

Pomimo silnego rozwoju badań nie doczekały się one dotychczas odrębnego podsumowania w aspekcie strukturalno-tektonicznym, nie licząc wykorzystywania danych w różnych syntezach, dotyczących całego Niżu Polskiego. Nie odnosi się to jedynie do wąskiego pasa nadbałtyckiego, który jako najintensywniej badany omawiany był zarówno w publikacjach przyczynkowych (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1969; R. Dadlez, 1965, 1970, 1971), jak i syntetycznie (Ropo- i gazoność obszaru..., 1971). To ostatnie opracowanie jest jednak także dość dawne. Ostatnio ukazały się syntezы obszarów graniczących z wałem pomorskim (Perm i mezozoik niecki..., 1976; Budowa geologiczna niecki..., 1979). Artykuł poniższy stawia sobie za zadanie wypełnienie pozostawionej między nimi luki, chociażby w ujęciu skrótowym. Główne informacje strukturalne mieszczą się na ilustracjach, tekst został w miarę możliwości skondensowany, z wyjątkiem tej jego części, która relacjonuje ewolucję tektoniczną obszaru, widzianą na szerszym tle regionalnym.

Manuskrypt artykułu czytali S. Marek, J. Pokorski, R. Wagner i J. Znosko. Jestem Im wdzięczny za wszystkie poczynione uwagi.

CECHY STRUKTURALNE

SPĄG KOMPLEKSU CECHSZYŃSKO-MEZOZOICZNEGO

Powierzchnia spągowa kompleksu (fig. 1) jest daleko bardziej zróżnicowana, niż to pierwotnie przypuszczano. Wartości bezwzględne wahają się od ok. – 2400 m na zachód od Koszalina do ok. – 5200 m w depresji na skraju wału na wschód od Świdwina oraz na południowych krańcach wału. Obserwuje się ogólne zapadanie tej powierzchni ku SW, S i SE, urozmaicone lokalnymi wypiętrzeniami (np. w podłożu antyklin Kamienia i Kołobrzegu oraz środkowej części wału w okolicy Świdwina) i obniżeniami (np. w osi synkliny Trzebiatowa i we wspomnianej ostatnio depresji).

USKOKI

Podobnie jak na całym obszarze Niżu Polskiego stopień zuskokowania kompleksu jest najsilniejszy w jego najniższych częściach (fig. 1). Liczne uskoki wygasają ku górze (por. fig. 1 i 2). Jest to związane ze stopniowym zamieraniem ich aktywności w miarę upływu czasu i z wytłumianiem efektów tej aktywności, szczególnie w kompleksie solnym. Całkowite wygasanie może być jednak częściowo pozorne. Uskoki mogą przenikać do wyższych partii kompleksu, a jedynie ich amplituda – rzędu pierwszych dziesiątków metrów – może być zbyt mała do uchwycenia obecnie stosowanymi metodami sejsmicznymi.

Uskoki wyraźnie odmłodzone grupują się na południowo-wschodnim skraju wału i w odcinku nadbałtyckim (fig. 2). W tym ostatnim terenie uwagę zwracają także charakterystyczne rowy i półrowy, częściowo synsedymencyjne (fig. 3). Silniej zaakcentowany jest zwykle uskok wschodni rowu (fig. 4, A – A'). Analiza miąższości wskazuje, że rowy były czynne w późnym triasie i wczesnej jurze. Późniejszej aktywności – choć jest ona prawdopodobna – nie da się odtworzyć z powodu erozji młodszych osadów. Z niektórymi z tych rowów i uskoków w odcinku nadmorskim związane są słupy solne (fig. 3). Cały ten układ strukturalny jest analogiem systemu podobnych dyslokacji w północno-wschodniej Meklemburgii, szczególnie Möckow – Dargibell, ze słupem solnym Möckow (H. Brause, G. Beutler, 1977;

G. Beutler, 1978). Zbliżony wyraz strukturalny i historia ewolucji wskazują na podobną genezę.

Ostatnio wspomniane uskoki o kierunkach zbliżonych do południkowego stanowią raczej wyjątek na tle ogólnego układu głównych uskoków wału i towarzyszących im ciągów strukturalnych (fig. 1–3). W układzie tym zauważa się skręt od kierunków NW–SE, dominujących na południowym wschodzie, do kierunków bardziej równoleżnikowych na północnym zachodzie. Uskoki poprzeczne do tych zasadniczych kierunków są słabo rozpoznane, zapewne w dużej mierze z powodu przyjętego rozplanowania sieci profilów sejsmicznych, w której dominują profile poprzeczne do rozciągłości wału. Utrudnia to wykrycie i korelację uskoków równoległych do tych profilów, chociaż w pewnych obszarach (okolice Świdwina, fig. 1) zostały one stwierdzone. Gdzie indziej można się domyślać ich istnienia ze względu na rozerwanie ciągłości pasm antyklinalnych (fig. 2 i 3). Te same obserwacje mogą skłaniać do przyjmowania ruchów przesuwczych wzdłuż niektórych segmentów domniemanych uskoków poprzecznych. Jednak podobne efekty strukturalne mogą być wynikiem zróżnicowanych, klawiszowych ruchów pionowych wgłębnych bloków. Do sprawy ruchów przesuwczych wróć jeszcze później.

Poza tym w obszarze badań zdecydowanie przeważają uskoki normalne. Powstanie uskoków odwróconych tam, gdzie zostały one stwierdzone (np. fig. 4, D–D'), można wiązać z inwersyjnymi ruchami pionowymi wzdłuż dawniej założonych płaszczyzn uskoków normalnych, a niekiedy z naprężeniami ściskającymi (A.R. Sanford, 1959; W.T. Horsfield, 1977).

Główne podłużne strefy uskokowe w granicznych partiach wału (Świnoujście – Chodzież – Drawsko i Szczecinek – Debrzno lub Szczecinek – Zamarte) wyznaczają jego naturalne granice (fig. 1). Przed inwersją określały one granice bruzdy o wzmożonej subsydencji. Duże znaczenie mają także: znana od dawna strefa Trzebiatowa oraz słabiej zbadana strefa Wyrzyska, których rola w czasie sedymentacji jest jednak trudna do pełnego sprecyzowania z uwagi na erozyjne usunięcie młodszych osadów mezozoiku.

TEKTONIKA SOLNA

Jej rola okazała się większa niż domniemywano poprzednio. Około 3/4 obszaru jednostki znajduje się w zasięgu jej oddziaływania. Można przy tym zauważyć wyraźny wzrost intensywności tej tektoniki w miarę przesuwania się z NW ku SE. Część północno-zachodnia wału pozbawiona jest w zasadzie szerokokopromiennych form tektoniki solnej, występują one tylko na południowo-zachodnim jej skraju, przy czym w wąskich strefach tektonicznych obrzeżających blok Wolina towarzyszą im wąskopromienne słupy solne, częściowo przebijające się przez nadkład mezozoiczny (fig. 3). W środkowej części wału występują izometryczne i słabo wysklepione poduszki solne (fig. 3 i 4, E–E'), a w części południowo-wschodniej – wydłużone i silnie spiętrzone wały solne, w których grubość serii solnych dochodzi zapewne do 2000 m (fig. 3 i 4, F–F'). Powstały one z połączenia oddzielnych poduszek.

Strefy znacznego lub całkowitego wyciśnięcia soli cechsztyńskich, czyli obszary źródłowe dla materiału przemieszczanego do struktur solnych, rozpościerają się między nimi, na ogół w środkowych częściach bloków ograniczonych większymi uskoki. Jest zrozumiałe, że w regionach słabszego rozwoju tektoniki solnej, a więc mniejszego przepływu soli, strefy te są bardziej przestrzennie ograniczone, podczas gdy dalej ku SE są one rozległe i zajmują większość obszarów międzystrukturalnych (fig. 3).

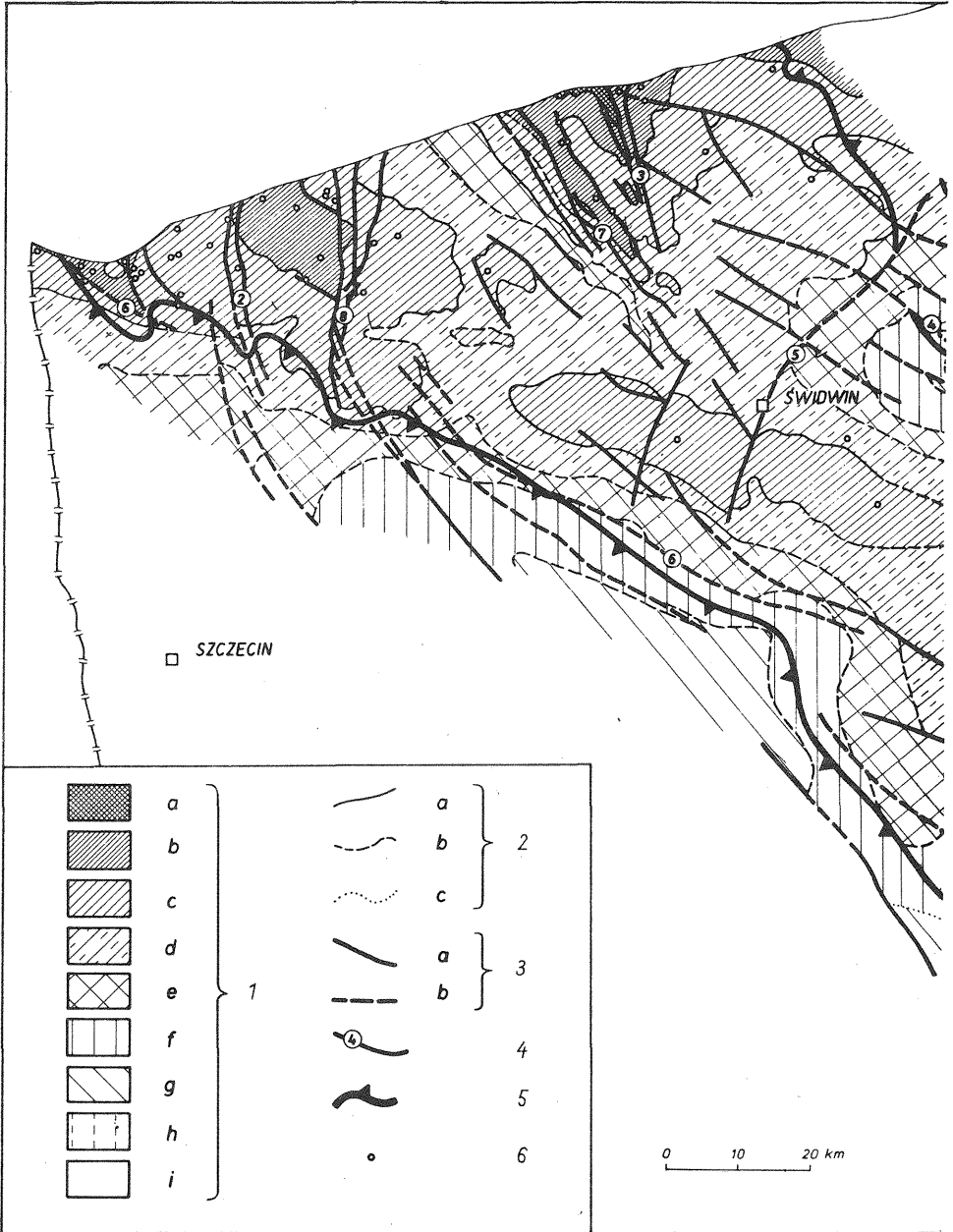
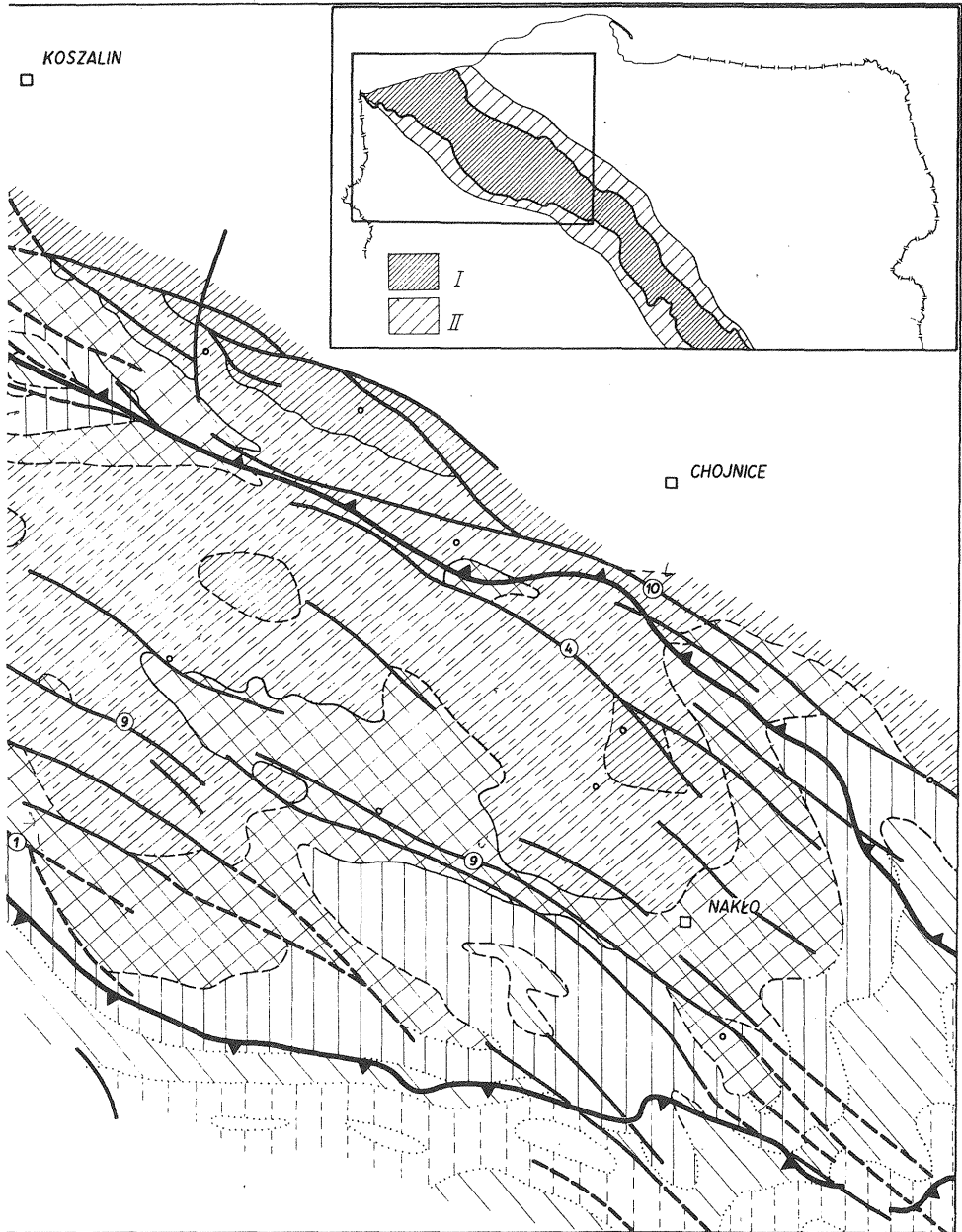


