

Władysław POŻARYSKI

## Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Nizu Polskiego

### WSTĘP

Struktura geologiczna podłoża Nizu Polskiego rozpoznawana jest prawie wyłącznie na podstawie wierceń i metodami geofizycznymi, stąd stosunkowo późno zaczęły się rozwijać poglądy na tektonikę tego obszaru. Stosowanie tych metod na szerszą skalę datuje się dopiero od drugiej wojny światowej. Do tego czasu najczęściej wniosły do rozwiązania tego zagadnienia prace W. Teisseyra (1893, 1920), A. Tornquista (1910), J. Lewińskiego i J. Samsonowicza (1918), C. Kuźniara (1922), M. Limanowskiego (1922), A. Łuniewskiego (1923), J. Samsonowicza (1924, 1929), J. Nowaka (1927), J. Lewińskiego (1933).

Okres powojenny dostarczył, wobec wielkiego rozwoju prac wiertniczych i geofizycznych, bardzo liczne publikacje. Najważniejsze to prace: B. Arenia i S. Pawłowskiego (1958), A. Dąbrowskiego (1957), A. Dąbrowskiego i K. Karaczuna (1956), M. Książkiewicza i J. Samsonowicza (1952), S. Pawłowskiego (1947, 1948, 1952, 1953), J. Poborskiego (1957, 1960), W. Pożaryskiego (1948, 1952, 1956, 1957*a, b*, 1960, 1963), J. Skorupy (1959), S. Sokołowskiego i J. Znoski (1959, 1960), A. Tokarskiego (1958, 1961), J. Znoski (1961). Rozwój poglądów na tektonikę podłoża Nizu został wyczerpująco omówiony w pracy W. Pożaryskiego z 1960 r.

Prócz wyżej wymienionych ukazało się w ostatnich latach bardzo dużo prac o charakterze przyczynkowym, wnoszących sporo materiału do omawianego zagadnienia, których tu już szczegółowo nie cytuję. Są to prace głównie geologów przemysłu naftowego i Zakładu Geologii Nizu I.G., między innymi R. Dadleza, J. Dembowskiej, M. Jaskowiak, S. Marka, K. Mrozka, T. Niemczyckiej, A. Raczyńskiej, J. Sokołowskiego, J. Stemulaka, A. Szyperko, S. Tyskiego, A. Żelichowskiego.

Największym jednak postępem w poznaniu struktury i tektogenezy pokrywy osadowej paleo- i mezozoiku było opracowanie badań I etapu rozpoznania geologicznego podłoża Nizu. Dzięki intensywnej półrocznej pracy zespołowej kilkudziesięciu geologów, przepracowano i zsyntetyzowano kolosalny materiał faktyczny, zgromadzony dzięki badaniom Instytutu Geologicznego i przemysłu naftowego. Pozwoliło to ukształtować

pogląd na strukturę warstw do głębokości na ogół 3000 m, a niekiedy nawet do około 8000 m. Na podstawie takiego materiału można się było pokusić o podzielenie całej pokrywy osadowej na elementarne kompleksy strukturalne, rozdzielone momentami diastrofizmu, oraz ustalenie kolejno dla każdego z nich, struktury i tektonogenezy. Wobec tego straciło na znaczeniu opieranie poglądów na tektonikę Niżu na analogiach z innymi obszarami. Wszystkie dotychczasowe syntetyczne poglądy oparte były bądź to wyłącznie na bardzo słabych pośrednich przesłankach, np. prace C. Kuźniara i M. Limanowskiego, bądź też współczesne — na pojedynczych faktach. Przedstawione tu wyniki mogą pozornie wydawać się równie mało szczegółowe od dotychczas ogłoszonych, jednak wartość ich jest inna, ibo zawsze tu oparta na materiale dowodowym.

\*  
\*            \*  
\*

Kompleksy tektoniczne warstw osadowych można by nazwać następująco: pokrywa kaledońska — obejmująca osady od eokambriu do syluru włącznie; pokrywa warwyscyjska — osady karbonu i dewonu (prócz żedynu); pokrywa powarwyscyjska<sup>1</sup> — osady permu i mezozoiku z paleocenem włącznie.

## POKRYWA KALEDOŃSKA NA OBSZARZE PLATFORMOWYM

Na platformie, w jej strefie wewnętrznej, osady dolnego paleozoiku powyżej górnej skarpy są z reguły niezaburzone. Wypełniają obecnie niezbyt głębokie depresje typu synekliz, przedzielonych anteklizami. Dotychczas brak jest danych, które by wskazywały na przekraczające ułożenie ordowiku na kambrze, czy syluru na kambrze i ordowiku. Przyjąć więc należy ogólnie zgodność ułożenia wzajemnego tych osadów, stanowiących względnie jednolity cykl sedymentacyjny i spoczywających niezgodnie na prekambryjskim podłożu (fig. 1). Wyrażna niezgodność występuje dopiero w stropie syluru, na którym spoczywają różnowiekowe osady paleozoiku młodszego i mezozoiku. Należy jednak podkreślić istnienie wyraźnych luk stratygraficznych na pograniczu ordowiku i syluru. Według prac H. Tomczyka (1960, 1962) na wyniesieniu Leby i w syneklizie perybałtyckiej na ordowiku leży wszędzie najniższy sylur (landowery), natomiast w obniżeniu podlaskim i na wyniesieniu zrębowym podlasko-lubelskim — bezpośrednio wyższe piętra syluru, w Mielniku i Kaplonosach — wenlok, a w Krzyżach nawet ludlow. Luka odpowiada synorogenicznym ruchom fazy takońskiej (E. Tomczykowa, 1962).

Ograniczenie luk stratygraficznych do południowej części obszaru platformowego Niżu dowodzi większej ruchliwości tego obszaru i wiąże się z mobilnością obszarów występujących na południe od Niżu Polskiego.

<sup>1</sup> Przyjęto termin: pokrywa powarwyscyjska, mimo że nie jest on ściśle konsekwentny z dwoma pierwszymi, ponieważ nie można wprowadzić terminu „pokrywa alpejska”, który w Europie wiąże się ściśle z wykształceniem facjalnym, nie tylko geosynkinalnym, ale i osadów mórz ciepłych (facja śródziemnomorska).

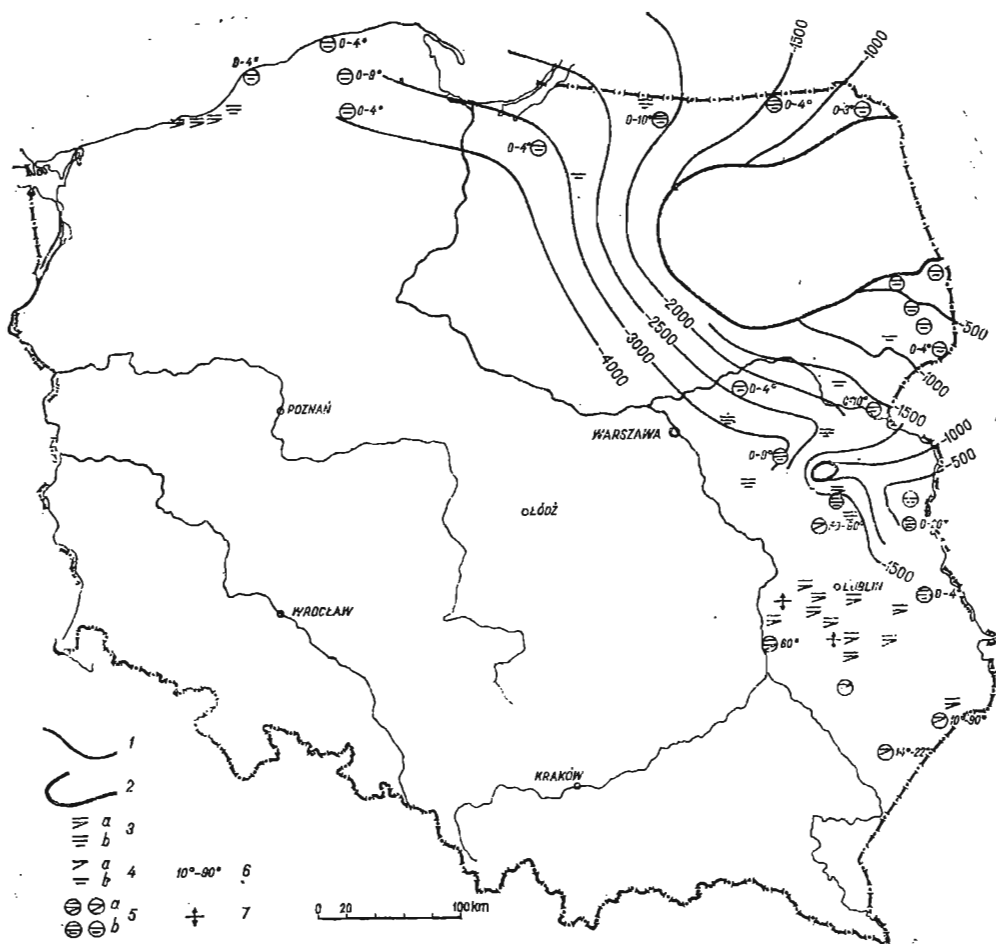


Fig. 1. Elementy tektoniczne pokrywy kaledońskiej — kambr—sylur (częściowo na podstawie prac K. Lenzion)

Tectonic elements of the Caledonian cover (Cambrian — Silurian), partly based on elaborations by K. Lenzion

1 — izolinie spągu pokrywy osadowej; 2 — zasięg występowania pokrywy osadowej; 3 — niezgodności (a) i zgodności (b) tektoniczne stwierdzone sejsmicznie na kontakcie pokrywy kaledońskiej z waryscyjską; 4 — a, b — jw. na kontakcie pokrywy kaledońskiej z powaryscyjską; 5 — a, b — jw. stwierdzone w otworach wiertniczych; 6 — kąty nachylenia warstw pokrywy kaledońskiej stwierdzone w otworach; 7 — przeguby antyklinalne na pojedynczych przekrojach sejsmicznych

1 — bottom isobath lines of sedimentary cover; 2 — extent of sedimentary cover; 3 — tectonic discordances (a) and concordances (b) seismically recorded at the contact zone of both the Caledonian and the Variscian covers; 4 — a, b — as above, at the contact zone of both the Caledonian and the Post-Variscian covers; 5 — a, b — as above, estimated in bore holes; 6 — inclination angles of the Caledonian cover strata estimated in bore holes; 7 — anticlinal bends visible on seismic profiles

W czasie trwania sedymentacji kambro-sylurskiej występowały stałe ruchy znacznie silniej obniżające strefę brzeżną platformy niż strefę wewnętrzną. Zbyt mało jest na razie obserwacji, by wyznaczyć dokładnie

ich rozmieszczenie, w szczególności przebieg ówczesnych osi niecek sedymentacyjnych.

Po zakończeniu sedymentacji nastąpiła synorogeneza młodokaledońska, według J. Samsonowicza fazy ardeńskiej (M. Książkiewicz i J. Samsonowicz, 1952). Zagadnienie to omawia szerzej H. Tomczyk (1962). Wówczas nastąpiło ostateczne ukształtowanie się obrazu tektonicznego wewnętrznej strefy platformowej. Powstałe w wyniku tych ruchów wielkie synklinalne formy strukturalne mają kierunki osi zbliżone do równoleżnikowego z pewnym odchyleniem ku WSW-ENE. Ściśle kierunku tego nie da się określić ze względu na nie dość regularne kształty form oraz brak na ogół przykrycia przez pokrywę dewono-karbońską, która by zakonserwowała pierwotną kaledońską rzeźbę. Wszystkie osie wielkich struktur są nachylone ku WSW. Pochylenie warstw na zboczach tych struktur jest bardzo niewielkie, gdyż nie przekracza kilku stopni.

Odmienne kształtowała się struktura kambro-syluru na terenie strefy brzeżnej synklinorium lubelskiego. Warstwy starszego paleozoiku nawiercone tu zostały czterema otworami: Rachów, Korytków, Kock i Ruda Lubycka. Pierwsze dwa leżą przy granicy synklinorium i antyklinorium środkowopolskiego, trzeci — na granicy wyniesienia zrębowego podlasko-lubelskiego. We wszystkich otworach warstwy są nachylone i stromiej ustawione niż przykrywające osady kaledońskie.

Bardzo ważnych faktów dostarczają prace sejsmiczne na Lubelszczyźnie. Pod niewątpliwie karbońską pokrywą, ustaloną tam na podstawie kilkunastu wierceń, występuje niezgodność w ułożeniu refleksów. O ile refleksy z karbonu czy też z dewonu i karbonu są bardzo wyraźne i dają się śledzić na bardzo długich odcinkach, to w piętrze strukturalnym niższym są na ogół krótsze i znacznie stromiej nachylone. Często upadły ich na liniach przekrojów skierowany jest w przeciwną stronę niż w wyżej leżących warstwach dewonu i karbonu. Ma to duże znaczenie, gdyż w tych przypadkach odpada podejrzenie wielokrotności refleksów, wznosi się więc ogromnie wiarygodność faktów. Wskazują one na istnienie tu piętra tektonicznego niższego od waryscyjskiego, silniej od niego zdyslokowanego. Wiek tego piętra strukturalnego definiują wiercenia Kock i Rachów. W Kocku nawiercono dolny żedyn (E. Tomczykowa, 1962), a w Rachowie — kambr (A. Tokarki, 1958). W Rudzie Lubyckiej, gdzie nawiercono sylur (E. Tomczykowa, 1962), leży on stosunkowo płasko i brak jest wyżej wspomnianego obrazu sejsmicznego.

Układ refleksów dolnopaleozoicznego piętra strukturalnego jest często monoklinalny i, co ciekawsze, występują one z reguły w jądrze antyklinliny lub synkliny ścięte i przykryte przez warstwy dewono-karbońskie. Dowodzi to istnienia ruchów fałdowych kaledońskich. Ważnym zagadnieniem jest kierunek przebiegu tych fałdów. Przy obecnym stanie rozpoznania nie można go określić. Dane wiertnicze i sejsmiczne są zbyt skąpe. Zdjęcie grawimetryczne daje co prawda wyraźne anomalie tej samej skali wielkości powierzchniowej co i fałdy. Wykazują one przede wszystkim dwa wyraźne kierunki osi NW — SE i WNW — ESE i sporadycznie WSW — ENE. Pierwszy kierunek wiąże się zupełnie wyraźnie z tektoniką mezozoiku, drugi niemniej wyraźnie z pokrywą waryscyjską,

trzeci, być może, odzwierciedla kierunek fałdów kaledońskich. Prześlanką pośrednią jest kierunek sąsiadujących z Lubelszczyzną fałdów kambryjskich pod Sandomierzem. Jest to kierunek równoleżnikowy z odchyleniem ku WNW — ESE, jak podaje S. Samsonowicz (1934) i potwierdzają szczegółowe badania C. Żaka (1962) w Górach Pieprzowych pod Sandomierzem. Według tego ostatniego, poza dominującym kierunkiem wschód-zachód, występuje tam kierunek rozciągłości NNE — SSW, NE — SW i WNW — ESE. Obserwacje S. Orłowskiego na tym obiekcie (informacja ustna) wskazują na dominację kierunku o azymucie 70 do 80°.

Wielka synklinalna kaledońska forma tektoniczna na platformie — obniżenie podlaskie — ma również ten sam kierunek. Przedstawione fakty mają jednak wartość tylko pośrednią. W każdym razie w ich świetle hipoteza alternatywna równoleżnikowego lub zbliżonego do WSW — ENE kierunku fałdów kaledońskich na terenie Lubelszczyzny zachodniej musi być wzięta pod uwagę obok innych kierunków. Należy dodać, że do obecnej chwili nie uzyskaliśmy żadnych danych dotyczących kierunku fałdów starszego paleozoiku na antyklinorium dolnego Sanu łącznie z antykliną Biłgoraja i w niecce lwowskiej.

Inną hipotezę NW — SE przebiegu kaledonidów wysuwa J. Znosko (1962, str. 499), nie podbudowuje jej jednak dowodami, ani przesłankami. Powołuje się jedynie na obraz grawimetryczny pisząc: „Za takim ujęciem może przemawiać ciągłość grawimetrycznego wyżu Biłgoraja i Rachowa, który, jak wiemy, związany jest ze sfałdowanym starszym paleozoikiem, dalej ku NW jako grawimetryczny wyż Kujaw i Pomorza“. Zagadnienie to było opracowane szczegółowo (W. Pożaryski, 1948, 1957; S. Pawłowski, 1952) i udowodniono związek genetyczny wyżu Rachowa nie z wyżem Kujaw i Pomorza, a z anomalią Chojnic oraz laramijski wiek powstania tych struktur. Hipoteza kierunku NW — SE kaledonidów lubelskich nie ma więc również podstaw.

## POKRYWA KALEDOŃSKA NA OBSZARZE FAŁDOWYM

Starszy paleozoik w obrębie szwedzko-duńskiej części obszaru paraeosynkliny jest dobrze poznany tylko w Skanii. Mamy tam do czynienia z silnie sfałdowanym i złuskiowanym kambro-sylurem. Rozciągłość fałdów jest tam bardzo zmienna: od N 85°W poprzez NW i N do N 26° E z wergencją przeważnie ku NE, E i SE, przy ogólnej rozciągłości NW—SE (M. Lindström, 1960). Fałdy są przecięte licznymi dajkami dolerytowymi i melafirowymi o kierunku NW—SE, z których przynajmniej część (kongodoleryty) pochodzi z okresu późnosylurskiego. Miąższość syluru w Skanii jest znaczna według G. Regnéll'a (1960), dochodząca do 1500 m. F. Brotzen (1960) ocenia miąższość kambro-syluru w synklinie Malmö—Ystad na 3500 m.

Obszar sfałdowanego kambro-syluru ciągnie się od wychodni dalej na zachód w podłożu Skanii zachodniej na obszar wysp duńskich, jak tego dowodzą osady tego wieku nawiercone w południowej części Zealandii w Slagelse (G. Larsen i A. Buch, 1960). Mają tam one upad 20° i są przykryte poziomo leżącym permem dolnym.

Dalej na południowy zachód, już na południowo-zachodnim krańcu parageosynkliny, nawiercono w Arkonie na Rugii pod permem ordowik w facji ilasto-łupkowej o dużej miąższości z upadami zmiennymi, miejscami prawie pionowymi (informacja ustna Sonntaga — VEB Erdöl u. Erdgas).

