

Ryszard DADLEZ, Sylwester MAREK

Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niziu Polskiego

WSTĘP

Opublikowane w ostatnich latach syntetyczne opracowania terenów Niziu, dotyczące zarówno pionowego i poziomego podziału cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego, jak i genetycznej klasyfikacji elementów lokalnych niższego rzędu (m.in. S. Sokołowski, J. Znosko 1959; W. Pożaryski, 1964; J. Znosko, 1966; J. Sokołowski, 1966), oparte były w przeważającej mierze na obserwowanych aktualnie na powierzchni podkenozoicznej zarysach wychodni poszczególnych ogniw mezozoiku oraz na obrazie najmłodszych powierzchni strukturalnych (głównie granica jury i kredy). Fakty te, jakkolwiek poparte wynikami wielu głębokich wierceń, pozwoliły na analizę struktury tektonicznej głównie najpłytszych części kompleksu.

Począwszy jednak od 1961 r., kiedy to sejsmicy uzyskali po raz pierwszy w centralnej części Niziu, na Kujawach, dobre rozpoznanie strukturalne aż do cechsztynu (S. Marek, 1967), coraz liczniejsze są przekroje sejsmiczne charakteryzujące w całości wewnętrzną strukturę kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. Łączna długość tych przekrojów, wykonanych przeważnie w ciągu trzech ostatnich lat, liczona być może już w tysiącach km. Przedstawione opracowanie stanowi próbę syntetycznego spojrzenia na te podstawowe materiały z centralnej i zachodniej części Niziu Polskiego (w wieloboku Koszalin—Warszawa—Radomsko—Poznań—Gorzów), szczególnie pod kątem historii rozwoju geologicznego i podziału genetycznego form strukturalnych, ze specjalnym uwzględnieniem form konsedymentacyjnych.

Prezentowany materiał ilustracyjny stanowią przekroje geologiczne, oparte prawie wyłącznie na przekrojach sejsmicznych obrazujących tektonikę całego kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, w miarę możliwości nawiązujące do jak największej liczby otworów wiertniczych. Z przyczyn technicznych nie dało się przedstawić interpretacji na tle refleksów sejsmicznych. Podziałkę przekrojów pozostawiono z pełnym rozmysłem nie przewyższoną, nawet kosztem zatarcia pewnych szczegółów budowy geo-

logicznej, a to w tym celu, aby nie zniekształcać właściwych proporcji form strukturalnych i aby uzmysłwić ich na ogół bardzo niewielką amplitudę. Również celowo pominięto całkowicie interpretację geologiczną podłoża cechsztynu, ponieważ sejsmika refleksyjna z nielicznymi wyjątkami nie daje po temu żadnych materiałów.

Mapa proponowanego podziału genetycznego elementów strukturalnych kompleksu opiera się, oczywiście, tylko częściowo na wspomnianym materiale, ponieważ mimo wszystko istnieją jeszcze rozległe obszary pozabawione pełnej charakterystyki sejsmicznej. Na tych obszarach zastosowano metodę analogii z obszarami dobrze rozpoznanymi, wykorzystując mapy młodszych powierzchni strukturalnych zestawiane w różnych okresach dla całego Niziu przez dra Z. Słowińskiego i jego zespół. Ponadto analizowano rozkład miąższości w poszczególnych formacjach kompleksu.

Autorzy wyrażają swoją wdzięczność Kolegom Geologom z różnych placówek przemysłu naftowego za uprzejme udostępnienie materiałów rdzeniowych i karotażowych z wielu wierceń, co umożliwiło jednolite podejście do zagadnień stratygraficzno-paleogeograficznych na całym rozpatrywanym terenie. Nie sposób by tu wymieniać tych wszystkich geologów i geofizyków z PIPG i PGPIN — autorów źródłowych sprawozdań sejsmicznych, których praca pozwoliła na poniższą analizę, dziękujemy więc tylko wszystkim ogólnie. Doc. dr J. Znosce dziękujemy serdecznie za przejrzenie pracy i wyrażone na jej temat uwagi.

W artykule rozpatrzono jedynie kluczowe problemy dotyczące budowy strukturalnej kompleksu.

REGIONALNE I LOKALNE ZMIANY MIĄŻSZOŚCI

Głównym czynnikiem, który spowodował ukształtowanie aktualnej budowy strukturalnej kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niziu, były pionowe ruchy wglębnych bloków podłoża podcechsztyńskiego. Ruchy te były na ogół powolne i długotrwałe, a w proporcji do powierzchni Niziu miały stosunkowo nieznaczną amplitudę. Ich oddziaływanie było dwojakiego rodzaju.

Po pierwsze — powodowały one równoległe z sedymentacją zróżnicowanie jej tempa i rodzaju, wyrażające się zmianami miąższości i facji oraz powstawaniem powierzchni erozyjnych i luk sedymentacyjnych. Zmiany te mogą być stopniowe i rozkładać się na duże przestrzenie, ale mogą również na granicach niektórych bloków przebiegać stosunkowo nagle na krótkich odcinkach. Mogą one poza tym mieć skalę regionalną, odwzorowującą ruchy dużych bloków, ale również i lokalną, w granicach małych bloków, w strefach szczególnie ruchliwych.

Drugim wyrazem oddziaływania pionowych ruchów bloków wglębnych jest przebudowa strukturalna, a więc mechaniczna deformacja nadległego kompleksu osadowego. Jej główny impuls przypada na pograniczu kredy i trzeciorzędu i powoduje powstanie ogólnie znanej niezgodności między najstarszymi osadami trzeciorzędu a różnymi ogniwami mezozoiku.

Na rozległym obszarze, na którym powstały warunki do mobilizacji soli cechsztyńskich, ruchy tych soli odegrały znaczną rolę, lokalnie modulując zarówno warunki sedymentacji, jak i mechaniczną deformację nadkładu. Zagadnieniom specyfiki tektoniki solnej poświęcona jest nie-

zwykle bogata literatura, szczególnie niemiecka, radziecka i amerykańska. W Polsce zagadnienia te poruszali ostatnio m.in. J. Poborski (1960), A. Raczyńska (1962), A. Tokarski (1963), J. Sokołowski (1966). Daleko jest jednak na naszych terenach do tak dokładnego przedstawiania przestrzennego i czasowego rozwoju procesów tektoniki solnej w skali regionalnej, jak tego dokonano choćby na najbliższym nam pod względem historii rozwoju terenie północnych Niemiec. Na razie można w pierwszym rzędzie próbować sklasyfikować poszczególne typy struktur salinarnych. Dla precyzowania historii ich rozwoju potrzebna będzie znacznie większa ilość materiału faktycznego. Sądząc z doświadczeń niemieckich istotniejsze znaczenie mają tu dane nie z samych struktur, lecz z niecek dzielących te struktury. Sedymentacja w nieckach rejestruje bowiem dokładnie stadia dźwigania się struktur, natomiast w obrębie tych ostatnich (szczególnie wysadów) istnieje zawsze trudność w rozdzieleniu lokalnych procesów sedymentacyjnych od nałożonych na nie również lokalnych, lecz późniejszych procesów tektonicznych.

Regionalne strefy stosunkowo nagłego przyrostu miąższości osadów można dobrze przesledzić nawet na schematycznych mapach poszczególnych formacji, np. w ostatnio wydany atlasie w skali 1 : 2 000 000 (J. Znosko i in., 1968). Są one wyraźnie widoczne zwłaszcza na mapach dotyczących jury i kredy. Jedną z tych stref ciągnie się wzdłuż linii Koszalin—Chojnice—Tuchola. Ze szczegółowych badań sejsmicznych i wiertniczych wynika, że kontrast w przyroście miąższości jest tu jeszcze większy niż przedstawiony na wspomnianych mapach ogólnych. Miąższość zespołu cechsztyń — trias — jura wzrasta tu w kierunku z NE ku SW stosunkowo nagle, na przestrzeni średnio 6—8 km — od wartości rzędu 1100÷÷1500 m do wartości rzędu 2400÷÷2800 m, a więc około dwukrotnie.

Tabela 1

I linia profilowa		Ogniwo stratygraficzne	II linia profilowa	
1	2		4	5
3,9	8,0	kreda dolna	3,9	15,2
2,5	4,2	jura górna	—0,2	9,1
3,1	65,5	jura środkowa i dolna	3,8	86,8
7,6	17,3	trias górny i środkowy	8,1	52,4

Kontrast, jaki stanowi przyrost miąższości w tej strefie na ogólnym tle regionalnym, można również przedstawić w formie wskaźników liczbowych. Oznaczając mianowicie przez m_1 i m_2 miąższość danego ogniwa stratygraficznego w otworach (w m), a przez l odległość między tymi otworami (w km), można uzyskać wskaźnik $= \frac{100(m_2 - m_1)}{m_1 l}$, który wyraża w procentach przyrost miąższości przypadający na 1 km odległości między otworami. Tabela 1 reprezentuje takie wskaźniki uzyskane na dwóch liniach profilowych przecinających strefę chojnicką. Zestawienie wskaźników z obszaru łagodnego przyrostu miąższości na NE od strefy

(rubryka 1 i 4) ze wskaźnikami przyrostu w samej strefie (rubryka 2 i 5) mówi samo za siebie.

Podobne, choć słabiej zbadane, wąskie regionalne strefy nagłego przyrostu miąższości jury (przede wszystkim środkowej i dolnej) oraz dolnej kredy można prześledzić w niecce warszawskiej na SW od linii Płońsk—Zuromin oraz w strefie granicznej z wałem kujawskim, jak również (tym razem w kierunku z SW ku NE) w niecce szczecińskiej i mogileńsko—łódzkiej, również w niewielkiej odległości od strony skrzydłowej wału kujawsko-pomorskiego. W kredzie górnej strefy takie są mniej wyraziste i wydają się być dalej odsunięte na zewnątrz od wału.

Sądzymy, że te wszystkie strefy powstały pod wpływem wzmoczonej ruchliwości wielkich wgłębnych stref nieciągłości tektonicznych. Miały one bardzo istotne znaczenie, tym bardziej że i w trakcie przebudowy strukturalnej one właśnie wpływały na uszeregowanie określonych typów elementów strukturalnych drugiego i trzeciego rzędu.

Tabela 2

Ogniwo stratygraficzne	Okolice Kołobrzegu		
	Kr	Dw	Gr
	miąższość w metrach		
Retyk	203	398	254
Kajper	324	509	299
Wapień mączłowy	90	86	98
Pstry piaskowic	1025	267	908

U w a g a: odległość Kr — Dw = 4,5 km; odległość Dw — Gr = 3,0 km

Tabela 3

Ogniwo stratygraficzne	Okolice Szczecinka		
	W 4	W.2	W 1
	miąższość w metrach		
Kreda dolna	58	77	141
Jura górna	173	246	350
Jura środkowa	128	223	329
Jura dolna	361	645	534
w tym: toars górny	28	119	213
reszta	333	526	321

U w a g a: odległość W4 — W2 = 4,7 km; odległość W2 — W1 = 2,2 km

Jako przykład znacznego zróżnicowania sedymentacji wskutek ruchów niewielkich bloków podłoża niech posłużą profile otworów z Pomorza Zachodniego położonych w pobliżu siebie, lecz oddzielonych konsedymenacyjnymi strefami dyslokacyjnymi. Ujęte są one w trzech tabelkach (tab. 2, 3, 4).

Tylko niektóre z tych różnic miąższości można przypisać jednoznacznie procesom erozyjnego usunięcia części osadów. Na przykład różnica w jurze górnej między otworami B1 i B2 jest prawie w całości konsekwencją

usunięcia osadów portlandu i prawie całego kimerydu w otworze B1. Inne różnice są rezultatem mniej lub więcej równomiernego zróżnicowania tempa sedymentacji.