Fig. 1. Spąg cechsztynu

1 - spąg cechsztynu na głębokości p.p.m.: a - mniejszej niż -2500 m, b - od -2500 do -3000 m, c - od -3000 do -3500 m, d - od -3500 do -4000 m, e - od -4000 do -4500 m, f - od -4500 do -5000 m, g - od -5000 do -5500 m, h - od -5500 do -6000 m, i - większej niż -6000 m; 2 - izohipsy spągu cechsztynu p.p.m. co 500 m: a - sprawdzone przez wiercenia i gęste dane sejsmiczne refleksyjne, b - przypuszczalne, c - hipotetyczne; 3 - uskoki: a - stwierdzone, b - przypuszczalne; 4 - nazwy ważniejszych uskoków i stref uskokuwyc (1 - Drawska-Chodzieży, 2 - Kamienia, 3 - Nowogardka, 4 - Szczecinka-Debrzna, 5 - Świdwina-Białogardu, 6 - Świnoujścia-Drawska, 7 - Trzebiatowa, 8 - Trzebieszowa-Koplna, 9 - Wyrzyska, 10 - Zamartego); 5 - umowna granica wału pomorskiego (podkenozoiczna granica między dolną i górną kredą); 6 - głębokie otwory wiertnicze: I - wał środkowopolski, II - bruzda środkowopolska



Bottom of the Zechstein

1 - Zechstein bottom at the depth below sea level: a - less than -2500 metres, b - from -2500 to -3000 m, c - from -3000 to -3500 m, d - from -3500 to -4000 m, e - from -4000 to -4500 m, f - from -4500 to -5000 m, g - from -5000 to -5500 m, h - from -5500 to -6000 m, i - more than -6000 m; 2 - contour lines of the Zechstein bottom below sea level, contour interval 500 metres; a - controlled by boreholes and the dense reflection seismic data, b - inferred, c - conjectural; 3 - faults: a - ascertained, b - inferred; 4 - names of major faults and fault zones (1 - Drawsko-Chodzież, 2 - Kamień, 3 - Nowogardek, 4 - Szczecinek-Debrzno, 5 - Świdwin-Białogard, 6 - Świnoujście-Drawsko, 7 - Trzebiatów, 8 - Trzebie-szów-Kopino, 9 - Wyrzysk, 10 - Zamarte); 5 - arbitrary boundary of the Pomeranian Swell (pre-Cainozoic subcrop of the Lower/Upper Cretaceous boundary); 6 - deep boreholes; I - Mid-Polish Swell, II - Mid-Polish Furrow

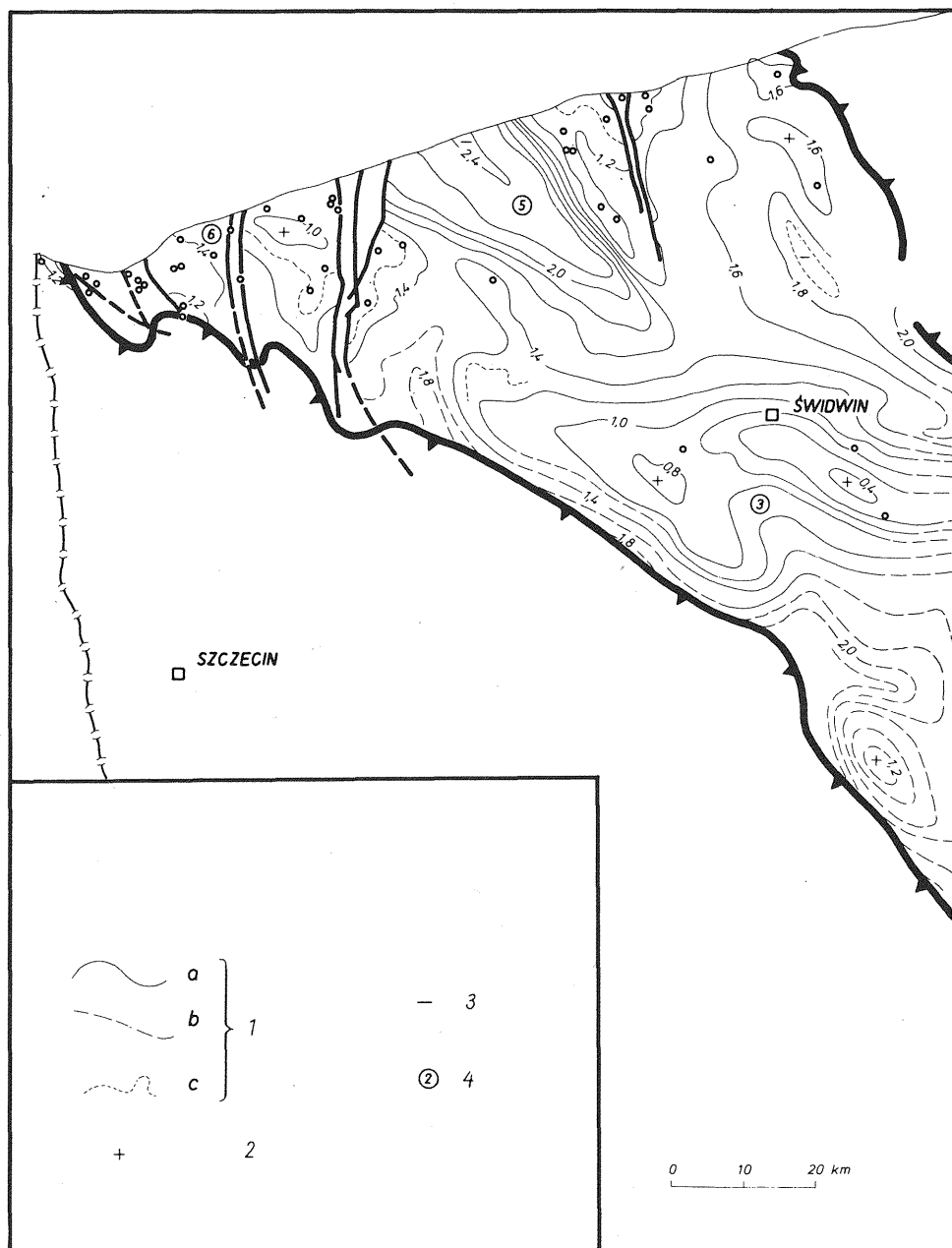
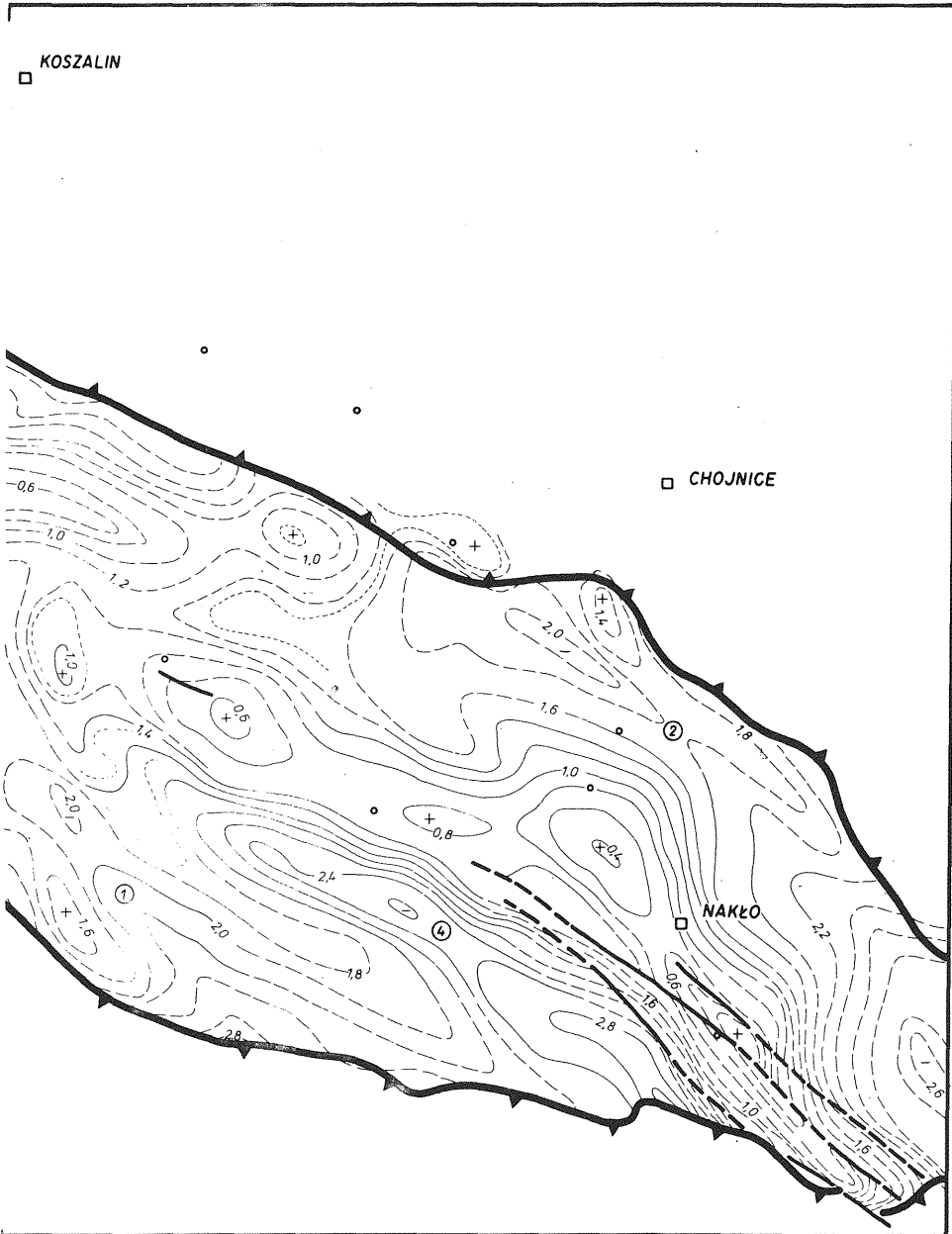


Fig. 2. Strop wapienia muszlowego

1 — izohipsy stropu wapienia muszlowego w tys. m p.p.m.: a — pewne co 200 m, b — przypuszczalne co 200 m, c — dodatkowe co 100 m; 2 — antykliny; 3 — synkliny; 4 — nazwy ważniejszych synklin (1 — Gostomii, 2 — Lipki, 3 — Przytonia, 4 — Skórki, 5 — Trzebiatowa, 6 — Wisielki); pozostałe objaśnienia jak na fig. 1



Top of the Muschelkalk

1 – contour lines of the Muschelkalk top in thousand metres below sea level: a – reliable every 200 m, b – inferred every 200 m, c – additional every 100 m; 2 – anticlines; 3 – synclines; 4 – names of more important synclines (1 – Gostomia; 2 – Lipka, 3 – Przytoń, 4 – Skórka, 5 – Trzebiatów, 6 – Wisłka); other explanations as in Fig. 1