Ustaleniem czasu fałdowań paleozoiku na terenie Skanii i przyległej części Danii (wiercenie Slagelse) zajmował się ostatnio M. Lindström (1960, str. 340) udowadniając ich wiek młodokaledoński. Oparł się on w swych badaniach na intruzjach magmowych i na pojawianiu się gruboziarnistego materiału wśród łupków kolonusowych ludłowu, posiadających bardzo dużą miąższość (800 m). Na podstawie obserwacji zjawisk sedymentacyjnych w odsłonięciach stwierdza on kierunek transportu piasku na teren Skanii z W lub NW, to znaczy z obszaru geosynkliny. Musi się więc przyjąć jej synsedymentacyjne wypiętrzenie i denudację na obszarze wysp duńskich, co wiąże M. Lindström ze stwierdzonym w południowej Zelandii sfałdowaniem kambro-syluru, gdzie brak jest łupków kolonusowych. Przypuszcza również, że w czasie osadzania się łupków kolonusowych istniał rów, który biegł przez Skanię w kierunku W—E lub NW—SE. Powołując się na Ph. H. Kuenena (1957) dowodzi prawdopodobieństwa transportu grubszego materiału wzdłuż tego rowu, jak to ma miejsce w wielu geosynklinach kaledońskich Europy. Rów ten miałby się rozciągać po południowej stronie ówczesnego szelfu centralnego Bałtyku z facją węglanową. Rozważania M. Lindströma są zgodne z naszymi obserwacjami z północnego Pomorza i Mazur. Rów ten sięgał nie tylko do Łeby (o czym już pisze M. Lindström), ale i dalej. Szczególnie jest to wyraźne na przykładzie otworu Lębork, gdzie ludłow ma ponad 2000 m miąższości i gdzie pojawiają się, w tym samym poziomie co i w Skanii, w łupkach ilastych wkładki grubszego materiału (H. Tomczyk, 1962). Ten grubszy materiał nie sięgał natomiast na teren Mazur, gdzie mamy w tych poziomach fację łupkowo-węglanową. Rów nie miał więc kierunku W—E, lecz NW — SE i na Pomorzu wkraczał częściowo na niesfałdowaną kaledońsko wewnętrzną strefę platformową (wyniesienie Łeby).

Należy wspomnieć, że w świetle tego wiązanie pochodzenia grubszego materiału z Lęborka przez J. Znoskę (1962, str. 500) a za nim i przez H. Tomczyka (1962, str. 410) z domniemanym na tej podstawie wypiętrzeniem kaledońskim na Pomorzu nie jest słuszne. W Lęborku wkładki grubszego materiału, opisane przez H. Tomczyka (1962, str. 407), ściśle odpowiadają opisom piaskowców Odarslöv wśród łupków kolonusowych w Skanii (G. Regnéll, 1960; P. Thorslund, 1960). Nie ma więc podstaw do negowania ich wspólnego pochodzenia, tym bardziej, że „materiał szarogłazowy“ tych warstw w Lęborku opisany przez A. Kuźniarową (w pracy nie publikowanej) w 1961 r. jest identyczny jak w piaskowcach Odarslöv.

Nie byłoby więc żadnych przesłanek ani faktów dowodzących istnienia kaledonidów na Pomorzu, gdyby nie ostatnio wykonane prace geofizyczne<sup>2</sup>. Dowiodły one mianowicie, że pod wyraźnie zaznaczającym się

<sup>2</sup> W 1962 r. zostały zaprojektowane przez R. Dadleza z Zakładu Geologii Niżu I.G. i wykonane przez inż. I. Białka przekroje sejsmiczne refleksyjne na pasie Koszalin — Kamień Pomorski.

cechsztynem solonośnym występują warstwy o miąższości około 2000 m, nie zaburzone lub lokalnie (pod antykliną Koszalina) słabo zaburzone. Pod nimi odcinają się wyraźną niezgodnością tektoniczną warstwy ponachylane w różnych kierunkach o maksymalnym kącie upadu ponad  $14^\circ$ . Warstwy podcechsztyńskie, prawie nie zaburzone w świetle nawiercenia w niedużej odległości (w Bobolicach) karbonu pod permem, należy uznać za karbońsko-dewońskie, a niezgodność tektoniczna w ich spągu może być tylko wiązana z górotwórczością kaledońską.

Odkrycie tego faktu pozwala po raz pierwszy na realne postawienie tezy o przebiegu kaledonidów przez obszar Pomorza Zachodniego. Pogląd ten w formie hipotezy był wysuwany już przez wielu autorów, a ostatnio, na podstawie wyżej omówionego pochodzenia materiału grubego w Lęborku i interpretacji anomalii grawimetrycznej Pomorza przez J. Znoškę (1962). R. Zwenger (1948) oparł hipotetyczny ich przebieg na Pomorzu na występowaniu anomalii magnetycznych.

Wschodnia granica fałdowań kaledońskich przebiega przez środek Skanii z NW na SE, omija od zachodu Bornholm, który ma niesfałdowane warstwy starszego paleozoiku i wchodzi na Pomorze między Koszalinem i Darłowem. Dalszy jej przebieg może być na razie wyznaczony tylko hipotetycznie. Pewne przesłanki wskazują na przebieg sfałdowanego pasma kaledońskiego od Koszalina i Kołobrzegu ku SSE, poprzez antyklinę Świdwina, okolice Piły i Poznania (elewacja obornicka), przechodzącego ewentualnie w grzbiet krakowsko-poznański (W. Pożaryski, 1957, 1963). Na odcinku nadbrzeżnym pogląd ten jest udokumentowany wyżej przytoczonymi dowodami sejsmicznymi. Dalej ku SSE przesłanką jest ciągłość pasa wypiętrzeń zaznaczających się w pokrywie mezozoicznej. Bardzo ważnym argumentem jest tu istnienie elewacji obornickiej, która przełamując wielki element depresyjny mezozoiczny — synklinorium szczecińsko-łódzkie — musi być podbudowana sfałdowanym grzbietem. Wiek waryscyjski grzbietu na odcinku Kołobrzeg — Środa jest nie do przyjęcia, gdyż w okolicach tych miejscowości prace sejsmiczne dowiodły istnienia niesfałdowanej pokrywy podcechsztyńskiej, może więc to być tylko kaledonik. Odcinek kołobrzeško-poznański grzbietu ogranicza od zachodu fleksura trzebiatowska i przywierająca do elewacji obornickiej antyklina Szamotuł.

Wschodnia granica pasa kaledonidów jest trudniejsza do ustalenia nawet hipotetycznego. Być może od północy przebiega ona na SE w kierunku okolic Człuchowa pod Chojnicami i dalej ku SSE na Bydgoszcz i Inowrocław, warunkując w dalszym przebiegu powstanie antykliny Gopła. Taki przebieg jest głównie oparty na charakterze struktur w pokrywie mezozoicznej.

\*  
\*  
\*

Nawiązanie przedstawionego przebiegu kaledonidów na Niżu z sąsiadującymi krajami jest niemożliwe bez gruntownej analizy syntetycznych poglądów wypowiedzianych na ten temat w ostatnich latach. Wystarczy porównać pracę H. Stillego (1948) oraz artykuły H. R. Gertnera (1960) i A. Watznauera (1960), żeby przekonać się, jak subiektywna jest ocena tego, co nazywamy kaledonikiem oraz, jak odmienny jest nasz pogląd

na kaledonik Łysogór (kierunek fałdowań). W każdym razie nie może być dziś mowy o stwierdzeniu odrębnego górotworu kaledońskiego circum platformowego, jak również o istnieniu w Europie środkowej typowej geosynkliny o charakterze alpejskim prócz Sudetów, gdyż tylko na ich terenie stwierdzono wszystkie cechy orogenezy. Przyjąć natomiast należy, że Europa środkowa na zachód od platformy wschodnio-europejskiej stanowiła w starszym paleozoiku obszar geosynkinalny typu ortogeosynkliny co najmniej w Sudetach, a miogeosynkliny — na pozostałym terenie.

### POKRYWA WARYSCYJSKA (DEWON I KARBON)

Obszar poznanych występowania dewonu i karbonu na Niżu jest znacznie bardziej ograniczony niż osadów dolnego paleozoiku. Obejmuje on prawie wyłącznie Lubelszczyznę i Podlasie, a więc południową część platformowego Niżu. Poza nimi kilka wierceń i przekrojów sejsmicznych dostarcza informacji o pokrywie dewońsko-karbońskiej z całego pozostałego obszaru Niżu Polskiego.

#### OBSZAR PLATFORMY — CZĘŚĆ POŁUDNIOWA

Rozpatrywanie tektoniki utworów dewonu i karbonu w południowej części Niżu może być przeprowadzone tylko w ścisłym powiązaniu z Górami Świętokrzyskimi. Już C. Kuźniar (1922) traktował obszar Lubelszczyzny jako rów przedgórski waryscyjdów, co zostało podtrzymane przez późniejszych badaczy.

Trudności rozpoznania górotworu waryscyjskiego na terenie wyżyn południowych wynikają nie tylko z przykrycia pokarbońskiego, ale i z późniejszego diastrofizmu.

Górotwór waryscyjski w strefie przedkrawędziowej (synklinorium łódzkie i antyklinorium środkowopolskie) oraz w strefie brzeżnej platformy (synklinorium brzeżne — lubelskie i niecka lwowska) podlegał silnemu diastrofizmowi mezozoicznemu i trzeciorzędowemu. Zatarły one jego rysy pierwotne narzucając zupełnie inne stosunki strukturalne. Wrazem tego jest powstanie dwóch depresji tektonicznych o kierunkach NW—SE, przecinających poprzecznie górotwór waryscyjski. Jedna — przebiega w okolicach Kalisza i Sulejowa, druga, węższa — w rejonie Radomia.

Na platformie dewon i karbon najlepiej poznany jest w południowo-wschodniej Lubelszczyźnie i jej otoczeniu (J. Samsonowicz, 1952). Zgodność nalegania karbonu na dewon i ciągłość sedymentacji na pograniczu tych okresów potwierdziło wiercenie Tyszowce (T. Niemczycka i A. Żelichowski, 1961). W oparciu o powyższe dane należy wyróżnić cały teren brzegu platformy położony na południe od uskoku Włodzimierza Wołyńskiego i stanowiący południowo-wschodnie zakończenie synklinorium lubelskiego (zapadlisko nadbużańskie) i przyległe części Ukrainy Zachodniej (niecka lwowska) jako obszar pełnego, nie przerwane diastrofizmem rozwoju pokrywy waryscyjskiej. Na północ, na obszarze wyniesienia zrębowego podlasko-lubelskiego i w obniżeniu podlaskim, kar-





Fig. 2. Elementy tektoniczne pokrywy waryscyjskiej — dewon—karbon (częściowo na podstawie prac A. Żelichowskiego)  
 Tectonic elements of the Variscian cover (Devonian — Carboniferous), based in part on elaborations by A. Żelichowski

1 — izolinie spągu pokrywy waryscyjskiej; 2 — zasięg występowania pokrywy waryscyjskiej; 3 — niezgodności (a) i zgodności (b) tektoniczne stwierdzone sejsmicznie na kontakcie pokrywy waryscyjskiej i powaryscyjskiej; 4 — a, b — jw. stwierdzone w otworach wiertniczych; 5 — kąty nachylenia warstw pokrywy waryscyjskiej w otworach wiertniczych; 6 — osie antyklinal stwierdzone sejsmicznie: a — antyklinaly symetryczne, b — antyklinaly niesymetryczne, strzałka wskazuje kierunek stromszego upadu; 7 — osie synklinal stwierdzone sejsmicznie; 8 — przeguby antyklinalne na pojedynczych przekrojach sejsmicznych: a — symetryczne, b — niesymetryczne; 9 — dyslokacja tektoniczna (górną skarpa) typu fleksurowego oddzielająca strefę platformową wewnętrzną od brzeżnej; 10 — północna granica obszaru fałdowań waryscyjskich o kierunku WNW — ESE

1 — bottom isoclinal lines of the Variscian cover; 2 — extent of the Variscian cover; 3 — tectonic discordances (a) and concordances (b) seismically recorded at the contact zone of both the Variscian and the Post-Variscian covers; 4 — a, b — as above, estimated in bore holes; 5 — inclination angles of the Caledonian cover strata estimated in bore holes; 6 — axes of seismically recorded anticlines: a — symmetrical anticlines, b — asymmetrical anticlines, arrow shows direction of steeper dip; 7 — axes of seismically recorded synclines; 8 — anticlinal bends visible on seismic profiles: a — symmetrical, b — asymmetrical; 9 — tectonic dislocation (upper scarp) of flexure type, separating internal platform zone from marginal one; 10 — northern boundary of the Variscian fold area, running WNW — ESE

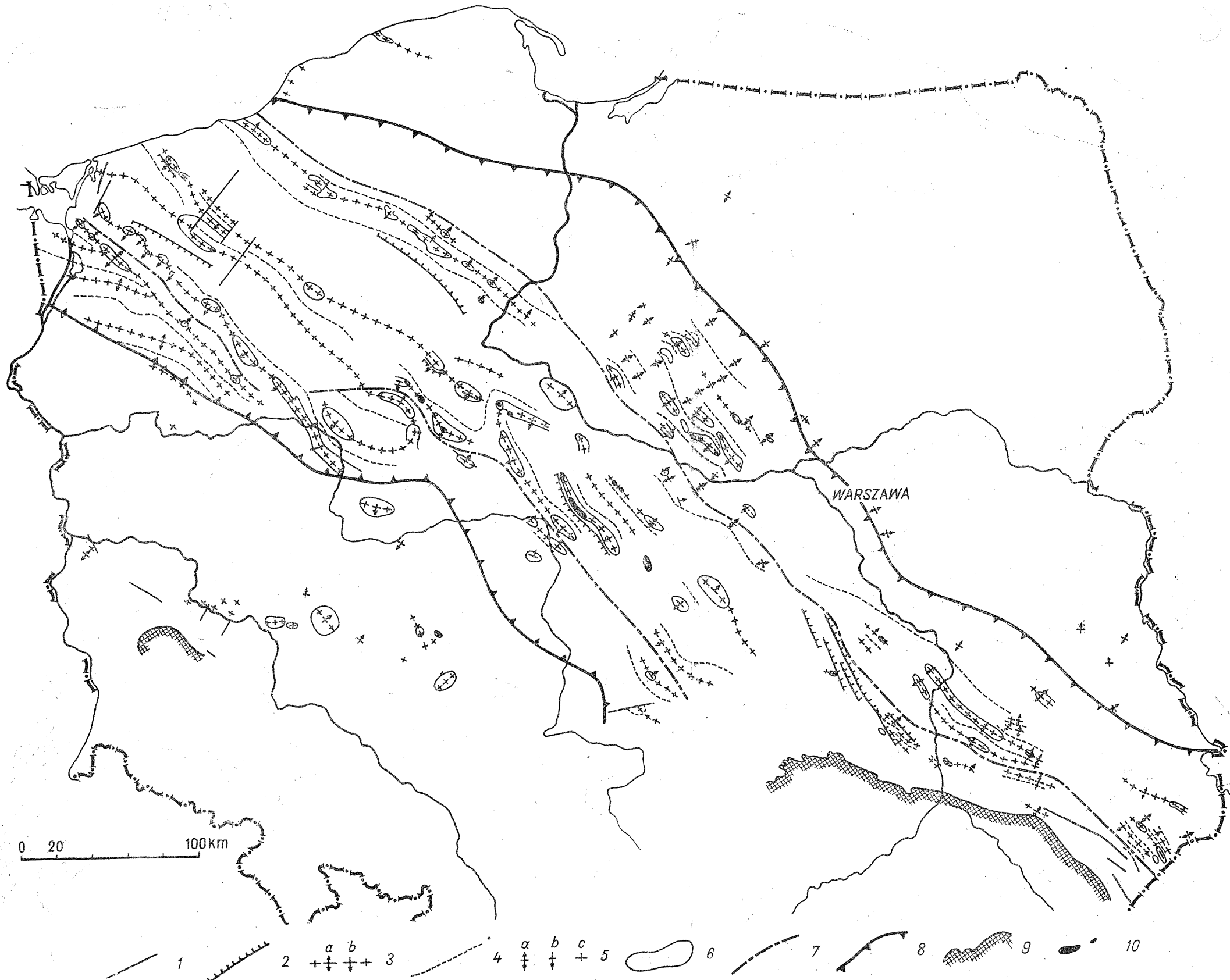


Fig. 3. Elementy tektoniczne pokrywy powaryscyjskiej

Tectonic elements of the Variscian cover

1 — ważniejsze uskoki; 2 — ważniejsze fleksury; 3 — osie antyklinalne: a — antyklinalne symetryczne, b — antyklinalne niesymetryczne, strzałka wskazuje kierunek bardziej stromego upadu; 4 — osie synklin; 5 — przeguby antyklinalne stwierdzone pojedynczymi przekrojami sejsmicznymi: a — symetryczne, b — niesymetryczne, c — bez ściślejszego określenia symetrii; 6 — kulminacje antyklinalne — wyznaczone najniższą zamykającą się 'zoliną' struktur sejsmicznych lub najszerzej zamykającą się granicą geologiczną struktury; 7 — osie synklinoriów ograniczające strefę laramijskich ruchów wznoszących; 8 — linie tektoniczne geosynkliny duńsko-polskiej ograniczające cały obszar objęty ruchami obniżającymi, po stronie NE jest to fleksura górnej skarpy synklinorium brzeżnego platformy, po stronie SW — brzeg synklinorium szczecińsko-lódzkiego; 9 — granica północna wychodni podłoża przedpermskiego; 10 — wysady solne przebijające pokrywę powaryscyjską

1 — more important faults, 2 — more important flexures, 3 — axes of anticlines: a — symmetrical anticlines, b — asymmetrical anticlines, arrow shows direction of steeper dip; 4 — axes of synclines; 5 — anticlinal bends recorded by seismic profiling: a — symmetrical, b — asymmetrical, c — without precisely determined symmetry; 6 — culminations of anticlines marked by a closed lowermost isoiline of seismic structures or by a most widely closed geological boundary of a structure; 7 — axes of synclinoriums, limiting the zone of uplifting Laramide movements; 8 — tectonic lines of the Danish — Polish geosyncline, restricting the area of lowering movements. In the northeast — the upper scarp flexure of marginal synclinorium of the platform, in the southwest — margin of the Szczecin — Łódź synclinorium; 9 — northern boundary of the Precambrian substratum outcrop; 10 — salt domes piercing the Post-Variscian cover

bon leży bezpośrednio na starszym paleozoiku. Wiąże się to z istnieniem na tym terenie ruchów synorogenetycznych bretońskich fazy nassaudzkiej (J. Miller, 1960, 1961; T. Niemczycka i A. Żelichowski, 1962). Powstał lub może tylko odmłodził się wówczas uskoki włodzimierski. Cały obszar platformy na północ od tego uskoku został wówczas dźwignięty i cały dewon zdenudowany. Osady karbonu nie są tam grube.