Z tabelki można odczytać jak przebiegały w czasie ruchy pionowe powodujące te zróżnicowania. Widać na przykład (tab. 3), że blok W1 był w ciągu prawie całej dolnej jury (a zapewne i w wyższym triasie, choć późniejsze zakłócenia tektoniczne zaciemniają w tym przypadku jasność obrazu) wypiętrzony w stosunku do bloku W2. Dopiero począwszy od górnego triasu zaznacza się odwrócenie kierunków i względne obniżanie bloku W1 w stosunku do bloku W2, które trwa aż do dolnej kredy. Podobnie widać (tab. 2), że blok Dw miał w dolnym triasie tendencje wypiętrzające w stosunku do profilów Kr i Gr, które w tym przypadku reprezentują warunki regionalne. W wyższym triasie nastąpiło odwrócenie kierunków i na bloku Dw gromadziły się znacznie grubsze serie osadów. Widać wreszcie (tab. 4), że analogiczna inwersja kierunku ruchów nastąpiła w przypadku bloków B1 i B2 w ciągu triasu dolnego.

Tabela 4

Ogniwo stratygraficzne	Okolice Przechlewa	
	B 1	B 2
	miąższość w metrach	
Kreda dolna	22	117
Jura górna	168	306
Jura środkowa i dolna	118	202
Trias górny i środkowy	165	198
Trias dolny	531	494
Cechsztyń	262	76

Uwaga: odległość B1 — B2 = 1,6 km

Tabela 5

Ogniwo stratygraficzne	Okolice Płońska		
	P 4	P 2	P 6
	miąższość w metrach		
Kreda dolna	103	189	84
Jura górna	547	676	538
Jura środkowa	76	142	123
Jura dolna	352	331	nie przebita
Trias górny i środkowy	420	430	nie osiągnięty
Trias dolny	439	262	nie osiągnięty

Uwaga: odległość rzutowana P4 — P2 = ok. 2,5 km; P2 — P6 = ok. 3 km

Analogiczne przejawy lokalnego zróżnicowania sedymentacji stwierdzono w drugiej ruchliwej strefie Płońsk—Żuromin. Obrazuje je tabela 5. Powyższe zróżnicowania z całą pewnością nie są wynikiem przepływów soli cechsztyńskich. Podane przykłady pochodzą z obszarów najlepiej

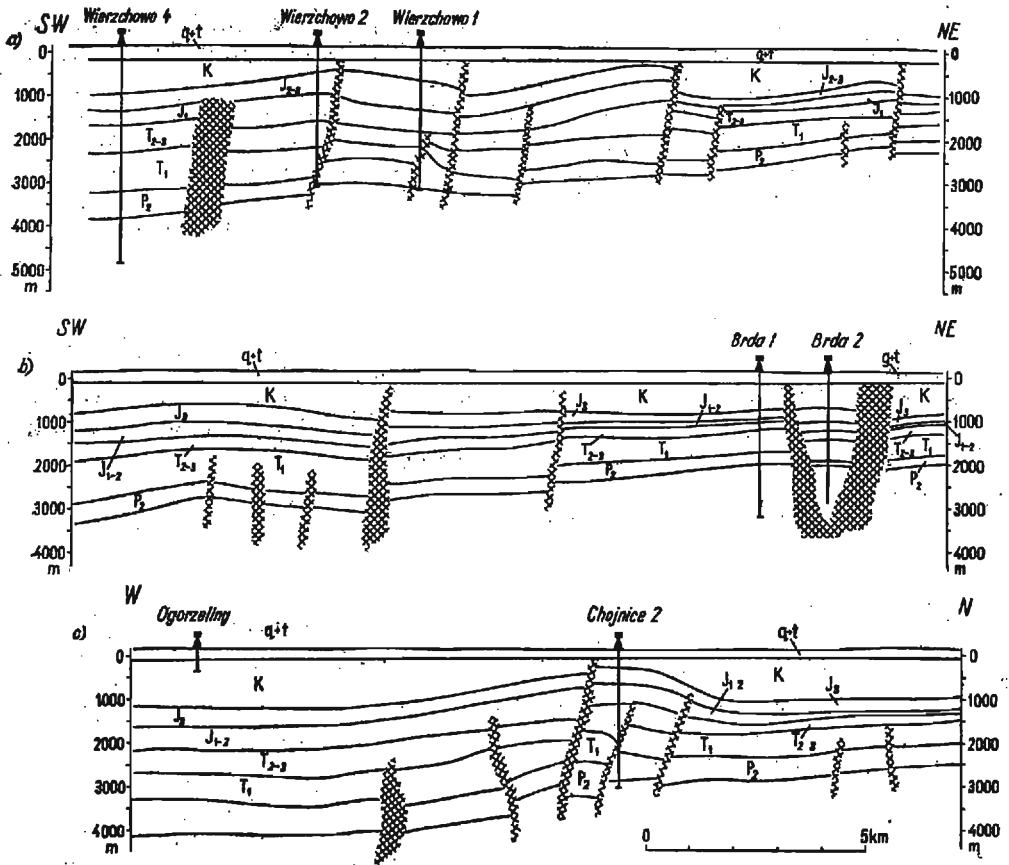


Fig. 1. a, b, c. Przekroje geologiczne przez wybrane elementy lokalne w Polsce północno-zachodniej

Geological cross sections through the selected (local structural elements in North-West Poland

powierzchnie oznaczona szrafurą — ważniejsze strefy uskokowe, P₂ — perm górny, T — trias nie rozdzielony, T₁ — trias dolny, T₂₊₃ — trias środkowy i górny, J — jura nie rozdzielona, J₁ — jura dolna, J₂ — jura środkowa, J₃ — jura górna, K — kreda nie rozdzielona, K₁ — kreda dolna, K₂ — kreda górna, q+t — kenozoik

marked field — more important fault zones, P₂ — Upper Permian, T — non-subdivided Triassic, T₁ — Lower Triassic, T₂₊₃ — Middle and Upper Triassic, J — non-subdivided Jurassic, J₁ — Lower Jurassic, J₂ — Middle Jurassic, J₃ — Upper Jurassic, K — non-subdivided Cretaceous, K₁ — Lower Cretaceous, K₂ — Upper Cretaceous, q+t — Cenozoic

zbadanych sejsmicznie i wiertniczo, należy jednak przypuszczać, że są one właściwe dla całego obszaru nie objętego tektoniką solną. Lokalne zmiany miąższości związane z przepływami soli cechsztyńskich nie będą tu omawiane, ponieważ są to fakty bardziej znane (np. analiza J. Sokółowskiego, 1966).

KONSEKWENCJE STRUKTURALNE ZMIAN MIĄŻSZOŚCI

Współzależność procesów sedymentacyjnych i tektonicznych, których wspólną przyczyną były pionowe ruchy bloków podłoża, jest bardzo

ściśla. Jej wyrazem po ostatecznej przebudowie strukturalnej są różne specyficzne zjawiska, które pokrótce scharakteryzujemy.

Poprzez nałożenie efektu zmian miąższości na efekt ruchów pionowych powstają różnego rodzaju pozorne formy tektoniczne, które wykazują różnorodność kształtu na poszczególnych poziomach swego przekroju, różną wartość, a nawet różny kierunek nachylenia warstw w odrębnych powierzchniach strukturalnych. Jest to rezultat zmian kierunku i intensywności ruchów pionowych w różnych etapach rozwoju geologicznego. Dla wypiętrzonych elementów lokalnych tego typu autorzy stosują termin „plakantyklina” w jego najszerszym znaczeniu obejmującym wszelkie formy, których geneza wiąże się z konsedymantacyjnymi zmianami miąższości, ale bez udziału tektoniki solnej. Obejmują one zatem zarówno pojęcie *reflected structures*, jak i *superficial structures* w terminologii amerykańskiej (Ph. B. King, 1951).

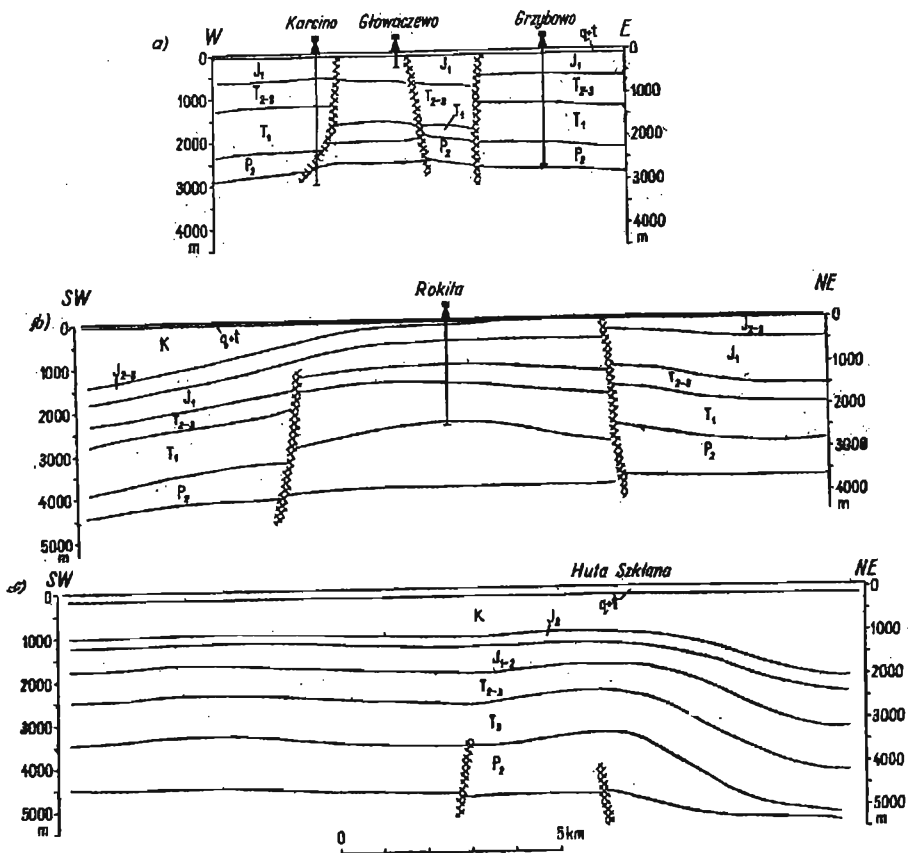


Fig. 2. a, b, c. Przekroje geologiczne przez wybrane elementy lokalne w Polsce północno-zachodniej
Geological cross sections through the selected local structural elements in North-West Poland

Objaśnienia przy fig. 1.
Explanations as in Fig. 1

W czasie przebudowy pokredowej obserwuje się na ogół dążność do kompensacyjnego przywrócenia zachwianej równowagi i do odwrócenia kierunku ruchów. Strefy lub bloki przez dłuższy czas obniżane mają tendencję do wypiętrzenia i odwrotnie.

Przejrzymy teraz kilka przykładów elementów tektonicznych różnej rangi, rozpoczynając od najmniejszych.