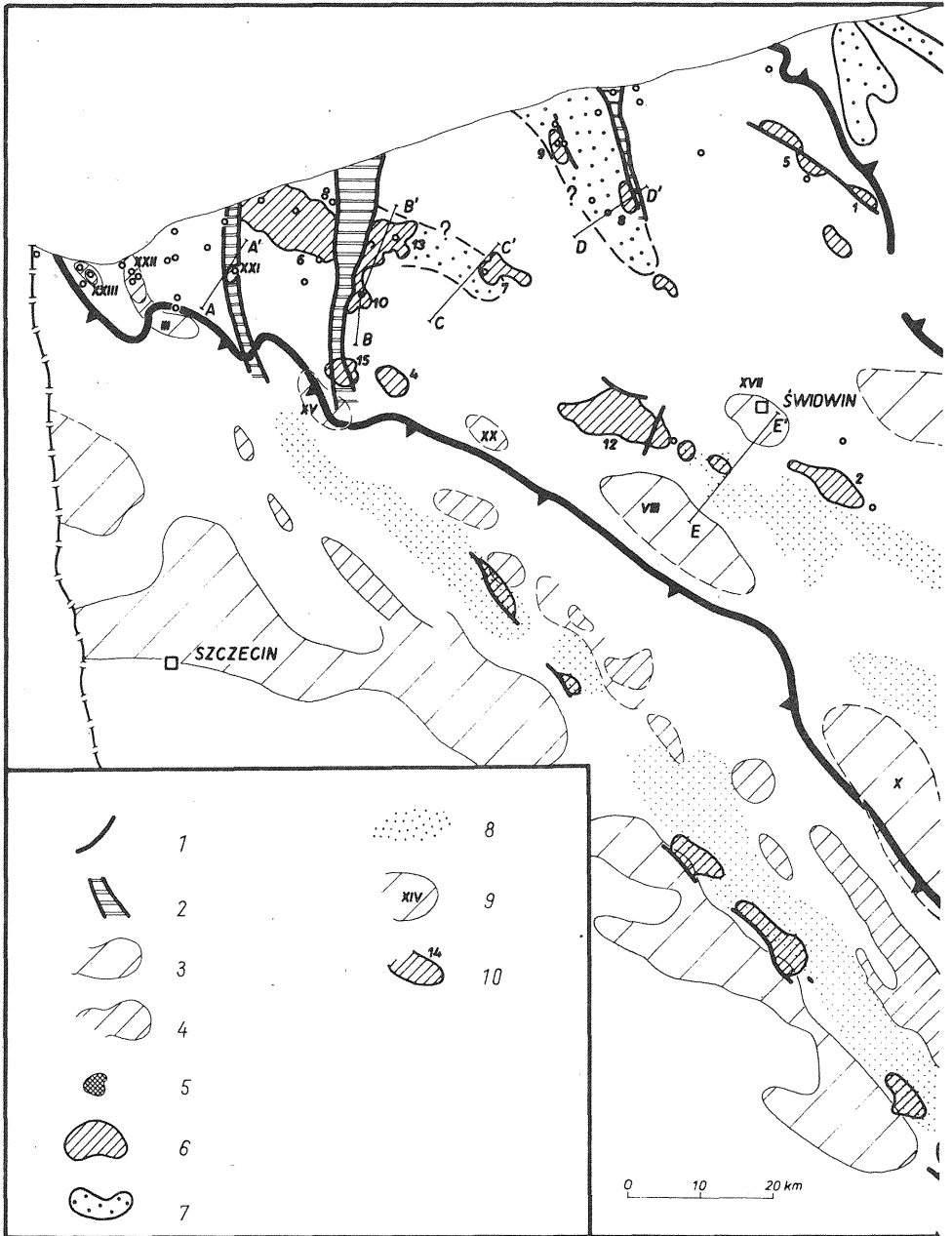
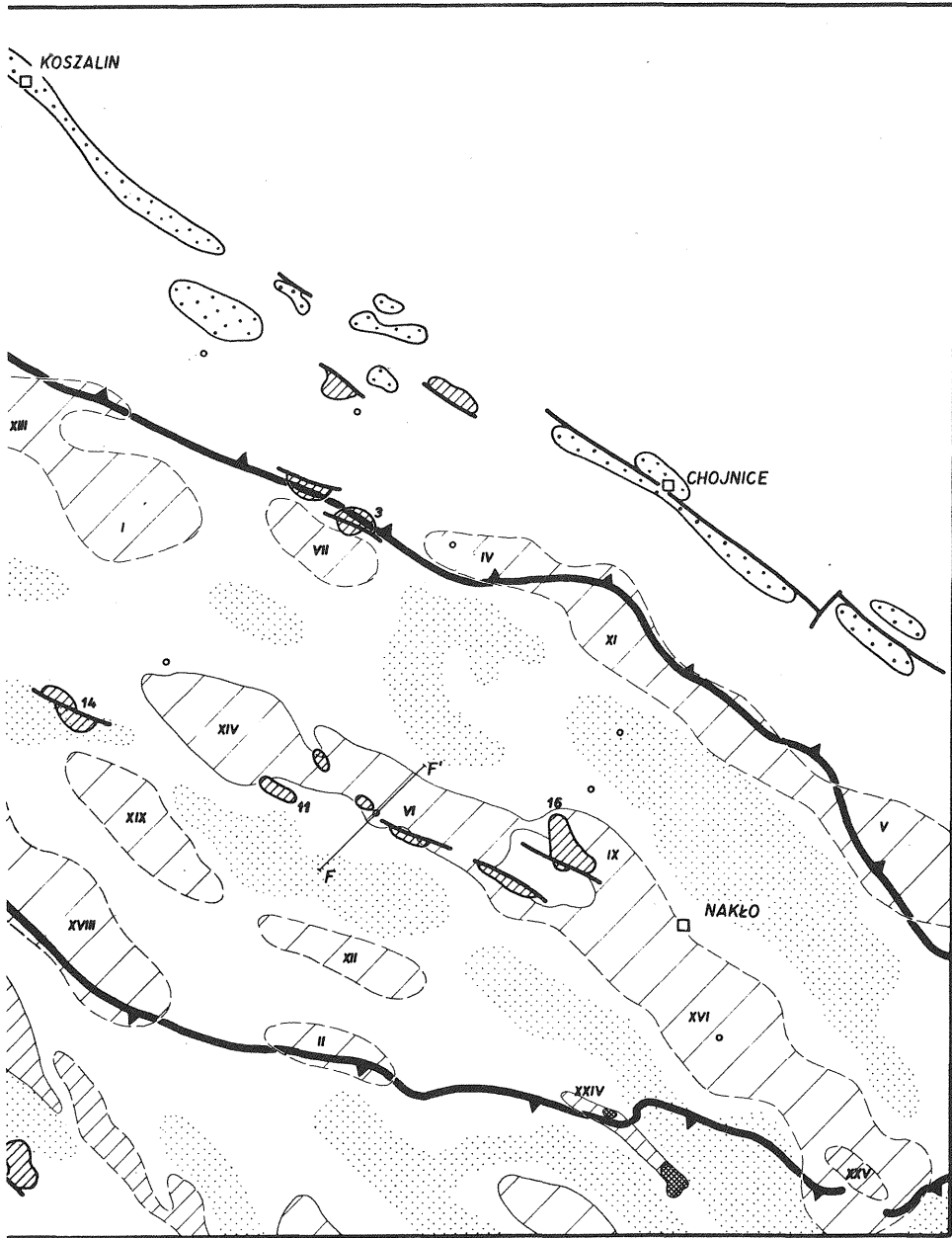


Fig. 3. Lokalne formy tektoniczne

1 – odcinki uskoków towarzyszące antyklinom niesolnym; 2 – rowy synsedymacyjne; 3 – poduszki i wały solne nie przebijające się przez nadkład; 4 – słupy i grzebień solne częściowo przebijające się przez nadkład; 5 – wysady solne przebijające się przez nadkład; 6 – plakantykliny pogrzebane (kryptomorficzne); 7 – plakantykliny nałożone (faneromorficzne); 8 – obszary wyciśnięcia soli cechsztyńskich; 9 – nazwy antyklin solnych (I – Barwicz, II – Chodzieży, III – Dargobądz, IV – Debrzna, V – Koronowa, VI – Krajenki, VII – Lotynia, VIII – Łobez, IX – Łobzenicy (dawniej Więcborka), X – Mirosławca, XI – Orzełka, XII – Piły, XIII – Polczyna, XIV – Prądów, XV – Rokity (dawniej Wysokiej), XVI – Szubina, XVII – Świdwina, XVIII – Trzcianki, XIX – Wałcza, XX – Żabowa, XXI – Kodrąbu Pomorskiego, XXII – Międzyzdrojów, XXIII – Przytora, XXIV – Wapna, XXV – Zalesia); 10 – nazwy ważniejszych antyklin niesolnych (1 – Białogardu, 2 – Bierzwicy, 3 – Czarnego, 4 – Golczewa, 5 – Karlina, 6 – Kamienia, 7 – Gryfic, 8 – Kolobrzegu – Białokur, 9 – Kolobrzegu – Gorzysławia, 10 – Niemicy, 11 – Płytnicy, 12 – Reska, 13 – Świerzna, 14 – Wielboków, 15 – Wysokiej Kamieńskiej, 16 – Zabartowa); A-A' – F-F' – linie przekrojów pokazanych na fig. 4; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1.



Local tectonic features

1 – segments of faults accompanying the non-salt anticlines; 2 – synsedimentary grabens; 3 – non-piercement salt pillows and salt swells; 4 – partly piercement salt plugs and salt crests; 5 – piercement salt diapirs; 6 – buried (cryptomorph) placanticlines; 7 – superficial (phaneromorphic) placanticlines; 8 – areas of squeezing of the Zechstein salts; 9 – names of salt anticlines (I – Barwice, II – Chodzież, III – Dargobądz, IV – Debrzno, V – Koronowo, VI – Krajenka, VII – Lotyń, VIII – Łobez, IX – Łobżenica (formerly Wiecbork), X – Miroslawiec, XI – Orzełek, XII – Piła, XIII – Polczyn, XIV – Prądy, XV – Rokita (formerly Wysoka), XVI – Szubin, XVII – Świdwin, XVIII – Trzcianka, XIX – Wałcz, XX – Żabowo, XXI – Kodrąb Pomorski, XXII – Międzyzdroje, XXIII – Przytór, XXIV – Wapno, XXV – Zalesie); 10 – names of more important non-salt anticlines (1 – Białogard, 2 – Bierzwnica, 3 – Czarne, 4 – Golczewo, 5 – Karlino, 6 – Kamień, 7 – Gryfice, 8 – Kołobrzeg–Białokury, 9 – Kołobrzeg–Gorzysław, 10 – Niemica, 11 – Plytnica, 12 – Resko, 13 – Świerzno, 14 – Wielboki, 15 – Wysoka Kamińska, 16 – Zabartowo); A–A' – F–F' – lines of cross-sections shown in Fig. 4; other explanations as in Fig. 1.

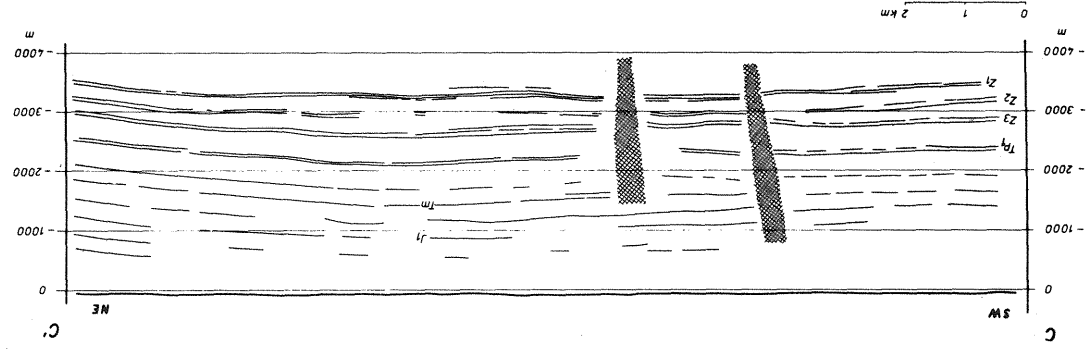
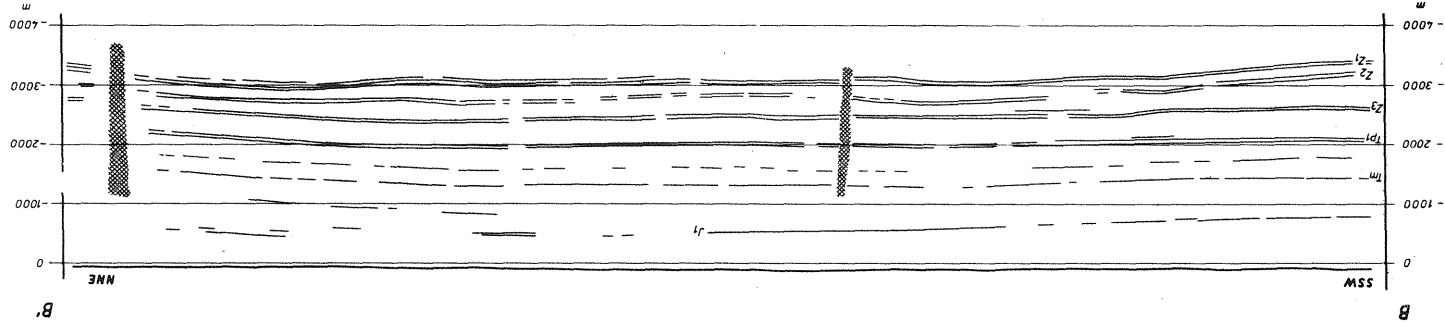
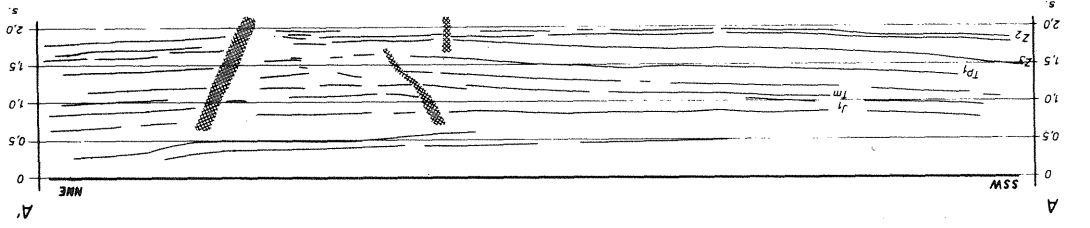
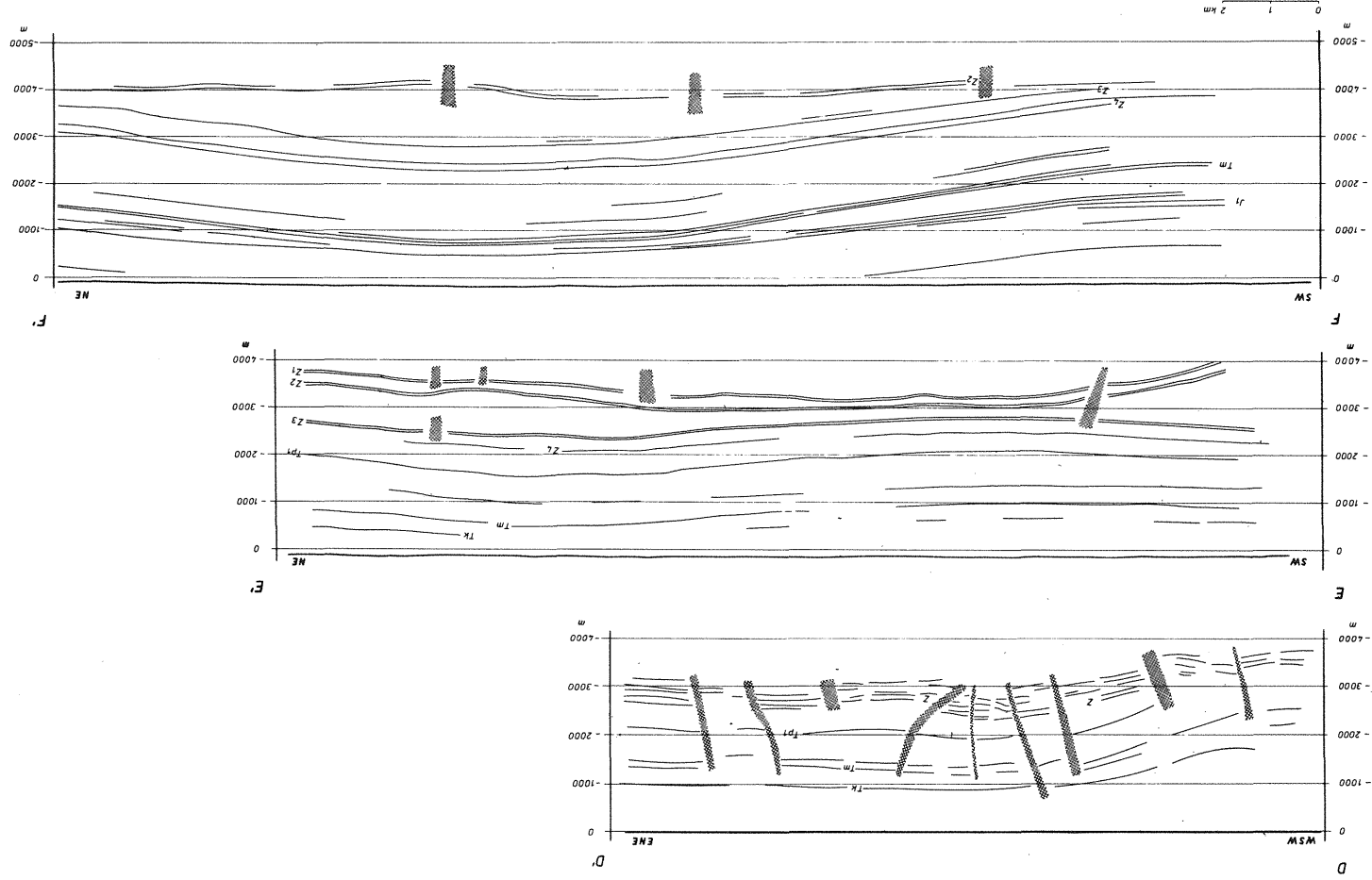


