

Janusz SKOCZYŁAS*

TEKTONIKA EPIWARYSCYJSKICH PIĘTER STRUKTURALNYCH POJEZIERZA LUBUSKIEGO

SPIS TREŚCI

Streszczenie	151
Wstęp	151
Przegląd dotychczasowych badań	152
Metody pracy	155
Geologia obszaru badań	155
Laramijskie piętro strukturalne	159
Czerwony spągowiec	159
Cechsztyń	161
Trias	173
Jura	180
Kreda	181
Uwagi o tektonice laramijskiego piętra strukturalnego	182
Polaramijskie piętro strukturalne	187
Wnioski	189
Literatura	190
Tectonics of the epivariscan Structural Stages in the Lubusz Lake District — Summary	193

Streszczenie

W artykule przedstawiono rozwój tektoniki pięter strukturalnych — laramijskiego i polaramijskiego — w strefie granicznej monokliny przedsudeckiej i synklinorium szczecińsko-szamotulskiego na Pojezierzu Lubuskim. Opracowano 137 głębokich wierceń z obszaru około 18 000 km² i, posługując się profilami tych wierceń, odtworzono ewolucję permo-mezozoicznego oraz kenozoicznego basenu sedymentacyjnego. W tym celu skonstruowano odpowiednie mapy strukturalne

i izopachytowe dla poszczególnych pięter w systemach okresu permskiego, triasu, jury, kredy i kenozoiku. Zwrócono uwagę na istnienie lokalnych pionowych ruchów w piętrze Z₁, a także na działalność pozytywnych ruchów pionowych o szerszym regionalnym rozprzestrzenieniu pod koniec pięter Z₃ i Z₄. Stwierdzono również istnienie związku między tektonicznym uaktywnianiem się waryscyjskiego wału wolsztyńskiego a sedymentacją utworów cechsztynu, triasu i kenozoiku.

WSTĘP

Na obszarze Pojezierza Lubuskiego monoklina przedsudecka ograniczona jest od północy podkenozoicznymi wystąpieniami osadów kredy — jej północna granica biegnie wzdłuż linii Nowy Tomyśl—Glińsk—Chlebów—Rąpice (fig. 1, 2, 3). Na północ od tej linii znajduje się synklinorium szczecińsko-szamotulskie. Tektonika Pojezierza Lubuskiego rozpatrywana będzie na obszarze od zachodniej

granicy państwa po okolice Zbąszynia. Powierzchnia obszaru objętego badaniami wynosi około 18 000 km². Jest on położony między 51°58' a 52°55' szerokości geograficznej północnej i między południkowym biegiem Odry a 16°40' długości geograficznej na wschód od Greenwich.

W ostatnich latach obszar ten stał się przedmiotem prac wiertniczych w poszukiwaniu ropy naftowej