Przechodząc do omówienia tektoniki pokrywy waryscyjskiej w synklinorium brzeżnym lubelskim trzeba zaznaczyć, że nie wiemy dotychczas, czy w zachodniej jego części istniała ciągłość sedymentacyjna między dewonem i karbonem, tak jak we wschodniej (Tyszowce). Jasne jest jedynie, że uskoki włodzimierski przedłuża się w formie fleksury poprzez okolice Krasnegostawu, Piasków i Kocka na Garwolin. W obniżonym skrzydle fleksury karbon, a szczególnie westfal, jest znacznie większej miąższości niż na skrzydle podniesionym. Problem obecności dewonu górnego, który mógł nie pozostawić osadów lub ulec denudacji w przypadku diastrofizmu, przedstawia się na tym skrzydle, jak i na całej SW Lubelszczyźnie, następująco: Pięć wierceń, wykonanych na tym terenie lub w jego sąsiedztwie, natrafiło bezpośrednio na dewon dolny, a jedno na dewon górny pod przykryciem karbonu lub młodszych formacji, wskazuje to na częściowe zderzenia dewonu górnego i zachowanie go w depresjach tektonicznych. W każdym razie musimy przyjąć na tym terenie działanie tych samych ruchów na pograniczu dewonu i karbonu co i na wyniesieniu zrębowym podlasko-lubelskim. Ciekawe, że ruchy te nie zaznaczyły się ani na południowy wschód od omawianego terenu, ani na zachód — w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich, gdzie jest ciągłość sedymentacyjna dewonu i karbonu, co potwierdzają ostatnie prace H. Żakowej (1962).

Na terenie całego synklinorium lubelskiego pokrywa waryscyjska jest sfałdowana. Warstwy są ujęte w szereg wyraźnych, przeważnie symetrycznych antyklin i synklin o znacznej amplitudzie dochodzącej do 2000 m. W obrazie sejsmicznym Lubelszczyzny, w jej części fałdowej, uderza brak podstaw dla przyjmowania liczniejszych uskuków czy stref dyslokacyjnych. Refleksy sejsmiczne od karbonu są przeważnie dobre i dają się śledzić bez przerw często na dłuższych odcinkach. W wielu strukturach występują blisko ich szczytów ciekawe zjawiska typu lokalnych luk stratygraficznych, połączonych z dyskordancją kątową. Jest to dowodem pojawienia się diastrofizmu synsedymmentacyjnego, który pozostawił ślady w najbardziej stromych częściach struktur. Z interpretacji geologicznej przekrojów sejsmicznych wynika, że ruchy te były w karbonie, w fazie sudeckiej lub kruszcogórskiej. Niezależnie od tych faktów przebieg refleksów wskazuje na możliwość występowania ścięć erozyjnych w dolnej części pokrywy, które mogłyby odpowiadać ruchom nassaudzkim w zachodniej Lubelszczyźnie.

Wyżej podane cechy fałdowań wskazują, że waryscyjskie fałdy powstały wyraźnie w warunkach odkształceń plastycznych, wywołanych naciskiem poziomym w pokrywie osadowej.

Czas ostatecznego ukształtowania fałdów jest najprawdopodobniej asturyjski — na pograniczu westfalu i stefanu, jak na to wskazuje górnwestfalski wiek najmłodszych zgodnie sfałdowanych osadów karbońskich.

Kierunek fałdów waryscyjskich jest zmienny. W obszarze Końskich i Radoszyc, w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, azymut kierunku rozciągłości fałdów wynosi  $120^\circ$ . Ku wschodowi, w obszarze Skarzyska Kamiennej i dalej w całej południowo-zachodniej lubelszczyźnie, jest prawie równoleżnikowy, waha się w granicach  $90^\circ$  do  $115^\circ$ . Na całym tym obszarze kierunki ustalone zostały na podstawie oddźwięków tektoniki podłoża w pokrywie mezozoicznej (W. Pożaryski, 1947).

Poza tym ważny materiał dowodowy wniosły badania geofizyczne.

Prace sejsmiczne (refleksyjne) przemysłu naftowego wykonane w ostatnich latach wykryły pod płaszczem permio-mezozoicznym, w okolicach między Przysuchą, m. Końskie i Szydłowcem, niezgodność tektoniczną. Odzwierciedla ona istnienie pod permem fałdów o dość stromo nachylonych skrzydłach. Dzięki uprzejmości W. Karaszewskiego i C. Nowotarskiego, mogę podać kierunek tych fałdów jako zbliżony do równoleżnikowego.

Odmienne zachowują się fałdy w północnej części synklinorium lubelskiego, pod Opolem Lubelskim i Zwoleniem, a mianowicie w okolicy Józefowa nad Wisłą i Opola następuje ich wirgacja z odchyleniem północno-wschodniej gałęzi ku NW. Potwierdzone to zostało bezpośrednią obserwacją kierunku biegu warstw karbońskich w wierceniach Ciepeliów, dokonaną przez T. Rokosza metodą karotażu geofizycznego (informacja ustna).

Na północ od Zwolenia i Puław fałdy zanikają, gdyż linia przekroju sejsmicznego, idącego przez otwór wiertniczy Magnuszew wykazuje zupełnie poziome ułożenie karbonu.

W południowo-wschodniej Lubelszczyźnie kierunki fałdów ulegają dalszym zmianom. Już pod Bystrzycą, na południe od Lublina wykazują lekkie wygięcie ku SE. Nad górnym Bugiem, w okolicach Tyszowców i Hrubieszowa, mają już kierunki NW — SE, a pod Tomaszowem Lubelskim — NNW — SSE. Pomiędzy Krasnymstawem, Zamościem i Janowem Lubelskim brak jest ich, choć może tu wchodzić w grę niewspółmiernie słabe rozpoznanie tego terenu.

Jak wynika z powyższych faktów, na całej długości synklinorium lubelskiego, wraz z przyległą niecką lwowską, przebieg fałdów waryscyjskich ma kształt esowaty. Uzasadnienie tego faktu najprościej tłumaczy się tektoniką ramową. Osie fałdów są mniej więcej równoległe do izohips powierzchni podłoża krystalicznego. Wygięcie na zachodnim odcinku, wklęsłością zwrócone ku platformie, otacza od południowego zachodu wyniesienie zrębowe podlasko-lubelskie, stanowiące południowo-zachodni cypel kopuły białoruskiej. Nie można co prawda w tej jego części mówić o przebiegu izohips powierzchni podłoża prekambryjskiego, gdyż brak na to danych. Natomiast pewne sugestie o granicach tej jednostki daje kształt izolinii anomalii składowej pionowej magnetyzmu ziemskiego, które biegną łukowato na linii Łódź — Sulejów — Szydłowiec, wskazując południową granicę masy oporowej ograniczającej od północy waryscydy świętokrzyskie.

Przeciwnie wygięcie łuku fałdów we wschodniej Lubelszczyźnie naśladuje przebieg depresji między kopułą białoruską i tarczą ukraińską, której na tym odcinku J. Samsonowicz nadał nazwę zapadliska nadbu-

zańskiego. Ten ciąg fałdów stanowi peryferyczną, najmłodszą strefę fałdowań waryscyjskich na obszarze rowu przedgórskiego, w którego wytworzeniu się nie można nie uwzględnić czynników działających spoza platformy. Główniej ich przyczyny należy szukać w nacisku z południa masy usztywnionej fałdowaniami kaledońskimi (J. Znosko, 1962), znajdującej się dziś na obszarze zapadliska przedkarpackiego, w dorzeczu dolnego Sanu. Nacisk tej masy wiązał się z obniżeniem zbocza platformy na terenie Lubelszczyzny południowej i sfałdowaniem pokrywy osadowej. Najprościej będzie przyjąć, że masą tą jest „antyklinorium Kraków — Dobrużda (J. Nowak, 1927), lub raczej grzbiet kaledoński (H. Stille, 1948), ciągnący się w przedłużeniu kielcydów (J. Znosko, 1962) w kierunku Dobrużdy. Jedynymi dowodami bezpośrednimi na jego istnienie w Polsce były jednak tylko zebrane przez J. Znoskę (1962) dane z wierceń, świadczące o sfałdowaniu starszego paleozoiku w rejonie Lubaczowa. Jak już wspomniałem, kierunek fałdów paleozoicznych na tym terenie nie został dotychczas rozpoznany. Przytoczone fakty z terenu Lubelszczyzny w znacznym stopniu przekonywują, że jest to kierunek ogólnie WNW—ESE. Przyjąć należy więc istnienie rozciągającej się od obszaru Gór Świętokrzyskich na ESE aż po okolice Lubaczowa geosynkliny kaledońskiej, zregenerowanej w okresie górotwórczości waryscyjskiej. Fałdy waryscyjskie, a być może i starsze, wschodniej części tej geosynkliny łukowato skręcały ku południowi dostosowując swój bieg, jak to wynika z prac geologów ukraińskich (W. Głuszko i J. Sandler, 1957), do brzegu wysuniętego ku południowemu wschodowi cypla tarczy ukraińskiej. Najlepiej poznanym fałdem w tym rejonie jest antyklina Rudy Lużyckiej pod Tomaszowem Lubelskim. Ma ona kierunek NWN—SES. Na obecnym etapie rozpoznania można ją uznać za fałd waryscyjski, odmłodzony w fazie laramijskiej, z silnie zaburzonym dyskordantnym jądrem kaledońskim.

Podobna pod pewnymi względami jest struktura Kocka. W obu tych formach nawiercono (w ich szczycie) silnie zaburzony najmłodszy sylur (Ruda Lubycka) lub nawet najniższy dewon (Kock) wykształcony w „fazji sylurskiej“ (H. Tomczyk, 1962; E. Tomczykowa, 1962). W obu wierceniach bezpośrednio przykrycie osadów paleozoicznych stanowi jura środkowa i górna. Dopiero na skrzydłach struktury Kocka pojawia się karbon. Dodając do tego fakt bardzo stromego ustawienia syluru i żedynu, a płaskiego — jury, będziemy mieli podstawę do stwierdzenia, że czas tworzenia się tej struktury musiał być starszy od jury, a młodszy od ruchów kaledońskich. Erozja przedjurajska zdołała zedrzcć tylko najmłodszą pokrywę dewońsko-karbońską. Nawiercenie tak młodych warstw pokrywy kaledońskiej dowodzi, że w jądrach struktur waryscyjskich tkwią synklinalne odcinki tej pokrywy. Jeśli do tego dodamy, że na wschód od Kocka brak jest w ogóle syluru (otwór Radzyń), to jasne się stanie, że nie możemy tych struktur traktować jako kaledońskich odmłodzonych posthumnie, a jako formy młodsze, pokaledońskie. Kock stanowi element dźwigniętego antyklinalnie skrzydła fleksury górnej skarpy. Ta antyklinalność tego skrzydła jest obserwowana na całej długości fleksury w obrzeżeniu kopuły białoruskiej, jak tego dowodzą wyniki prac sejsmiki refleksyjnej.

Należy podkreślić, że południowy przebieg linii fleksury w mojej pracy (W. Pożaryski, 1957b) nie jest słuszny w świetle nowych badań. Zgodny jestem w tej kwestii całkowicie z łączeniem jej z uskokiem włodzimierskim, jak to słusznie wykazał J. Skorupa (1959). Cały ten element tektoniczny w mezozoiku, co najmniej aż po górny karbon, nosi cechy odkształcenia plastycznego. Niewątpliwie jednak w głębi tkwi dyslokacja uskokowa<sup>3</sup>.

Zgodnie z wyżej przytoczonymi faktami należy przyjąć, że strefa brzeżna platformy w starszym paleozoiku stanowiła całość ze strefą wewnętrzną. Była jedynie znacznie silniej nachylona ku peryferii niż ta ostatnia, w związku z istnieniem typowej geosynkliny na brzegu platformy. Po ruchach młodokaledońskich następuje usztywnienie znacznej części przedpola platformy i częściowa regeneracja geosynkliny. W wyniku tych przemian wystąpiło pęknięcie na granicy obu stref o charakterze uskoku odwróconego, które z czasem — w połowie karbonu — przekształciło się we fleksurę ze skrzydłem dźwigniętym w formie antykliny.

Waryscydy Polski środkowej były tematem dociekań H. Stillego (1951, str. 60—70). Celem tych rozważań było powiązanie i przypasowanie ich do schematu gór tego wieku w Europie Zachodniej. Cel ten nie jest jeszcze dziś całkowicie możliwy do osiągnięcia, gdyż stan ich rozpoznania jest niedostateczny. Na przykład nie możemy określić, wbrew licznym wypowiedziom, fazy głównych fałdowań waryscyjskich Łysogór i Lubelszczyzny. Z drugiej strony — mało jest prawdopodobne, by tak ciasno ściśnięta i według J. Znoski (1962) wychodząca w powietrze w okolicach Sandomierza geosynklina mogła dać formy takie, jak szeroko rozwinięte geosynkliny położone dalej od brzegu platformy wschodnioeuropejskiej.

Jeśli spojrzymy jednak tylko na jedną cechę: rozmieszczenie wergencji fałdów (H. Stille, 1951, str. 61), to stwierdzimy tu wyraźną prawidłowość. Linia dzieląca wergencję południową od północnej biegnie, idąc od zachodu, początkowo dość niejasno, gdzieś po północnej stronie wychodni paleozoiku łysogórskiego; dalej ku wschodowi biegnie przez okolice Solca i Józefowa, gdzie następuje wirgacja osi fałdów, oraz dalej w kierunku Hrubieszowa. Czy i w jakim stopniu może być ona linią osiową górotworu związaną z „Alemannischer Scheitel“ H. Stillego, nie sposób na razie ustalić.

#### MONOKLINA PRZEDSUDECKA

Przedłużanie się górotworu waryscyjskiego na zachód od linii Pilicy stwierdzone jest pośrednio w formie oddźwięków fałdów waryscyjskich w tektonice pokrywy młodszej i przebiegu anomalii grawimetrycznych. Obserwuje się wyraźny zanik tych zjawisk ku północy na linii: Opoczno, Piotrków Trybunalski, Kalisz i Leszno. Stwierdzono również, choć mniej wyraźnie, przedłużanie się górotworu waryscyjskiego ku zachodowi, prawie aż po Odrę. Odpowiadająca im część monokliny nazywana była dawniej (W. Pożaryski, 1957) wałem, a obecnie strefą Wschowa—

<sup>3</sup> J. Znosko i S. Sokołowski (1959) przyjęli dla niej termin rosyjski „rozłam“.

Ostrzeszów. Dowody na istnienie waryscydów są nieliczne i rozproszone. Dotychczas trzy wiercenia przemysłu naftowego przebieły tu pokrywą powaryscyjską. Według informacji M. Jaskowiak i A. Żelichowskiego, w Ostrzeszowie pod dolnym permem znajduje się karbon górny i dolny o kątach upadów  $10\div 30^\circ$ , we Wschowej — karbon dolny niższy o kątach upadów  $30\div 50^\circ$  i w Rawiczu — karbon silnie strzaskany o kątach upadu  $45\div 50^\circ$ .

W pracach sejsmicznych P.G.P.N. można znaleźć w kilku miejscach dowody niezgodności tektonicznej w spągu permu i strome ustawienie warstw podpermskich. Poza tym pokrywa permotriasowa wykazuje w całej tej strefie bardzo niewielkie, ale wyraźne pofałdowanie. Na północ położona strefa Gorzów — Jarocin leży więc niżej i jest oddzielona rodzajem skarpy od strefy waryscydów.

#### ANTYKLINORIUM KUJAWSKIE

Antyklinorium kujawskie stanowi obszar najgłębszego zalegania paleozoiku. Przekroje sejsmiczne (P.P.G.) z okolic Kutna dostarczyły danych z głębokości do 8000 m, a więc sięgających poniżej spągu cechsztynu.

Z dużym prawdopodobieństwem można odczytać z nich ułożenie warstw podpermskich. Leżą one na głębokości rzędu 7—8 tysięcy metrów i są wyraźnie tektonicznie zaburzone. Trudno jest określić bliżej charakter tych zaburzeń poza tym, że polega ono na występowaniu zmiennych, w wielu miejscach stromych upadów, oraz że rozciągłość warstw jest zbliżona do kierunku antyklinorium kujawskiego. Nie przesądzając czy mamy tu do czynienia z fałdami, czy z dysjunktywnie zaburzonym układem warstw w formie pochylanych bloków, należy stwierdzić, że warstwy podpermskie, być może, karbońskie czy dewońskie, są tu zdyslokowane przed cechsztynem równoległe do osi antyklinorium, a co za tym idzie i do krawędzi platformy.

Kierunki NW — SE powtarzają się więc na północ od Gór Świętokrzyskich, a tendencja do odchylenia się osi fałdów w tym kierunku jest widoczna i w północno-zachodniej części gór. Obserwował to J. Czarnocki (1950) i postawił hipotezę przedłużania się waryscydów świętokrzyskich na obszar antyklinorium kujawskiego, tłumacząc odmienny, bardziej równoleżnikowy ich bieg w antyklinorium świętokrzyskim dostosowywaniem się fałdów waryscyjskich do kierunków starszego podłoża.

#### OBSZAR POLSKI PÓLNOCNEJ

Na północy znamy tylko trzy otwory wiertnicze z dewonem i karbonem. W Bobolicach, które są położone w peryferycznej części platformy, osady karbonu dolnego leżą niezgodnie pod permem i mają warstwy nachylone pod kątem  $0\div 10^\circ$ . W Chojnicach (A. Tokarski, 1959) pod permem leży bezpośrednio dewon, na ogół płasko. Kąt upadu nie przekracza tam kilku stopni.

Pokrywa dewońsko-karbońska prawdopodobnie nie sięga daleko na wschód, nie przekracza bowiem północno-wschodniej granicy pomorskiego synklinorium brzeźnego. Brak jej w wierceniach koło Mławy,

w Pastęku (S. Tyski, 1959) i na wyniesieniu Łeby. Nie ma osadów tego wieku na Bornholmie i Skanii (F. Brotzen, 1960), jak również na wyspach duńskich (A. Gregersen, T. Sorgenfrei, 1951; G. Larsen, A. Buch, 1960) oraz w Arkonie na Rugii (informacja ustna Sonntaga — VEB Erdöl u. Erdgas). Natomiast na Rugii natrafiono pod permem na karbon górny niezaburzony w wierceniach położonych bardziej na południe (Wiek i Lohme). Innym ważnym faktem jest stwierdzenie występowania pokrywy waryscyjskiej w przekroju sejsmicznym Koszalin — Kołobrzeg, o czym już była wyżej mowa. Ma ona tam miąższość około 2000 m (wliczając w to ewentualny perm dolny) i leży płasko. Jedynie w samej strukturze Koszalina jest ona zdyslokowana.