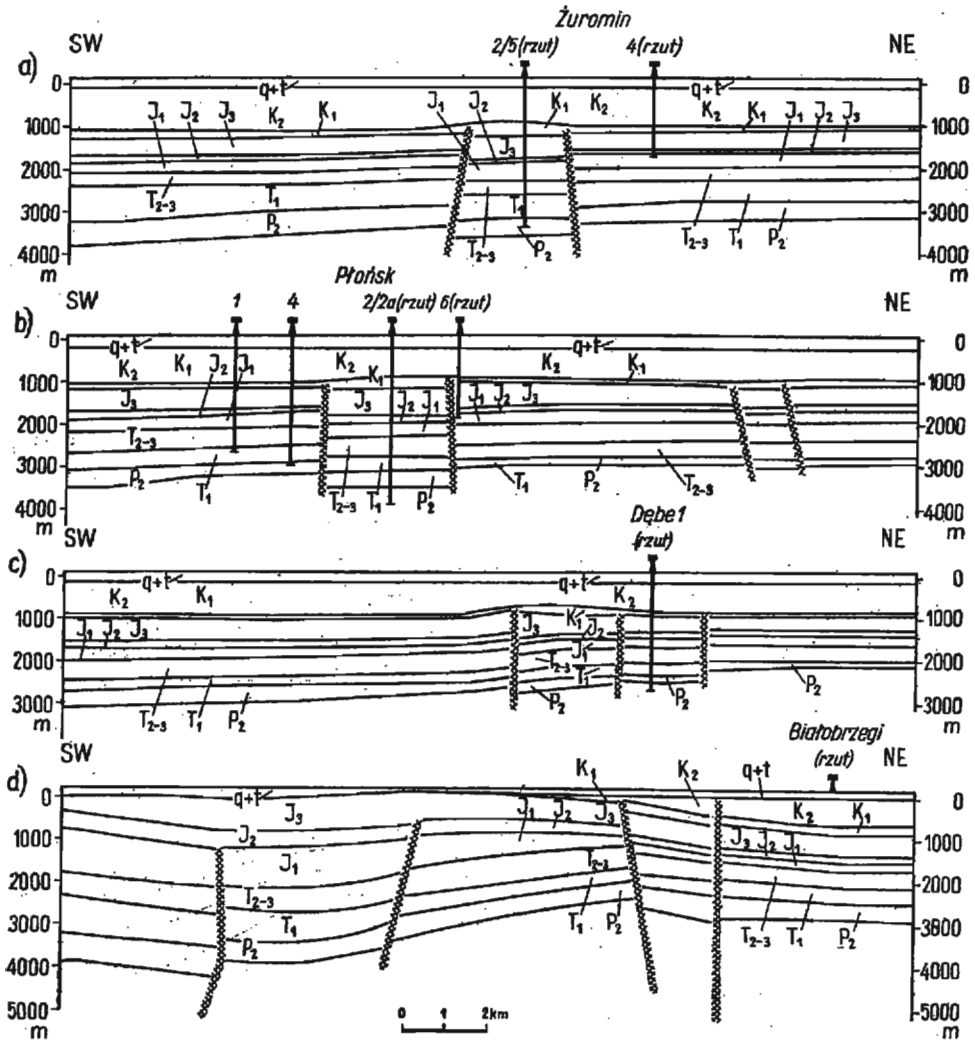


Fig. 3. a, b, c, d. Przekroje geologiczne przez wybrane elementy lokalne w Polsce centralnej

Geological cross sections through the selected local structural elements in Central Poland

Objasnienia przy fig. 1. Interpretacja częściowo wspólnie z W. Pożaryskim
 Explanations as in Fig. 1. Interpretation made partly in co-operation with W. Pożaryski

Na przykładzie podanym w tab. 4 można w najbardziej jaskrawy sposób odczytać skutki, jakie lokalne zmiany miąższości wywołują w aktualnym obrazie strukturalnym. Blok B2 leży między dwoma ramionami widlasto rozdwojonego uskoku o głębokich założeniach (fig. 1b); jeden z tych uskoku odgranicza blok B2 od bloku B1. Otóż w efekcie ruchów pokredowych powierzchnia strukturalna spągu kredy górnej leży obecnie w otworze B2 o 155 m wyżej niż w otworze B1. Ponieważ poprzednio na bloku B2 wskutek ruchliwości tego uskoku powstały grubsze serie osadów w ciągu wyższego triasu, jury i dolnej kredy, powierzchnia strukturalna spągu wapienia muszlowego leży obecnie w otworze B2 o 194 m niżej niż w otworze B1. Innymi słowy blok B2 w utworach kredowych ma charakter zrębowo-antyklinalny, w utworach jury i wyższego triasu — charakter rowowo-synklinalny.

Analogicznie ma się sprawa z otworami wyszczególnionymi na tab. 2. Na bloku Dw spąg triasu dolnego leży wyżej, natomiast spąg triasu środkowego i jury — znacznie niżej niż poza oboma uskoki ograniczającymi ten blok od zachodu i wschodu (fig. 2a).

Niekiedy podobne elementy strukturalne mają znacznie szersze rozprzestrzenienie. Np. główny pas antyklin w regionalnej strefie dyslokacyjnej Koszalin — Chojnice powstał wskutek kompensacyjnego dźwignięcia podłoża cechsztynu na miejscu poprzednio wspomnianej strefy silniejszej subsydencji i nagłego przyrostu miąższości z NE ku SW. Podłoże cechsztynu leży w zasadzie głębiej pod antyklinami niż pod synklinami, które przylegają do nich od NE (fig. 1a, c), a amplituda antyklin bądź to w całości, bądź też w znacznej części spowodowana jest różnicami w miąższości mezozoiku.

W strefie Zuromin — Płońsk — Dębe (w Polsce centralnej) stwierdzono na odcinku dziesiątków kilometrów istnienie wąskiego rowu o niewielkiej amplitudzie, ograniczonego konsedymmentacyjnymi uskoki. W najmłodszych powierzchniach strukturalnych wykształcona jest ponad nim płaska forma plakantyklinalna (fig. 3 a—c).

Z podanych przykładów wynika automatycznie kolejna konsekwencja strukturalna. Strefy uskoku dzielące ruchliwe bloki, strefy, które były żywe przez długie okresy, mogą mieć w swym obecnie zarejestrowanym stanie nie tylko różne amplitudy, ale i różnorodne kierunki zrzutów w różnych powierzchniach strukturalnych. Również pozorna nielogiczność na wielu przekrojach, polegająca na różnej miąższości danej serii po obu stronach strefy uskoku, przestaje być w tych warunkach nielogicznością. Interpretację w tych odcinkach należy wszakże rozumieć w ten sposób, że miąższości w tych strefach zmieniają się w sposób płynny, lecz na tak krótkich odcinkach, iż nie mieści się to w skali rysunku. Przykłady podobnych konsedymmentacyjnych uskoku na terenach sąsiednich można znaleźć w pracach R. Wienholza (1967) i T. Sorgenfrei (1966).

Stopniowe zmiany miąższości w granicach jednego bloku mogą również po przebudowie strukturalnej doprowadzić do powstania form plakantyklinalnych. Przykładem może tu być antyklina Kołobrzegu (R. Dadlez, 1965). Powstała ona na bloku, w którego granicach miał miejsce znaczny przyrost miąższości cechsztynu, triasu i jury — ogólnie w kierunku ze wschodu na zachód. Następnie w wyniku przekształcenia strukturalnego dźwignięta została wzdłuż fleksury trzebiatowskiej zachodnia

krawędź bloku, a więc obszar z największymi miąższościami osadów. W efekcie powstał element tektoniczny (fig. 5b), w którym nachylenie skrzydła wschodniego jest różne w różnych głębokościach, a osie obniżen synklinalnych w triasie, jurze i kredzie, ograniczających to skrzydło od wschodu, są względem siebie przesunięte. W skrzydle tym w zasięgu podkenozoicznych wychodni jury środkowej warstwy jurajskie zapadają ku wschodowi, warstwy niższego triasu i cechsztynu — w kierunku przeciwnym.

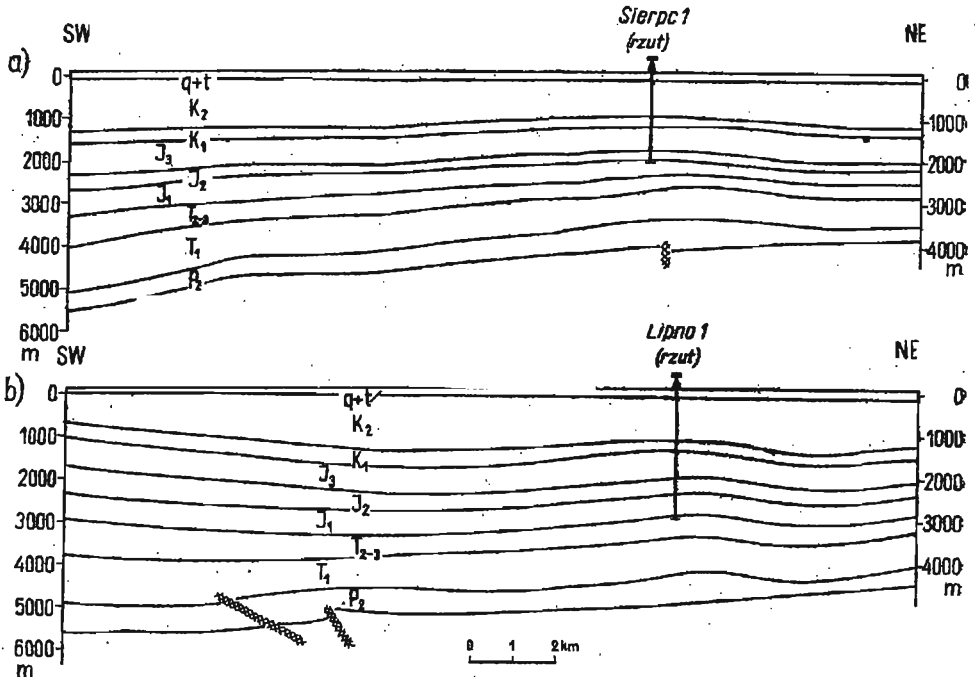


Fig. 4. a, b. Przekroje geologiczne przez wybrane elementy lokalne w Polsce centralnej

Geological cross sections through the selected local structural elements in Central Poland.

Objaśnienia przy fig. 1. Interpretacja częściowo wspólnie z W. Pożaryskim

Explanations as in Fig. 1. Interpretation made partly in co-operation with W. Pożaryski

Jednostką tektoniczną I rzędu, która również zawdzięcza swój obecny zarys regionalnemu wzrostowi miąższości, jest wał kujawsko-pomorski. Ogólnie wiadomo, co znalazło swój wyraz m.in. w publikowanych przekrojach geologicznych (W. Pożaryski, 1964; J. Znosko i in., 1968), że jest to swego rodzaju „nabrzmienie” kompleksu mezozoicznego, powstałe na miejscu strefy, która poprzednio odznaczała się na ogół największymi regionalnie miąższościami tego kompleksu. Ze względu na rozmiary i stopień komplikacji nie jest to, oczywiście, pojedyncza plakantykлина. Natomiast termin „wał” wydaje się jak najbardziej właściwy, biorąc pod uwagę charakterystyczne cechy tej jednostki oraz najnowsze definicje

terminologiczne (np. A. A. Bogdanow i in., 1963: „wał = wydłużona grupa plakantyklin i kopuł”), tym bardziej, że jest to termin w literaturze polskiej zakorzeniony i mający prawa pierwszeństwa (por. J. Znosko, 1966).

Pozostają do omówienia jeszcze dwie konsekwencje strukturalne zmian miąższości.

Na tle dotychczasowych uwag oczywiste jest, że występuje niezgodność form strukturalnych rejestrowanych przez podkenozoiczne wychodnie mezozoiku lub przez sejsmikę w młodszych powierzchniach strukturalnych z formami występującymi w głębszych partiach kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego i w jego podłożu. W przypadkach najprostszych, kiedy strefy pionowych przemieszczeń nie zmieniały swej lokalizacji, lecz tylko zmieniał się w nich kierunek ruchów, zmiany miąższości mogły po ostatecznej przebudowie strukturalnej albo nadmiernie uwydatnić niektóre głębsze strefy zróżnicowań, albo je całkiem lub prawie całkiem wyrównać, albo wręcz spowodować tektoniczną inwersję. W przypadkach bardziej skomplikowanych, kiedy strefy zwiększonej subsydencji zmieniały swoje miejsce, stosunek młodszych do starszych powierzchni strukturalnych jest jeszcze bardziej złożony.

Innego wyrazu nabiera także sprawa „wergencji” (W. Pożaryski, 1964) a właściwie asymetrii lokalnych elementów strukturalnych. Częściowo — jak widać z przedstawionych przekrojów — jest ona po prostu wynikiem odnowienia wgłębnym linii uskoku (fig. 1c, 2c). Asymetria obserwowana w młodszych powierzchniach strukturalnych może być jednak także częściowo wynikiem zmian miąższości kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego. Jeśli np. symetryczna forma blokowa w podłożu cechsztynu lub symetryczna poduszka soli cechsztyńskich położone są w strefie przyrostu miąższości, to ich nadkład będzie ułożony asymetrycznie z łagodniejszymi upadami skierowanymi w stronę większych miąższości (fig. 2b).