* Katedra Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

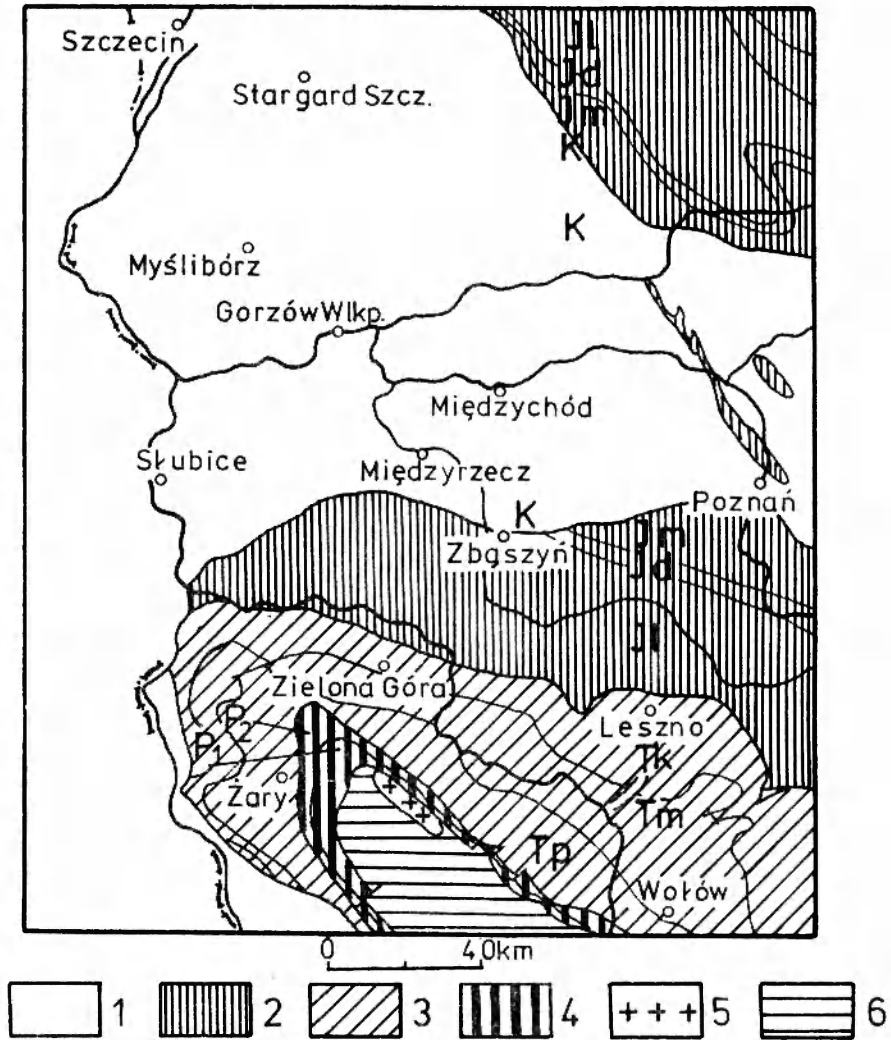


Fig. 1

Odkryta mapa geologiczna zachodniej części Polski środkowej

1 – osady kredy (K); 2 – osady jury (Jl – lias, Jd – dogger, Jm – malm); 3 – osady triasu (Tp – pstry piaskowiec, Tm – wapień muszlowy, Tk – kajper); 4 – utwory permu (P₁ – czerwony spągowiec, P₂ – cechsztyń); 5 – granitoidy waryscyjskie; 6 – krystalinik bloku przedsudeckiego

Geological map of the western part of the middle Poland

1 – Cretaceous deposits (K); 2 – Jurassic deposits (Jl – Lias, Jd – Dogger, Jm – Malm); 3 – Triassic deposits (Tp – Bunter, Tm – Muschelkalk, Tk – Keuper); 4 – Permian formation (P₁ – Rotliegendes, P₂ – Zechstein); 5 – Variscan granitoids; 6 – Fore-Sudetic block crystallinum

i gazu ziemnego, prowadzonych przez Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Pile i w Zielonej Górze oraz Instytut Geologiczny w Warszawie. O intensywności poszukiwań świadczy wzrost wskaźnika wierceń geologiczno-poszukiwawczych z 3,8 m/km² w roku 1966 do 19,7 m/km² w roku 1973 (Karnkowski 1972, 1974). Głębokie wiercenia geologiczne dostarczyły dużo danych z zakresu litologii, stratygrafii i tektoniki tego obszaru (fig. 3).

Zadaniem niniejszej pracy jest odtworzenie ewolucji kształtowania się omawianego obszaru na podstawie danych uzyskanych z wierceń. Badania w Katedrze Geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu zostały podjęte z inicjatywy i prowadzone były pod kierunkiem doc. dr. hab. Wojciecha Grocholskiego.

Niniejsze opracowanie jest wybranym fragmentem pracy pt. „Tektonika północno-zachodniej części monokliny przedsudeckiej” recenzowanej przez prof. dr. Józefa Poborskiego i doc. dr. hab. Mariana Dumicza.