Ten ostatni fakt wiąże się z waryscyjskim zdyslokowaniem starszego paleozoiku w Skanii (F. Brotzen 1960; G. Regnéll, 1960), które przebiega dalej przez Koszalin, Bobolice do Chojnic. Musiało to być zdyslokowanie słabe i ściśle zlokalizowane do pasa antyklin brzeżnych synklinorium pomorskiego, jak na to wskazują wyniki wyżej podanego przekroju sejsmicznego i słabe nachylenie warstw w cytowanych wierceniach.

W świetle tych danych poglądy wyrażone w pracach S. Sokołowskiego i J. Znoski (1959, 1960, 1962), H. Kölbela (1959) wymagają modyfikacji. Właściwy, ewentualnie doposażony w ostatniej fazie orokinazy waryscyjskiej, rów przedgórski musi być ograniczony do obszaru przebiegającego wąskim pasem między Środą a Leszmem. Przechodził on ku północy stopniowo w obszar płasko leżącej pokrywy waryscyjskiej, wykształconej w facji epikontynentalnej, fację tę S. Sokołowski i J. Znosko (l.c.) nazywają platformową. Taki obraz odpowiada ściśle stosunkom stwierdzonym w Niemczech północnych i Holandii. Północną granicę tej waryscyjskiej pokrywy platformowej stanowi elewacja starszego podłoża środkowej Jutlandii, Fionii, dyslokacja uskokowa na wyspach południowoduńskich Lolland i Falster, w przedłużeniu odcinająca prawdopodobnie cypel Arkony na Rugii, jak na to wskazują dane z wyżej cytowanych wierceń. W Polsce granica ta przebiega w okolicach Koszalina, skąd biegnie synklinorium brzeżnym w kierunku ESE, a dalej w kierunku SSE na Warszawę. Na północ, na terenie Skanii i Danii, brak było najprawdopodobniej już pierwotnie osadów dewonu i karbonu, a mezozoik i perm spoczywał bezpośrednio na kaledoniku.

Mimo pewnych rozbieżności należy podkreślić ogólną zgodność poglądów wymienionych autorów, które odpowiadają również jeszcze ogólniejszej syntezie H. Stillego (1951). Przedłuża on hipotetycznie waryscydy świętokrzyskie na Berlin, identyfikując je z subwaryscykiem, co znajduje wyraz w cytowanych pracach polskich autorów mimo braku dostatecznie pewnych analogii z obszarem Niemiec.

W Polsce północno-wschodniej, w syneklizie perybałtyckiej, zachowały się osady dewońskie w jej wschodniej części (depresja litewska). W wiercieniu Goldap (S. Tyski, 1962) dewon jest bardzo cienki. Leży on płasko, zgodnie, z permem w stropie i sylurem w spągu. Jak wiadomo, depresja litewska podlegała ruchom zanurzającym w dewonie, który leży przekraczająco na osadach starszego paleozoiku.

Porównując kaledonik i warysycyk należy stwierdzić, że geosynkliny kaledońskie zajęły cały obszar przedpola platformy częściowo na nią



wkraczając, a orokineza wystąpiła na znacznej części ich obszaru, stwarzając w efekcie obraz tektoniki ramowej. Natomiast w waryscyku regeneracji podległ tylko wąski fragment kaledoniku i orokineza również dostosowywała się do kształtu brzeżnych elementów prekambryjskich platformy.

## POKRYWA OSADOWA POWARYSCYJSKA

### PERM I MEZOZOIK

Na całym obszarze Niżu perm, a tam gdzie go brak — mezozoik, leży niezgodnie na starszym podłożu. Na platformie, z wyjątkiem synklinorium brzeżnego, niezgodność kątowna jest bardzo mała, widoczne jest tu przede wszystkim przekraczające ułożenie pokrywy powaryscyjskiej na podłożu podległym słabym ruchom pionowym i denudacji. Na południowy zachód od górnej skarpy wszędzie na ogół jest widoczna (w wierceniach i w przekrojach sejsmicznych) niezgodność kątowna, jak to przedstawiono na mapie elementów tektonicznych pokrywy waryscyjskiej (fig. 2).

Pokrywa osadowa powaryscyjska nie jest jednolita, składa się z kilku cykli sedimentacyjnych, przedzielonych fazami słabego diastrofizmu. Prócz tego cykl cechsztyński, mimo iż przechodzi bez przerw sedimentacyjnych i zakłóceń tektonicznych w cykl triasowy, dał kompleks skalny zachowujący się specyficznie w procesach tektogenetycznych, przez to wyodrębnił się strukturalnie od innych. Możemy więc wyróżnić generalnie trzy piętra strukturalne: górne — kreda i jura, środkowe — trias, dolne — cechsztyń.

W powyższym zestawieniu brakuje dolnego permu. Wiemy o nim stosunkowo mało. W Polsce północnej i wschodniej ma on znikomą, kilkumetrową miąższość i wszędzie ułożony jest zgodnie z cechsztynem. Na przedpolu wału północnosudeckiego ma on już miąższość kilkusetmetrową i również układ zgodny z permem górnym. Jak on się przedstawia między tymi obszarami, dokładnie nie wiemy. Z ostatnich prowizorycznych informacji o rezultatach wiercenia Świdwin 3 wynika, że osady czerwonego spągowca na terenie antyklinorium pomorskiego są dość znacznej miąższości.

### PIĘTRO STRUKTURALNE CECHSZTYŃSKIE

Obecność soli kamiennej w osadach cechsztynu na Niżu wpłynęła na odmienne od innych kompleksów skalnych reagowanie warstw tego podokresu na diastrofizm. W rejonach, gdzie były grube warstwy czystej soli, nastąpiła halokineza, w innych tylko zluźnienia na warstwach cechsztynu połączone z lokalnym ich deformowaniem, ewentualnie z udziałem halokinezy na skalę ograniczoną. Odrębność strukturalna cechsztynu jest więc tylko w zasięgu facji chlorkowej o znacznych miąższościach pakietów solnych. Zajmują one powierzchniowo większą część całego obszaru występowania cechsztynu.

Zasięg zjawisk halokinezy jest do chwili obecnej niemożliwy do ustalenia metodami bezpośrednimi. Wiercenia i badania sejsmiczne refleksyjne na ogół nie sięgają do cechsztynu, tylko sporadycznie w centralnej

i północno-zachodniej części Niżu. Diapiry solne przebijające cały mezozoik znane są obecnie w liczbie dziesięciu (fig. 3): Wapno, Domasławek, Mogilno, Inowrocław, Góra, Kłodawa — słup Izbicy, Kłodawa — centralny wysad, Rogoźno koło Łodzi, Lubień, Łanięta. Oprócz tego znane są diapiry ukryte, przeważnie pod jurą i kredą, których nie przebiły (Drawno, Goleniów). Typowe poduszki solne dotychczas stwierdzono koło Szczecina, Kutna i Koszalina.

Obszar halokinezy obejmuje całe antyklinorium kujawskie, pograniczne antyklinorium pomorskiego i synklinorium szczecińsko-łódzkiego oraz synklinorium pomorskiego (antykliny Koszalina i Chojnic). Wskazówką pośrednią, ale dość wyraźną jest wywoływanie przez ruchy soli zaburzeń tektonicznych co najmniej w triasowej części pokrywy. Na tej podstawie, jak również w wyniku wierceń Świdwin 2 i Świdwin 3 można przypuszczać brak zjawisk halokinezy na antyklinorium pomorskim. Z drugiej strony — spokojne ułożenie starszego mezozoiku dowodzi braku halokinezy na całej monoklinie przedsudeckiej — przynajmniej brak tam masowych ruchów soli na wielką skalę.

Z powyższymi wnioskami zgodny jest obraz rozkładu miąższości cechsztynu (J. Poborski, 1962), który w strefie Gorzów — Jarocin jest dwa razy cieńszy niż w osi basenu sedymentacyjnego górnego permu.

Ważnym faktem jest również (stwierdzone sejsmicznie) zachowanie się cechsztynu na strukturze Środy pod Poznaniem. Siatka przekrojów została tu wykonana przez P.G.P.N. z wynikami przeważnie dobrymi. Na niektórych przekrojach refleksy sięgają w podłoże cechsztynu. Liczne długie, równoległe do siebie odcinki refleksów są z dużą dozą prawdopodobieństwa interpretowane jako cechsztyńskie. Dowodzą one bardzo regularnego ułożenia warstw cechsztynu, co tłumaczy się brakiem na tym terenie halokinezy.

Obszarom monokliny, ze względnie spokojną tektoniką cechsztynu, przeciwstawia się przylegający od północy i wschodu obszar silnej halokinezy i jednocześnie silnego sfałdowania w fazach orogenetycznych czy synorogenetycznych popermskich. Tam wszędzie tektonika warstw solnych musi być bardzo skomplikowana. Są tu prawdopodobnie bardzo liczne diapiry pogrzebane i poduszki solne, o czym zresztą mało dotychczas wiemy. Również geneza wielu synklin i antyklin jest prawdopodobnie głównie związana z halokinezą, jak na to wskazują wyniki badań sejsmicznych pod Kutnem. Zjawiska ruchów soli w Koszalinie i Chojnicach wiążą się z położeniem tych antyklin w strefie silnych zaburzeń tektonicznych, występujących przed brzegiem antyklinorium, a opisanych szczegółowiej z okolic Radomia (W. Pożaryski, 1957b). Z analogiczną strefą, lecz znacznie szerszą wiązać można zjawiska halokinezy w synklinorium szczecińskim, mogileńskim i na strukturze Kłodawy. W każdym razie antyklinorium nie zawdzięcza swojej genezy halokinezie, gdyż tnie prostopadle granice facji cechsztynu i jest zbyt szerokie w stosunku do swej amplitudy, oraz nie pasuje do form wałów solnych Trusheima.

#### PIĘTRO STRUKTURALNE TRIASOWE

Osady permu dolnego, a szczególnie górnego, wyrównały nierówności powstałe przez ruchy waryscyjskie i erozję powaryscyjską; trias, szcze-

gólnie dolny, pozostawił na Nizy osady bardzo facjalnie monotonne i o ma-  
ło zmiennej miąższości. Kontrastuje on pod tym względem zarówno  
z cechsztynem, jak i młodszymi okresami. Jedyna wyraźna różnica  
w miąższości i wykształceniu zachodziła między obszarem platformowym  
i przedpołem platformy. Nawet stare górotwory kaledońsko-waryscyjskie  
były na ogół przykryte płaszczem osadów. Brak było natomiast pokry-  
wy permotriasowej we wschodnim przedłużeniu antyklinorium święto-  
krzyskiego. Linia nagłej zmiany miąższości triasu między platformą i jej  
przedpołem przebiegała na granicy synklinorium brzeżnego i antykli-  
norium.

Pokrywa triasowa uległa w wielu miejscach lokalnym deformacjom  
tektonicznym wskutek pojawienia się ruchów soli. Rozpoczęły się one  
najwyraźniej w kajprze i spowodowane były odpowiednio dużym obciąż-  
eniem warstw cechsztynu przez narastające osady triasowe. Deformacje  
te są dotychczas w minimalnym stopniu poznane i nie dadzą się oddzielić  
od ruchów innego charakteru i genezy (synorogentycznych starokime-  
ryjskich), które miały miejsce na pograniczu triasu i jury. Ruchy te, choć  
słabe, objęły właściwie całą Polskę. Na Nizy nie były one prawdopodobnie  
silne, ale wszędzie pozostawiły po sobie ślady stanowiące bardzo dobry  
horyzont przewodni dla interpretacji geologicznej przekrojów sejsmicz-  
nych. Były to miejscami słabe ruchy fałdowe, ale prawdopodobnie częste  
były i dyslokacje dysjunktywne. Wyraźnych większych fałdów staroki-  
meryjskich, które by potem nie uległy odmłodzeniu, nie obserwujemy.  
W niektórych antyklinach, jak na przykład w Chojnicach, dyskordancja  
triasu z jurą jest bardzo silna, ale osobnego fałdu triasowego nie da się  
odczytać z wyników sejsmiki refleksyjnej.

Jak wspomniano wyżej, faza tych ruchów zbiega się z nasileniem  
halokinezy. Z przekrojów sejsmicznych okolic Kutna wynika, że w kaj-  
prze, a być może i w retyku, nastąpiły główne przemieszczenia mas sol-  
nych. Powstały poduszki solne, a miejscami przebiecia — ekstruzje.  
Wtedy wytworzyły się liczne diapiry w obrębie starszego piętra mezo-  
zoicznego. Powstała ekstruzja — przebiecie przez sól nadkładu wzdłuż  
całej antykliny kłódawskiej — oraz diapir Drawna. Należy się spodzie-  
wać w przyszłości odkrycia bardzo licznych przebieć triasu dolnego  
i środkowego, a częściowo i górnego przez sól. Są to nie tylko ekstruzje  
słupowe, ale i długie — wałowe, ukryte przeważnie pod osadami jury  
i kredy. Takie jadra solne ciągną się w osi prawie całej antykliny na  
strukturze Mogilna, Kłodawy, Gopła, a na pewno i w wielu innych,  
jeżeli nie prawie wszystkich antyklinach leżących w obszarze istnienia  
silnej halokinezy.

Poza wyżej wymienionymi objawami diastrofizmu innych ruchów  
w triasie nie było. Nie obserwuje się w tym okresie ruchów obniżają-  
cych w części basenu sedymentacyjnego, stanowiącej bezpośrednio  
przedpole platformy — w parageosynklinie duńsko-polskiej. Większe niż  
w obszarach sąsiednich miąższości pstrego piaskowca na Kujawach  
i w obszarze antyklinorium pomorskiego nie wymagają założenia wy-  
raźnych ruchów obniżających tę część basenu. Osady dolnego triasu  
wypełniały tu tylko zagłębienie powstałe w permie. Analogiczne rozumo-  
wanie dotyczy osi syneklizy perybałtyckiej. Trias środkowy i górny,  
a nawet retyk osadzał się na tych obszarach już stosunkowo jednolitą

co do miąższości warstwą. Po triasie dolnym nie tylko nie zmalał, ale i wzrósł kontrast miąższości serii osadowych między platformą a pozostałym obszarem Nizu położonym na zachód od niej. Najprostszym wytłumaczeniem będzie założenie pojawienia się słabego ruchu dźwigającego obszar platformy, ale nie powodującego zapadania się obszaru basenu graniczącego z platformą. Wskazują na to osady środkowego i górnego triasu równej mniej więcej miąższości na całym obszarze na zachód od platformy. Ogólnie należy stwierdzić, że trias był na Nizu okresem stabilności procesów tektonicznych i epejrogenicznych z wyjątkiem halokinezy, która od połowy do końca tego okresu powodowała znaczne deformacje osiągając maksymalne natężenie.

#### PIĘTRO STRUKTURALNE JURAJSKO-KREDOWE

**Jura dolna.** Na ściętej przez denudację powierzchni zdyslokowanych warstw triasu osadziły się utwory retyku warstwą bardzo jednostajnej miąższości. Jedynie w obszarze silnej synsedymencyjnej halokinezy, w nieckach wtórnych otaczających ekstruzje soli, mają one bardzo dużą miąższość. Jest to przeważnie materiał kajprowy redeponowany w wyniku erozji powstałej wskutek zaburzeń tektonicznych fazy starokimeryjskiej.

Nieco odmiennie od retyku kształtowała się sedymentacja liasu. Mianowicie po raz drugi zaznaczyła się tu tendencja obniżająca obszaru parageosynkliny duńsko-polskiej. Pierwszy raz miało to miejsce w cechszynie, jednak słabsze rozpoznanie tego ostatniego nie pozwala na ściśle umiejscowienie osi basenu sedymencyjnego i nie wiadomo czy jest ona zgodna z osią całego antyklinorium pomorsko-kujawskiego. Natomiast w liasie mamy dowody, że oś basenu sedymencyjnego zbiega się z osią tektoniczną. Można więc stwierdzić, że w tym czasie ukształtowała się ostatecznie strefa nietypowej geosynkliny obrzeżającej od południowego zachodu platformę wschodnio-europejską. Była ona stosunkowo wąska — jej szerokość nie przekraczała 100 km. Monoklina przedsudecka, stanowiąca jej południowo-zachodnie obramowanie, ulegała w dolnej jurze również ruchom obniżającym, ale znacznie słabszym niż strefa geosynklinalna. Po jej drugiej stronie — na platformie — niewielkie ruchy obniżające zaznaczały się w tym czasie jeszcze w syneklizie perybałtyckiej.

Po południowej stronie obszaru Nizu Sandomirydy stanowiły granicę basenu liasowego na terenie antyklinorium, a Waryscydy w synklinorium brzeżnym. Układ obszarów obniżających się stale w jurze dolnej w porównaniu z triasem nie uległ więc na ogół poważniejszym zmianom, jedynie monoklina przedsudecka zaczęła stanowić w jurze blok niezależny, usztywniony, oporny na siły obniżające.

**Jura środkowa.** W doggerze postępuje dalej wyodrębnianie się strefy geosynklinalnej. Rama zachodnia — monoklina przedsudecka, stanowiąca część wielkiego elementu kry saksońskiej — usztywnia się ostatecznie nie podlegając obniżaniu. Rama wschodnia nie zmienia w zasadzie swego charakteru. Zasadnicza zmiana następuje na południu. Stopniowo, po wschodniej stronie osi antyklinorium środkowopolskiego,

następuje przełamanie usztywnionych fałdowaniami paleozoicznymi obszarów synklinorium brzeżnego, graniczących z antyklinorium, i obniżenie ich zarejestrowane zostało tworzeniem się osadów morskich doggeru (wiercenia: Ciepiałów, Rachów, Korytków i rejonu Lubaczowa).