PROBLEM PIĘTROWEJ BUDOWY KOMPLEKSU

Z dotychczasowych materiałów sejsmicznych i wiertniczych widać, że utwory głębszych partii kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego są zazwyczaj zdyslokowane z większą intensywnością niż partie płytsze. Jednak wskutek długotrwałego i ciągłego działania ruchów pionowych również zmienność deformacji kompleksu ma charakter ciągły. Często obserwuje się przejście uskoku w partiach głębszych we fleksury albo łagodne przecięcia w partiach płytszych lub wręcz kompletne wygasanie deformacji ku górze (fig. 1—5). Również w otworach wiertniczych obserwuje się niekiedy silniejsze zaangażowanie tektoniczne kompleksów starszych niż młodszych, przy czym przejście między nimi jest płynne zarówno w sekwencji stratygraficznej, jak i w stopniu deformacji. Fakty te są najprawdopodobniej wywołane tym, że partie głębsze kompleksu (cechsztyń, trias) podlegały odkształceniom przez czas dłuższy i większą ilość razy niż partie płytsze. Pewną rolę (poza deformującą działalnością soli, która — tam gdzie istniała — oddziaływała silniej na niższe partie kompleksu) mogła tu ponadto odgrywać szczególna podatność na odkształcenia ilastych serii dolnego pstręgo piaskowca oraz retyku i kajpru¹. Ogólnie

¹ Może na to wskazywać widoczna niekiedy w otworach dysharmonia w ułożeniu tych serii zarówno w stosunku do podłoża, jak i do nadkładu.

trzeba stwierdzić, że przy długim czasie trwania ruchów blokowych lub ruchów mas solnych ich wpływy mogły być na zasadzie kompensacji wyrównywane i tłumione przez sedymentację wyższych części kompleksu.

Brak jest natomiast wiążących dowodów na istnienie odrębnej fazy deformacji fałdowych staro- lub młodokimeryjskich. Teoretycznie powinny się one wyrażać chociażby słabą, ale widoczną dyskordancją kątową i lokalnymi różnicami w nałożeniu retyku lub liasu na różne ogniwa triasu (faza starokimeryjska), bądź też dolnej kredy na różne ogniwa jury (faza młodokimeryjska). Tymczasem w materiałach sejsmicznych brak na to niezbitych faktów, a naruszenia ułożenia warstw w profilach wiertniczych można zaobserwować praktycznie w każdym miejscu kompleksu mezozoicznego, nie tylko na granicy triasu i jury lub jury i kredy. Nie ma więc na tych granicach typowych dyskordancji kątowych.

Stwierdzone natomiast w obrębie kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego niezgodności stratygraficzne mają charakter regionalny i są rezultatem szerokopromiennych ruchów epeirogenicznych lub eustatycznych zmian poziomu morza. Ich skutkiem są powszechnie znane regionalne luki, które zwiększają swój zasięg czasowy w miarę przesuwania się od centrum ku brzegom basenu. W północno-wschodnim obrzeżeniu basenu w Polsce istnieją, jak wiadomo, trzy takie luki, których „punktami wyjściowymi” są: granica kredy i jury, granica jury środkowej i dolnej oraz granica retyku i kaju. Występowanie i rozmiary tych luk w poszczególnych profilach zależą w pierwszym rzędzie od położenia profilu w basenie, a nie od lokalnego położenia strukturalnego.

Oczywiście, istnieją także lokalne odchylenia od tła regionalnego, przypadające m.in. na pogranicze triasu i jury oraz jury i kredy, przy zachowaniu zgodności kątowej. Są to przejawy wspomnianych tendencji regionalnych wskutek lokalnych ruchów blokowych lub solnych. Nie można jednak powiedzieć, aby dominowały one na tle innych podobnych luk, np. na granicy cechsztynu i triasu lub jury środkowej i dolnej. Należałoby wobec tego wyróżnić więcej analogicznych faz, które stanowić mogą podstawę do podziału kompleksu na piętra i podpiętra strukturalne. Będzie to jednak podział trudny z uwagi na omówione wyżej zjawiska płynności procesów sedymentacyjnych i tektonicznych zarówno w czasie, jak i przestrzeni.

STREFIOWE UŁOŻENIE LOKALNYCH ELEMENTÓW TEKTONICZNYCH

W obszarze położonym bliżej brzegu basenu cechsztyńsko-mezozoicznego współzależność między pionowymi ruchami bloków w podłożu cechsztynu a ukształtowaniem strukturalnym kompleksu nadścielającego jest na ogół jasna. Im dalej jednak przesuwamy się w kierunku centrum basenu, tym głębiej obniża się podłoże cechsztynu, utrudniając jego rozpoznanie, a jednocześnie tym większą rolę w odkształceniu kompleksu zaczynają odgrywać przemieszczenia soli cechsztyńskich, które zacierają wpływ blokowych przemieszczeń podłoża tak, że niekiedy nie da się stwierdzić czy w ogóle wpływ taki istniał.

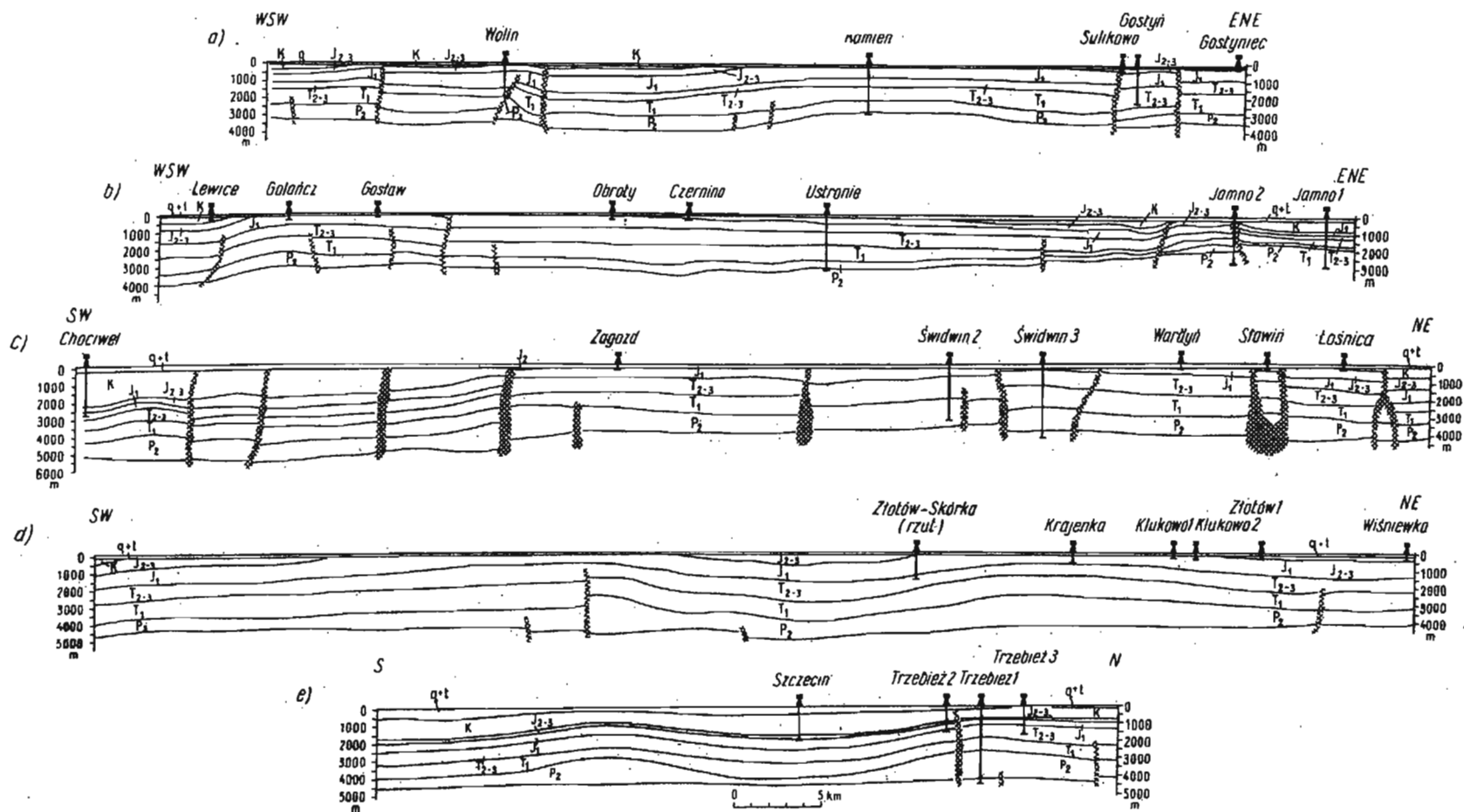
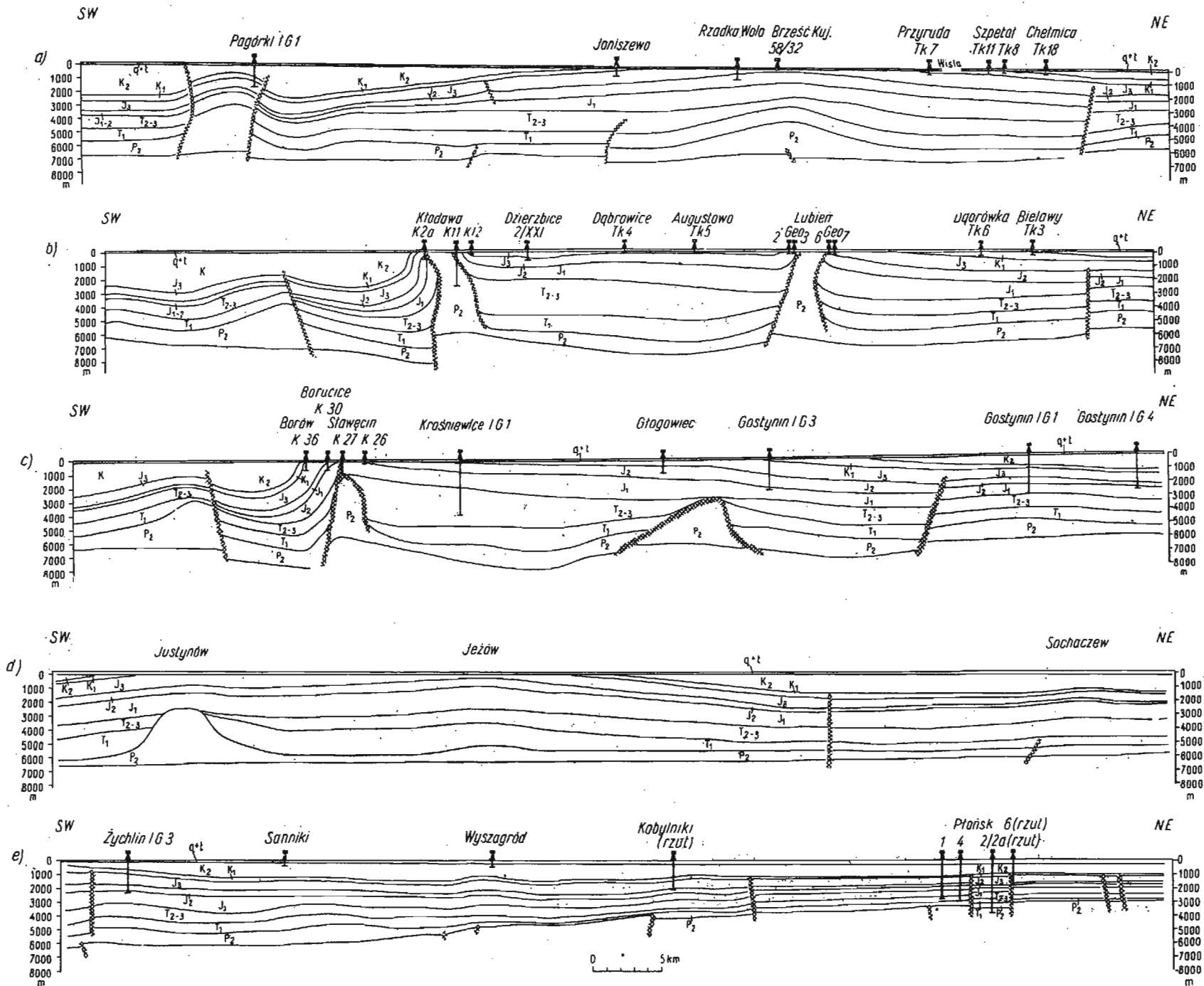


Fig. 5. a, b, c, d, e. Przekroje geologiczne regionalne przez Polskę północno-zachodnią
 Geological regional cross sections through the north-western areas of Poland
 Objasnienia jak na fig. 1 (Fig. 6e — interpretacja częściowo wspólnie z W. Pożaryskim)
 Explanations as in Fig. 1. (6d — interpretation made partly in co-operation with W. Pożaryski)



W związku z narastaniem intensywności tektoniki solnej² obserwuje się charakterystyczną strefowość genetyczną elementów lokalnych. Wykrycie tej strefowości nie jest rzeczą nową w środkowoeuropejskim basenie cechsztynu. W Niemczech ostatnio omawiali ten problem F. Truesheim (1957), D. Sanneman (1963), R. Meinhold i H. G. Reinhardt (1967) oraz R. Wiemholz (1967), w polskiej literaturze geologicznej — A. Tokarski (1963), W. Pożaryski (1964) i J. Sokołowski (1966). Szczególnie ten ostatni podkreśla pasowe ułożenie elementów tektoniki solnej, wyróżniając strefę „struktur halokinetycznych” w centrum basenu; ich stopień intensywności maleje w miarę przesuwania się ku peryferiom, gdzie wreszcie następuje przejście w strefę „struktur halotektonicznych” o genezie mieszanej epeiro- i halogenicznej.

