzie zachodniej części Podola i Wołynia. Spraw. Tow. Nauk., 6, z. 8, str. 765—803. Warszawa.
- OLCZAK T. (1951) — Mapa grawimetryczna Polski. Biul. Państw. Inst. Geol., 64. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947a) — Anomalie magnetyczne w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 44. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947b) — Anomalie magnetyczne w okolicy wsi Św. Katarzyna-Psary. Biul. Inst. Geol., 35. Warszawa.

- PAWŁOWSKI S. (1948) — Badania grawimetryczne Nörngaarda w środkowej Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 47. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1952) — Kilka zagadnień geofizycznych w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 7. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1953) — Badania magnetyczne w latach 1941—1944. Biul. Inst. Geol., 15. Warszawa.
- POBORSKI J. (1957) — Cechsztyńska struktura solna Izbica-Łęczycza. Przegl. Geol., nr 1, str. 31—32. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1948) — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. Państw. Inst. Geol., 46. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1952) — Podłoże mezozoiczne Kujaw. Biul. Państw. Inst. Geol., 55. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956a) — Regionalna Geologia Polski, 2. Region Lubelski. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1956b) — Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. Prz. Geol., nr 6, str. 237—241, Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1957) — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. Kwart. Geol., 1, z. 1, str. 7—31, Warszawa.
- POŻARYSKI W., RÜHLE E. (1956) — Carte géologique de Pologne (sans formations quaternaires et tertiaires). Inst. Geol. Warszawa.
- RICHTER-BERNBURG G. (1949) — Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. S. 37—43. Hannover-Celle.
- RÓŻYCKI Z. S. (1957) — Dolna jura południowych Kujaw. Biul. Inst. Geol. (w druku). Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1954) — Sur l'âge de déformation des dômes salifères sur l'anticlinorium de Couyavie. Bull. Acad. Pol. Sc., Cl. 3, 2, nr 2, p. 93—95. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. Spraw. Państw. Inst. Geol., 5, z. 1—2. Warszawa.
- SZATSKIJ N. S. (1956) — Tektoničeskaja karta SSSR i soprjedeljnych stran (1 : 5 000 000). Moskwa.
- TEISSEYRE W. (1893) — Całokształt płyty paleozoicznej Podola Galicyjskiego. Kosmos., 18, str. 319. Lwów.
- TORNQUIST A. (1908) — Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes. Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb., 49, S. 1—12. Königsberg.
- VOIGT E. (1954) — Das Norddeutsch-Baltische Flachland in Rahmen des europäischen Schollenmosaiks. Mitt. Geol. Staatsinst., H. 23, S. 18—37. Hamburg.
- ZNOSKO J. (1957) — Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszlowców sydereitycznych. Kwart. Geol., 1, nr 1, str. 90—104. Warszawa.
- ZWERGER R. (1948) — Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. Abh. d. Geol. L.-A. N. F., H. 210. Berlin.

Władysław POŻARYSKI

THE SOUTHWESTERN MARGIN OF FENNO-SARMATIA

Summary

The enormous progress of geological research in Poland makes possible a new precise determination of the geology of the border zone between the southwestern part of Europe with its folded structure, and the northeastern part with its platform character (Fenno-Sarmatia). There have been prepared the following detailed maps of Poland: a gravimetric one, scale 1 : 1 000 000 (A. Dąbrowski 1954) and a magnetic one, scale 1 : 1 000 000 (A. Dąbrowski and K. Karaczun 1956a). The magnetic research has disclosed a shallow substratum of magnetically active rocks in northeastern Poland which belongs to the Russian platform; the depth of this substratum is from 0.3 to 5 km. In southwestern Poland, located in the forefield of this platform, this depth exceeds 10 km. It has also been established that along the margin of the platform there extends a step, 30 to 90 km. wide, for which the depth of magnetically active rocks amounts to 5 to 10 km. Upon this step there has developed a syncline, called the marginal syncline of the Russian platform (W. Pożaryski 1956). In order to ascertain the structure of this syncline, two cross-sections were plotted by the method of reflection and refraction seismic methods; results of test drillings were also used (Fig. 2, Fig. 3). In this manner it has been verified that the marginal syncline has developed in the Upper Cretaceous simultaneously with the formation of the great middle Polish anticlinorium. This anticlinorium was formed on the area of a deep and narrow sedimentation basin, called the Polish-Danish furrow, situated immediately ahead of the margin of the Baltic shield and the Russian platform. The anticlinorium was created by horizontal movements compressing the furrow; there followed a slight overthrust upon the platform along its margin. This overthrust appears distinctly in Pomerania and in southern Poland only, where the crystalline substratum lies at a shallower depth (Fig. 1).