Fig. 4



Odtworzenie ewolucji struktur solnych w czasie jest znowu częściowo utrudnione wskutek późniejszego dźwignięcia całego wału i usunięcia młodszych osadów mezozoiku do dolnej jury włącznie. Z analizy przekrojów sejsmicznych i w mniejszej mierze profilów wierceń można wywnioskować, że przepływy soli rozpoczęły się w późnym triasie. Na ten sam czas przypadają zapewne pierwsze przebiccia soli w wąskopromiennych strukturach obszaru nadbałtyckiego. Dalszy bieg zdarzeń można z ograniczeniami odtworzyć na podstawie profilów wiertniczych na poduszkach solnych położonych w skrajnej części wału, gdzie stopień erozji jest mniejszy (Debrzno, Rokita, Orzełek), a także na podstawie danych z obszarów sąsiednich. Wynika z nich ogólnie, że sole były ruchliwe przez całą resztę mezozoiku, ze wzmocnieniem tej aktywności w niektórych okresach: najstarszej jury, starszej jury środkowej, pogranicza jury i kredy oraz najmłodszej kredy. O ile jednak do wczesnej młodszej kredy (do turonu włącznie?) przemieszczenia soli odbywały się na tle ogólnej subsydencji bruzdy sedymentacyjnej, z której później dźwignął się wał pomorski, o tyle potem przemieszczenia te były nałożone na regionalne tło ruchów wypiętrzających jednostkę.

NIESALINARNE STRUKTURY LOKALNE

Najlepiej są one rozwinięte w obszarze nadbałtyckim (fig. 3). Są to m.in. dawno znane blokowe plakantykliny o złożonej budowie wewnętrznej: nałożona antyklina Kołobrzegu oraz antykliny Kamienia i Gryfic (fig. 4, B-B' i C-C'), o charakterze mieszanym (R. Dadlez, 1974). Poza tym obszarem występują głównie mniejsze wypiętrzenia w najniższej części kompleksu, związane z systemami uskoku (poddarcia przyuskokowe), na terenach tektoniki solnej zlokalizowane pod skrajnymi partiami struktur solnych lub między nimi (fig. 3 i 4, E-E' i F-F').

Fig. 4. Przekroje sejsmiczne (A-A' - przekrój czasowy, podwójny czas przebiegu fal sejsmicznych w sekundach; od B-B' do F-F' - przekroje głębokościowe, głębokość w m p.p.m.); lokalizacja na fig. 3; A-A' - rów synsedymantacyjny (zwiększona miąższość górnego triasu) ukryty pod południowym skrzydłem antykliny; B-B' - dwie płaskie antykliny pogrzebane pod rozległą antyklina nałożoną; C-C' - szeroka antyklina z zaczątkowym przepływem soli w części środkowej; D-D' - pogrzebana antyklina blokowa z uskokami odwróconymi w obu skrzydłach; E-E' - antyklina pod-solna ograniczona po obu stronach poduszkami solnymi; F-F' - wał solny czynny w ciągu górnego triasu (zredukowana miąższość) ze strefą wyciśnięcia soli po stronie południowej; głębokości niezgodne z mapami na fig. 1 i 3 z powodu wstępnego charakteru przeliczeń czasu na głębokość

Seismic cross-sections (A-A' - time-section, two-travel time in seconds; B-B' through F-F' - depth sections, depth in metres below sea level); for location see Fig. 3; A-A' - synsedimentary graben (increased thickness of the Upper Triassic) concealed beneath the southern limb of an anticline; B-B' - two flat buried anticlines beneath a broad superficial anticline; C-C' - broad anticline with incipient salt flowage in the central part; D-D' - buried block anticline with reversed faults in both limbs; E-E' - sub-salt anticline bounded by salt pillows from both sides; F-F' - salt swell active during the Upper Triassic (reduced thickness) with a zone of salt squeezing at the southern side; depths inconsistent with the maps in Figs. 1 and 3 due to preliminary time/depth conversions

1 - sejsmiczne poziomy refleksyjne; 2 - uskoki; Z - ogólnie cechsztyń; Z₁ - ca spąg cechsztyń; Z₂ - ca dolomit główny cyklotemu Z₂; Z₃ - ca anhydryt główny cyklotemu Z₃; Z₄ - ca strop cechsztyń; Tp₁ - ca strop dolnego piaskowca pstrego; Tm - wapień muszlowy; Tk - ca strop kajpru; J₁ - ca spąg jury

1 - seismic reflectors; 2 - faults; Z - Zechstein in general; Z₁ - c. Zechstein bottom; Z₂ - c. Hauptdolomit in the Stassfurt cycle; Z₃ - c. Hauptanhydrit in the Leine cycle; Z₄ - c. Zechstein top; Tp₁ - c. top of the Lower Bunter; Tm - Muschelkalk; Tk - c. Keuper top; J₁ - c. Jurassic bottom

PODZIAŁ STRUKTURALNY

Zbiór rozpatrzonych cech strukturalnych pozwala na dokonanie podziału wału pomorskiego na kilka jednostek (bloków), z których każda charakteryzuje się swoistymi cechami, odróżniającymi ją od jednostek sąsiednich (fig. 5). Podstawą do przeprowadzenia granic między tymi jednostkami są: przebieg ważniejszych uskoków lub stref uskokowych, zmiany kierunków strukturalnych, zróżnicowanie typów struktur lokalnych, zmiany gradientów nachylenia powierzchni strukturalnych, obecne położenie spągu kompleksu, wreszcie różnice w rozwoju sedimentacji, które zależały od trzech pierwszych czynników. Wspomniane jednostki łączą się z kolei w naturalne zespoły.

Zespół bloków nadmorskich (Wolina, Gryfice i Kołobrzegu), które zresztą są tylko fragmentami jednostek, ciągnących się dalej pod dnem Bałtyku (R. Dadlez, S. Młynarski, 1967), różni się od pozostałych trzech bloków słabszym wykształceniem form tektoniki solnej, większym zróżnicowaniem kierunków strukturalnych, bardziej zredukowanym rozwojem cechsztynu i mezozoiku, ogólnie wyższym położeniem spągu kompleksu, a jednocześnie jego słabszym inwersyjnym dźwignięciem. Kombinacja trzech ostatnich przyczyn sprawia, że na powierzchni pod-

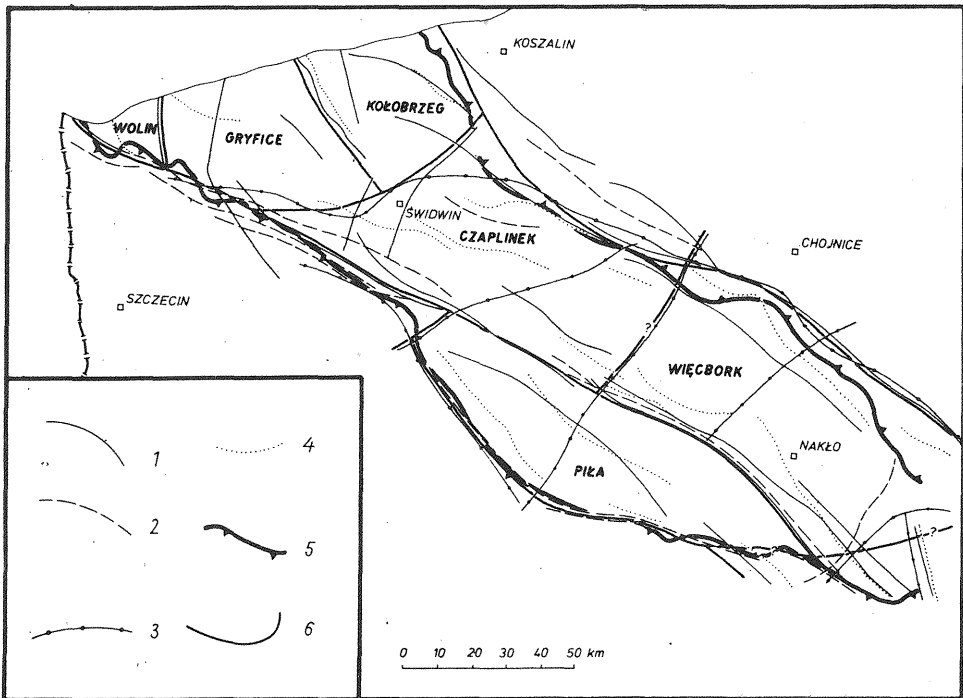


Fig. 5. Podział strukturalny

Structural subdivision

1 - ważniejsze uskoki i strefy uskokowe; 2 - strefy zwiększonego nachylenia powierzchni strukturalnych; 3 - granice obszarów o różnych stylach i kierunkach strukturalnych; 4 - osie ważniejszych pasm antyklinalnych; 5 - umowna granica wału pomorskiego; 6 - granice jednostek strukturalnych

1 - major faults and fault zones; 2 - zones of increased gradients of the structural surfaces; 3 - boundaries of the areas with different structural styles and trends; 4 - axes of major anticlinal belts; 5 - arbitrary boundary of the Pomeranian Swell; 6 - boundaries of the structural units

kenozoicznej pojawiają się tu ogólnie młodsze osady niż dalej ku SE. W spągu i niższych częściach kompleksu zespół tych bloków jest zatem obszarem elewacyjnym, a w częściach najwyższych i w stropie kompleksu – obszarem depresyjnym. Zespół ten ze względu na styl strukturalny jest przedłużeniem strefy Koszalińska – Chojnic. Podobnie jak i w jej granicach, kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny nadbudowany jest tu głównie na blokowo potrzaskanym podłożu dewońsko-karbońskim, z cienką pokrywą osadów saksonu lub bez niej.

Zespół bloków Czaplinka, Więcborka i Piły różni się od poprzedniego zespołu wyraźnie wykształconą tektoniką solną o charakterze regionalnym oraz bardziej uporządkowanymi kierunkami strukturalnymi. W trakcie ewolucji geologicznej osadzały się tu grubsze i pełniejsze sekwencje cechsztynu i mezozoiku składane na subsydentnym podłożu, zbudowanym z grubej serii głównie mułowcowo-iltych skał saksonu. Ważną rolę odgrywał system uskoków Wyrzyska, który odcina jednostkę Piły od obu pozostałych jednostek, powodując, że ma ona charakter przejściowy do najsilniej obniżonych obszarów niecki szczecińskiej i mogileńskiej, leżących dalej ku południowi.