Sam problem nie jest więc nowy, tylko napływ nowych, dobrych materiałów sejsmicznych pozwala — naszym zdaniem — coraz lepiej precyzować formę i genezę poszczególnych elementów lokalnych w obszarze tektoniki blokowo-plakantyklinальной oraz solnej, jak również granice między wspomnianymi strefami genetycznymi. Równocześnie podlegają korektom niektóre z poglądów wzmiankowych badaczy, np. zaliczenie struktur Bytowa, Chojnic, Miastka (J. Sokołowski, 1966) lub Koszalina (W. Pożaryski, 1964) do poduszek solnych. Analizę, o której mowa, ilustruje załączona mapa (fig. 7). Obszar centralny, w którym rozprzestrzenione są słupy i wały solne o różnym stopniu przebiccia, otoczony jest strefą występowania poduszek solnych i wałów solnych nie przebitych. Do niej z kolei przypiera od północy i północnego wschodu strefa rozwoju form blokowych i plakantyklin, w której przemieszczenia soli bądź to nie odgrywały żadnej roli, bądź też bardzo nikłą.

Przy dalszym rozpoznaniu można będzie wydzielić dalsze strefy niższej rangi. Prócz kryteriów morfologicznych i związków z tektoniką podłoża trzeba będzie brać pod uwagę w obszarze tektoniki solnej również kryterium rozwoju struktur w czasie. Np. podział strefy centralnej na obszar ze słupami solnymi przebitymi na powierzchnię podkenozoiczną i bardziej zewnętrzny obszar ze słupami nie przebitymi („niedojrzałymi”) związany jest z momentem rozpoczęcia ruchów mas solnych. W obszarze słupów przebitych udowodniono zainicjowanie, a nawet silny rozwój ruchów już w wyższym triasie (J. Samsonowicz, 1954; W. Pożaryski, 1964; J. Sokołowski, 1966), co szczególnie piękny wyraz znalazło w stwierdzeniu anormalnych miąższości kajuuru w sąsiedztwie wysadu kłodawskiego (S. Marek, 1967 — por. fig. 6 b, c).

W podobny sposób — identyfikując czasowe stadia przepływów soli — można będzie sklasyfikować strefę poduszek solnych, ku czemu już obecnie istnieją pewne dane. Na razie przeprowadzono podział morfologiczny. Obok poduszek rozwiniętych „klasycznie” (Trzebież, Szczecin — fig. 5e, Gostynin — fig. 6c i in.) włączono do tej strefy formy bardziej płaskie,

² Autorzy celowo używają pojęcia „tektonika solna”, a nie „halokineza”. Ten ostatni termin jest obecnie w Polsce często zbyt pochopnie stosowany. Jeden z najlepszych znawców zagadnienia, R. Meinhold (R. Meinhold, H. G. Reinhardt, 1967) pisze na ten temat dosłownie: „Diese beiden Vorgänge (tzn. procesy halokinetyczne — „autonomiczne” i tektoniczne — „normalne”) greifen aber in sehr komplizierter Weise ineinander und es wäre vielleicht zu erwägen, den natürlichen Begriff „Salztektonik” zur allgemeinen Beschreibung der Vorgänge zu verwenden, wobei „Halokinese” nur ein zeitweilig ablaufender Teilvorgang ist.

choć niekiedy dość długie, na ogół asymetryczne, spowodowane przez nieznaczne, embrionalne zgrubienia serii solnej (soczewy?). Są one rozwinięte ponad wyraźnymi progami w podłożu cechsztynu przy zewnętrznej granicy strefy (Huta Szklana — fig. 2c, Sierpc — fig. 4a). Nie jesteśmy całkowicie przeświadczeni o słuszności włączania tych form do strefy poduszkowej. Możliwe, iż powinny one należeć do strefy blokowo-plakantyklinalnej, z tym że ruchy soli odegrały w nich rolę modulującą, pasywną.

Wreszcie w strefie form blokowo-plakantyklinalnych można będzie wyróżnić takie elementy, w których kształtowaniu sól odegrała dodatkową rolę oraz takie, w których przemieszczeń soli nie było, a równoległe — elementy wyłącznie blokowe i z modulującym wpływem zmian miąższości (plakantyklinalne).

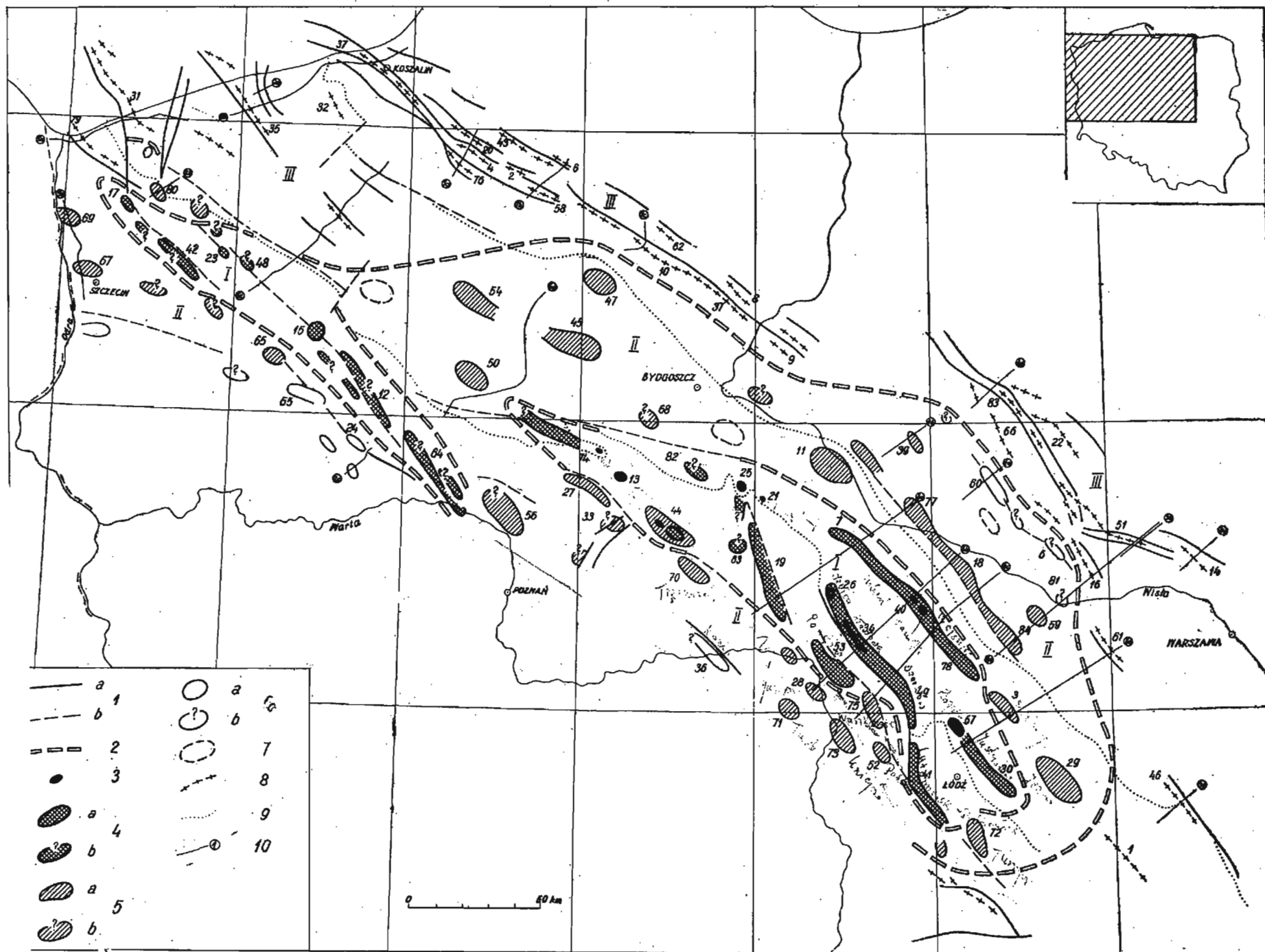
Granice między wymienionymi strefami są zapewne dość płynne, a niektóre formy lokalne mogą mieć charakter przejściowy. Na przykład przebite wysady Lubienia — Łaniet, Izbicy, Kłodawy rozwinięte są na częściowo przebitych wałach solnych (fig. 6 b, c). Struktura Mogilna wydaje się być nadbudowana na rozległej poduszce, na której poza znanym przebitym kominem mogą występować formy półprzebite (J. Sokołowski, 1966). Formy pośrednie między nie przebitymi a półprzebitymi wałami solnymi reprezentują zapewne struktury typu Człopy, Gopla lub Ponętowa.

Analogicznie do stref okalających centralną część basenu od strony północno-wschodniej powinny się układać strefy po stronie przeciwnej. Wiadomo np. (J. Sokołowski, 1967), że w obszarze monokliny przedsudeckiej dominują elementy blokowe, częściowo z udziałem przepływów soli. Z powodu słabego stopnia rozpoznania zewnętrznej strefy monokliny przedsudeckiej i południowo-zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej nie jest jednak możliwe wyznaczenie nawet granicy między zasięgiem poduszek solnych a strefą blokową. Wydaje się nam jednak, że na mapie (fig. 7) zarejestrowane zostały prawie wszystkie elementy soczewkowo-poduszkowe tego obrzeżenia basenu. Sądząc po stopniu ich zaangażowania wspomniana granica powinna przebiegać nieco na południowy zachód od wspomnianych elementów.

Na terenie basenu niemieckiego lokalne elementy tektoniki solnej rozmieszczone są stosunkowo równomiernie. Zakładając podobną równomierność i w basenie polskim, można przypuszczać, że w dość niekiedy znacznych lukach obserwacyjnych pomiędzy elementami stwierdzonymi mogą się znajdować elementy dotąd nie wykryte; ich domniemane położenie zostało zaznaczone na mapie (fig. 7). Dotyczy to przede wszystkim południowo-wschodniej połaci wału pomorskiego.