The tectonics of the Danish-Polish furrow are simple. In Denmark this furrow constitutes a fairly regular syncline. In northern Poland almost its entire width is occupied by the Kujawy — Pomerania anticlinorium; in central and southern Poland this anticlinorium takes up two thirds of the furrow, bordering upon the margin of the platform, or — more exactly — upon the marginal syncline which has developed upon the depressed margin of the platform. Along the southwestern side of the anticlinorium there has developed the Mogilno — Łódź — Miechów synclinorium.

The substratum of the Mesozoic sediments in the Danish — Polish furrow is very much differentiated, especially in southern Poland, where this furrow cuts obliquely across ancient mountains.

South of the Święty Krzyż Mountains there passes the Archean, perhaps even Algonkian or Pre-Caledonian Franco-Podolian ridge (M. Książkiewicz and J. Samsonowicz 1952). Underneath the Mesozoic and Cenozoic sediments there lie Pre-Cambrian rocks which are elevated in the axis of the furrow, and which along their margins, are covered by moderately thick Palaeozoic sediments. This elevation passes into the extension of the Kujawy — Pomerania anticlinorium and constitutes the southern sector of an anticlinal elevation in the axis of the Danish — Polish furrow, which elevation dips beneath the Carpathians.

North of the Franco — Podolian ridge, through Kielce and Sandomierz, there extends almost due East a range of Sandmirides which originated in the Camb-

rian. Their extension towards West has not been clarified, while towards East they undoubtedly reached the Podolian platform, exerting a marked influence upon the formation of the Danish — Polish furrow in this sector.

The Święty Krzyż Variscides disclose, in contrast with the Sandomirides, distinctly an extension towards West.

Upon the southern rim of the Pomeranian sector of the furrow, there may be observed a magnetic anomaly. It starts near Bydgoszcz and initially proceeds due West as far as Piła, where it turns in an arch towards Northwest as far as the Oder estuary. Earlier already, German geologists (R. Zwerger 1948) noticed this anomaly along the lower course of the Oder river, linking it with a ridge of Caledonides passing towards Jutland. The significance of this anomaly in western Pomerania. I have discussed in my previous paper (W. Pożaryski 1957). There is no doubt that the eastern sector of this anomaly ties up with some ancient mountain ridge proceeding as far as the margin of the platform near Bydgoszcz. The probability of this interpretation is enhanced by the fact that along its entire length this anomaly passes approximately parallel with the margin of the Baltic shield and the directions of ancient mountain ridges in southern Poland.

The Mogilno — Łódź — Miechów synclinorium is asymmetrical. Its western side adjacent to the Saxon block, is flat and dissected by transversal faults. The side which is in contact with the Kujawy — Pomerania anticlinorium is very steep and folded into numerous longitudinal folds. Dissecting the range of Variscides and Sandomirides the synclinorium becomes narrower and changes direction. Between Bydgoszcz and Poznań the synclinorium ends; most probably, a barrier to this depression existed there probably in the shape of an ancient mountain system marked by a magnetic anomaly.

In the South, the Kujawy — Pomerania anticlinorium has developed upon ancient mountains which — during the formation of the anticlinorium — were elevated and fractured. In its middle part, the anticlinorium is composed of a number of brachy-anticlines all of which probably are salt structure. In the region of Bydgoszcz, the anticlinorium changes direction from SE-NW to ESE-WNW, conformably to the curvature of the margin of the platform, and to the trend of the ancient mountain ridge in the substratum.

In northern Poland, the anticlinorium occupies the entire width of the furrow and is flat, covered by low, long anticlines extending along its axis. Its southwestern slope is the older one. The folds do not disclose any feature of salt domes, which probably is due to the decreased plasticity of salt containing a marked admixture of terrigenous material.