W obrębie strefy geosynklijalnej w jurze środkowej rejestrowane są duże lokalne zmiany miąższości i facji (J. Znosko, 1957). Poważny wpływ wywiera w doggerze, podobnie jak i w liasie, halokineza na lokalne ruchy pionowe dna basenu sedymentacyjnego. Wpływów tych nie można na podstawie dotychczasowych danych oddzielić od ruchów pionowych, idących z podłoża podcechsztyńskiego. Pewną wskazówką będzie przeprowadzenie analogii z zachodnią częścią basenu niemiecko-polskiego. Mianowicie na zachód od wału pregnicko-łużyckiego powstają w doggerze liczne wąskie rowy tektoniczne, wypełnione osadami znacznej miąższości. Analogiczne przegłębienia stwierdzamy w strefie geosynklijalnej, na przykład na granicy antyklinorium kujawskiego, częściowo rawsko-gielniowskiego i synklinorium warszawskiego między Płockiem i Skierniewicami. Prowadzi to do wniosku, że w obrębie paragiosynkliny od doggeru rozpoczęły się intensywne ruchy jej dna noszące cechy orokinezy.

**J u r a g ó r n a.** Diastrofizm środkowojurajski trwa nieprzerwanie w jurze górnej. Strefa synklinalna jako całość jest w dalszym ciągu terenem działania ruchów obniżających. Szczególnie wyraźne ślady tych ruchów zachowały się w południowej jej części na terenie antyklinorium świętokrzyskiego, antyklinorium dolnego Samu i przyległych części synklinoriów, gdzie osady malmu osiągają znaczne miąższości. Na podstawie kilku dobrze zbadanych przekrojów poprzecznych z synklinoriów obrzeżających środkowy odcinek antyklinorium środkowopolskiego można prześledzić rozkład miąższości i facji malmu w synklinoriach. Jednostki te były objęte ruchami obniżającymi znacznie silniejszymi przy ich brzegach wewnętrznych, to znaczy przy antyklinorium, a słabnących stopniowo na zewnątrz strefy geosynklijalnej, to znaczy po stronie północno-wschodniej synklinorium brzeżnego i po stronie południowo-zachodniej synklinorium szczecińsko-lódzko-miechowskiego.

Synklinoria te można więc uznać za zbocza — z jednej strony — platformy, z drugiej — kry saksońskiej (monokliny przedsudeckiej), które uległy stopniowemu nachyleniu ku osi strefy geosynklijalnej. Nachylenie to nie było równomierne, miejscami przerywane drugorzędnymi stopniami, jak na przykład stopniem o kierunku NW-SE, przebiegającym między Płockiem i Płońskiem. Na ogół przy wewnętrznych brzegach synklinoriów ruchy obniżające silnie się potęgowały. Uwagi wyrażone odnośnie do halokinezy i orokinezy w doggerze dotyczą również i malmu.

Nową cechą diastrofizmu w jurze górnej jest wyraźnie inne zachowanie się obszaru północnej części antyklinorium pomorskiego. Uległ on znacznie mniejszemu obniżaniu niż pozostałe odcinki strefy geosynklijalnej.

**K r e d a.** Faza ruchów młodokimeryjskich nie miała większego nasilenia na Niżu Polskim. Nieliczne przykłady niezgodności tektonicznych w obrębie najwyższych pięter jury i na jej granicy z kredą mogą

być tłumaczone bądź to halokinezą, bądź też wahaniami poziomu morza. Jasne jest jedynie, że antyklinorium świętokrzyskie, a prawdopodobnie i synklinorium dolnego Sanu zostały z końcem jury wydzwignięte przynajmniej w swej części osiowej, gdyż mamy dowody erozji dolnokredowej na obszarze tego pierwszego. Natomiast na obszarze Nizu rozwijała się w dalszym ciągu orokineza taka jak w jurze. Powyższe ruchy antyklinorium nie były jednak początkiem definitywnego dźwignania się tej jednostki, gdyż na początku górnej kredy całe Góry Świętokrzyskie były zalane przez morze.

Wydzwignięcie antyklinorium środkowopolskiego nastąpiło dopiero podczas fazy laramijskiej. Dla parageosynkliny duńsko-polskiej faza laramijska *sensu lato* jest główną i jedyną fazą górotwórczą.

Ruchy te rozpoczęły się już właściwie w fazie subhercyńskiej. Były one początkowo najsilniejsze na południu, gdy w santonie nastąpiło wydzwignięcie i wynurzenie antyklinorium dolnego Sanu, a częściowo, być może, i antyklinorium świętokrzyskiego. Jednocześnie dźwignął się cały blok moldanuński z Sudetami.

Antyklinorium rawsko-giełniowskie i kujawskie dźwigało się w kampanie, a pomorskie — w połowie mastrychtu. Dźwignięciu antyklinorium środkowopolskiego, zajmującego osiowy pas strefy geosynkinalnej, towarzyszyło zapadanie się przyległych części synklinoriów. Dotyczy to zresztą prawie wyłącznie synklinorium szczecińskiego i mogileńsko-łódzkiego, gdzie powstają wówczas maksymalne miąższości osadów kredy górnej, głównie kampanu i mastrychtu dolnego. Zapadanie jest związane z fałdowaniem, które pozostawiło liczne ślady w postaci lokalnych zróżnicowań miąższości i litofacji poszczególnych poziomów górnej kredy, szczególnie silnych w synklinorium szczecińskim i mogileńskim. W połowie mastrychtu całe antyklinorium i prawie cały obszar położony na zachód od niego staje się łądem, na którym nie gromadzą się osady aż do oligocenu. Jedynie północna część synklinorium szczecińskiego nie ulega dźwignięciu.

Synklinorium brzeżne w kredzie górnej ulega znacznie słabszemu obniżaniu i fałdowaniu niż szczecińsko-łódzko-miechowskie. Po całkowitym wynurzeniu tego ostatniego łącznie z antyklinorium środkowopolskim morze trwa tu jeszcze do paleocenu dolnego, a pod Chojnicami — do eocenu włącznie. Obszarowi temu przypisywano (W. Pożaryski, 1957a, b; S. Sokołowski i J. Znosko, 1959) cechy zapadliska przedgórskiego. Cechy te są bardzo słabe, gdyż osady, które miałyby odpowiadać molasie (mastrycht górny — paleocen dolny), mają miąższość nie przekraczającą 450 m.

#### JEDNOSTKI TEKTONICZNE POKRYWY POWARYSCYJSKIEJ

Diastrofizm powaryscyjski doprowadził do uformowania odmiennych niż poprzednie stosunków strukturalnych. Geneza ich tkwi w innym niż paleozoiczny kierunku ruchów tangencjalnych i pionowych. Bardzo ważną rolę odegrało tu istnienie w najniższej części pokrywy skał przechodzących łatwo pod ciśnieniem w stan plastyczny. W wyniku tego można przyjąć odklucie całej pokrywy na warstwach solnych cech-

sztynu. Wszystkie fałdy pokrywy w obrębie obszaru występowania facji solnej cechsztynu są najprawdopodobniej dysharmonijnie ukształtowane, niezależnie od struktur paleozoicznych.

Strefa platformowa wewnętrzna obejmuje jednostki geologiczne położone na północny wschód od synklinorium brzeżnego, a mianowicie: wyniesienie Łeby, syneklizę perybałtycką, wyniesienie mazursko-suwalskie, obniżenie podlaskie i wyniesienie zrębowe podlasko-lubelskie.

Strefa ta charakteryzuje się niezaburzonym ułożeniem pokrywy perm-mezozoicznej. Dolne jej człony, perm i dolny trias posiadają jeszcze wpływy diastrofizmu paleozoicznego. Są mianowicie ułożone synklinalnie w syneklizie perybałtyckiej. W obniżeniu podlaskim cechą tę posiada tylko perm. Młodsze ogniwa ścinają płasko stare jednostki depresyjne. W młodszych członach pokrywy zaznacza się bardzo szerokie i o małej amplitudzie ułożenie synklinalne z osią na wyniesieniu mazursko-suwalskim. Można więc stwierdzić na tej podstawie usztywnienie zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej na przełomie paleozoiku i mezozoiku w tym sensie, że ruchy niezależne zachowały tylko największe jednostki platformy: tarcza bałtycka i ukraińska. Między nimi — na terenie anteklizy białoruskiej, której przedłużeniem ku zachodowi jest wyniesienie mazursko-suwalskie, powstała wyżej wspomniana płytka depresja. Część zachodnia tej depresji obejmuje omawianą strefę platformy w obrębie Nizu Polskiego i jest pochylona lekko wzdłuż swej osi ku zachodowi.

Na strefie wewnętrznej występują sporadycznie niewielkie struktury antyklinalne. Widoczne one są na najbardziej południowej jej części, na bloku chełmskim. Ich istnienie tłumaczy tu bliskie sąsiedztwo fałdowań waryscyjskich, które w tej okolicy najgłębiej wchodzą w platformę. Poza tym fałdy o kierunku WNW-ESE stwierdzono na wyniesieniu Łeby, a więc na brzegu tarczy bałtyckiej i to w jej części najdalej wysuniętej ku południowi. Zdyslokowanie tarczy o tym kierunku jest znane z sąsiedniego Bornholmu, gdzie powstało ono w paleozoiku.

Strefa brzeżna platformy obejmuje część synklinorium brzeżnego leżącą na północny wschód od jego osi. Pozostałą część można traktować jako zbcze antyklinorium środkowopolskiego.

Strefa brzeżna jest pochylona ku południowemu zachodowi, dla warstw mezozoicznych przeciętnie 1—2%. Pochylenie wzrasta stopniowo lub skokowo w kierunku spadku. Granica ze strefą wewnętrzną platformy przebiega na linii górnej skarpy. Na odcinku południowym biegnie ona od uskoku włodzińskiego w formie fleksury poprzez okolice Piasków, Kocka i Garwolina. W pobliżu tych trzech miejscowości jest ona zdefiniowana przez przekroje sejsmiczne i wiercenia. Górna skarpa powstała w wyniku nacisku platformy na przedpole.

Na północ od Garwolina przekroje sejsmiczne na ogół nie sięgają do paleozoiku. Granicę musi się tu prowadzić na podstawie ułożenia warstw jury i kredy. Wyznacza je szereg antyklin biegnących od okolic Otwocka po okolice Mławy i Ostródy. Antykliny te są najprawdopodobniej analogiczne do antyklin Kocka i Garwolina. Są one widoczne na każdym przekroju sejsmicznym, przecinającym granice stref. Zbiegają

się one z granicą zachodnią ostrych anomalii magnetycznych i z wschodnią — zaburzeń tektonicznych w mezozoiku.

Na północy, między Malborkiem i Kwidzynie, pierwotna lokalizacja skarpy została obecnie potwierdzona wynikami długiego sondowania refrakcyjnego, którego wyniki podaje J. Skorupa (1962). Dalej na zachód granica jest trudna do sprecyzowania wobec małej ilości badań oraz prawie nie zaburzonego ułożenia warstw na tym odcinku strefy brzeżnej. Wyrażna jest jedynie słaba fleksura na południe od Bytowa. Nad morzem wyznacza ją załamanie pochylenia powierzchni podcechsztyńskiej pod Sławnem i Darłowem.

Strefa brzeżna platformy ma płaszcz osadowy permo-mezozoiczny silnie sfałdowany na odcinku przylegającym do wyniesienia mazursko-suwalskiego, słabiej na odcinku wyniesienia zrębowego podlasko-lubelskiego. Bardzo słabo sfałdowane są odcinki przypadające na depresję podlaską i syneklizę perybałtycką. Na pierwszym z tych odcinków, w okolicach Płocka i Płońska, fałdy mają rozciągłość NW-SE i zaznacza się w nich znaczny wzrost amplitudy i stromości zboczy z NE ku SW. Można tu wydzielić dwa obszary: od Płońska przez Sierpc po Brodnicę — płaskie, mniej więcej symetryczne antykliny i synkliny o małej amplitudzie; od okolic Wyszogrodu przez Płock do Lipna — pas antyklin asymetrycznych, nachylonych ku SW, o dużych na ogół amplitudach. Granica między tymi dwoma pasami struktur przypada na granicy nagłego wzrostu miąższości, szczególnie silnego dla starszego mezozoiku z doggerem włącznie. Tworzy się rodzaj progu ograniczającego od NE obszar największych miąższości mezozoiku w strefie brzeżnej. Ciągnie się on dalej wzdłuż strefy ku SE zakręcając nagle ku zachodowi na linii dolnej Pilicy, tworząc tu szeroki próg poprzeczny w pokrywie osadowej strefy brzeżnej. Ten południowy odcinek progu odpowiada mniej więcej północnej granicy Waryscydów i dowodzi permanentnego zapadania się ich przedpola w ciągu całego mezozoiku.

Na odcinku lubelskim, na południowy zachód od wyżej podanego progu poprzecznego kończy się zasięg cechsztynu i starszego mezozoiku. Pokrywa powaryscyjska jest tu ciekna, rzędu 1000 m w części północno-zachodniej, a 1500 m w części południowo-wschodniej. Jest ona na ogół słabo sfałdowana. Fałdy mają kierunek — laramijski NW-SE — zgodny z brzegiem platformy, a skośny do fałdów paleozoicznych, i są na ogół symetryczne. Amplitudy są bardzo niewielkie. Upodabnia to je do struktur rejonu Płońska, Sierpca, Brodnicy. W szczegółach ich budowy zaznacza się w wielu miejscach dostosowywanie do fałdowań paleozoicznych.

W najbardziej południowej części obszaru, w okolicach Tomaszowa Lubelskiego, amplituda struktur znacznie wzrasta, są one wyraźnie asymetryczne i przechylone na zewnątrz od platformy. Cechy te zbliżają je do struktur okolic Wyszogrodu, Płońska i Lipna. Pokrywa mezozoiczna jest tu grubsza, dochodzi do 2000 m i wyraźnie szybko wzrasta ku południowemu zachodowi. Na tym odcinku charakter strefy brzeżnej zmienia się, fleksurowa skarpa górna nie ogranicza jej już od wewnętrznej platformowej. Od południowego zachodu i zachodu przylega do niej wielka elewacja starszego podłoża — antyklinorium dolnego Sanu. Fałdy powstały więc w strefie kompresji między dwoma masami.



**Strefa geosynklynalna.** Obejmuje ona jednostki geologiczne: antyklitorium środkowopolskie i przylegające doń zbocza synklinoriów obrzeżających.

Nazwa wiąże się z jej geosynklynalnym charakterem w cechszynie i mezozoiku. Mianowicie jest to strefa wielkich miąższości i bardzo dużych ich wahań. W okolicy Kutna obecnie cechszynom i mezozoik ma 8000 m miąższości, a pierwotnie, doliczając zdenudowany malm i krede, dochodził do 11 000 m. Jest to jednocześnie strefa niezwykle intensywnych laramijskich ruchów dźwigających, wynoszących przeważnie około 3000 m.

W paleogenie na antyklitorium dolnego Sanu wyniosły one na powierzchnię utwory prekambryjskie. Wielkość ruchów pionowych wznoszących i obniżających, ich przebieg w czasie w powiązaniu z sedymentacją oraz obecność ruchów tangencjalnych nosi wyraźnie cechy cyklu orogenicznego. Jest to parageosynklynalna intrakratoniczna. Jej granice nie pokrywają się ściśle z jednostkami geologicznymi Niżu (Polskiego). Całe antyklitorium środkowopolskie leży w jej obrębie. Jednak strefa ta przekracza jego ramy, gdyż to co nazywamy zwykle antyklitorium, stanowi tylko pas wypiętrzeń centralnych w obrębie strefy geosynklynalnej. Wypiętrzeniu towarzyszyło obniżanie przylegających części synklinoriów obrzeżających, należących częściowo również do geosynklyniny. Trudność jednak polega na tym, że profil osadów w najgłębszych, osiowych częściach synklinoriów jest mało poznany. Wobec tego dla wyznaczenia strefy wielkich miąższości i wielkiej ruchliwości podłoża posłużono się analizą ruchów pionowych w ostatecznym stadium fałdowania i następnie dźwigania się orogenu. Z analizy tej wynika, że w synklinoriach dadzą się wyróżnić bardzo wyraźnie linie graniczne, na których ruch wznoszący wygasał. Na zewnątrz od tych granic, podczas dźwigania się antyklitorium w fazie laramijskiej nie było ruchów ku górze. Są to właściwe osie synklinoriów, czyli linie najgłębszego położenia najmłodszych osadów sedymentacji geosynklynalnej, gdyż one rejestrują tylko ostatnią fazę ruchów. Na tej podstawie wyznaczone zostały granice strefy geosynklynalnej na mapie elementów tektonicznych pokrywy powaryscyjskiej (fig. 3). Można tę strefę jeszcze inaczej określić w sensie strukturalnym. Jest to mianowicie laramijskie antyklitorium — rozumiane najszerszej, to znaczy sięgające na zewnątrz do miejsc, gdzie zbocza jego schodzą najniżej, czyli do osi synklin.

Osie synklinoriów nie leżą na liniach symetrii tych jednostek, a są przysunięte blisko ich brzegów graniczących z antyklitorium. Tłumaczy się to tym, że synklinoria leżą właściwie prawie całkowicie — co już wcześniej przewidywano — na otaczających kratonach. Są to części kratonów lekko tylko nachylone ku geosynklyninie, ale nie biorące właściwie udziału w jej ewolucji. Są one jednak sfałdowane. Fałdy w synklinoriach cechuje wzrost amplitudy ku strefie geosynklynalnej. Najważniejszy jest fakt, że posiadają one zawsze, mniej lub więcej wyraźną wergencję ku osi synklinorium. Jest to dodatkowe kryterium dla wyznaczenia tych osi. Regularność asymetrii struktur drugiego rzędu przechodzi i na obszar właściwego antyklitorium, na którym również — z wyjątkiem odcinka pomorskiego — można wyznaczyć oś, od której na zewnątrz skierowana jest wergencja antyklin. Cała więc strefa geo-

synklinalna charakteryzuje się regularnym układem fałdów przechyłonych ku kratonom, a obniżone części brzeżne kratonów — fałdami przechylonymi ku geosynklinie (fig. 3). Przedstawiony schemat sprawdza się na terenie całej Polski, od północnego brzegu Karpat do brzegów Bałtyku. Pewne elementy jego dadzą się również odczytać na duńsko-szwedzkiej części geosynkliny.

Analiza tektoniki brzegów strefy geosynklijalnej prowadzi do ustalenia występowania w ich obszarze fleksur jako elementów charakterystycznych. Są one obecne zarówno po jej stronie południowo-zachodniej, jak i północno-wschodniej. Podniesione skrzydła (wewnętrzne) tych struktur występują z reguły w formie antyklin — obszar między Radomiem i Kraśnikiem (W. Pożaryski, 1948), również fleksurą ograniczona jest od północnego wschodu struktura Biłgoraju i szereg struktur na wschód od Lubaczowa, a następnie na północy — fleksura Orzełka i asymetryczna antyklina Chojnic i Koszalina. Na południowym zachodzie fleksura ogranicza antyklinorium w rejonie Drawna oraz występuje najbardziej typowa forma antyklinalno-fleksurowa Kłodawy. Dowodzą one istnienia wyraźnych brzegów kratonów, które stosunkowo ostro ograniczają strefę geosynklijalną i spowodowały „wylanie“ się masy osadów podnoszonych w ostatniej fazie orogenezy połączonej z kompresją strefy geosynklijalnej między szczękami kratonów.