INNE PROBLEMY TEKTONIKI SOLNEJ

Przy rozpatrywaniu tektoniki solnej wysuwają się na czoło dwa kardynalne zagadnienia, zresztą wzajemnie ze sobą sprzężone. Są to: związek z tektoniką załomową presalinarnego podłoża oraz geneza zróżnicowań w intensywności przemieszczeń soli. Jak wiadomo, F. Trusheim (1957) wiąże stopień uaktywnienia formacji solnej z następującymi czynnikami:



7. Rozmieszczenie typów genetycznych lokalnych elementów strukturalnych

Distribution of genetic types of the local structural elements

1 — niektóre strefy dyslokacyjne w podłożu cechsztynu, a — stwierdzone, b — prawdopodobne; 2 — granice stref genetycznych elementów lokalnych: I — strefa słupów i wałów solnych, II — strefa poduszek i soczew solnych, III — strefa struktur blokowo-plakantyklinalnych; 3 — słupy i wały solne przebite na powierzchni prekambozoidalnej; 4 — słupy solne półprzebite i wały solne nie przebite, a — stwierdzone, b — prawdopodobne; 5 — poduszki solne i wały solne nie przebite, a — stwierdzone, b — prawdopodobne; 6 — słabo wykształcone soczewy solne strefy brzeżnej, a — stwierdzone, b — prawdopodobne; 7 — przypuszczalne położenie nie rozpoznanych poduszek i soczew solnych; 8 — osie wypiętrzeń plakantyklinalnych i blokowych; 9 — umowna granica wału kujawsko-pomorskiego (podkambozoidalna granica kredy dolnej i górnej); 10 — trasy przekrojów geologicznych na fig. 1-6; oznaczenia lokalnych elementów strukturalnych: 1 — Bełchatów, 2 — Biały Bór, 3 — Bielawy, 4 — Bobolice, 5 — Bodzanów, 6 — Brda, 7 — Brześć Kujawski, 8 — Bukowiec, 9 — Chełmża, 10 — Chojnice, 11 — Ciechocinek, 12 — Człopa, 13 — Damasławek, 14 — Dąb, 15 — Drawno, 16 — Dzierżanowo, 17 — Goleniów, 18 — Gostynin, 19 — Gopło, 20 — Gozd, 21 — Góra, 22 — Gradzanowo, 23 — Grzeźno, 24 — Huta Szklana, 25 — Inowrocław, 26 — Izbica, 27 — Janowiec, 28 — Janów, 29 — Jeźów, 30 — Justynów, 31 — Kamień Pomorski, 32 — Karlino, 33 — Klecko, 34 — Klodawa, 35 — Kolobrzeg, 36 — Konin, 37 — Korytowo, 38 — Koszalin, 39 — Lipno, 40 — Lubień-Lanęta, 41 — Lutomiernik, 42 — Maszewo, 43 — Miastko, 44 — Mogilno, 45 — Nakło, 46 — Nowe Miasto, 47 — Orzełek, 48 — Osów, 49 — Czorków, 50 — Pila, 51 — Płońsk, 52 — Poddebice, 53 — Ponętów, 54 — Prądy, 55 — Radecin, 56 — Rogoźno, 57 — Rogoźno, 58 — Rzeczenka, 59 — Sanniki, 60 — Sierpc, 61 — Sochaczew, 62 — Stobno, 63 — Strzelno, 64 — Szamotuły, 65 — Suliszewo, 66 — Szczawno, 67 — Szczecin, 68 — Szubin, 69 — Trzebież, 70 — Trzemżał, 71 — Turek, 72 — Tuszyń, 73 — Uniejów, 74 — Wapno, 75 — Wartkowiec, 76 — Wierzychowo, 77 — Włocławek, 78 — Wojszyce, 79 — Wolln, 80 — Wysoka Kamieńska, 81 — Wyszogród, 82 — Zalesie, 83 — Zuromin, 84 — Zychlin

1 — some dislocation zones in the Zechstein substratum, a — proved, b — supposed; 2 — boundaries of genetic zones of local structural elements: I — zone of salt plugs and salt ramparts, II — zone of salt pillows and salt lenses, III — zone of block, superficial and reflected structures; 3 — salt plugs and salt ramparts piercing up to the pre-Cambrian surface; 4 — salt plugs and salt ramparts half-pierced at least in certain sectors: a — proved, b — supposed; 5 — salt pillows and non-pierced salt ramparts; a — proved, b — supposed; 6 — poorly developed salt lenses of marginal zone; a — proved, b — supposed; 7 — probable location of non-ascertained salt pillows and lenses; 8 — axes of superficial and reflected structures and axes of block structures; 9 — conventional boundary of the Kujawy-Pomeranian swell (sub-Cambrian boundary of Lower and Upper Cretaceous); 10 — lines of geological cross sections in Figs. 1-6; Symbols of local structural elements: 1 — Bełchatów, 2 — Biały Bór, 3 — Bielawy, 4 — Bobolice, 5 — Bodzanów, 6 — Brda, 7 — Brześć Kujawski, 8 — Bukowiec, 9 — Chełmża, 10 — Chojnice, 11 — Ciechocinek, 12 — Człopa, 13 — Damasławek, 14 — Dąb, 15 — Drawno, 16 — Dzierżanowo, 17 — Goleniów, 18 — Gostynin, 19 — Gopło, 20 — Gozd, 21 — Góra, 22 — Gradzanowo, 23 — Grzeźno, 24 — Huta Szklana, 25 — Inowrocław, 26 — Izbica, 27 — Janowiec, 28 — Janów, 29 — Jeźów, 30 — Justynów, 31 — Kamień Pomorski, 32 — Karlino, 33 — Klecko, 34 — Klodawa, 35 — Kolobrzeg, 36 — Konin, 37 — Korytowo, 38 — Koszalin, 39 — Lipno, 40 — Lubień-Lanęta, 41 — Lutomiernik, 42 — Maszewo, 43 — Miastko, 44 — Mogilno, 45 — Nakło, 46 — Nowe Miasto, 47 — Orzełek, 48 — Osów, 49 — Czorków, 50 — Pila, 51 — Płońsk, 52 — Poddebice, 53 — Ponętów, 54 — Prądy, 55 — Radecin, 56 — Rogoźno, 57 — Rogoźno, 58 — Rzeczenka, 59 — Sanniki, 60 — Sierpc, 61 — Sochaczew, 62 — Stobno, 63 — Strzelno, 64 — Szamotuły, 65 — Suliszewo, 66 — Szczawno, 67 — Szczecin, 68 — Szubin, 69 — Trzebież, 70 — Trzemżał, 71 — Turek, 72 — Tuszyń, 73 — Uniejów, 74 — Wapno, 75 — Wartkowiec, 76 — Wierzychowo, 77 — Włocławek, 78 — Wojszyce, 79 — Wolln, 80 — Wysoka Kamieńska, 81 — Wyszogród, 82 — Zalesie, 83 — Zuromin, 84 — Zychlin

miąższość formacji i jej skład petrograficzny, miąższość i skład petrograficzny nadkładu oraz kąt nachylenia podłoża. Jednocześnie odrzuca on konieczność istnienia impulsu zewnętrznego dla uruchomienia przepływów soli uważając, że przejawy salinarniej tektoniki potomnej nie są zasadą decydującą przy powstawaniu większości struktur solnych. Z krytyką tego stanowiska wystąpili G. Richter-Bernburg i W. Schott (1959), R. Meinhold (1959), R. Meinhold i H. Reinhardt (1967) oraz R. Wienholz (1967). Zwracają oni uwagę na stwierdzoną wielokrotnie zależność form salinarnych od stref nieciągłości w podłożu, przypisując podrzędną rolę „autonomicznym i niezależnym” ruchom soli. Podkreślają jednocześnie, że w warunkach, w których zgodnie z teorią F. Trusheima powinna wystąpić pełna mobilizacja soli, stopień intensywności tektoniki solnej nie jest wcale maksymalny (Meklemburgia). Stąd wniosek, że intensywność tę objaśnić trzeba różnicowaniem mobilności wglębnych kier podłoża.

Na rozpatrywanym terenie Polski przynajmniej większość form tektoniki salinarniej wydaje się być związana z głębokimi strefami dyslokacyjnymi. W niektórych przypadkach związek ten jest udowodniony sejsmicznie (Huta Szklana, Kłodawa i inne), w innych można się go domyślać wnioskując głównie z przebiegu omawianych poprzednio stref nagłego przyrostu miąższości formacji mezozoicznych, które są z kolei zapewne związane ze strefami wglębnych zróżnicowań w podłożu. Otóż znamienne jest, że poduszki solne Uniejowa, Turka, Trzemiąza, Janowca — w niecce mogileńsko-łódzkiej — oraz Huty Szklanej, Suliszewa, Gryfina — w niecce szczecińskiej — związane są ze strefą przyrostu miąższości kredy górnej. Kolejna w kierunku centrum basenu girlanda struktur solnych: Lutomiersk—Poddebice—Ponętów—Gopło — w niecce mogileńsko-łódzkiej oraz Człopa—Drawno—Oświno—Grzęzno—Nowogard — w niecce szczecińskiej wyznacza, jak się zdaje, przebieg strefy nagłego przyrostu miąższości jury.

Ogólnie obserwowana linearność form tektoniki solnej również przemawia za ich założeniem na liniach wglębnych nieciągłości. Dominują kierunki NW—SE i NNW—SSE. Między innymi ciąg Goleniów—Maszewo może mieć związek z głęboko zakorzonioną strefą dyslokacyjną — przedłużeniem ku południowi strefy granicznej między blokami Wolina i Gryfic (R. Dadlez, S. Młynarski, 1967) w obszarze nadbałtyckim. Domniemany wał solny Szamotuł związany jest z pasem lokalnego wzrostu miąższości i uzupełnienia profilu wyższej jury i dolnej kredy. Pas ten (pierwotnie o charakterze rowu?) ogranicza od zachodu znacznie spokojniej ukształtowany obszar „elewacji obornickiej” wg W. Pożaryskiego (1964).

Sporadycznie obserwuje się kierunki prostopadłe (NE—SW), z którymi wydaje się być np. związana struktura Kłęcka o niedostatecznie wyjaśnionej genezie. W punktach przecięcia z tymi ostatnimi kierunkami mogły powstać niektóre inne formy lokalne, jak wysady Rogoźna, Izbicy, Inowrocławia, Drawna. Wskazują na to dość gwałtowne zakłócenia w układzie kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego, dające się odczytać z map odkrytych i strukturalnych.

Zastrzeżenia co do teorii F. Trusheima (1957) można podtrzymać i w odniesieniu do terenu Polski, wskazując na obszar wału pomorskiego. Istniały tu — zgodnie z tą teorią — wszelkie warunki dla pełnej mobili-

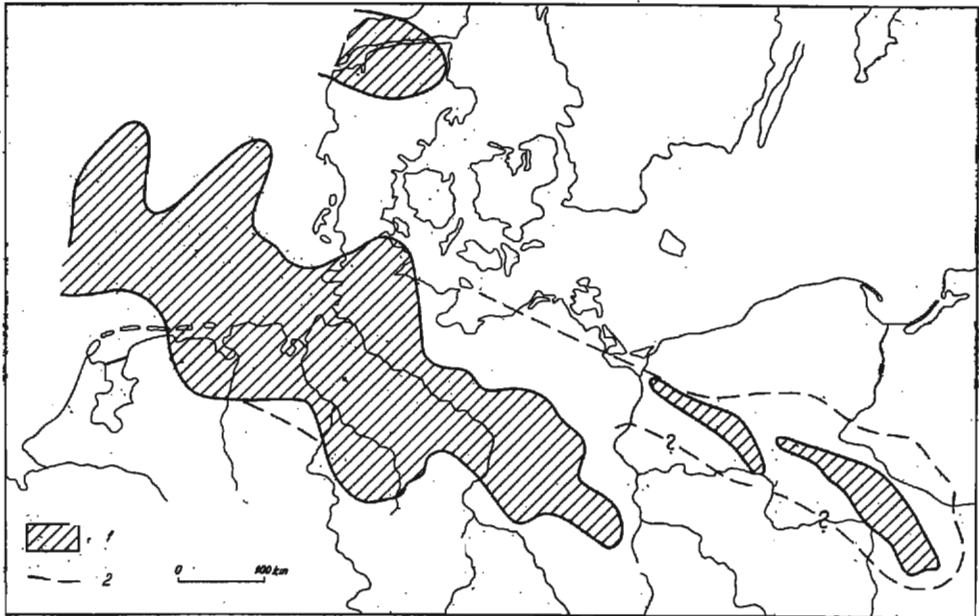


Fig. 8. Szkic zasięgu form tektoniki solnej w środkowej Europie

Sketch showing the extent of forms of salt tectonics in Central Europe

1 — zasięg słupów i wałów solnych; 2 — zasięg poduszek solnych (wg F. Trusheima (1957), K. Hinz (1966), R. Meinholda i H. G. Reinhardta (1967) oraz R. Wienholza (1967)).