EWOLUCJA TEKTONICZNA

Rozpatrując na szerszym tle regionalnym ewolucję nie tylko wyodrębnionego wału pomorskiego, ale całego wału środkowopolskiego wraz z jego otoczeniem, trzeba mieć na uwadze przede wszystkim jego położenie na bezpośrednim przedpolu strefy Teisseyre'a-Tornquista (J. Znosko, 1969) i w niezaprzeczalnym z nią związku genetycznym. Z kolei rozważając sytuację tej strefy (zwanej w skrócie strefą T – T) w kategoriach najnowszych teorii tektonicznych widać, że podczas mezozoiku i kenozoiku była ona jednym z głównych lineamentów, stanowiącym bezpośredni łącznik strukturalny między dwiema prowincjami geotektonicznymi o globalnym znaczeniu: prowincją Północnego Atlantyku na północnym zachodzie i zachodzie oraz prowincją Zachodniej Tetydy na południu i południowym wschodzie (fig. 6). W pierwszej z nich następowało w tym czasie sukcesywne rozwieranie oceanu (spreding) od południa ku północy w następujących stadiach:

- począwszy od dolnej jury – między Afryką Zachodnią a Ameryką Północną;
- począwszy od dolnej kredy – między Iberią a Nową Funlandią oraz Ameryką Północną a Grenlandią;
- podczas górnej kredy – między Wyspami Brytyjskimi a Grenlandią i Ameryką Północną;
- podczas trzeciorzędu – między Norwegią a Grenlandią.

W prowincji Zachodniej Tetydy w starszym mezozoiku zachodziło stopniowe rozwieranie basenów oceanicznych od wschodu ku zachodowi, zastąpione ku końcowi tej ery (koniec jury? – dolna kreda?) procesami zwierania (zamykania) oceanu i górotwórczości.

Strefa T – T odcinała zatem od starego kratonu wschodniej Europy blok skorupy kontynentalnej o zarysie zbliżonym do trójkąta, z obu pozostałych boków ograniczony wspomnianymi poprzednio prowincjami. Procesy tektoniczne w tym trójkącie musiały być zależne od przebiegu zdarzeń w sąsiednich prowincjach. Początkowo stanowił on wyodrębniony, stosunkowo niewielki blok w granicach megakontynentu Pangei, a później – wysunięty ku SW półwysp Eurazji, oddzielony oceanami od sąsiednich kontynentów.

Takie umiejscowienie strefy T – T i towarzyszących jej struktur pozwala dokładniej rozważyć niektóre problemy ich rozwoju tektonicznego, zarysowane poniżej. Problemy te wymagają dalszych szczegółowych badań.

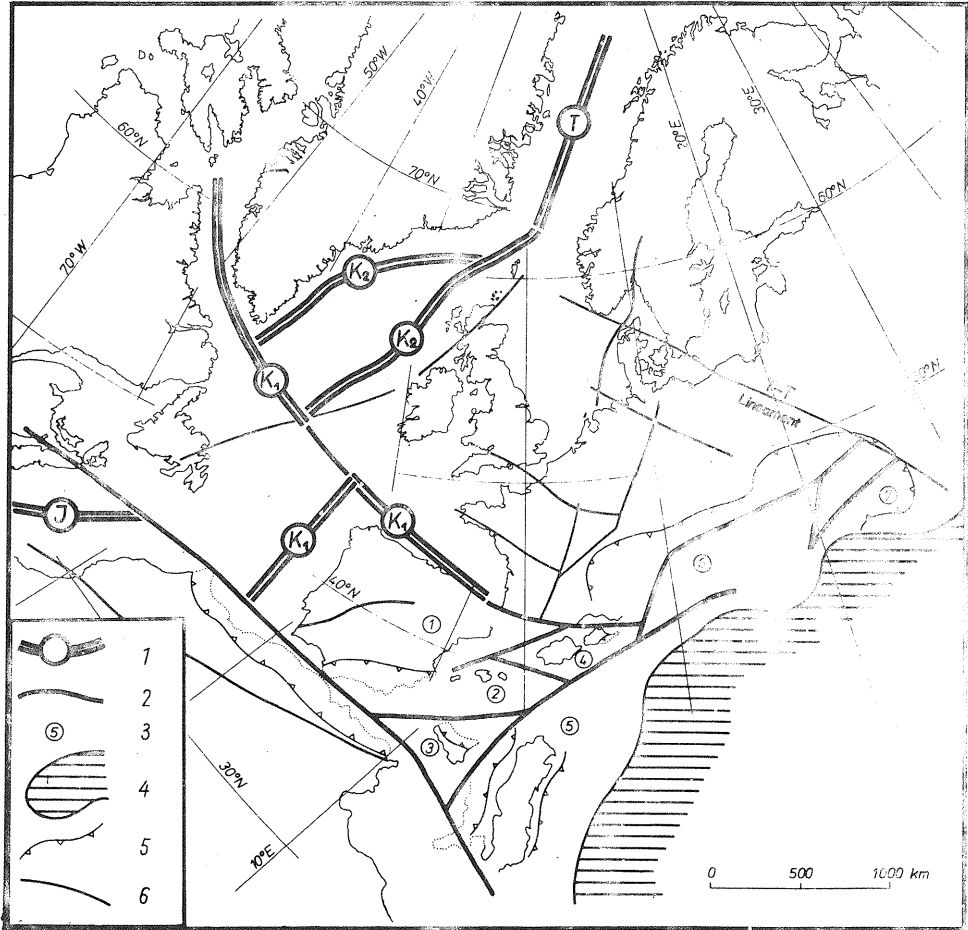


Fig. 6. Strefa Teisseyre'a-Tornquista na tle późnotriasowej rekonstrukcji kontynentów według różnych źródeł, głównie: J.F. Dewey i in. (1973), X. Le Pichon i in. (1977), W. Frisch (1979)

Teisseyre-Tornquist Zone in the framework of the Late Triassic reconstruction of continents after various sources, mainly: J.F. Dewey et al. (1973), X. Le Pichon et al. (1977) and W. Frisch (1979)

1 – strefy ryftowe Północnego Atlantyku, które później rozwijały się jako centra sprędy, począwszy od: wczesnej jury (J), wczesnej kredy (K_1), późnej kredy (K_2) i trzeciorzędu (T); 2 – granice mikrokontynentów w Zachodniej Tetydzie, rozwijające się później jako centra sprędy lub uskoki transformacyjne; 3 – mikrokontynenty (1 – Iberia, 2 – Blok Balearski, 3 – Blok Iblejski (Sycylia), 4 – Korsio-Sardynia, 5 – Apulia (Blok Adriatycki), 6 – Blok Briançonnais, 7 – Mezja); 4 – skorupa oceaniczna Zachodniej Tetydy; 5 – współczesne czoła pasm fałdowych alpejskich; 6 – główne strefy uskokowe środkowej i zachodniej Europy

1 – zones of rifting in the North Atlantic which later evolved as spreading axes, starting with: Early Jurassic (J), Early Cretaceous (K_1), Late Cretaceous (K_2) and Tertiary (T); 2 – boundaries of the microcontinents in the Western Tethys, evolving later either as spreading axes or as transform faults; 3 – microcontinents (1 – Iberia, 2 – Balearic Block, 3 – Iblean Block (Sicily), 4 – Corso-Sardinia, 5 – Apulia (Adria Block); 6 – Briançonnais Block, 7 – Moesia); 4 – oceanic crust of the Western Tethys; 5 – present fronts of the Alpine foldbelts; 6 – major fault zones of the Central and Western Europe

STADIUM PRZEDINWERSYJNE

Dane paleogeograficzne i paleotektoniczne potwierdzają wcześniejsze poglądy, że na miejscu dzisiejszego wału środkowopolskiego przez większą część permsko-mezozoicznego etapu rozwojowego istniała bruzda sedymentacyjna. W permie jej północno-zachodni odcinek był odchylony ku S, omijał nadbałtyckie jednostki strukturalne i przebiegał przez tereny dzisiejszej niecki szczecińskiej. W dolnym triasie oś basenu biegła ściśle wzdłuż wału, by po okresowym znacznym przesunięciu ku S w triasie środkowym i częściowo górnym usadowić się ponownie wzdłuż wału na przeciąg jury i dolnej kredy.

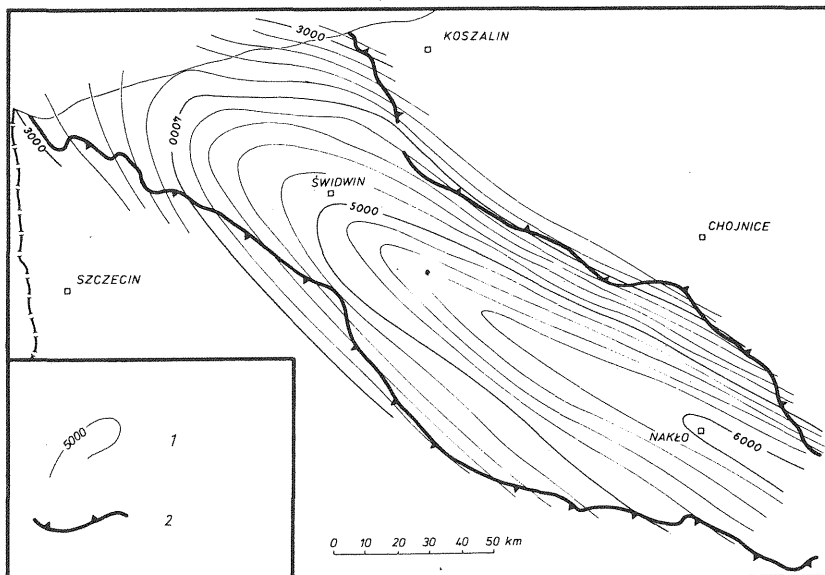


Fig. 7. Uśredniona łączna miąższość osadów od cechsztynu do dolnej kredy (z wyłączeniem wtórnych zmian wskutek przepływu soli) według różnych źródeł, głównie *Atlasu litologiczno-paleogeograficznego...* (1974)

Averaged cumulative thickness of the Zechstein through Lower Cretaceous strata (secondary changes due to the salt flowage have been eliminated) from various sources, mainly from *Atlas litologiczno-paleogeograficzny...* (1974)

1 – izopachyty co 200 m; 2 – umowna granica wału pomorskiego

1 – isopachs every 200 metres; 2 – arbitrary boundary of the Pomeranian Swell

Skutkiem tego procesu było nagromadzenie w pomorskim odcinku bruzdy – od początku cechsztynu do końca dolnej kredy – osadów o łącznej miąższości od 3–4 tys. m w części nadbałtyckiej do 6 tys. m w części południowo-wschodniej (fig. 7). Jest to ocena bardzo przybliżona, ponieważ po pierwsze oparta jest na rekonstrukcji miąższości osadów w dużej mierze usuniętych (jurajskich i dolnokredowych), po drugie zawiera w sobie szacunkową średnią miąższość salinarnych osadów cechsztynu przed ich tektonicznym przemieszczeniem, a po trzecie pomija lokalne zmiany miąższości osadów młodszych, uwarunkowane wzrostem kopuł solnych. Odtworzenie średniej grubości jury i dolnej kredy jest mimo wszystko dość prawdopodobne ze względu na charakterystyczny układ izopachyt na kontakcie z obecną, erozyjną granicą wału. Mniej korzystna sytuacja jest w przypadku górnej kredy, gdyż jest to kompleks ścięty erozyjnie również w sąsiadujących niec-

kach. Ponieważ analiza facji górnej kredy nie wskazuje na śródgórnokredowe rozmywanie klastycznych osadów starszych, czyli na znacznie większe dźwignięcie wału w tym czasie, przyjęto w wyliczeniach, że przed inwersją wał był przykryty osadami górnej kredy o przybliżonej miąższości pośredniej między maksymalnymi miąższościami w sąsiadujących nieckach, a więc 1–1,5 tys. m. Podobne podejście zastosowali W. Pożaryski i W. Brochwicz-Lewiński (1979). Łącznie zatem otrzymujemy miąższość osadów cechsztyńskich i mezozoiku w bruzdzie przed inwersją od 4 tys. m na północnym zachodzie do 7,5 tys. m na południowym wschodzie. Nie jest jednak wykluczone, że ruchy dźwigające zaczęły się w ciągu górnej kredy, powodując częściową erozję starszych osadów tego oddziały i wówczas ich miąższość na wale byłaby mniejsza.

Jak wspomniano, ostateczna stabilizacja osi basenu w obszarze obecnego wału nastąpiła z końcem triasu. Z terenu nadbałtyckiego wiadomo, że na ten sam okres końca triasu i początku jury przypada formowanie się tensyjnych rowów i półrowów, w których prawdopodobnie dochodzi też wtedy do pierwszych przyskokowych przebiegów soli cechsztyńskich. Podobne rowy tworzyły się wówczas także w szeroko pojętej aureoli wału (strefa Koszalina–Chojnic, Szamotuł–Człopy). Jest to wreszcie czas inicjalnych przepływów soli w południowo-wschodniej części obszaru.

Ten pierwszy okres aktywności tektonicznej jest synchroniczny z ogólnymi procesami ekstensyjnymi, związanymi z rozpadem Pangei. Przyjmuje się, że na miejscu nie istniejącego podówczas Północnego Atlantyku pierwsze procesy powstawania ryftów zaczęły się przed ok. 200–210 Ma, a więc w późnym triasie (W.C. Pitman III, M. Talwani, 1972; J.D. Phillips, D. Forsyth, 1972; K. Burke, 1976). Procesom tym towarzyszył silny wulkanizm, którego radiometryczne datowanie jest jedną z głównych podstaw określenia ich wieku (G.B. Dalrymple i in., 1975; R.M. Macintyre, 1977; W. Manspeizer i in., 1978). Ryftowanie wyprzedza o parędziesiąt milionów lat początek właściwego rozwarcia (spredingu) i powstawania skorupy oceanicznej (F.J. Vine, 1973; K. Burke, 1976). W przypadku Północnego Atlantyku powstawanie nowego oceanu zaczęło się przed ok. 180 Ma (w pliensbachu), od jego skrajnie południowej części, między Afryką Zachodnią a Ameryką Północną (X. Le Pichon, P.J. Fox, 1971; W.C. Pitman III, M. Talwani, 1972; W. Manspeizer i in., 1978; T.E. Smith, H.C. Noltimer, 1979).