Postawienie tezy, że geosynklina duńsko-polska rozwinęła się na kratonie, ma swoje bardzo głębokie uzasadnienie w wynikach analiz wpływu budowy starszego podłoża na powaryscyjską pokrywę. Wpływ podłoża najlepiej jest widoczny na Pomorzu i na terenie północnych Kujaw; był omówiony w rozdziale o kaledonidach.

Fakty dotyczące starszego mezozoiku i permu są niezmiernie skąpe po północnej stronie antyklinorium świętokrzyskiego. Spąg pokrywy permio-mezozoicznej na przekroju Radom — Przedbórz, przebiegającym przez północną część antyklinorium świętokrzyskiego jest dość dobrze poznany w ogólnym zarysie. W osi antyklinorium środkowopolskiego leży on mniej więcej na tej samej głębokości (1500÷2000 m) co i na sąsiadujących kratonach. Natomiast między tymi obszarami — w osiach synklinoriów — leży on głębiej. Wynika z tego, że tylko w osi strefy geosynklijalnej powaryscyjskie osiadanie podłoża jest całkowicie skompensowane przez ruchy dźwigające. Jak wiemy w kierunku SE ruchy dźwigające nie tylko skompensowały te pierwsze, ale znacznie je przekroczyły, powodując odsłonięcie osadów przedpermskich.

Na północny zachód od linii Radom — Przedbórz jest odwrotnie. Ruchy dźwigające nie skompensowały sumy ruchów obniżających — w rezultacie nie doszło do wytworzenia się formy antyklinalnej w dolnych warstwach pokrywy permio-mezozoicznej, a skrzydła zewnętrzne synklinoriów przedłużają się nie zmieniając kierunku nachylenia aż do centrum strefy geosynklijalnej, co już przewidziało kilku autorów (W. Pożaryski 1957b; S. Sokołowski i J. Znosko, 1959). Pod antyklinorium jest więc w głębi forma synklinalna. Bezpośrednim tego dowodem są przekroje sejsmiczne przez Kłodawę wykonane w 1961 r. przez P.P.G. (fig. 5).

W stosunku do antyklinorium pomorskiego nie można wysnuć tak prostych wniosków. Niewątpliwie jest jedynie ogólne pochylenie mono-

klinalne spągu cechsztynu północno-wschodniego brzegu antyklinorium ku jego osi. Nie wiemy natomiast czy oś nieckowatego ułożenia spągu pokrywy powaryscyjskiej leży pod antyklinorium, czy ewentualnie pod synklinorium szczecińskim, lub nawet pod północną granicą monokliny przedsudeckiej. Zależy to głównie od rozkładu miąższości permu i triasu na tym obszarze, co nie jest poznane. Na fig. 4 przyjęte jest hipotetyczne położenie tej osi odchylone ku południowi od osi antyklinorium<sup>4</sup>.

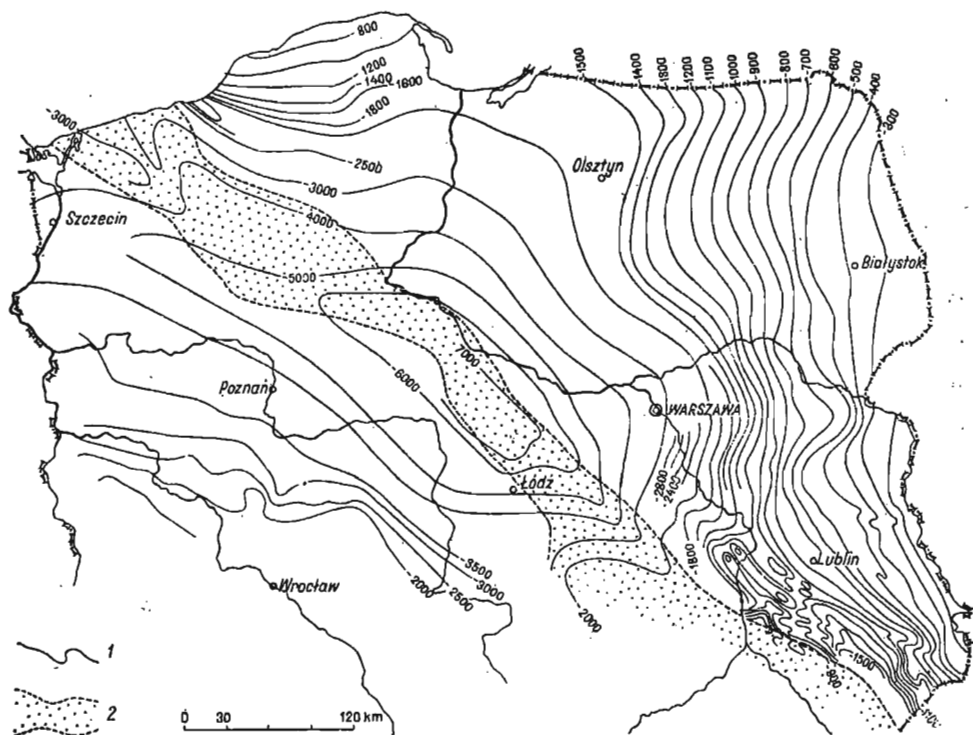


Fig. 4. Schematyczna mapa strukturalna powierzchni spągowej pokrywy powaryscyjskiej (w antyklinorium pomorskim spąg cechsztynu)  
Schematic structural map of bottom surface of the Post-Variscian cover  
(in the Pomeranian anticlinorium — bottom of the Zechstein)

1 — izohipsy; cyfry oznaczają głębokość w stosunku do poziomu morza; 2 — obszar antyklinorium środkowopolskiego

1 — isohipses; figures show depth under of the sea level; 2 — area of the Middle Polish anticlinorium

Należy dodać, na podstawie wiercenia Świdwin 3, że widoczna w jurze i kajprze antyklina Świdwina potwierdza się w spągu cechsztynu, nie jest więc spowodowana przez halokinezę, a przez orokinezę.

Strefa brzeżna monokliny przedsudeckiej. Jest to południowo-zachodnie zbocze synklinorium szczecińsko-łódzkiego, które można traktować jako silnie obniżony brzeg kratonu przeciwnieległego platformie. Kraton ten bywał nazywany w całości krą saksońską,

<sup>4</sup> Ostatnio wykonane prace sejsmiczne potwierdziły tę hipotezę w okolicach Szczecina.

a monoklina przedsudecka jest jego częścią peryferyczną. W tym przypadku nie chodzi o rozszerzenie zasięgu pojęcia monokliny, a o podkreślenie związku tej jednostki z przyległym do niej zboczem synklinorium szczecińsko-łódzkiego. Granica między właściwą monokliną i jej strefą brzezną nie ma charakteru dyslokacji tektonicznej, jak to ma miejsce między strefą wewnętrzną i brzezną platformy.

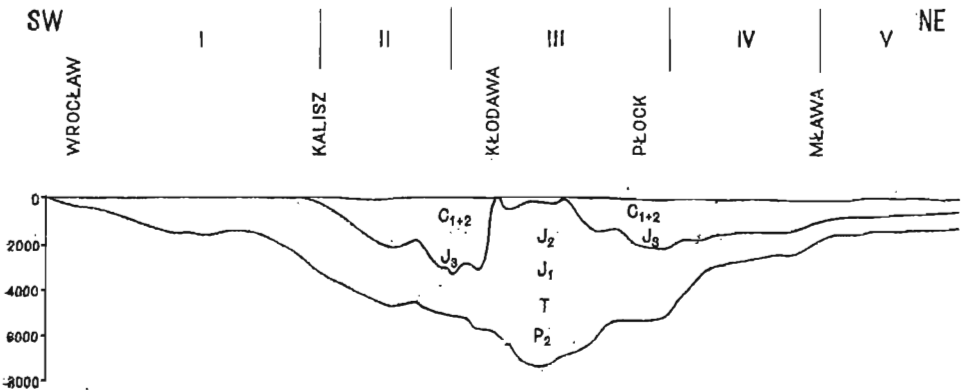


Fig. 5. Przekrój schematyczny przez Polskę środkową

Schematic cross section through Central Poland

I — monoklina przedsudecka; II — strefa brzeżna monokliny przedsudeckiej; III — strefa geosynklinalna; IV — strefa brzeżna platformy; V — strefa platformowa wewnętrzna  
Linie oznaczają (od góry): spąg czwartorzędzu i trzeciorzędzu; spąg jury górnej; spąg permu górnego

I — Fore-Sudetic monocline; II — marginal zone of the Fore-Sudetic monocline; III — geosynclinal zone; IV — marginal zone of platform; V — internal platform zone.  
The lines signify (downwards): bottom of the Quaternary and Tertiary, bottom of the Upper Jurassic, bottom of the Upper Permian

Strefa brzeżna po południowo-zachodniej stronie strefy geosynklinalnej ma analogiczną budowę jak po północno-wschodniej. Jest ona sfałdowana, a fałdy mają wergencję w kierunku nachylenia zbocza całej strefy, jest to najwyraźniejsze na odcinku Szczecin — Poznań.

Bardzo ciekawe jest przecięcie strefy przez grzbiet krakowsko-poznański, tworzące elewację obornicką. Pokrywa mezozoiczna tej elewacji nie uległa sfałdowaniu w formie takiej jak sąsiednich części synklinorium. Powstało parę bardzo płaskich, owalnych fałdów o kierunkach osi nierównoległych do osi synklinorium. Jedynie na granicy strefy geosynklinalnej zaznaczyła się wyraźna głęboka synklina, mniej więcej równoległa do ogólnego kierunku stref. Ciekawa jest antyklina Szamotuł. Ma ona kierunek NNW-SSE i jest wyraźnie dofałdowana od zachodu do krawędzi zachodniej elewacji obornickiej. Co ciekawsze ma ona wergencję w kierunku tej elewacji. Geneza tego obrazu jest trudna do wytłumaczenia.

W czasie działania orokinezy strefa brzeżna po południowo-zachodniej stronie antyklinaorium została silniej sfałdowana i zapadnięta niż analogiczna strefa po stronie północno-wschodniej. W niecce mogileńskiej obniżenie osiągnęło maksymalną wartość. Wiąże się to z faktem,

że cała platforma w obszarze Nizy zachowywała się w permie i mezozoiku bardziej sztywno niż kra saksońska. Maksimum mogileńskie jest sumą wielu różnokierunkowych predyspozycji. Trzy z nich wydają się odgrywać tu najważniejszą rolę: położenie w osi synklinorium; położenie w starej depresji o kierunku NNW-SSE, leżącej między elewacjami grzbietu krakowsko-poznańskiego i elewacji Szubin — Barcin — Gopło; położenie na przedłużeniu depresji podlaskiej, która wyraźnie wpływa na rozkład miąższości młodszego mezozoiku w synklinorium brzeżnym (warszawskim) a być może i dalej na zachód od niego.

**Monoklina przedsudecka.** Tektonika pokrywy permomezozoicznej na tej jednostce jest słabo poznana. Wynika to przede wszystkim ze słabego bardzo zdyslokowania tej pokrywy w ogóle oraz z „asejsmiczności“ tego obszaru. Część północna monokliny, strefa Gorzów — Jarocin, jest obszarem płaskim, słabo nachylonym ku NE i pozbawionym prawie struktur. Jedynie w okolicach Środy jest parę kopulastych płaskich antyklin. Leżą one w obszarze grzbietu krakowsko-poznańskiego, który tu podbudowuje całą wschodnią część strefy Gorzów — Jarocin. Część południowa, strefa Wschowa — Ostrzeszów, jest nieco podniesiona w stosunku do północnej. Dzieli je rodzaj płaskiej skarpy. Jest to obszar słabo sfałdowany, o fałdach płaskich i wydłużonych, bądź kopulastych. Prawdopodobnie liczne są tu dyslokacje uskokowe. Tektonika pokrywy permotriasowej jest głównie wynikiem ruchów potomnych tkwiącego w głębi górotworu warwscyjskiego.

**Wał północnosudecki.** Pokrywa permotriasowa występująca na północno-wschodnim zboczu wału jest silnie zdyslokowana dysjunktywnie. Wał ku północnemu zachodowi zanurza się, a pokrywa otula go od strony niecki dolnołużyckiej. Dyslokacja wzdłuż północno-wschodniego zbocza wału przeciąga się i na część zanurzającą się — aż do granicy Polski, przecinając Odrę koło Krosna Odrzańskiego. Jest ona równoległa i analogiczna do dyslokacji łużyckiej w Niemczech, należącej do systemu dyslokacji laramijskich, o kierunku NW-SE, przecinających skośnie struktury paleozoiczne.

## GŁÓWNE RYSY HISTORII ROZWOJU STRUKTUR

### KALEDONIK

Na platformie, w jej strefie wewnętrznej, powstały w fazie synorogenicznej ardeńskiej obniżenia synklinalne na pograniczu wielkich jednostek podłoża krystalicznego: tarczy bałtyckiej, kopuły białoruskiej i tarczy ukraińskiej. Znajdują się one na miejscu dawnych geosynklin prekambryjskich.

Cała strefa brzeżna platformy łącznie z obszarem Łeby strefy wewnętrznej była miogeosynkliną. Część obszaru geosynklinalnego objęta została orokinezą obrzeżającą wielkie tarcze i mniejsze elewacje (kopuła białoruska) dając w wyniku charakter tektoniki ramowej. Obszar geosynklinalny ciągnął się daleko na zachód. Tektonika typowa dla orogenów typu alpejskiego realizowana jest prawdopodobnie tylko na obszarze Sudetów, na pozostałych obszarach mamy do czynienia ze złuskowaniem o niewielkich amplitudach przesunięć, bądź z fałdami.

## WARYSCYDY

Obszar geosynkliny kaledońskiej tylko częściowo podlegał regeneracji w dewonie i karbonie. Objęła ona przede wszystkim cały obszar antyklinorium świętokrzyskiego i synklinorium lubelskie. Orokineza nigdzie nie była tak silna jak kaledońska i z reguły prowadziła do powstania dość regularnych fałdów o kierunku zbliżonym do WNW-ESE. Na krawędzi platformy fałdy ściśle dostosowywały się do zarysów kopuły białoruskiej i tarczy ukraińskiej. Dalej na południowy zachód przebieg orogenezy był skomplikowany starymi blokami i zapadliskami. Takim blokiem sfałdowanym w kaledoniku były Sudety łącznie z wałem północnosudeckim. W jego obrzeżeniu północnym i wschodnim powstawała geosynklina waryscyjska z silnymi objawami orokinezy, z wergencją, przynajmniej na wschodzie, na zewnątrz od bloku — ku zapadlisku górnośląskiemu.

Na przedpołu waryscydów w Polsce północnej powstało zapadlisko przedgórskie, sięgające po brzeg Bałtyku i dalej po Arkonę na Rugii. Nie obejmowało ono Wysp Duńskich i Skanii, które stanowiły w dewonie i karbonie wyniesiony obszar denudacji.

## ROZWÓJ STRUKTUR POWARYSCYJSKICH

Po karbonie nastąpiło dalsze przesunięcie geosynkliny ku południowi (w typowym alpejskim rozwoju), już poza obszar Niżu (geosynklina karpaska). Na Niżu wytworzyła się natomiast odmienna forma geosynkliny intrakratonicznej — parageosynklina duńsko-polska, położona ściśle na krawędzi platformy i ścinająca prawie prostolinijnie jej nierówności. Pierwsza faza jej rozwoju charakteryzuje się brakiem silniejszych ruchów orokinetycznych oraz przebiegiem osi basenu sedymentacyjnego w zasadzie na linii krawędzi platformy. W tym czasie przejawiają się natomiast silniej ruchy posthumne waryscyjskie i oś sedymentacyjna migruje dwukrotnie, w dolnym permie i środkowym triasie na przedpole Waryscydów. Ruchy starokimeryjskie były słabe, ale objęły szerokie obszary. Ożywiły one halokinezę i wpłynęły na powstanie diapiryzmu solnego, przebijającego rozluźniony tektonicznie nadkład triasowy.

W jurze środkowej, wskutek nasilającej się orokinezy, dno parageosynkliny zaczęło się fałdować i miąższość osadów silnie się różnicowała, pojawiły się rozmycia i hiatusy — odpowiada to stadium hyporogenezy. W kredzie górnej, wskutek dźwignania centralnego antyklinorium geosynkliny, nastąpiła migracja osi poszczególnych niecek sedymentacyjnych do otaczających synklinoriów. Ostateczne fałdowanie miało miejsce w fazie laramijskiej w czasie od połowy mastrychtu do eocenu.

W wyniku orokinezy uformował się górotwór z wergencją fałdów skierowaną na zewnątrz od linii osiowej wypiętrzenia, biegnącej przez środek antyklinorium środkowopolskiego. Na nachylnych zboczach kratonów powstały fałdy o wergencji skierowanej ku geosynklinie. W ten sposób osie synklinoriów stanowią linie graniczne dwóch przeciwnych kierunków wergencji fałdów laramijskich i obrzeżają centralny obszar parageosynkliny, na którym miała miejsce najsilniejsza orokineza, i jedynie on podległ dźwignięciu w ostatniej fazie kształtowania góro-

tworu. Od górotworu typu ortogeosynklinalnego różni go jedynie bez porównania mniejsze przesunięcia poziome, większy udział facji kontynentalnej wśród osadów, oraz sporadycznie tylko występujący magmatyzm. Od typowej parageosynkliny w sensie Stillego różni go układ fałdów właściwy orogenum i silne (do 4000 m) wypiętrzenie. Jest to forma pośrednia między górotworem mio- i parageosynklinalnym.

Wyżej przedstawiona struktura środkowopolska posiada w pojęciu E. Krausa (1956, 1960) cechy decydujące o jej zaliczeniu do orogenu. Uważa on za najważniejszą cechę orogenu istnienie strefy osiowej i dwóch skrzydeł, które wykazują wergencję na zewnątrz (l.c. str. 245) jako wynik kompresji geosynkliny. Objawy kompresji są tu stosunkowo słabsze niż w innych orogenach, ale struktura nie da się wytłumaczyć w inny sposób jak przesunięciem poziomym kratonów ku sobie.