1 — extent of salt plugs and salt ramparts, 2 — extent of salt pillows (according to F. Trusheim (1957), K. Hinz (1966), R. Meinhold and H. G. Reinhardt (1967), as well as R. Wienholz (1967)).

zacji soli cechsztyńskich, a jednak stopień odkształceń nie jest maksymalny (fig. 5c).

W tych warunkach najstuszniejszą wydaje się być teza, wypowiedziana m.in. przez R. Meinholda (1959), że ruchy soli zainicjowane przez impuls epejrogeniczny i w dalszym swym przebiegu również interferujące ze zjawiskami epejrogenicznymi mogą mieć tylko częściowo charakter autonomiczny i w sposób czynny wpływać zarówno na rozkład miąższości i facji, jak i na tektonikę płaszcza osadów przykrywającego serię solną. Natomiast w strefie brzeżnej (blokowo-plakantyklinialnej) seria solna mogła ulec przemieszczeniu jedynie w przypadkach wyjątkowych, w lokalnych strefach osłabień tektonicznych (fig. 5a). Wykorzystuje ona wówczas powstałe w nadkładzie dyslokacje, a jej rola jest bierna — nie jest czynnikiem decydującym, lecz modyfikującym. Taką rolę formacji solnej przyjmują w strefach brzeżnych basenu niemieckiego F. Lotze (1949) i G. Brinckmeier (1957).

Przy porównaniach z północnymi Niemcami uderza mniejsza ilość struktur solnych i mniejsze bogactwo typów morfologicznych i genetycznych na Niziu Polskim. Wiąże się to z faktem, że obszar objęty tektoniką solną w Niemczech jest rozleglejszy i ma bardziej izometryczny kształt, w Polsce zaś jest wąski, wydłużony, ujęty w wyraźne ramy tektoniki blokowej (fig. 8). Brak tu jest zatem szerokich przestrzeni dla rozwoju zróżnicowanego zespołu form lokalnych, poszczególne strefy występo-

wania określonych typów genetycznych są ściśnięte i wzajemnie się przenikają. Brak dobrze zdefiniowanych „struktur żółwiowych” można wytłumaczyć dwojako: albo brak materiałów sejsmicznych o dobrej rozdzielczości powoduje ich niewłaściwą interpretację, albo też tektoniczne założenia wgłębne struktur solnych są przyczyną braku między nimi niecek pierwotnych (*primäre Randsenke*), a tym samym braku — powstałych w sposób bierny na ich miejscu — „struktur żółwiowych” (D. Sanne-mann, 1963).

NIEJEDNORODNOŚĆ JEDNOSTEK STRUKTURALNYCH PIERWSZEGO RZĘDU

Główną jednostką strukturalną kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, która w dużej mierze warunkuje poziomy podział strukturalny tego kompleksu, jest wał kujawsko-pomorski. Swój obecny zarys, przyjmowany zazwyczaj umownie wzdłuż granicy kredy dolnej i górnej, zawdzięcza on wyłącznie wspomnianemu poprzednio regionalnemu wzrostowi miąższości w kierunku osi tej jednostki. Wystarczy sobie wyobrazić na tle jakiegokolwiek z przekrojów przecinających wał w poprzek (fig. 5, 6), że miąższości nie wzrastają w stronę osi wału, lecz pozostają niezmiennie. Dojdzie się wówczas do wniosku, że w tym przypadku wał kujawsko-pomorski byłby w całości przykryty utworami kredy górnej i uwydatniłby się znacznie słabiej na powierzchni podkenozoicznej.

Jego obecny zarys jest więc w pewnym sensie przypadkowy i nie zawsze zgodny z przebiegiem najbardziej istotnych linii tektonicznych w podłożu. Poza wspomnianymi regionalnymi zmianami miąższości (które zresztą zachodzą również i wzdłuż jego osi) zarys wału oraz jego wewnętrzna struktura są funkcją pionowych ruchów podłoża o różnym nasileniu w różnych częściach, jak również funkcją kształtujących się konsedymantacyjnie lokalnych form tektonicznych o różnej genezie (salinarnej i niesalinarnej) i różnej historii rozwoju³. Jest to więc konglomerat strukturalny o granicy umownej, a nie zawsze ściśle tektonicznej uwarunkowanej. Rzeczą przyszłych badań będzie ustalenie, jakiego znaczenia dla geologicznego rozwoju kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego miały poszczególne wgłębne linie nieciągłości. Na tym tle można będzie przeprowadzić genetyczny (a nie umowny) poziomy podział strukturalny. Próby takiego podziału były dokonywane na terenach sąsiednich (G. Brinckmeier, 1957; R. Wienholz, 1967), a na kapitalne znaczenie krawędzi wgłębnych bloków dla późniejszej sedimentacji i tektoniki zwracał ostatnio uwagę E. Voigt (1963).

Na prezentowanej mapie (fig. 7) widać, że ustalone strefy genetyczne form lokalnych przecinają skośnie zarówno obszar wału, jak i obrzeżających go jednostek wypełnionych osadami kredy. W miarę posuwania się od NW ku SE elementy lokalne wału mają genezę blokowo-plakantyklinálną, poduszkową, wysadową i ponownie poduszkową. W obszarze

³ Jest to ujęcie najbliższe poglądowi sformułowanemu dawniej przez W. Pietranko (1961), która również uważała „kujawsko-pomorską strefę wypiętrzeń” za skupisko struktur brachyantyklinálnych i kopulastych skomblikowanych tektoniką solną, natomiast bez regularnych załógów liniowych.

nadbałtyckim widać, o ile większe znaczenie tektoniczne mają generalne linie dyslokacyjne (Koszalin, Trzebiatowa, Kamienia i Świnoujście (R. Dadlez, S. Młynarski, 1967) niż przypadkowa linia intersekcyjna zasięgu kredy górnej (przyjmowana jako granica umowna) na zachodnim i wschodnim skłonie wału. Dalej ku SE widać w jakim stopniu owa umowna granica jest modulowana przez występowanie mniej istotnych elementów lokalnych, bądź to poduszek (Orzełek, Szulbin, Ciechocinek, Jezów), bądź też słupów solnych (Inowrocław, Góra, Rogoźno).

Oczywistą jest rzeczą, że na niektórych odcinkach granica umowna może pokrywać się z przebiegiem wglębnych linii nieciągłości, np. w środkowej części wału pomorskiego czy też w rejonie wysadu kłodawskiego.

Zróznicowanie podkenozoicznych wychodni wzdłuż osi wału wywołane jest również ruchliwością bloków w podłożu i pochodnymi zmianami miąższości. Tak np. mniej więcej wzdłuż linii Chodzież—Bydgoszcz zaznacza się znaczny kontrast między regionalnym występowaniem na powierzchni podkenozoicznej liasu i dolnej kredy. Ponieważ równocześnie wzrasta miąższość mezozoiku ku południowemu wschodowi, można domniemywać, że podłoże cechsztynu dość gwałtownie obniża się w tym kierunku. Linia ta podkreśla odrębne stanowisko tektoniczne wału pomorskiego w stosunku do kujawskiego, wyrażone ponadto odmiennym charakterem struktur solnych (R. Dadlez, J. Dembowska, 1965). W depresji kujawskiej podłoże cechsztynu nachylone jest nadal ku SE, a więc wręcz przeciwnie niż najmłodsze powierzchnie strukturalne. Obecność kredy dolnej w tej depresji jest więc uwarunkowana wyłącznie spadkiem miąższości triasu i jury w miarę przesuwania się od centrum wału kujawskiego ku NW. Wreszcie poprzeczna depresja w rejonie wysadu Rogoźna może być związana z analogicznym zmniejszaniem się miąższości ku SE, być może skomplikowanym przez odpływ mas solnych do tego wysadu.

Niejednorodność genetyczna form lokalnych w jednostkach I rzędu wychodzi również na jaw przy rozpatrywaniu niecek obrzeżających wał kujawsko-pomorski. Niecka pomorska ze swymi strukturami blokowo-plakantyklinalnymi wyodrębnia się wyraźnie od niecki „warszawskiej” (raczej płockiej), w której obok takich struktur występują poduszki solne. W niecce szczecińskiej i mogileńsko-łódzkiej można wydzielić strefy północno-wschodnie z przejawami intensywnej tektoniki solnej i południowo-zachodnie, w których występują wyłącznie poduszki solne.

Dość dawno zwracano już uwagę (W. Pożaryski, 1957; K. Mrozek, 1960; J. Sokołowski, 1966) na charakterystyczną interferencję elementów lokalnych niecki szczecińskiej i mogileńsko-łódzkiej z granicami wału kujawsko-pomorskiego. Przykładem mogą tu być ciągi elementów Lutomiersk—Kłodawa, Gopło—Inowrocław, Mogilno—Damasławek—Wapno—Piła, Osławino—Grzęzno—Nowogard—Wysoka Kamieńska. Nie stwierdzono jak dotąd niezbitcie podobnego zjawiska wzdłuż północno-wschodniej granicy wału, chociaż wykluczać go nie można. Interferencja ta może być wraz z starszymi założeniami w podłożu kompleksu (por. grzbiet Kraków—Poznań—Kołobrzeg wg W. Pożaryskiego, 1957). Jako podobną pochodną należałoby interpretować charakterystyczne przesunięcie ku wschodowi podstawowych jednostek tektonicznych na linii Czarnków—Chodzież—Bydgoszcz—Brodnica (strefy dyslokacyjnej Koszalin—Tuchola w sto-

sunku do strefy Zuromin—Płońsk, wału pomorskiego w stosunku do kujawskiego i niecki szczecińskiej w stosunku do mogileńsko-lódzkiej). Znamienna jest pozycja „elewacji obornickiej”, która ze swym znacznie słabszym zaangażowaniem tektoniki solnej znakomicie podkreśla odrębność niecki szczecińskiej w stosunku do niecki mogileńsko-lódzkiej.

UWAGI KOŃCOWE

Staraliśmy się wykazać, jak w gruncie rzeczy złożona jest — mimo stosunkowo małej amplitudy odkształceń — historia formowania się kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego i jego budowa strukturalna, będąca wypadkową ruchów pionowych o zmiennych kierunkach i natężeniach, o randze lokalnej bądź regionalnej, na znacznej części obszaru skomplikowanych przez ruch soli. Przy tym wszystkim charakter odkształceń jest typowo platformowy, kratogeniczny, a styl ich znamieny dla platform o nie najstarszym wieku konsolidacji (A. A. Bogdanow, M. B. Muratow, W. E. Chain, 1963; W. W. Bielousow, 1960). Brak jest dowodów na deformacje pod wpływem nacisków tangencjalnych na szerszą skalę, wyłączając — być może — lokalne procesy tego typu jako pochodną ruchów pionowych.

Odtworzenie praw jakie rządziły historią rozwoju kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego wymaga nie tylko rejestrowania aktualnego układu elementów strukturalnych różnej rangi, ale i w równej mierze dokładnego poznania przebiegu sedymentacji w ich obrębie. Taka kompleksowa analiza pozwoli na przeprowadzenie ścisłego podziału tektogenetycznego cechsztyńsko-mezozoicznej części pokrywy platformowej. Następnym krokiem będzie ustalenie związku między wyróżnionymi jednostkami a treścią geologiczną bloków podłoża, na których są one nadbudowane. Związek ten co prawda jest jak dotąd przedmiotem wielu częściowo wykluczających się hipotez, jednak szczupłość dowodów geofizycznych i geologicznych prowadzi tu do znacznej dowolności interpretacji. Wiadomo natomiast (W. Janszin, 1967), że charakter tektoniki kompleksów pokrywy platformowej zależy jest nieraz od wieku konsolidacji cokołu platformy.