The sedimentation within the Danish — Polish furrow has been depicted by a number of figures (from 6 to 13). The sedimentation in the geosyncline is six times greater than upon the Russian platform, and two and one half greater than upon the Saxon block.

The Danish — Polish furrow constitutes a Mesozoic geosyncline of Alpine orogeny.

Due to the stress of Fenno-Sarmatia upon the area of western and southern Europe which had been folded during the Palaeozoic, there occurred during the Triassic, or perhaps during the Zechstein already, a depression of the substratum upon the forefield of Fenno-Sarmatia. There was formed an elongated depression which broke through the ridge of Variscides upon the line of the Mogilno — Łódź — Miechów synclinorium. The most marked dislocation took place at the margin of

the platform, while the southwestern rim of the furrow was formed by a gentle tilting of the substratum towards the impelling margin.

The depressed area was promptly filled in by sediments. But the enduring pressure, combined with a gradual narrowing of the furrow, brought about a folding of these sediments which had meanwhile grown to great thickness. In the sector adjoining the Russian platform, this folding took place directly at the margin of the platform. We might risk the expression that this margin compressed and piled up the sediments thus forming the middle Polish anticlinorium. Further South, in the area of the lower San river, these rocks were of Ryeftian and Cambrian age; on the area of the Variscides they were Palaeozoic rocks, while in Kujawy — Mesozoic rocks too.

Upon the entire length of the furrow the stress was not of uniform force. It must be presumed that nearer the origin of the crustal earth movements, i. e. in the South, this stress was more powerful. This would explain the absence of folding upon the Danish sector of the furrow. The horizontal movements along the margin of the Baltic shield were relatively feeble and caused but a depression of the substratum and an augmented sedimentation in the furrow without, however, any folding of the sediments. Further South, along the margin of the Baltic shield, in Pomerania, there already folds were formed. Here the entire width of the furrow is filled by folds. The largest among them (anticline of Kamień) are concentrated upon the side of the furrow which is opposite to the margin of the platform, and are dislocated by flexures, partly even inverted outwards, i. e. in a southwestern direction. Such shape of the folds suggests a relatively shallow, gradually pitching crystalline substratum. Correspondingly, the mantle of sediments also gradually increases in thickness towards southwest; and along the rim of the furrow, where this mantle was thickest, it also was the most predisposed to being folded.

It also should be stressed that the entire sector of the furrow along the Baltic shield has not been exposed to any noteworthy movements during the Younger Mesozoic. This is indicated by the relatively thin Malm deposits, and by sediments of the Upper Cretaceous which here are of but half the thickness compared with the sector which is adjacent to the Russian platform.

South of the Baltic shield, between Chojnice and Bydgoszcz, the crystalline substratum quickly pitches, therefore the anticlinorium is adjacent to the platform, and upon its lower scarp there is formed the Chojnice marginal fold. In principle, the structure of margin and furrow is here identical as in the South. The main difference, however, is the fact that in Pomerania no synclinorium has been formed in the southwestern part of the furrow. This is due to the greater rigidity of the substratum of northern Kujawy, where there is supposed to extend in the depth ancient mountain ridge.

In southern Poland, during the Malm, a further powerful stress brought about a fracturing of the margin of the platform in the shape of a step which in turn became downward warped; on top of it there was formed the sedimentary basin of a marginal syncline. In middle and northern Poland this basin was not created until during the Upper Cretaceous. This may be interpreted by the assumption that in the South the stress has been most powerful, and that ahead of the margin of the platform there were extended ancient mountain ridges which presented the main obstruction to the stress, — so that deformation affected not so much the forefield than the margin of the platform.

During the Laramide folding caused by the Alpine orogeny, there took place the ultimate uplifting of the entire forefield of the platform; the vanishing stress

caused the sinking of the frontal step of the Russian platform and the formation of a short-lived sedimentation basin of a marginal syncline. This basin may be compared with foredeep, and sediments accumulated therein with a molasse. During the last phase of the Laramide movements, at the boundary between Palaeocene and Eocene, this region emerged too.

Within the range of the furrow there have been ascertained features of active magmatism of probably Mesozoic age; they consist of diabase veins which dissect from North to South the Variscan folds in the central part of the Święty Krzyż Mountains.