Magmatyzm synorogentyczny w obrębie parageosynkliny nie został dotychczas stwierdzony. Występuje on jednak na jej brzegu w Skanii i w przedłużeniu jej po północno-zachodniej stronie Jutlandii.

Zakład Geologii Nizy I. G.

Nadesłano dnia 8 kwietnia 1963 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- AREN B., PAWŁOWSKI S. (1958) — Projektowe założenia geologiczne badań ogólnych podłoża Nizy Polskiego. Cz. III. Strefa brzeżna platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- BROTZEN F. (1960) — The Mesozoic of Scania Southern Sweden. Intern. Geol. Congr. Norden, Guide Exc. Stockholm.
- BROTZEN F., POŻARYSKA K. (1961) — Foraminifères du Paléocène et de Eocène inférieur en Pologne septentrionale. Remarques paléogéographiques. Rev. de Micropaléont., nr 3, p. 115—166. Paris.
- CZARNOCKI J. (1919) — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika staropaleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich (kambr, sylur, dewon dolny). Pr. Tow. Nauk. Warsz. nr 28. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1950—1957) — Prace geologiczne, t. 2. Tektonika Gór Świętokrzyskich, z 3. Geologia regionu łysogórskiego. Pr. Inst. Geol., 18. Warszawa.
- DĄBROWSKI A. (1957) — Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. Kwart. geol., 1, p. 31—39, nr 1. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956) — Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. Prz. geol., 4, p. 341—344, nr 8. Warszawa.
- GAERTNER H. R. (1960) — Über die Verbindung der Bruchstücke des kaledonischen Gebirges im Nördlichen Mitteleuropa. Int. Geol. XXI Congr. Rep. Sec. XIX, p. 96—101. Kopenhaga.
- ГЛУШКО В. В., САНДЛЕР Я. М. (1957) — Западные области Украины. Очерки по геол. СССР, 2, стр. 249—265. Ленинград.
- GREGERSEN A., SORGENFREI T. (1951) — Exploration of the subsurface geology of Denmark. Medd. Dan. Geol. För., 12, nr 1, p. 141—151. Kopenhaga.
- KÖLBEL H. (1959) — Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordost — Deutschlands und angrenzender Gebiete. Ber. Geol. Ges., 4, nr 2—3, p. 115—156.

- KRAUS E. (1954) — Gedenken zur geosynkinal-tektonischen Nomenklatur. *Zs. d. Geol. Ges.*, 106, 2 Teil, p. 431—438.
- KRAUS E. C. (1960) — Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen. *XXI Int. Geol. Congr., Rep. P. XVIII*, p. 236—247. Copenhagen.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1952) — *Zarys Geologii Polski*. Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.
- KUŹNIAR C. (1922) — Uralidy w Europie środkowej i północnej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, nr 4/6, p. 523—556. Warszawa.
- KUŹNIAROWA A. — Petrografia osadów syluru z wiercenia Lębork. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- LARSEN G., BUCH A. (1960) — Dybdeboringen Slagelse nr 1, *Medd. Dansk. Geol. Foren.*, 14, p. 281. København.
- LEWIŃSKI J. (1933) — Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni okolic Tomaszowa Mazowieckiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, nr 3, p. 1—7. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J. (1918) — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu północno-europejskiego. *Prace, Tow. Nauk. Warsz.*, nr 33. Warszawa.
- LIMANOWSKI M. (1922) — O krzyżowaniu się łańcuchów Europy środkowej w Polsce i o liniach analogicznych biegnących pod tymi łańcuchami. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, nr 4/6, p. 557—600. Warszawa.
- LINDSTRÖM M. (1960) — On some sedimentary and tectonic structures in the Ludlovian Colonius shale of Scania. *Geol., För. Förh.*, 82, z. 3, nr 90, p. 319—341. Stockholm.
- LUNIEWSKI A. (1923) — Z geologii okolic Zawichosta. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2, nr 1—2, p. 49—72. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T., ŻELICHOWSKI A. M. (1961) — Uwagi o możliwościach występowania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w karbonie obniżenia lubelskiego. *Prz. geol.*, 9, p. 417—421, nr 8. Warszawa.
- NOWAK J. (1927) — *Zarys tektoniki Polski*. II Zjazd Geografów i Etnografów Słowiańskich. Kraków.
- PAWŁOWSKA K. (1954) — Nowe dane o paleozoiku na północ od Sandomierza. *Prz. geol.*, 2, p. 461—462, nr 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947) — Anomalie magnetyczne w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 44. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1948) — Badania grawimetrem Nörsgaarda w środkowej i południowej Polsce w okresie od 12.4. do 14.6.1947. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 47. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1952) — Kilka zagadnień geofizycznych w Polsce. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- PIETRENKO W. (1961) — Kształtowanie się wału kujawsko-pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 172, p. 73—131. Warszawa.
- POBORSKI J. (1957) — Cechsztyńska struktura solna Izbica—Łęczycza. *Prz. geol.*, 5, p. 31—32, nr 1. Warszawa.
- POBORSKI J. (1960) — Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy środkowej na ziemiach Polski. *Prace Inst. Geol.*, 30, cz. II, p. 355—366. 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. (1956) — Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. *Prz. geol.*, 4, p. 3—7, nr 6. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1957a) — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. *Kwart. geol.*, 1, p. 7—30, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1957b) — Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. *Kwart. geol.*, 1, p. 383—424, nr 3—4. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1960) — Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. *Prace Inst. Geol.*, 30, cz. 2, p. 377—418. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1963) — Stan i kierunki badań na obrzeżeniu prekambryjskiej platformy wschodniej Europy. *Prace Inst. Geol.*, 32. Warszawa.
- REGNÉLL G. (1960) — The Lower Paleozoic of Scania. XXI Int. Geol. Congr., Norden, Guide Exc. Sweden.
- SAMSONOWICZ J. (1924) — Szkieł geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresja albu i cenomanu w bruzdzie północnoeuropejskiej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3, nr 1—2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, nr 1—2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1948) — O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowie niecki Łódzkiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 50. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J. (1909) — Geologia ziem Polski. Lwów.
- SKORUPA J. (1959) — Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 160 (ser. geof. nr 19). Warszawa.
- SKORUPA J. (1960) — Résultats géologiques des recherches géophysiques au nord-est de la Pologne. *Inst. Geol. Congr., Rep. XXI, Ses. Norden*, cz. II, p. 182—188. Copenhagen.
- SKORUPA J. (1962) — Morfologia podłoża krystalicznego i nieciągłych pokryw wulkanicznych w północno-wschodniej Polsce w świetle badań sejsmicznych refrakcyjnych. *Arch. Inst. Geol.* (maszynopis). Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1958) — Atlas geologiczny Polski. Tablica 7. Mapa tektoniczna Polski. Skala 1 : 1 000 000. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1959) — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. *Kwart. geol.*, 3, p. 1—24, nr 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1960) — Eléments principaux de la tectonique de Pologne. *Prace Inst. Geol.*, 30, cz. II, p. 441—464. Warszawa.
- STILLE H. (1948) — Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bild der gesamt-europäischen. *Z.d.G.G.*, 100, p. 223—266.
- STILLE H. (1951) — Das mittel-europäische varistische Grundgebirge im Bilde der gesamt-europäischen. *Beih. Geol. Jb.*, nr 3. Hannover.
- TEISSEYRE W. (1893) — Całokształt płyty paleozoicznej Polski. *Kosmos*, nr 7/9. Lwów.
- THORSLUND P. (1960) — The Cambro-Silurian — W. Description to Accompany the Map of the Pre-quaternary Rocks of Sweden. *Sv. G.U., ser. Ba.*, nr 16, p. 69—110. Stockholm.
- TOKARSKI A. (1958) — O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. geol.*, 2, p. 807—824, nr 4. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1959) — Chojnicki profil cechsztyński. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, nr 2. Kraków.

- TOKARSKI A. (1961) — Postęp w polskiej geologii poszukiwawczej. Zesz. Nauk. Akad. Gór.-Hutn., nr 52, p. 27—47. Kraków.
- TOMCZYK H. (1960) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 4 — Sylur. Inst. Geol. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1962) — Uwagi o sedymentacji warstw wydryszowskich w regionie lysogórskim, a warstw siedleckich w otworze Lębork. Prz. geol., 10, p. 407—410, nr 8. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E. (1962) — Warstwy bostowskie i ich odpowiedniki facjalno-stratygraficzne. Prz. geol., 10, p. 403—406, nr 8. Warszawa.
- TORNQUIST A. (1910) — Geologie von Ostpreussen. Berlin.
- TYSKI S. (1959) — Wyniki wiercenia oporowego Pasłek IG. d. Prz. geol., 7, p. 272—273, nr 6. Warszawa.
- TYSKI S. (1962) — Nowe dane z wierceń Bartoszyce i Goidap. Prz. geol., 9, p. 177—181, nr 4. Warszawa.
- WATZNAUER A. (1960) — Die kaledonische Orogenese in Sachsen und Thüringen. Inter. Geol. XXI Congr. Rap. Sec. XIX, p. 102—107. Kopenhaga.
- ZNOSKO J. (1957) — Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszlowców sydereytowych. Kwart. geol., 1, p. 90—105, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwart. geol., 6, p. 485—509, nr 4. Warszawa.
- ZWERGER R. (1949) — Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. Abh. d. Geol. L.-A., N.F., 210. Berlin.
- ŻAK C. (1962) — Wstępne studium tektoniczne środkowego kambru Gór Pieprzowych. Biul. Inst. Geol., 174, p. 9—37. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1962) — Przewodnik Zjazdu P.T.G.

Владыслав ПОЖАРЫСКИ

## ОЧЕРК ТЕКТониКИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

### Резюме

Каледонский чехол (кембрий — силур) на территории Восточно-Европейской платформы в Польше. На платформе, в ее внутренней зоне, нижнепалеозойские отложения выполняют понижения типа синеклиз.

Во время кембрие-силурийского осадконакопления происходили непрерывные движения опускавшие краевую зону платформы значительно сильнее чем внутреннюю. Затем наступает позднекаледонская синорогения арденской фазы складчатости. Образовавшиеся в результате этой синорогении плоские синклиналильные структурные формы характеризуются субширотным простираем с некоторым отклонением к ЗЗЮ—ВВС.

На территории краевой зоны Люблинского синклинория данные сейсмических работ указывают на существование тектонического этажа, залегающего ниже герцинского и более складчатого.

Каледонский чехол в складчатой области. Сейсмическими работами в Поморье было доказано, что под отчетливо выделяющимися солёносными цехштейновыми образованиями залегают девонские и каменноугольные слои с мощностью около 2000 м, вообще или только местами нарушенные под антиклиналью Кошалина. Под ними тектонически несогласно залегают древнепалеозойские слои, падающие в разных направлениях под углом достигающим максимально около 14°.

Восточная граница каледонской складчатости проходит с северо-запада на юго-восток через центральную часть Скании, огибает с запада Борнхольм характеризующийся несмятыми древнепалеозойскими слоями, и входит на Поморье между Кошалином и Дарловом. Дальшее ее простираие можно пока что определить только гипотетически. Некоторые предпосылки указывают на то, что складчатая каледонская полоса простирается от Кошалина и Колобжета к ЮЮВ через антеклизу Свидвина, окрестности Пилы и Познания (Оборницкое поднятие), и переходит возможно в краковско-познанский хребет (В. Пожарыски, 1957, 1963).

С запада колобжетско-познанский участок хребта ограничивается на севере Тжебятговской флексурой и на юге — примыкающей к Оборницкому поднятию антиклиналью Шамотул.

Восточная граница каледонидов в северной части проходит к юго-востоку, по направлению к местности Члухово близ Хойниц, и дальше к ЮЮЗ, по направлению к Быдгощи и Инвороцлава, обуславливая образование антиклинали Гошла.

Герцинский чехол (девон и карбон). На платформе, в юго-восточной части Люблинской области, наблюдается согласное залегание карбона на девоне и последовательность в осадконакоплении на границе этих периодов, что было подтверждено буровой скважиной Тышовце.

К северу, в районе горстообразной Подляско-Люблинской возвышенности и в Подляском понижении, карбон (не самый низкий) залегают непосредственно на древнем палеозое, что связано с проявлением на этой территории синорогенических бретонских движений фазы.

На площади всего люблинского синклинория герцинский чехол собран в складки в виде ряда отчетливых симметричных антиклиналей и синклиналей значительной (достигающей 2000 м) амплитуды.

Складки сформировались, по всей вероятности, в астурийскую фазу — на границе вестфальского и стефанского веков. Оси складок более менее параллельны изогипсам поверхности кристаллического основания. Углубление на западном участке, обращенное вогнутой стороной к платформе окаймляет с юго-запада Подляско-Люблинское горстообразное поднятие, образующее юго-западную окраину Белорусского купола. Некоторое же представление о границах этой единицы дает форма изолиний (проходящих дугообразно по линии Лодзь — Сулеув — Шидловец) аномалий вертикальной составляющей земного магнетизма, определяющей южную границу жесткой массы, ограничивающей с севера Свентокшиские герциниды.

Противоположный дугообразный изгиб складок в восточной части Люблинской области сходен с простираием понижения между Белорусским куполом и Украинским цитом.

Следует признать существование простирающейся от Свентокшиских гор на ЗЗЮ по окрестности Любачёва каледонской геосинклинали, регенерированной герцинскими процессами. Герцинские (возможно, что и более древние) складки

восточной части этой геосинклинали дугообразно поворачивались к югу, приспособившая свое простирание к краю выдвинутой к юго-востоку окраины Украинского щита. После позднекаледонских движений значительная часть обрамления платформы становится жесткой и происходит регенерация геосинклинали. В результате этих изменений сформировался сброс Влодимира Вольнского; образовалась именно трещина на границе обеих зон краевой платформы с характером опрокинутого сброса, которая со временем (в середине карбона преобразовалась в флексуру т. е. так называемый верхний уступ с приподнятым крылом в виде антиклинали.

Предсудетская моноклинали. Продолжение герцинского массива к западу от линии Пилицы по Одер установлено косвенным путем по наличию герцинских складок в тектонике более молодого чехла и по простиранию гравиметрической аномалии. Три буровые скважины пробурили здесь пермско-триасовый чехол достигая складчатого карбона.

Куявский антиклинорий образует область самого глубокого залегания палеозоя. Однако сейсмические профили проведенные Предприятием Геофизических Изысканий для окрестностей Кутна доставили данные касающиеся слоев залегающих ниже подошвы цехштейна на глубине 8 тыс. метров. Эти слои резко тектонически нарушены и характеризуются простиранием близким СЗ-ЮВ.

Район Северной Польши. К востоку девонско-карбонский чехол не пересекает северо-восточной границы краевого Поморского синклинория, так как отсутствует она в буровых скважинах близ Млавы и в Паслэнке на поднятии Лэбы. Отложения этого возраста отсутствуют на Ворхольме и в Скани, а также на датских островах и на м. Аркона на о. Рюген (по устному сообщению Зонтага — ФЭБ Эрдэль унд Эрдгаз). В буровых скважинах расположенных более к югу (Вик и Лёме) под пермскими породами встречен на этом острове ненарушенный верхний карбон. Другим важным фактом является установление распространения герцинского чехла в сейсмической профиле — Колобжег, залегающего здесь плоско с мощностью около 2000 м (включая возможную нижнюю пермь).

Собственно предгорную впадину, возможно вновь смятую в складки в последней фазе герцинского орогенеза, следует ограничить к территории простирательной к югу от Познани. К северу она переходила постепенно в область плоско залегающего герцинского чехла, развитого в эпиконтинентальной фации. Такая картина отвечает точно условиям установленным в Северной Германии и Нидерландах. Северную границу этого герцинского платформенного чехла образует поднятие древнего основания Центральной Ютландии, Фионии и сбросовая дислокация на южнодатских островах Лолланд и Фальстер откальвающая в продолжении, по всей вероятности, мыс Аркона на Рюген.

Послегерцинский осадочный чехол (пермь и мезозой). Наличие каменной соли в цехштейновых осадках на Польской низменности повлияла на отличное по отношению к другим комплексам пород реагирование слоев этого подотдела на диастрофизм. Распространение процессов галокинеза до настоящего времени невозможно определить прямыми методами.

Триасовый чехол вследствие движения солей подвергался во многих местах локальным тектоническим деформациям. Их нельзя отделить от другого типа синорогенических древнемериджских движений и генезиса, которые происходили на границе триаса и юры и охватили собственно говоря всю Польшу.

В лейасе начинается постоянная тенденция к опусканию области Датско-Польской парагеосинклинали. Существуют доказательства того, что ось седиментационного бассейна совпадает с тектонической осью. В это время сформировалась

окончательно зона субгеосинклинали, обрамляющей с юго-запада Восточно-Европейскую платформу; ее ширина не превышала 100 км.

В доггере Предсудетская моноклинали окончательно становится жесткой. Основное изменение происходит на юге. Постепенно, по восточной стороне оси Среднепольского антиклинория, имеет место перелом, ставших жесткими в результате палеозойской складчатости районов краевого синклинория граничащего с антиклинорием, а также их опускание, отмеченное образованием доггерских морских отложений.

В верхней юре геосинклинали зона в целом все дальше является областью деятельности погружающих движений. Особенно отчетливые следы этих движений сохранились в ее южной части на территории Свентокшиского антиклинория, антиклинория нижнего Сана и примыкающих частей синклинориев, в которых мальмские отложения достигают значительной мощности (свыше 1000 м).

Для Датско-Польской парагеосинклинали ларамийская фаза является главной и единственной горообразовательной фазой.

Собственно говоря эти движения начались уже в субгерцинской фазе. В начале они были наиболее интенсивными на юге, когда в сантонское время произошло поднятие антиклинория нижнего Сана и частично, возможно, Свентокшиского антиклинория. Одновременно приподнялся весь Молданубский блок с Судетами.

Равско-Гельнёвский и Куявский антиклинория приподнимались во время кампана, а Поморский — в середине маастрихта. Поднятию Среднепольского антиклинория, занимающего осевую полосу геосинклинали зоны, сопутствовало погружение примыкающих частей синклинориев.

Тектонические единицы послегерцинского чехла. Внутренняя платформенная зона охватывает геологические единицы залегающие к северо-востоку от краевого синклинория, где отсутствуют признаки орогенеза в осадочном чехле.

Краевая зона платформы отвечает краевому синклинорию за исключением юго-западного его склона, генетически связанного с геосинклинали зоной. Краевая зона наклонена к юго-западу в среднем 1—2° для мезозойских слоев (пермско-мезозойский осадочный покров сильно смят).