Zakład Geologii Struktur Wgłębnych Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 4 lutego 1969 r.

PIŚMIENNICTWO

- BELOUSOV V. V. (1960) — The conditions of fold formation. (Int. Geol. Congr. Rep. of the XXI Sess. Norden, 23, p. 316—334. Copenhagen.
- BOGDANOW A. A., MURATOW M. B., CHAIN W. E. (1963) — Elements structuraux de la croûte terrestre. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 5, Fasc. 4. Paris.
- BRINCKMEIER G. (1957) — Eine Schollenenteilung des nordwestdeutschen Raumes. Erdöl und Kohle, 10, p. 133—141, nr 3. Hamburg.

- DADLEZ R. (1965) — Stan znajomości pokrywy permomezozoicznej na Pomorzu Zachodnim i obszarach sąsiednich. *Prz. geol.*, 13, p. 14—20, nr 1. Warszawa.
- DADLEZ R., DEMBOWSKA J. (1965) — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 40. Warszawa.
- DADLEZ R., MLYNARSKI S. (1967) — Węglebna budowa geologiczna podłoża Bałtyku na wschód od ujścia Odry. *Kwart. geol.*, 11, p. 488—501, nr 3. Warszawa.
- HINZ K. (1966) — A contribution to the geology of the North Sea according to geophysical investigations by the geological survey of German Federal Republic. *Geol. Shelf Seas. Proc. 14-th Interuniv. Geol. Congr.*, p. 65—71. Edinburgh-London.
- JANSCHIN A. L. (1967) — Tafeln und Randsenken Eurasiens. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., [A], Geol. Paläont.*, 12, p. 65—78, nr 1/2. Berlin.
- KING Ph. B. (1951) — The tectonics of Middle North America. Princeton Univ. Press. Princeton.
- LOTZE F. (1949) — Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland*, p. 43—47. Hannover—Celle.
- MAREK S. (1967) — Wyniki głębokiego wiercenia Krośniewice DG 1. *Prz. geol.*, 15, p. 351—355, nr 8. Warszawa.
- MEINHOLD R. (1959) — Salzbeugung und Tektonik in Norddeutschland. *Ber. geol. Ges. DDR*, 4, p. 157—168, nr 2/3. Berlin.
- MEINHOLD R., REINHARDT H. G. (1967) — Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., [A], Geol. Paläont.*, 12, p. 329—354, nr 3/4. Berlin.
- MROZIEK K. (1960) — Rozwój rozpoznania budowy geologicznej basenu wielkopolskiego. *Nafta*, nr 1. Kraków.
- PIETRZENKO W. (1961) — Kształtowanie się wału kujawsko-pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 172, p. 73—131. Warszawa.
- POBORSKI J. (1960) — Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy środkowej na ziemiach Polski. *Pr. Inst. Geol.*, 30, p. 355—376, cz. II. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1957) — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. *Kwart. geol.*, 1, p. 7—30, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1964) — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. geol.*, 8, p. 1—41, nr 1. Warszawa.
- RACZYŃSKA A. (1962) — Budowa geologiczna synklinorium mogileńskiego. *Prz. geol.*, 10, p. 268—275, nr 6. Warszawa.
- RIECHTER-BERNBURG G., SCHOFF W. (1959) — Die nordwestdeutschen Salzstöcke und ihre Bedeutung für die Bildung von Erdöllagerstätten. *Erdöl und Kohle*, 12, p. 294—303, nr 5. Hamburg.
- SAMSONOWICZ J. (1954) — Sur l'âge de deformation des dômes salifères sur l'anticlinorium de Couyavie. *Bull. Acad. Pol. Sc., Cl. 3, 2*, p. 93—95, nr 2. Warszawa.
- SANNEMANN D. (1963) — Über Salzstockfamilien in NW-Deutschland. *Erdöl Zeitschr.*, 79, p. 499—506, nr 11. Wien—Hamburg.
- SOKOŁOWSKI J. (1966) — Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogiła i synklinorium mogileńsko-lódzkiego. *Pr. Inst. Geol.*, 50. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1967) — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, 3. Wrocław.

- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1959) — Mapa tektoniczna Polski. Atlas geologiczny Polski, tabl. 7, Warszawa.
- SORGENFREI T. (1968) — Strukturgeologischer Bau von Dänemark. *Geologie*, 15, p. 641—660, nr 6. Berlin.
- TOKARSKI A. (1963) — O rozmieszczeniu typów tektonicznych polskiego cechu salinarnego. *Pr. Inst. Geol.*, 30, p. 369—379. Warszawa.
- TRUSHEIM F. (1957) — Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 109, p. 111—158, nr 1. Hannover.
- VOIGT E. (1963) — Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 114, p. 378—418, nr 2. Hannover.
- WIENHOLZ R. (1967) — Über den geologischen Bau des Untergrundes im Nordost-deutschen Flachland. *Jb. Geol.*, 1, p. 1—87. Berlin.
- ZNOSKO J. (1966) — Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. geol.*, 10, p. 646—665, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. i in. (1968) — Atlas geologiczny Polski 1 : 2 000 000, Inst. Geol. Warszawa.

Рышард ДАДЛЕЗ, Сильвестер МАРЕК

СТРУКТУРНЫЙ СТИЛЬ ЦЕХШТЕЙНО-МЕЗОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА НЕКОТОРЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

В настоящей статье коротко обсуждена проблема тектоники цехштейно-мезозойского структурного комплекса. Исходные данные были получены благодаря интенсивным сейсмическим исследованиям, а также многочисленным глубоким скважинам, пробуренным за последние годы. Иллюстрациями являются геологические разрезы (фиг. 1—6) и схематическая карта расположения локальных структур различных генетических типов (фиг. 7).

Современное состояние комплекса явилось главным образом результатом вертикальных движений блоков предцехштейнового основания. Эти движения имели сравнительно небольшую амплитуду, они происходили постепенно и, что основное, непрерывно, а их воздействие было двух видов. Во первых, эти движения одновременно с седиментацией дифференцировали ее темп и вид, причем эта дифференциация могла быть региональной и локальной, а мощности могли изменяться на большом и малом расстоянии. Во вторых, вертикальные движения привели к структурной перестройке комплекса, главный импульс которой пришелся на границе мела и третичного периода.

Тесная связь между процессами седиментации и тектоники, причина которых была одна и та же, привела в свою очередь к образованию особых структурных свойств комплекса. Некоторые примеры их приведены на геологических разрезах. Плакантиклинальные складки (в американской терминологии: *supercifical* и *reflected structures*) имеют различную форму в различных горизонтальных плоскостях (фиг. 1, 2а, 3). Конседиментационные сбросовые зоны могут иметь различную амплитуду и даже противоположное направление сброса на различной глубине. (фиг. 1, 2а, 3, 5а—с). Сбросы, которые являются многочисленными в нижних частях, часто могут угасать в верхних (фиг. 1—6). Структурные планы вышележащих горизонтов могут частично или целиком отличаться от планов нижних горизонтов.

В наиболее простых случаях, структурная перестройка могла подчеркнуть, скомплексировать или подвергнуть инверсии глубокие структуры. Однако, если зоны наиболее сильной субсиденции передвигались постепенно, то отношение между различными структурными планами становилось более сложным.

Результаты отмеченных выше процессов легко можно отметить в береговой части цехштейнового соленосного бассейна. Чем ближе к центральной части этого бассейна, тем сильнее воздействие и интенсивность движений соли, которые модифицировали как локальные условия седиментации, так и локальную тектонику (фиг. 4, 5d—e, 6). Эти явления уменьшали влияние вертикальных движений блоков основания. Направленность локальных структур и их цепей вероятно определяется глубокими сбросовыми зонами.

Существует отчетливая генетическая зональность локальных структурных элементов в бассейне. В центральной части территории залегают пробившиеся и полупробившиеся соляные штоки и валы. Эта территория окружена зоной соляных подушек и линз, а они в свою очередь — зоной блоковых и шпакантиклинальных структур (фиг. 7).

Глубокие зоны с прерывистой тектоникой являются наиболее важными элементами при определении тектоники комплекса. Они должны являться основой для его деления на горизонты. Принимаемая до сих пор условная граница главного структурного элемента — Куявско-Поморского вала (подкайнозойский выход границы между нижним и верхним мелом) выглядит местами как совершенно случайная, т. к. остается под влиянием различных региональных и локальных факторов.

Внутренняя структура цехштейно-мезозойского комплекса, имеет несомненно платформенный, кратогенический тип и не обнаруживает свойств компрессионной складчатости. Также нет оснований для вертикального деления комплекса т. к. нет признаков как стаотак и младокиммерийской „горообразовательной“ фазы.

Ryszard DADLEZ, Sylwester MAREK

STRUCTURAL STYLE OF THE ZECHSTEIN-MESOZOIC COMPLEX IN SOME AREAS OF THE POLISH LOWLAND

Summary

The present paper deals with the tectonical problems of the Zechstein-Mesozoic structural complex. Fundamental data are from seismical survey and numerous deep drillings made in the last years. Both geological cross sections (Figs. 1—6) and a sketch map of distribution of various genetical types of local structures (Fig. 7) illustrate the problem considered.

The present form of the complex is mainly due to the vertical movements of the pre-Zechstein substratum blocks. These movements were of relatively small amplitude, their course being slow, but — generally speaking — uninterrupted. The effect of their activity was of double nature. First — these movements differentiated, together with the sedimentation, its rate and character. The differentiation may have been regional or local, and the thicknesses may have changed along wide or short distances. Second — the vertical movements were responsible for a structural reworking of the complex, particularly at the Cretaceous — Tertiary boundary.

The close relation between the tectonical and sedimentary processes, whose genesis was the same, led in turn to the development of particular features of the complex under consideration. Some examples are given in the geological cross sections. Placanticlinal folds (superficial and reflected structures in American terminology) are of various form in various horizontal planes (Figs. 1, 2a, 3). Con-sedimentary fault zones may be characterized by various amplitudes, and even by an opposite direction of throw at various depths (Figs. 1, 2a, 3, 5 a—c). Faults that are numerous in the lower portions of the complex may, frequently, die out upwards (Figs. 1—6). The structural outlines of the higher horizons may partly or completely differ from those of the lower horizons. In the simplest cases, the structural reworking may have intensified, compensated or led to inversion of deep structures. If, however, the zones of the strongest subsidence moved gradually, the relation between various structural plans would be more complicated.

The effects of the processes mentioned above may easily be identified in the marginal part of the Zechstein saliferous basin. The farther we approach the central part of the basin, the stronger are the influence and intensity of salt movements that have modified both local sedimentary conditions and local tectonic activity (Figs. 4, 5 d—e, 6). These phenomena obliterated the influence of the vertical movements of the substratum blocks. However, the directions of the local structures and their chains seem to depend upon the deep fault zones here.

There is a distinct genetical zonal arrangement of the local structural elements in the basin in study. In the central part of the area pierced and half-pierced salt plugs and salt ramparts are found. This area is surrounded by a zone of salt pillows and salt lenses, this in turn — by a zone of block and placanticlinal structures (Fig. 7).

Deep zones of tectonical discontinuities are the most important elements in the discussion of the tectonical problems of the complex. These zones should be a basis for horizontal subdivision of the complex. The so far accepted boundary of the main structural unit, i.e. of the Kujawy — Pomeranian swell (the sub-Cainozoic outcrop of the Lower and Upper Cretaceous boundary), seems to be accidental at places, mainly due to a fact that it is affected by various regional and local factors (Fig. 7).

The intrinsic structure of the Zechstein — Mesozoic complex is undoubtedly of platform, cratogenic type, and does not reveal any features of compression folding. There is no basis for a vertical subdivision of the complex, for there are lacking phenomena of both Old-Cimmerian and Young-Cimmerian „orogenic” phases.