W drugiej, tetydzkiej prowincji geotektonicznej procesy ryftowania (pękanie epikontynentalnej platformy z osadami głównie węglanowymi) postępowały od wschodu, osiągając obszary Zachodniej Tetydy również w późnym triasie – wczesnej jurze. Tworzenie się skorupy oceanicznej na terenie dzisiejszych Alp zostało zainicjowane na początku jury lub nieco później (R. Trümpy, 1960; W. Frisch, 1976; V.J. Dietrich, U. Franz, 1976), ale wcześniejsze powstawanie ryftów o zatrzymanym rozwoju, nawet w środkowym triasie, wydaje się być również udowodnione (T. Bechstädt i in., 1978). Ostatnio wysunięto sugestie, że w późnym triasie i wczesnej jurze nastąpiło między Dobrudżą a Tybetem zamknięcie oceanu Paleotetydy wskutek kolizji hipotetycznego łańdzu Kimerii (Cimmerian continent) z megakontynentem Laurazji. Skutkiem tego miałyby być otwarcie Neotetydy po południowej stronie łańdzu Kimerii, a jako dalekie echo tych przekształceń – powstanie naprężeń tensyjnych na terenach środkowej i zachodniej Europy, leżących po przeciwnej stronie bieguna rotacji tego łańdzu (A.M.C. Sengör, 1979).

Ogólnie zatem już w pierwszych etapach rozwojowych rozpadu Pangei widoczny jest związek między ewolucją tektoniczną intrakontynentalnych struktur Europy (w tym bruzdy środkowopolskiej) a zdarzeniami w prowincjach Atlantyku i Tetydy. Korelacja w dalszych etapach jury i dolnej kredy jest – jak wspomniano – na terenie samego wału utrudniona z powodu głębokiego zderzenia erozyjnego. Możli-

wości tej korelacji nie będą tu szerzej rozpatrywane. Ograniczę się tylko do stwierdzenia, że w bezpośrednim sąsiedztwie wału, gdzie osady są zachowane, rejestruje się wzmożenie procesów tektonicznych (m.in. uaktywnienie subsydencji rowów i nasilenie przepływów soli) w najstarszej jurze środkowej i na pograniczu jury z kredą. Drugi z tych etapów jest równoczesny z kolejnym stadium ewolucji Atlantyku, datowanym na 130–135 Ma, w którym następuje rozwarcie na linii od morza Labradoru do Zatoki Biskajskiej (W.J.M. van der Linden, 1975; nb. oś tego rozwarcia jest mniej więcej równoległa do rozciągłości strefy T – T) oraz między Iberią a Nową Funlandią (fig. 6).

Można sądzić, że te etapy aktywności nie ominęły również naszego terenu badań. Wyraziły się one zapewne przede wszystkim dalszym wzrostem poduszek solnych w południowo-wschodniej części wału pomorskiego. Poza wspomnianymi danymi z poduszek w brzeżnej strefie jednostki wskazują na to także porównania miąższości cechsztynu i triasu w strefach akumulacji i wycisnąć soli wewnątrz wału. Otóż obserwacje na pojedynczych przekrojach (np. fig. 4, F – F') pozwalają sądzić, że redukcja miąższości górnego triasu nad poduszkami kompensuje co najwyżej w połowie odpływ soli ze stref wycisnąć. Pozostała kompensacja musiała zatem odbywać się kosztem młodszych osadów w okresach późniejszych. Co więcej, zgodnie z regułą wędrówki „fali” deformacji solnych od centrum basenu ku brzegom, dźwiganie skrajnych i słabiej rozwiniętych poduszek (okolice Świdwina) mogło się zacząć dopiero w młodszych, potriasowych stadiach.

Na marginesie tych rozważań trzeba skonstatować, że przez całą jurę i dolną kredę polskie baseny znajdowały się bliżej oceanicznych obszarów Tetydy niż Atlantyku (fig. 6). Nic zatem dziwnego, że słabsze transgresje, np. inicjalne transgresje środkowej jury i dolnej kredy (Atlas litologiczno-paleogeograficzny..., 1975) łatwiej znajdowały drogę na teren Polski od strony Tetydy. Silne i o globalnym charakterze transgresje batonu – oksfordu i albu – turonu postępowały głównie od zachodu, pokonując rozległe przestrzenie szelfów, leżących między rodzącymi się oceanami: Atlantyckim i Arktycznym.

W rezultacie omówionych wyżej procesów na terenie dzisiejszego wału środkowopolskiego znajdowała się zatem tuż przed regionalnymi ruchami inwersyjnymi bruzda sedimentacyjna z dobrze rozwiniętymi poduszkami i wałami solnymi, a niekiedy nawet przebiciami soli. Ugięcie jej dna, zainicjowane w późnowaryscyjskim etapie rozwojowym, powstało albo jako rezultat transformacji fazowych na granicy Moho (J. Znosko, 1978, 1979), uwarunkowanych z kolei głębszymi przyczynami, albo też w kombinacji z innymi czynnikami. Transformacje fazowe, jak wiadomo, zachodzą wskutek zakłócenia równowagi cieplnej lub ciśnieniowej w strefie Moho. Towarzyszą im wywołane przez nie procesy wydzielania lub pochłaniania ciepła, a skutkiem ich jest dążność do przywrócenia naruszonej równowagi izostatycznej. W konkretnym przypadku subsydencji transformacja polegałaby – zgodnie z eksperymentami A.E. Ringwooda i D.H. Greena (1966) – na przejściu gabra skorupy ziemskiej (o mniejszej gęstości) w eklogit górnego płaszczka (o większej gęstości), wskutek czego nieciągłość Moho przesuwa się ku górze, a skorupa ulega izostatycznemu obniżeniu. Transformacja ta jest rezultatem spadku temperatury lub wzrostu ciśnienia w strefie Moho. Problem należy zatem rozpatrywać w kategorii przyczyn, które mogły spowodować takie właśnie zmiany w strefie Moho.

Konkretne warunki geologiczne mogą także skłaniać do brania pod uwagę innych przyczyn subsydencji. Przebieg bruzdy środkowopolskiej, zwłaszcza w pierwszych fazach jej ewolucji, jest wyraźnie zależny nie tylko od strefy T – T, ale i od czoła górotworu waryscyjskiego. Sugeruje to związek genetyczny. Wchodzą przy tym teoretycznie w grę (A.G. Fischer, 1975; M.H.P. Bott, 1976) albo izosta-

tyczne reakcje na wypiętrzenie górotworu drogą przepływu podatnych mas infra-lub subkrustalnych w kierunku tego górotworu, albo też – zważywszy silny magmatyzm warwscyjski – mechanizmy termiczne w tychże odcinkach litosfery (metamorfizm termiczny, iniekcje materii z górnego płaszcza), albo wreszcie wtórne skutki procesów subdukcji na granicy dwóch płyt litosferycznych, o ile się przyjmie, że subdukcja w epoce warwscyjskiej w ogóle istniała.

Wydaje się, że przy rozpatrywaniu naszego problemu trzeba rozważyć tę różnorodność czynników. Oddziaływanie każdego z nich (lub ich zespołu) zostało następnie spotęgowane przez obciążenie osadami.

STADIUM INWERSJI

Pod koniec ery mezozoicznej w prowincji atlantyckiej postępowało nadal rozwieranie oceanu i dominowały procesy tensyjne. Tymczasem w prowincji Tetydy rozpoczyna się destrukcja skorupy oceanicznej, zwieranie i zwięzanie oceanu, co w przyszłości doprowadzi w trzeciorzędzie do kolizji płyt i mikro płyt kontynentalnych i utworzenia łańcuchów alpejskich. W jednej z sąsiednich prowincji następuje

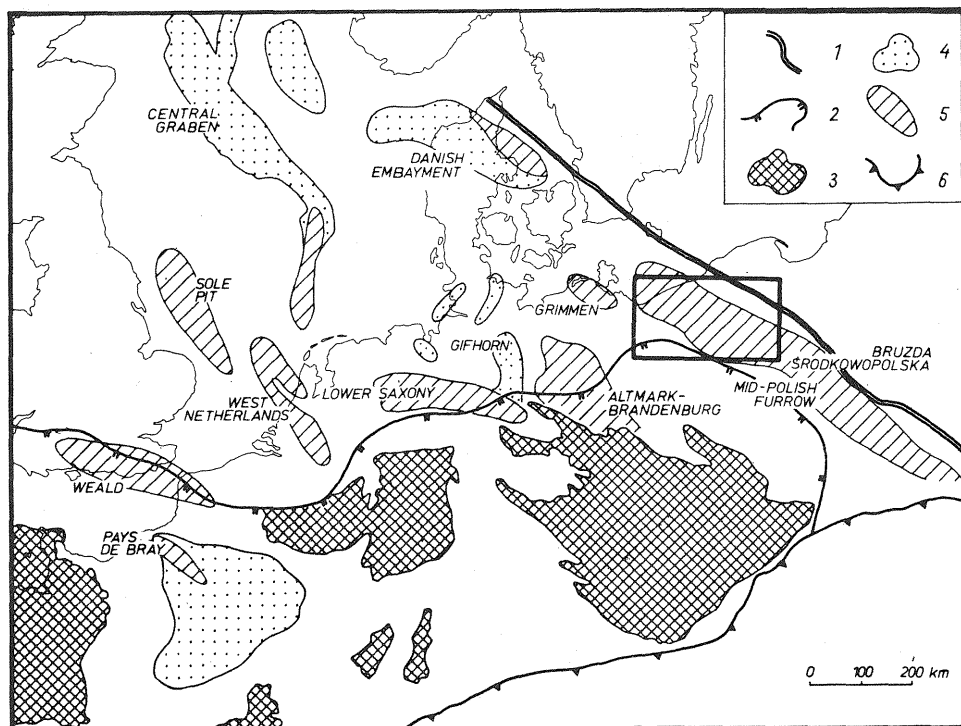


Fig. 8. Wał środkowopolski na tle basenu środkowoeuropejskiego głównie według P.A. Zieglera (1978) Mid-Polish Swell in the frames of the Central European Basin mainly after P.A. Ziegler (1978)

1 – strefa Teisseyre'a-Tornquista; 2 – czoło fałdowań hercyńskich; 3 – wschodnie podłoża podpermskiego; 4 – mezozoiczne baseny sedymentacyjne; 5 – baseny mezozoiczne objęte ruchami inwersyjnymi w późnej kredzie i wczesnym trzeciorzędzie; 6 – czoło fałdowań alpejskich

1 – Teisseyre-Tornquist Zone; 2 – front of Hercynian foldbelt; 3 – outcrops of the pre-Permian basement; 4 – Mesozoic depocenters; 5 – Mesozoic depocenters subjected to the Late Cretaceous – Early Tertiary inversion movements; 6 – front of Alpine foldbelt

zatem zasadnicza zmiana. Dotychczas obszary środkowej i zachodniej Europy ograniczone były z obu stron obszarami ekstensji, obecnie zaś od południa przylega do nich obszar kompresji. Musiały one więc, jak i poprzednio, zareagować na te przeciwstawne tendencje zmianami i ogólną komplikacją układu naprężeń. Na tych terenach u schyłku mezozoiku i na początku kenozoiku następuje inwersja i wypiętrzenie wielu wcześniej ukształtowanych basenów. Jednym z nich jest bruzda środkowopolska (fig. 8).

Na rozpatrywany tu jej pomorskim odcinku stopień dźwignięcia w strefie osiowej wynosił od 1,5–2 tys. m w części północno-zachodniej do ponad 3 tys. m w części środkowej i południowo-wschodniej. Można to wywnioskować na podstawie porównania podanych poprzednio sumarycznych miąższości cechsztynu i mezozoiku (określających położenie powierzchni spągowej kompleksu przed inwersją) z obecnym położeniem tej powierzchni.

Kwestia określenia czasu, w jakim inwersja ta nastąpiła, jest przedmiotem szczególowszej dyskusji w poprzednich pracach (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1969; R. Dadlez, 1970; Budowa geologiczna niecki..., 1979). Trzeba tu jedynie w skrócie odnotować, że zdaniem autora główna faza dźwignięcia wału i początek jego subarealnej denudacji nastąpiły w najstarszym trzeciorzędzie. Faza ta była poprzedzona, począwszy od koniaku, oscylacyjnym wypiętrzaniem, połączonym z przerwami w sedymentacji i podmorską erozją¹. W tym samym czasie wzmaga się także w otoczeniu wału pomorskiego ruchliwość soli. Powstanie słupów solnych pasma Grzęzna–Drawna–Człopy trzeba przypisać szczególowszej aktywności uskoków biegnących wzdłuż niego. Zostały one odmłodzone i przeniknęły do stropu kompleksu. Brak przebieg soli w obszarze wału pomorskiego jest zatem wykładnikiem większej sztywności podłoża i mniejszej jego podzielności na ruchliwe bloki.

Podobne datowanie inwersji zarówno wału środkowopolskiego, jak i pozostałych basenów przyjmowane jest również w innych pracach (np. P.A. Ziegler, 1978; W. Pożaryski, W. Brochwicz-Lewiński, 1979). Określana jest ona przy tym głównie jako rezultat działalności fazy laramijskiej i korelowana z ruchami w paśmie alpejskim. Ta ostatnia korelacja jest o tyle zastanawiająca, że fałdowa faza laramijska ani w Karpatach, ani w Alpach nie wydaje się odgrywać większej roli. Główna faza fałdowań Karpat wewnętrznych przypada między cenomanem a koniakiem (M. Książkiewicz, 1972). Utworzenie pierwszych płaszczowin w Alpach Wschodnich przypisywane jest ruchom przedgizawskim (przedkoniackim, ?turońskim) lub nawet nieco wcześniejszym, natomiast fazy z pogranicza kredy i trzeciorzędu są w całych Alpach bądź nieokreślone, bądź słabo wyrażone (R. Trümpy, 1960; A. Tollmann, 1966; E.R. Oxburgh, 1974; D. Bernouilli i in., 1974).