Pragnę podziękować Dyrekcji PPN w Zielonej Górze, a szczególnie mgr. Teofilowi Dziobie, mgr. H. Piecowi za życzliwe zainteresowanie się moimi badaniami, a mgr. E. Majchrzak wdzięczny jestem za pomoc w pracach kameralnych.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

W okresie powojennym wyróżnić można dwa etapy badań geologicznych. Pierwszy etap obejmował lata 1945–1956 i cechował się prowadzeniem pene-

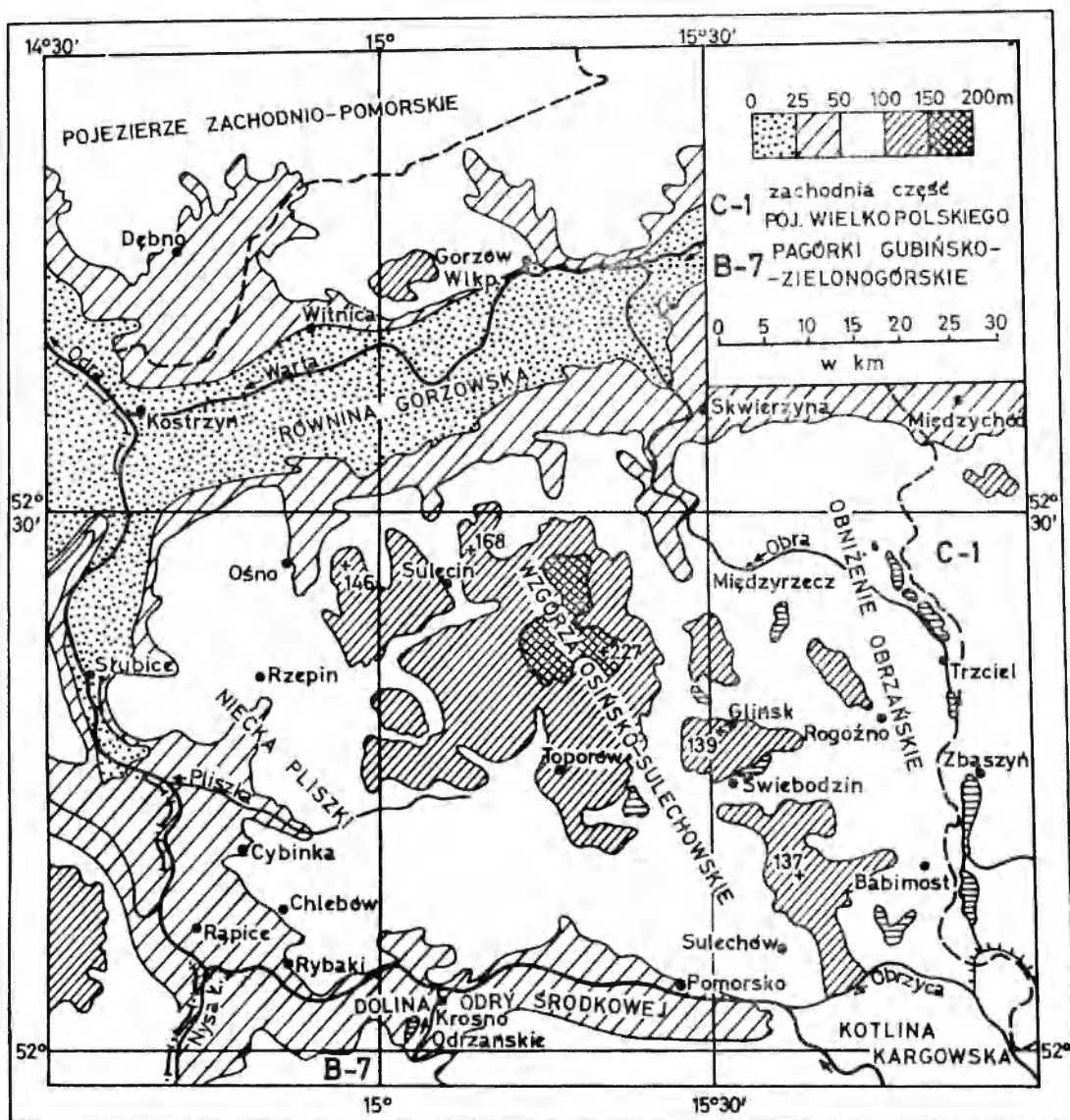


Fig. 2

Regiony fizycznogeograficzne na obszarze badań według Bartkowskiego (1970)