Геосинклинали зона охватывает Среднепольский антиклинорий и примыкающие к нему склоны окаймляющих синклинориев. Это зона больших их мощностей и весьма больших их колебаний (в районе Кутна в настоящее время цехштейн и мезозой имеют 8000 м мощности, а первоначально эти отложения достигали 11 000 м). Одновременно это зона необычно интенсивных ларамийских приподнимающих движений. В палеогене на антиклинорий нижнего Сана они поднимали на поверхность докембрийские образования. Поднятие сопровождалось понижением примыкающих частей окаймляющих синклинориев; можно в них выделить весьма отчетливые граничные линии, по которым потухали ларамийские движения, вызывающие приподнимание образований.

Собственно говоря синклинория залегают почти полностью на окружающих кратонах. Это части кратонов только слегка наклоненные к геосинклинали, но не принимающие участия в ее эволюции. Они собраны в складки, а складки характеризуются вергенцией к оси синклинория. К антиклинорию можно отнести ось от которой наружу направлена вергенция складок.

Краевая зона Предсудетской моноклинали это юго-западный склон

Щетинско-Лодзинского синклиория, который можно рассматривать как сильно пониженный берег кратона противоположного платформе. Этот кратон назывался в целом Саксонской платформой, а Предсудетская моноклинали являлась ее периферической частью.

Во время ларамийского складкообразования эта зона была сильнее смята и погружена по сравнению с аналогичной зоной по северо-восточной стороне. В Могиленской мульде понижение достигло максимального значения.

Предсудетская моноклинали. Северная часть моноклинали (зона Гожув — Яроцин) — это плоская территория, слегка наклоненная к северо-востоку. Южная часть (зона Вскова — Остжешув) немного приподнята по отношению к северной. Разделяет их в некотором роде плоский уступ. Это область слабо смята с плоскими и удлиненными или куполовидными складками. По всей вероятности многочисленны здесь сбросовые дислокации.



Главные черты истории развития структур осадочного чехла основания Польской низменности представляются следующим образом.

Каледониды. На платформе, в ее внутренней зоне во время синорогенической арденнской фазы образовались синклиналильные понижения на границе следующих крупных единиц кристаллического основания: Балтийского щита, Белорусского купола и Украинского щита. Они расположены в месте прежних докембрийских геосинклиналей.

Вся краевая зона платформы совместно с областью Лэбы являлась миогеосинклиналию. Часть геосинклиналильной территории была охвачена орокинезом окаймляющим крупные щиты и более малые поднятия (Белорусский купол) в результате приводящим к рамочной тектонике. Тектоника типичная для орогенов альпийского типа развивается, по всей вероятности, только на территории Судет, на остальных площадях имеем дело с чешуйчатостью с небольшими амплитудами перемещения или со складками. Территория геосинклинали с проявлением орокинеза простирается далеко за пределы низменности к северо-западу, западу и югу.

Герциниды. Область каледонской геосинклинали только частично подвергалась регенерации во время девона и карбона. Она охватила прежде всего территорию Свентокшиского антиклинория и Люблинского синклиория. Каледонский орокинез был самым интенсивным и, как правило, приводил к образованию довольно регулярных складок с простиранием близким ЗЗС — ЮЮВ. На крае платформы складки точно приспособлялись к очертаниям белорусского купола и Украинского щита.

Развитие послегерцинских структур. В послекламенноугольное время произошло дальнейшее перемещение к югу геосинклинали (в типичном альпийском развитии), уже за пределы Польской низменности (Карпатская геосинклинали). На Польской низменности же образовалась другая форма интракратонной геосинклинали — Датско-Польская парагеосинклинали, расположенная точно на крае платформы и срезающая почти прямолинейно ее неровности. Первая фаза ее развития характеризуется отсутствием более интенсивных орокинегических движений и простиранием оси седиментационного бассейна, в основном, по линии края платформы. В это же время проявляются более интенсивно герцинские движения и ось седиментационного бассейна дважды мигрирует на предгорье герцинидов — в нижней перми и среднем триасе.

В средней коре ввиду увеличения интенсивности орокинеза дно парагеосинклинали становится складчатым и мощность отложений сильно дифференцировалась, появляются размывы и перерывы. Это отвечает стадии гипрогенеза. В верхнем мелу вследствие приподнятия центрального антиклинория геосинклинали наступила миграция осей отдельных седиментационных мульд в окружающие синклинория. Основная складчатость происходила в ларамийскую фазу, проявляющейся на севере Польши (антиклиналь Хойниц).

В результате орокинеза образовались горные породы, которые от альпийского типа отличаются лишь меньшим горизонтальным перемещением, большим участием континентальной фации в отложениях и распространенным только спорадически магматизмом. Эти признаки характеризуют большинство палеозойских орогенов Центральной Европы.

Вышепредставленная среднепольская структура обладает, по мнению Э. Крауза (1954, 1960) чертами решающими о ее отнесении к орогену. Он считает главнейшей чертой орогена существование осевой зоны и двух крыльев, которые проявляют вергенцию наружу (стр. 245) как результат сжатия геосинклинали.

Władysław POŻARYSKI

## OUTLINE OF PALAEOZOIC AND MESOZOIC TECTONICS OF THE POLISH LOWLAND

### Summary

Caledonian cover (Cambrian — Silurian) in the area of the East European Platform in Poland. In the internal zone of platform the Lower Palaeozoic deposits fill up depressions of syncline type.

At the time of the Cambrian-Silurian sedimentation there existed continuous movements which lowered the marginal zone of platform on a much larger scale than the internal one. After that the young Caledonian synorogeny of the Ardennian phase took place. Large and flat syncline-like structural forms, which originated in consequence of this activity, are characteristic of axial directions approximate to that of the parallel, and disclosing a slight WSW — ENE deviation.

In the marginal zone of the Lublin synclinorium, seismic works show the existence of a lower and more strongly folded tectonic stage than the Variscian stage.

Caledonian cover in the fold area. Seismic works made in the Pomeranian area have proved that under the distinctly marked saliferous Zechstein deposits the Devonian and Carboniferous strata about 2000 m thick occur undisturbed or only locally dislocated by the Koszalin anticline. Beneath them the older Palaeozoic formations rest — in tectonical meaning — unconformable there, inclined in various directions and characteristic of their maximum angle of dip amounting approximately up to 14°.

The eastern boundary of the Caledonian foldings runs from NW to SE throughout the Central Scania, passes from west by Bornholm, built up of unfolded older Palaeozoic strata, and enters the Pomerania area between Koszalin and Darłowo. Its farther extension may be traced only hypothetically, at present. Some preliminary data point at the course of folding of the Caledonian belt running from Koszalin and Kołobrzeg in SSE direction throughout the Swidwin anticline, the

Piła and Poznań regions (Oborniki elevation) and probably passing into the Cracow — Poznań ridge (W. Pożaryski, 1957, 1963). The portion of the ridge near Kolobrzeg and Poznań is limited in the west by the Trzebiatów flexure in the northern area, and by the Szamotuły anticline in the southern area.

The eastern boundary of the Caledonides runs, in the northern part, in SE direction towards the Cziuchowo region, near Chojnice, and then in SSE direction as far as the Bydgoszcz and Inowrocław region. The boundary influences, in its farther extension, upon formation of the Gopło anticline there.

Variscian cover (Devonian and Carboniferous). In the platform of the southern area of the Lublin region both a conformity of the Carboniferous and the Devonian and a continuity of sedimentation exist at the boundary of these periods, what is proved by bore hole at Tyszowce.

However, within the Podlasie — Lublin horst-like elevation in the north, as well as in the Podlasie depression, the non lowermost Carboniferous directly rests on the older Palaeozoic. This fact is connected with the existence of synorogenic Bretonian movements of the Nassau phase, in the area discussed.

Within the Lublin synclinorium, the Variscian cover is folded in form of distinct, symmetrical anticlines and synclines of great amplitudes amounting up to 2000 m.

The formation of folds is most probably of Asturian age and took place at the boundary between Westfalian and Stephanian. The axes of folds are more or less parallel to the surface isohypses of crystalline basement. The bend at the western sector, directed with its concavity towards the platform, surrounds from southwest the Podlasie — Lublin horst-like elevation constituting the southwestern promontory of the Byelorussian cupola. Outlines of boundary of this unit may approximately be seen in the course of isoline of vertical component anomaly of the earth's magnetism, bowing along the Łódź — Sulejów — Szydłowiec line and showing the southern boundary of a resistance mass restricting from the north the Święty Krzyż Variscides.

An inversely directed bend of folds occurring in the eastern area of the Lublin region imitates the course of a depression stretching between the Byelorussian cupola and the Ukrainian shield.

When interpreting this problem, the existence of the Caledonian geosyncline regenerated in the Variscian way and running from the Święty Krzyż Mts area in ESE direction as far as the Lubaczów vicinity, should be taken into consideration. The Variscian folds and perhaps also the older folds have bowed south in the eastern part of this geosyncline and adopted their course to the margin of the Ukrainian shield promontory which runs to the southeast. After extinction of the young Caledonian movements, a stiffening of the considerable part of platform forefield and a regeneration of geosyncline took place. In consequence of these changes, the Vladimir Volyński fault has arisen as a break at the contact area of both zones of the platform. This break bore a character of reversed fault which, in course of time (Middle Carboniferous), changed into flexure, i.e. into the so-called upper scarp having a flank uplifted in shape of anticline.

Fore-Sudetic monocline. Extension of the Variscian rock massif west of the Pilica river line as far as the Oder river, is indirectly proved by reflexes of the Variscian folds in tectonics of the younger cover, as well as by course of gravimetric anomalies. Here, three bore holes have pierced the Permian-Triassic cover and entered the folded Carboniferous.



Kujawian anticlinorium constitutes an area of the deepest occurrence of the Palaeozoic. The seismic profiles made by the Geophysical Survey Enterprise (PPG) in the region of Kutno, however, give informations on strata resting below the Zechstein base at a depth of about 8000 m, being tectonically strongly disturbed and running along the line approximate to NW—SE direction.

Area of Northern Poland. The absence of the Devonian-Carboniferous formations in bore holes situated near Mława, at Pasiek, and in the area of the Leba elevation indicates that the cover built up of these deposits does not cross the northeastern boundary of the Pomeranian marginal synclinorium to the east. The deposits of this age are not found on Bornholm island and in Scania, as well as on the Danish islands, and at Arkona on Rugia (oral informations by Sontag — VEB Erdöl und Erdgas). However, on this island the undisturbed Upper Carboniferous deposits were found in bore holes situated more to the south (Wiek and Löhme), to occur under the Permian ones. Establishing of about 2000 m thick and horizontally resting Variscian cover (probable Lower Permian inclusive) in the seismic profile Koszalin — Kołobrzeg, is an important fact, too.

The real fore-deep presumably folded during the last Variscian orogeny phase, was probably situated in the area south of Poznań. To the north this fore-deep gradually passed into the flat Variscian cover developed here in epicontinental facies. Such a picture exactly corresponds to the relations observed in both Northern Germany and Holland. The elevation of older substratum in Central Jutland and Fionie, as well as the fault dislocation on both southern Danish islands, Lolland and Falster, i.e. a dislocation which probably cuts in its prolongation the Arkona promontory on Rugia, represent the northern boundary of the Variscian platform cover.

Post-Variscian Sedimentary cover (Permian and Mesozoic). The occurrence of rock salt in the Zechstein formations of the Lowland area caused not the same reaction of strata of this age against diastrophism, as the other rock complexes. However, the extension of haloklinese phenomena may not so far be determined by direct methods.

On account of the existence of salt movements, the Triassic cover was object to the local tectonic deformations, at places. These movements cannot be set apart from those being of other character and genesis, i.e. from the old Kimmeridgian synorogenic movements, which took place at the boundary of Triassic and Jurassic times and embraced the whole area of Poland.

At the Lias time, the area of Danish — Polish geosyncline permanently sunk. At present, there exist some proofs that here the axis of sedimentary basin converges with the tectonic one. Moreover, a zone of untypical geosyncline restricting the East — European platform from southwest, has also been formed at that time. Its width did not exceed 100 km.

In Dogger, the Fore-Sudetic monocline has finally been consolidated. An essential change is, at present, to be seen in the southern regions. Gradually, south of the axis of the Middle Polish anticlinorium, a fracture has developed in the areas of marginal synclinorium stiffened by the Palaeozoic folding processes and bordering on the anticlinorium. The lowering process of these areas caused formation of marine deposits, in Dogger.

At the Upper Jurassic time, the entire geosynclinal zone still represents an area of activity of lowering movements. The distinct traces of these movements may be seen in the southern part of geosyncline, i.e. within the Święty Krzyż

anticlinorium, and the lower San river anticlinorium, as well as in the adjacent areas of synclinoriums, where the Malm deposits are over 1000 m thick.

As to the Danish — Polish parageosyncline, the Laramide phase represents — *sensu lato* — a main and sole orogenic phase. It may be said that these movements begun already at the time of Sub-Hercynian phase. At first, they were most intense in the south, at the Santonian time, when uplifting and emergence of the lower San river anticlinorium and probably also of a part of the Święty Krzyż anticlinorium took place. Simultaneously, the entire Moldanubian block was uplifted together with Sudetes.

Both the Rawa-Gielniów and the Kujawian anticlinoriums were uplifted in the Campanian, and the Pomeranian anticlinorium in the Maestrichtian. The uplifting of the Middle Polish anticlinorium comprising the axial portion of geosynclinal zone was accompanied by the lowering of adjacent parts of synclinoriums.

Tectonic units of the Post-Variscian cover. Internal platform zone comprises the geological units stretching northeast of the marginal synclinorium, where no traces of orogeny may be seen in the sedimentary cover.

Marginal zone of platform corresponds to the marginal synclinorium, except for its southwestern slope genetically related to the geosynclinal zone. The marginal zone is inclined approximately 1 — 2 per cent to the southeast (strongly folded Permian-Mesozoic sedimentary cover).

Geosynclinal zone embraces the Middle Polish anticlinorium and the adjacent slopes of marginal synclinoriums. The zone discussed here constitutes an area of great thicknesses and is characteristic of considerable changes of these latter. According to the present-day materials the Zechstein and the Mesozoic strata are, in the Kutno vicinity, 8000 m thick, whereas primarily they have reached up to 11 000 m. Moreover, this area represents also a zone of intense Laramide movements there. In the Palaeogene, these latter have uplifted the Precambrian deposits in the area of the lower San river anticlinorium of the Earth's surface. The uplifting was accompanied by the lowering of adjacent areas of marginal synclinoriums. Here, it is possible to distinguish the boundary lines at which the uplifting Laramide movements have extinguished.

As a rule, the synclinoriums rest almost completely on the surrounding cratons. These former are parts of cratons, slightly inclined to geosyncline, which, however, have not taken part in its evolution. They are folded and folds are characteristic of a vergence to the axis of synclinorium. It is worthy of stress that on the anticlinorium an axis may be traced from which the vergence of folds is directed outwards.

Marginal zone of the Fore-Sudetic monocline. This area constitutes the southwestern slope of the Szczecin — Łódź synclinorium, which may be regarded as a strongly lowered edge of the craton opposite to the platform. On the whole, this craton was being named Saxonian block. The Fore-Sudetic monocline represents here its peripheral part.

At the time of Laramide foldings this zone was more strongly folded and lowered than an analogous zone on the northeastern side. The arisen depression has reached its maximum value in the Mogiła trough.

Fore-Sudetic monocline. The northern part of the monocline — Górzów — Jarocin zone — represents a flat area slightly inclined to the northeast. The southern part — Wschowa — Ostrzeszów zone — is, in relation to the northern part, rather uplifted. Both parts are separated by a flat scarp. The monocline is an area feebly folded, which discloses flat and elongated or cupola-like folds. The fault disloca-

tions are, probably, numerous here. The main features of development of the structures in sedimentary cover of the Lowland substratum are as follows.

**Caledonian:** In the internal zone of platform, the synclinal depressions were formed at the contact zones of large geological units in the crystalline basement, during the Ardennian synorogeny phase. These are: Baltic shield, Byelorussian cupola and Ukrainian shield. They occur in an area of ancient Precambrian geosynclines. The marginal zone of platform, together with the region of Łeba, constituted a miogeosyncline there. A part of geosynclinal area underwent orokinese which embraced, at that time, large shields and smaller elevations (Byelorussian cupola) and caused phenomena bearing a character of frame tectonics. A tectonics characteristic of Alpine type orogens took probably place only in the area of Sudetes. In the remaining regions merely scaling off of little dislocation amplitudes and folds were present.

**Variscides:** The Caledonian geosyncline was only regenerated in part, at the Devonian and Carboniferous times. In the first place, the regeneration embraced areas of both Święty Krzyż and Lublin anticlinoria. However, orokinese was nowhere so strongly expressed as the Caledonian orogeny was, and, as a rule, it led to formation of almost regular folds running approximately in WNW — SES direction. Along the edge of platform the folds precisely conformed themselves with outlines of the Byelorussian cupola and Ukrainian shield.

**Development of the Post-Variscian structures.** After the Carboniferous time the geosyncline (in a typical Alpine development) was displaced again to the south, beyond the Lowland area (Campathian geosyncline). Here, on the contrary, a different form of intracratonic geosyncline arose, the so-called Danish-Polish parageosyncline resting precisely on the platform edge and cutting away the unevennesses of this latter almost rectilinearly. The first phase of its development is characteristic of both the absence of stronger orokinetic movements, and the direction of sedimentary basin axis running, as a rule, on the platform edge. At that time, however, the Variscian posthumous movements appear on a larger scale and the sedimentary axis wanders in the piedmont area of Variscides twice, in the Lower Permian and in the Middle Triassic.

In consequence of the increased orokinese the bottom of parageosyncline was folded at the Middle Jurassic time and the thickness of sediments strongly changed. Simultaneously, also wash-out phenomena and hiatuses appeared, what may correspond to the hyporogenesis stage. Due to the uplifting of the central synclinorium of geosyncline, a migration of axes of individual sedimentary troughs into adjacent synclinoria took place at the Upper Cretaceous time. The ultimate folding was at the time of Laramide phase occurring in the northern area of Poland (Chojnice anticline).

As a result of the orokinesis, a rock massif was formed, which differs from that of the Alpine type solely in smaller horizontal displacements, greater part of continental facies in sediments, and in sporadically appearing magmatism. These features are characteristic of the most Palaeozoic orogenies in Central Europe.

The structure occurring in the area of Middle Poland and discussed in the present paper bears the features, which allow, in opinion expressed by E. Kraus to refer this structure to the orogen. E. Kraus thinks that the presence of axis zone and of two flanks which show in consequence of the compression of geosyncline an outward vergence (l.c. p. 245), is the most significant feature of an orogen.