W prowincji północnoatlantyckiej dochodzi do dalszego rozwarcia oceanu między Wyspami Brytyjskimi a Ameryką Północną, które jest datowane na około 80 Ma (santon). Procesom tym towarzyszy zmiana biegunów rotacji płyt, przyspieszenie spredingu i wulkanizm (X. Le Pichon, P.J. Fox, 1971; W.C. Pitman III, M. Talwani, 1972; F.J. Vine, 1973; K. Burke, 1976; R.M. Macintyre, 1977). Sprzężenie tych zmian ze zmianami w Tetydzie sprowadza się do zasadniczego zwrotu kierunku wzajemnych przemieszczeń między płytą afrykańską a eurazjatycką, datowanego na 80 Ma (J.F. Dewey i in., 1973). W czasie ostatniego z rozpatrywanych tu etapów (55–65 Ma – paleocen) rozwieranie Atlantyku postępuje na teren Morza Norweskiego, przy czym nie towarzyszą mu zasadnicze reorientacje ruchów płyt (M. Talwani, O. Eldholm, 1977). Etap ten może mieć jednak znaczenie dla naszego obszaru, ponieważ ewentualne północno-zachodnie przedłużenie strefy

¹ Dwufazowość ta jest więc inaczej pojmowana, niż proponowana ostatnio przez J. Znoskę (1979).

T – T trafia na południowy kraniec tego segmentu Atlantyku. Jeżeli tempo spredingu było w nim stosunkowo duże, to mógł on spowodować dekstralne ruchy przesuwcze wzdłuż strefy T – T.

Ponownie zatem notuje się dobrą korelację aktywności tektonicznej, przy czym wydatnie większe znaczenie etapu górnokredowego, szczególnie w Alpidach, każe zwrócić baczniejszą uwagę na ruchy tego wieku także w obszarach epikontynentalnych.

Mechanizm inwersji omawianych basenów intrakratonicznych nie jest dotychczas w pełni wytłumaczony. Obserwacje stopnia zaangażowania tektonicznego na badanym obszarze i w ogóle na Niżu Polskim pozwalają sądzić, że naprężenia kompresyjne odgrywały podrzędną rolę. Głównym procesem tektogenetycznym zdaje się być pionowe dźwignięcie wału o rozmiarach poprzednio podanych. Ruchy pionowe były najprawdopodobniej rezultatem podskorupowych lub nawet sublitosferycznych przemieszczeń mas, dążących do przywrócenia równowagi izostaticznej, zachwianej zarówno przez przekształcenia w sąsiednich basenach oceanicznych, jak i przez samą subsydencję basenów intrakratonicznych. Nieidealna synchroniczność inwersji ze zdarzeniami w sąsiednich oceanach może być spowodowana opóźnioną reakcją przedpoła ze względu na wolne tempo wspomnianych przemieszczeń mas.

Trzeba dodać, że sama subsydencja jest w stanie – niejako automatycznie – doprowadzić, drogą transformacji fazowych na granicy Moho, do zmiany ruchów obniżających na wypiętrzające i decydować o ich oscylacyjnym charakterze (W.B. Joyner, 1967). Dźwignięcie następuje w wyniku tego, że grubiejąca pokrywa osadów w basenie zaczyna oddziaływać jako termiczny izolator, zwiększając temperaturę w strefie nieciągłości Moho, powodując transformację eklogitu w gabro, przesunięcie nieciągłości Moho ku dołowi i izostaticzne dźwignięcie skorupy. Równoczesny wzrost ciśnienia statycznego działa tym razem opóźniająco na przebieg procesu. W konkretnym przypadku basenów środkowej i zachodniej Europy względna synchroniczność procesu inwersji wymagałaby osiągnięcia w jednym czasie analogicznych warunków termicznych, czyli analogicznej grubości osadów we wszystkich basenach, co w istocie nie ma miejsca. Wydaje się zatem słuszne wykluczenie tej przyczyny i pozostanie przy impulsie tektonicznym.

Na związek inwersji głównie z tektogenezą alpejską wskazuje m.in. jej wygasanie w miarę oddalania się od pasma alpejskiego (fig. 8 – brak inwersji w basenach: duńskim, północnej części RFN i północnej części Morza Północnego), a także większy udział kompresji (liczniejsze uskoki odwrócone) w obszarach południowych (otoczenie Gór Świętokrzyskich, tektogen dolnosaksoński).

Nacisk od strony Alpidów bądź bezpośredni, bądź transponowany przez blok czeski, implikuje istnienie składowych przesuwczych na ich przedpołu (P.A. Ziegler, 1978; W. Pożaryski, W. Brochwicz-Lewiński, 1979), dodatkowo korygowanych przez wpływ strefy T – T, spełniającej rolę masy oporowej. Kierunki tych nacisków usprawiedliwiałyby powstanie systemu uskoków dekstralnych o kierunkach SE – NW i sinistralnych o kierunkach SW – NE. Ruchy wzdłuż pierwszego kierunku mogły być spotęgowane przez wspomniane wczesnotrzeciorzędowe rozwarcie Morza Norweskiego, powodując dekstralne przesunięcie Fennoskandii w stosunku do jej południowo-zachodniego przedpoła. Drugi kierunek zdaje się odpowiadać układowi uskoków poprzecznych, obserwowanych na badanym obszarze. Należy tu jednak – powtarzam – być ostrożnym z jednoznaczną interpretacją, gdyż mogą to być uskoki, odnowione jako normalne wzdłuż linii dziedzicznych po późnowaryscyjskim systemie przesuwczym (F. Arthaud, P. Matte, 1977), kiedy to układ naprężeń mógł być podobny, a swoboda rozwoju ruchów przesuwczych – większa.

Na zakończenie warto zwrócić uwagę na pewne szczególne cechy wyróżniające

bruzdę środkowopolską i rozwinięty z niej wał środkowopolski pośród genetycznie zbliżonych jednostek strukturalnych środkowej i zachodniej Europy (fig. 8). Bruzda ta charakteryzuje się w zasadzie najbardziej trwałą subsydencją. We wszystkich etapach, z wyjątkiem dolnej kredy, gromadzą się w niej osady o rekordowej miąższości, a łączna pierwotna grubość osadów cechsztynu i mezozoiku przekracza nawet trzykrotnie odpowiednie wartości w innych basenach. Znamionują ją także największe rozmiary, najsilniejsze dźwignięcie i najintensywniejsza denudacja. Cechy te raz jeszcze podkreślają jej wyjątkową pozycję i są zapewne skutkiem jej położenia w pasie, w którym front fałdowań waryscyjskich przybliża się najbardziej do strefy T – T.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 28 grudnia 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

- ATLAS LITOLOGICZNO-PALEOGEOGRAFICZNY OBSZARÓW PLATFORMOWYCH POLSKI (1975) – 1:2000000. Część II. Mezozoik (bez kredy górnej). Praca zbiorowa pod red. J. Czerwińskiego i M. Pajchłowej. Inst. Geol. Warszawa.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1977) – Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, p. 1305–1320, nr 10. Boulder, Colorado.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H., SCHMIDT K. (1978) – Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156**, p. 157–178, nr 2. Stuttgart.
- BERNOUILLI D., LAUBSCHER H.P., TRÜMPY R., WENK E. (1974) – Central Alps and Jura Mountains. In: *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies* (ed. A.M. Spencer). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **4**, p. 85–108.
- BEUTLER G. (1978) – Der Einfluss der Möckow-Dargibeller Störungszone auf Sedimentationsprozesse im Mesozoikum. *Z. Geol. Wiss.*, **6**, p. 319–328, nr 3. Berlin.
- BOTT M.H.P. (1976) – Mechanisms of basin subsidence – an introductory review. *Tectonophysics*, **36**, p. 1–4, nr 1–3. Amsterdam.
- BRAUSE H., BEUTLER G. (1977) – Beitrag zum mesozoischen Bewegungsmodell Mitteleuropas. *Z. Geol. Wiss.*, **5**, p. 1183–1192, nr 10. Berlin.
- BUDOWA GEOLOGICZNA NIECKI SZCZECIŃSKIEJ I BLOKU GORZOWA (1979) – Praca zbiorowa pod red. M. Jaskowiak-Schoeneichowej. *Pr. Inst. Geol.*, **96**. Warszawa.
- BURKE K. (1976) – Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **36**, p. 93–112, nr 1–3. Amsterdam.
- DADLEZ R. (1965) – Stan znajomości pokrywy permomezozoicznej na Pomorzu Zachodnim i obszarach sąsiednich. *Prz. Geol.*, **13**, p. 14–21, nr 1. Warszawa.
- DADLEZ R. (1970) – W sprawie budowy geologicznej okolic Zalewu Szczecińskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, p. 303–312, nr 2. Warszawa.
- DADLEZ R. (1971) – Złoże ropy naftowej na Wolinie na tle budowy geologicznej. *Prz. Geol.*, **19**, p. 511–513, nr 11. Warszawa.
- DADLEZ R. (1974) – Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex in north-western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 149–177. Warszawa.
- DADLEZ R., DEMBOWSKA J. (1959) – Przebieg i wyniki badań podłoża mezozoicznego w anty-

- klinorium pomorskim w latach 1953–1958. *Prz. Geol.*, 7, p. 248–254, nr 6. Warszawa.
- DADLEZ R., DEMBOWSKA J. (1965) – Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 40. Warszawa.
- DADLEZ R., MŁYNARSKI S. (1967) – Wgłębna budowa geologiczna podłoża Bałtyku na wschód od ujścia Odry. *Kwart. Geol.*, 11, p. 488–501, nr 3. Warszawa.
- DALRYMPLE G.B., GROMÉ C.S., WHITE R.W. (1975) – Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dykes in Liberia: initiation of Central Atlantic rifting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 399–411, nr 3. Boulder, Colorado.
- DEWEY J.F., PITMAN III W.C., RYAN W.B.F., BONNIN J. (1973) – Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 3137–3180, nr 10. Boulder, Colorado.
- DIETRICH V.J., FRANZ U. (1976) – Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein platten-tektonisches Modell. *Geol. Rundsch.*, 65, p. 361–374, nr 2. Stuttgart.
- FISCHER A.G. (1975) – Origin and growth of basins. In: *Petroleum and global tectonics* (ed. A.G. Fischer, S. Judson), p. 47–82. Princeton Univ. Press.
- FRISCH W. (1976) – Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geol. Rundsch.*, 65 p. 375–393, nr 2. Stuttgart.
- FRISCH W. (1979) – Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60, p. 121–139, nr 3/4. Amsterdam.
- HORSFIELD W.T. (1977) – An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geol. Mijnbouw*, 56, p. 363–370, nr 4. Hague.
- JANKOWSKI H. (1974) – Refleksyjne badania sejsmiczne na Pomorzu Zachodnim w latach 1968–1972. *Kwart. Geol.*, 18, p. 658–669, nr 3. Warszawa.
- JANKOWSKI H. (1975) – Rozkład prędkości średnich w utworach permomezozoicznych NW Polski. *Kwart. Geol.*, 19, p. 701–712, nr 3. Warszawa.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. (1969) – Budowa geologiczna pogranicza synklinorium szczecińskiego z antyklinorium pomorskim w okolicy Zalewu Szczecińskiego. *Kwart. Geol.*, 13, p. 596–603, nr 3. Warszawa.
- JOYNER W.B. (1967) – Basalt-eclogite transition as a cause for subsidence and uplift. *Jour. Geophys. Res.*, 72, p. 4977–4998, nr 20. Washington.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1972) – Budowa geologiczna Polski, t. IV Tektonika, cz. 3 Karpaty. *Inst. Geol. Warszawa*.
- LE PICHON X., FOX P.J. (1971) – Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. *Jour. Geophys. Res.*, 76, p. 6294–6308, nr 26. Washington.
- LE PICHON X., SIBUET J.C., FRANCHETEAU J. (1977) – The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 38, p. 169–210, nr 3/4. Amsterdam.
- VAN DER LINDEN W.J.M. (1975) – Mesozoic and Cainozoic opening of the Labrador Sea, the North Atlantic and the Bay of Biscay. *Nature*, 253, p. 320–324, nr 5489. London.
- MACINTYRE R.M. (1977) – Anorogenic magmatism, plate motion and Atlantic evolution. *Jour. Geol. Soc. London*, 133, p. 375–384, pt 4. London.
- MANSPEIZER W., PUFFER J.H., COUSMINER H.L. (1978) – Separation of Morocco and eastern North America: a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 901–920, nr 6. Boulder, Colorado.
- MŁYNARSKI S. (1971) – Wykorzystanie fal dyfrakcyjnych dla wyznaczania uskoków w rejonie Pomorza Zachodniego. *Kwart. Geol.*, 15, p. 507–516, nr 3. Warszawa.
- MŁYNARSKI S. (1976) – Budowa utworów cechsztyńskich na podstawie badań sejsmicznych na Pomorzu Zachodnim. *Prz. Geol.*, 24, p. 538–541, nr 9. Warszawa.
- OXBURGH E.R. (1974) – Eastern Alps. In: *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies* (ed. A.M. Spencer). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 4, p. 109–126.
- PERM I MEZOZOIK NIECKI POMORSKIE (1976) – Praca zbiorowa pod red. R. Dadleza. *Pr. Inst. Geol.* 79. Warszawa.
- PHILLIPS J.D., FORSYTH D. (1972) – Plate tectonics, paleomagnetism and the opening of the

- Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., **83**, p. 1579–1600, nr 6. Boulder, Colorado.
- PITMAN III W.C., TALWANI M. (1972) – Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., **83**, p. 619–646, nr 3. Boulder, Colorado.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. (1979) – O aulakogenie środkowopolskim. Kwart. Geol., **23**, p. 271–290, nr 2. Warszawa.
- RINGWOOD A.E., GREEN D.H. (1966) – An experimental investigation of gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics, **3**, p. 383–427, nr 3. Amsterdam.
- ROPO- I GAZONOŚNOŚĆ OBSZARU NADBAŁTYCKIEGO MIĘDZY ŚWINOUJŚCIEM A DARŁOWEM NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ (1971) – Cz. I Budowa geologiczna. Praca zbiorowa pod red. R. Dadleza. Pr. Geostrukt. Inst. Geol. Warszawa.
- SANFORD A.R. (1959) – Analytical and experimental study of simple geological structures. Geol. Soc. Amer. Bull., **70**, p. 19–52, nr 1. Boulder, Colorado.
- SENGÖR A.M.C. (1979) – Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. Nature, **279**, p. 590–593, nr 5716. London.
- SMITH T.E., NOLTIMIER H.C. (1979) – Paleomagnetism of the Newark trend igneous rocks of the North Central Appalachians and the opening of the Central Atlantic Ocean. Am. Jour. Sc., **279**, p. 778–807, nr 7. New Haven.
- TALWANI M., ELDHOLM O. (1977) – Evolution of the Norwegian-Greenland sea. Geol. Soc. Amer. Bull., **88**, p. 969–999, nr 7. Boulder, Colorado.
- TOLLMANN A. (1966) – Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch., **21**. Stuttgart.
- TRÜMPY R. (1960) – Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., **71**, p. 843–908, nr 6. Boulder, Colorado.
- VINE F.J. (1973) – Continental fragmentation and ocean floor evolution during the past 200 m.y. In: Implications of continental drift to the earth sciences (ed. D.H. Tarling, S.K. Runcorn), **2**, p. 831–839. Academic Press.
- ZIEGLER P.A. (1978) – North-western Europe: tectonics and basin development. Geol. Mijnbouw, **57**, p. 589–626, nr 4. Hague.
- ZNOSKO J. (1969) – Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 5–48. Wyd. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1978) – Tectonic framework of the Permian events in the Polish area. In: Symposium on Central European Permian. Guide of excursions, pt. 1 Permian of the Polish Lowlands (ed. T.S. Piątkowski, J. Pokorski, R. Wagner), p. 5–32. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1979) – Teisseyre–Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation. Acta Geol. Pol., **29**, p. 365–382, nr 4. Warszawa.

Рышард ДАДЛЕЗ

ТЕКТОНИКА ПОМОРСКОГО ВАЛА (СЗ ПОЛЬША)

Резюме

Обзор тектоники Поморского вала (северо-западная часть Среднепольского вала) базируется на данных сейсмических работ МОВ и материалах по 50 буровым скважинам, прошедших цехштейн-мезозойский структурный комплекс. Поморский вал представляет собой приподнятый вытянутый тектонический элемент этого комплекса, площадью около 14 000 км². Пласты юры (в основном нижней), выходящие здесь на подкайнозойскую поверхность, выделяются на фоне верхнемеловых пород, заполняющих окружающие вал глубокие мульды.

Различные структурные особенности этого элемента (строение подошвы цехштейна и распределение нарушений — см. фиг. 1; положение цепей солевых и несолевых антиклиналей — см. фиг. 3 и 4) позволяют выделить в нём две группы тектонических блоков (фиг. 5). Для первой из них (блоки Волина, Грыфиц и Колобжега) характерны разнонаправленные нарушения, наличие подтриасовых и раннеюрских конседиментационных грабен и гемиграбен, отсутствие региональной соляной тектоники и сокращённые разрезы цехштейна и мезозоя. Вторая группа (блоки Чаплинка, Венцборка и Пилы) отличается хорошо развитыми, не прорвавшимися на поверхность соляными куполами, ориентированными с ЗСЗ—ВЮВ до СЗ—ЮВ направления. Они разделены обширными зонами, где цехштейновые соли были полностью или почти полностью выжатые. Интенсивность соляной тектоники растёт в ЮВ направлении, где изолированные соляные подушки сливаются в вытянутые соляные валы, в которых мощность тектонически нагромождённых солей превышает 2000 м. Различия тектонического строения обеих групп зависит от их основания. В то время как северо-западная группа подстелена разбитыми на блоки породами девона и карбона, только частично покрытыми тонким разорванным покровом пластических пород красного лежня, юго-восточная группа залегает над лабильной мульдой, заполненной довольно мощной толщей алевритов и аргиллитов красного лежня.

Среднепольский вал (и Поморский вал как часть его) образовался на месте седиментационной борозды, вдоль которой опускание в течение большей части мезозоя было более интенсивным, чем на прилегающих элементах. На поморском отрезке суммарная мощность цехштейновых и мезозойских пород достигла 4500 м на северо-западе и свыше 7000 м на юго-востоке (см. фиг. 7 для мощностей от цехштейна до нижнего мела). Эта средняя мощность местами модифицировалась притоком солей, начавшимся в поздне триасовое время и продолжавшимся всё остальное мезозойское время. В результате чего в старшем позднем мелу в центральной и юго-восточной части здесь располагалась седиментационная борозда с соляными куполами. В то время (коньяк—сантон?) началась всеобщая инверсия этого элемента, вслед за которой наступил период эрозии вначале прерывистой и подводной морской эрозии. Кульминация поднятия и субаэральная эрозия приходятся на самые низы третичного периода (ранний палеоцен? палеоцен?). Вертикальное поднятие Поморского вала оценивается величиной около 1500 м на северо-западе и более 3000 м в его юго-восточной части.

Как образование Среднепольской борозды, так и Среднепольского вала явно связано с хорошо известной тектонической зоной Тейссера-Торнквиста (зона Т—Т). Она является старым и важным линейным элементом, а в рассматриваемый период являлась непосредственным путём сообщения между двумя геотектоническими провинциями: Северной Атлантикой и Западной Тетидой (фиг. 6). Во время распада континента Пангеи она отделяла от стабильной докембрийской платформы Восточной Европы почти треугольный блок земной коры, ограниченный с северо-запада и юга упомянутыми геотектоническими провинциями. Такие геологические события как рифтование, раздвигание дна океана и горообразование, а также состояние тектонической напряжённости в обеих провинциях, должны были оказывать влияние на геологическое строение, расположенной между ними территории. Действительно, тектоническая активность в позднем триасе — ранней юре была слабой реакцией на начавшееся тогда в обеих провинциях рифтование. Позднейшие периоды активности (самая старшая средняя юра, самая младшая юра — самый старший мел) были, в общем, одновозрастными с дальнейшими фазами спринга Северной Атлантики и Тетиды. Под конец мезозоя в последней провинции произошли существенные изменения и установился компрессионный режим, приведший к перирентировке напряжений и вызвавший инверсионные подвижки в бассейнах на её северном форланде (фиг. 8). Эти движения начались почти одновременно с первой (доконьякской) большой складчатостью в Восточных Альпах и Западных Карпатах, в то время как их максимальная фаза в самое старшее третичное время не создается ни с одной из значительных орогенных фаз в Западной Тетиде.

Инверсионные процессы вызываются в основном вертикальными поднятиями. Нет доказательств регионального компрессионного смятия (голоморфные складки). Взбросы, наблюдаемые особенно в некоторых наиболее южных районах, являются локальными структурами, какие могли образоваться на границах блоков фундамента, вследствие разницы в амплитудах их

вертикальных перемещений с незначительным сжатием или сдвигом. Таким образом, инверсия была, вероятно, следствием подкоровых изостатических перемещений и маломасштабных сдвигов внутриконтинентальной литосферы, в то время как она стремилась амортизировать перемещения в прилегающих океанических бассейнах. Сдвиги происходили частично вдоль линий, наследованных после позднегерцинских правых сдвигов. Они могли образоваться как в результате транспозиции и компрессионных напряжений со стороны Тетиды, так и как разница в скорости спрединга между различными частями Северной Атлантики.

Среднепольская борозда была наиболее постоянным и ниже всех опущенным элементом среди ему подобных средневропейских бассейнов. В свою очередь Среднепольский вал является самым обширным, наиболее поднятым и глубже всех эродированным среди инверсионных поднятий, выдвинувшихся из этих бассейнов (фиг. 8). Как нам кажется, решающим фактором здесь было положение обоих элементов в самом узком месте между зоной Т—Т и фронтом герцинского складчатого пояса.

Ryszard DADLEZ

TECTONICS OF THE POMERANIAN SWELL (NW POLAND)

S u m m a r y

Review of the tectonics of the Pomeranian Swell (northwestern part of Mid-Polish Swell) is based upon the seismic reflection data and the results of about 50 boreholes piercing the Zechstein-Mesozoic structural complex. Pomeranian Swell is an uplifted, elongated tectonic unit of this complex, about 14000 sq. km in area. Jurassic (mainly Lower Jurassic) strata subcropping there on the pre-Cainozoic surface, contrast with the Upper Cretaceous rocks infilling the surrounding deep troughs.

Various structural features of this unit (configuration of the Zechstein bottom and the pattern of faults — see Fig. 1; alignment of the salt and non-salt anticlines — see Figs. 3 and 4) allow to distinguish within it the two assemblages of tectonic blocks (Fig. 5). The first one of them (Wolin, Gryfice and Kołobrzeg Blocks) is characterized by multidirectional faults, occurrence of Late Triassic-Early Jurassic synsedimentary grabens and half-grabens, the lack of regional salt tectonics, and reduced sequences of the Zechstein and Mesozoic strata. The second assemblage (Czaplinek, Więcbork, and Piła Blocks) is marked by well developed non-piercement salt domes of WNW-ESE to NW-SE trends. They are separated by the extensive zones out of which the Zechstein salts have been completely or almost completely squeezed. The intensity of salt tectonics increases towards SE, where isolated salt pillows merge into elongated salt swells in which the thickness of tectonically accumulated salts exceeds 2000 m. The differences in the structural style of both assemblages depend on their basement. Whereas the northwestern assemblage is underlain by the block-faulted Devonian-Carboniferous rocks, partly covered by a thin and disrupted veneer of the Rotliegendes clastics, the southeastern one is developed above a labile trough filled in with Rotliegendes shales and siltstones of remarkable thickness.

Mid-Polish Swell (and the Pomeranian Swell as a part of it) formed at the place of a sedimentary furrow along which the subsidence during the prevailing part of the Mesozoic had been greater than in the adjacent units. In its Pomeranian segment, the total thickness of the Zechstein and Mesozoic sediments attained 4500 m in the northwest, and more than 7000 m in the southeast (see Fig. 7 for the Zechstein through Lower Cretaceous thickness). This mean thickness had been locally modified by the salt flowage, initiated during the Late Triassic and having manifested itself throughout the rest of Mesozoic. As a result, in the early Late Cretaceous a furrow with well developed salt domes

existed there in the central and southwestern part. At that time (Coniacian – Santonian?) a general inversion of the unit began, followed by erosion, initially intermittent and subaqueous. Culmination of uplift and the beginning of subaerial erosion fell on the earliest Tertiary (Early Palaeocene? Palaeocene?). Vertical uplift of the Pomeranian Swell can be estimated at about 1500 m in its northwestern part and more than 3000 m in the southeastern part.

The origin of both the Mid-Polish Furrow and Mid-Polish Swell is clearly connected with the well-known Teisseyre-Tornquist tectonic zone (T – T Zone). Being an old and major lineament, it constituted during the discussed period a direct structural link between two geotectonic provinces: the North Atlantic and the Western Tethys (Fig. 6). At the times of the Pangea break-up, a roughly triangular crustal block has been separated by this zone from the stable East European Precambrian Platform. It was bounded from the northwest and south by the above geotectonic provinces. Geological events, such as rifting, ocean-floor spreading, ocean closure and mountain building, as well as the state of tectonic stresses in both these domains must have influenced the geological evolution of the area lying between them. Actually, the Late Triassic – Early Jurassic tectonic activity were there a weak response to the then incipient rifting in both domains. Later periods of activity (earliest Middle Jurassic, latest Jurassic – earliest Cretaceous) broadly coincided with further spreading phases in the North Atlantic and the Tethys. Towards the end of Mesozoic a substantial change to the compressional regime took place in the latter province, having caused a reorientation of stresses and inversion movements within the basins of its northern forefield (Fig. 8). These movements began almost synchronously with the first (pre-Coniacian) major folding in the Eastern Alps and Western Carpathians, while their peak in the earliest Tertiary did not coincide with any marked orogenic phase in the Western Tethys.

Inversion processes were due mainly to the vertical uplifts. There is no evidence for a regional compressional crumpling (holomorphic folds). Reverse faults which occur particularly in some more southern areas, are local features which may have originated at the boundaries of the basement blocks as a result of their differential vertical displacements with minor compressional or strike-slip components. Inversion was then probably an effect of subcrustal isostatic flow coupled with small-scale transcurrent movements within the continental lithosphere, as the latter tended to adjust itself to the displacements in adjoining oceanic basins. Transcurrent movements advanced partly along the lines inherited from the earlier Late Hercynian dextral shears. They may have resulted both from the transmission of compressive stresses from the Tethys and from the differences in spreading velocity between the various segments of the North Atlantic.

Mid-Polish Furrow was the most persistent and most strongly subsided unit among the similar Middle European basins. Mid-Polish Swell in turn is the most extensive, most prominently uplifted and deeply eroded element among the inverted highs which emerged from within these basins (Fig. 8). Situation of both these units in the narrowest place between the T – T Zone and the front of Hercynian foldbelt seems to be a decisive tectonic agent in this respect.

Translated by the author