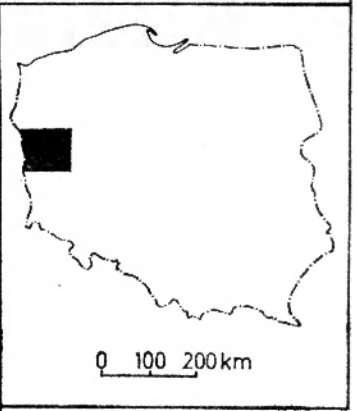
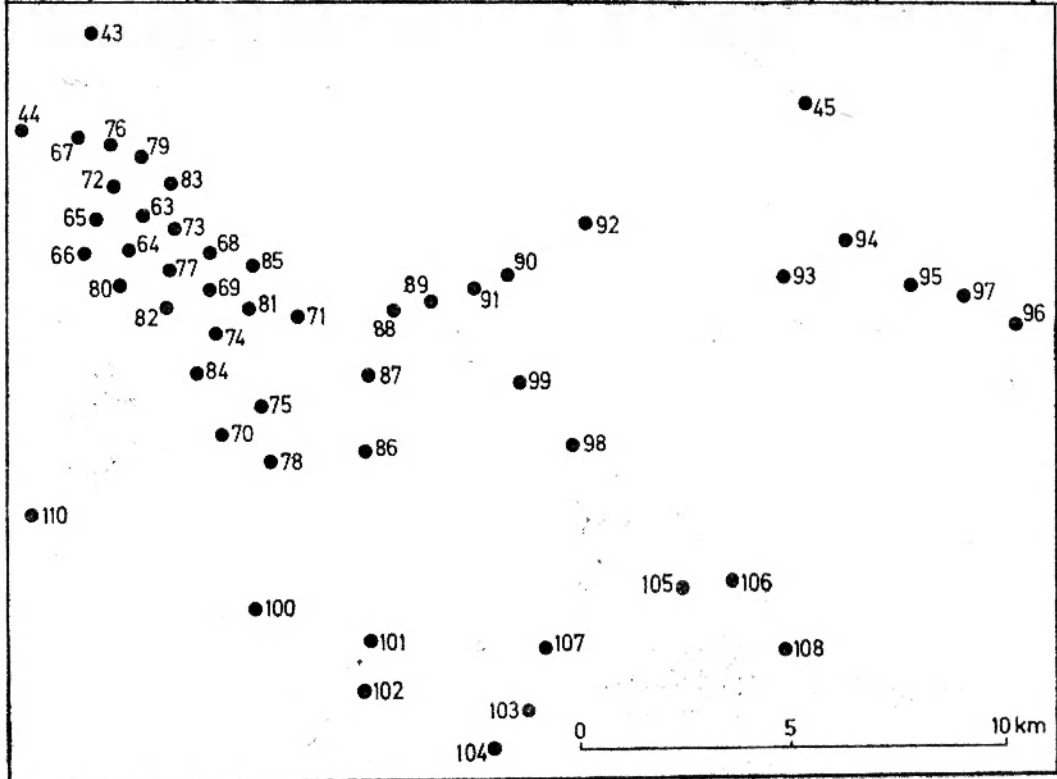
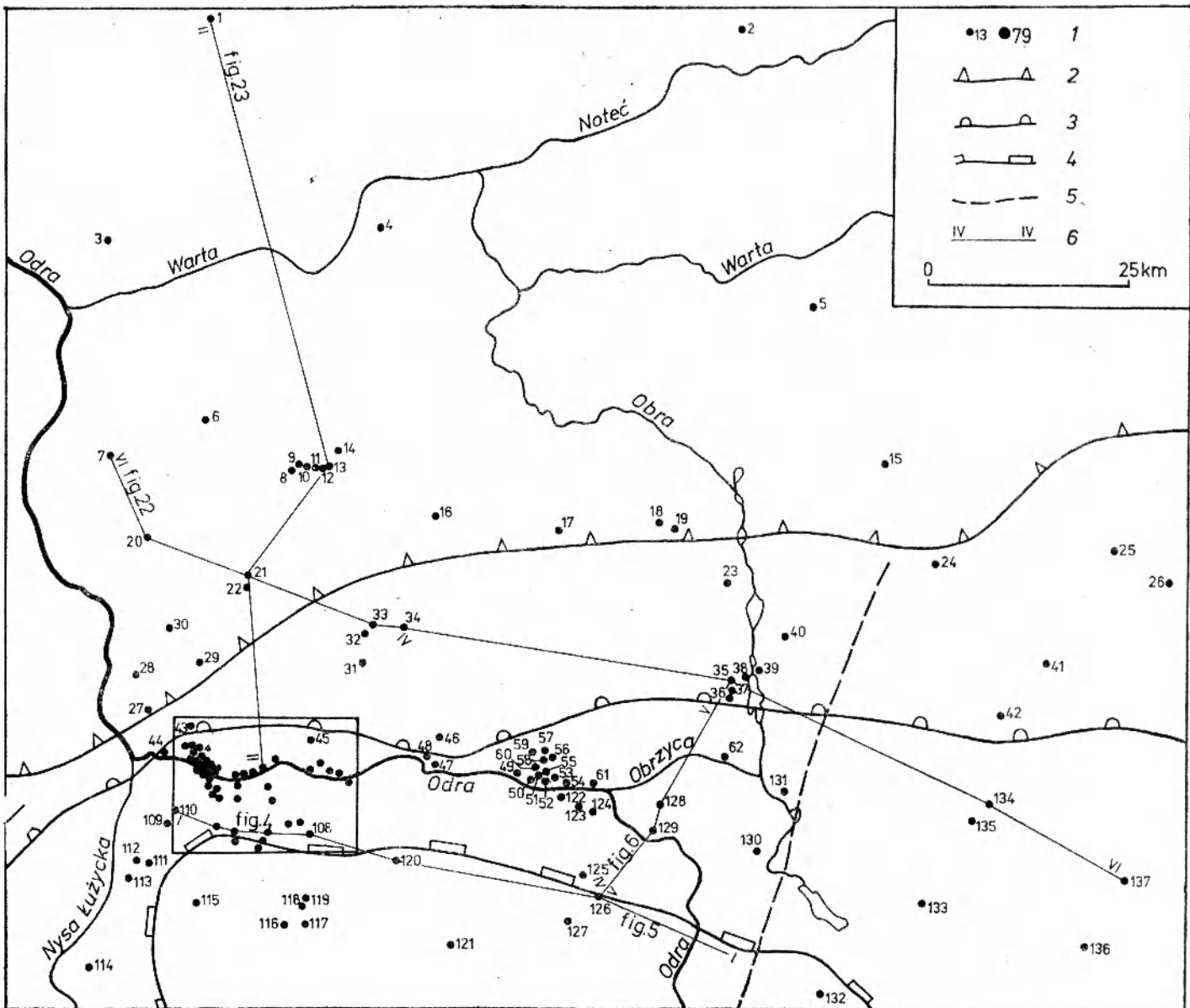
C-1 - zachodni skrawek Pojezierza Wielkopolskiego, czyli zachodnia część Pojezierza Poznańskiego; B-7 - Pagórki Gubińsko-Zielonogórskie

Physiographic regions of the study area, after Bartkowski (1970)

C-1 - western fragment of the Wielkopolska Lake District; B-7 - Gubin-Zielona Góra Hills

tracji wiertniczej na obszarach pogranicznych lub peryferycznych monokliny przedsudeckiej. Rozwijano badania geologiczne Sudetów, bloku przedsudeckiego oraz jego bezpośrednich północnych obrzeżeń. Jedyne prace Zwierzyckiego (1947, 1951) sygnalizowały potrzebę systematycznych badań całego obszaru przedsudeckiego w celu udokumentowania kopalin użytecznych (Gunia 1960). W drugim etapie, trwającym po dzień dzisiejszy, nastąpiło rozszerzenie badań na cały obszar monokliny przedsudeckiej. Jednakże otwory wiertnicze zakładane w celu wykrycia złóż ropy naftowej, gazu ziemnego i miedzi są nierównomiernie rozmieszczone na opisywanym ob-

szarze (fig. 3). Niemniej jednak intensywność prowadzonych badań i pomiarów spowodowała lalinowe gromadzenie się materiałów, które dla obszaru zachodniej części strefy granicznej monokliny przedsudeckiej i synklinorium szczecińsko-szamotulskiego opracowywano jedynie pod kątem poszukiwań surowcowych. Natomiast inne rejony monokliny przedsudeckiej i synklinorium szczecińsko-szamotulskiego posiadają już syntetyczne opracowania rozwoju geologicznego. Geologię obszaru położonego na południe od równoleżnikowego biegu Odry opracował Sokołowski (1967), natomiast obszar położony na północ od Warty był przedmiotem zainteresowania wielu



badaczy, m. in. Balaszowa *et al.* (1970), Bryla i Horna (1972, 1973), Dadleza (1961), Dadleza i Marka (1969, 1973), Jaskowiak-Schoeneichowej (1969), Kuchcińskiego (1973).

METODY PRACY

Badanie struktur starszych na Niżu Polskim można rozpatrywać przede wszystkim na podstawie wyników wierceń głębokich oraz danych dokładnych prac sejsmicznych, grawimetrycznych, magnetycznych i geoelektrycznych. W badaniach nad tektoniką tego obszaru korzystano z opisów fragmentów rdzeni wiertniczych zachowanych w rdzeniowniach Przedsiębiorstw Poszukiwań Naftowych w Pile i Zielonej Górze. Ogólne wyniki wierceń i penetracji geofizycznych zawarte są w kartach i dokumentacjach wierceń. Opracowania archiwalne, a szczególnie profile otworów wiertniczych, zawierają oprócz wy-

dzieleni stratygraficznych wykresy (krzywe) z pomiarów potencjałów własnych i oporności właściwej, a także z pomiarów średnicy otworów. Niezwykle cenne były krzywe radioaktywności naturalnej (gamma) i wzbudzonej (neutron-gamma), które pozwoliły na wydzielenie poziomów karotażowo-litologicznych w wielu otworach. Dla większości otworów wykorzystano wydzielenia karotażowo-litologiczne wykonane przez geologów zatrudnionych w PPN w Zielonej Górze i Pile. W ten sposób przygotowany materiał opracowano graficznie, przedstawiając mapy stropów osadów poszczególnych okresów, ich miąższości oraz przekroje litofacjalne, przekroje geologiczne, mapy zmienności poziomej. Zastosowano metodę analizy miąższościowej i litofacjalnej w celu odtworzenia paleotektoniki badanego obszaru, zgodnie z metodyką przedstawioną w pracach Bakirowa (1973), Chaina (1974), Kotańskiego i Sokołowskiego (1971), Levorsena (1972).

GEOLOGIA OBSZARU BADAŃ

Na obszarze Pojezierza Lubuskiego poznano dotychczas utwory wielu pięter strukturalnych. Kryształiczne i osadowe skały podłoża podpermskiego stwierdzono w południowo-zachodnim i południowo-wschodnim obrzeżeniu badanego obszaru. W połud-

niowo-zachodniej części tego obszaru występują waryscyjskie granitoidy strefy Żarkowa-Przyborowice (otwory 111, 112, 113, 114). W południowo-wschodnim obrzeżeniu stwierdzono natomiast staropaleozoiczne, epimetamorficzne, kwarcytowo-serycycytowe łupki

Fig. 3

Rozmieszczenie otworów wiertniczych i szkic geologiczny obszaru badań bez utworów kenozoicznych

1 – otwory wiertnicze; 2 – granica zasięgu osadów kredy, czyli północna granica monokliny przedsudeckiej; 3 – granica zasięgu osadów jury; 4 – granica zasięgu osadów kajpru; 5 – uskoc przemkowsko-różanowski, według Sokołowskiego (1974), czyli linia graniczna między monokliną krośnieńsko-zielonogórką a monokliną wolsztynsko-jarocińską; 6 – linie przekrojów

Nazwy otworów wiertniczych:

1 – Myślibórz 1; 2 – Drawiny 1; 3 – Cyhry 1; 4 – Gorzów Wielkopolski IG 1; 5 – Międzychód IG 1; 6 – Osno IG 1; 7 – Osno IG 2; 8 – Sulęcín 9; 9 – Sulęcín 8; 10 – Sulęcín 5; 11 – Sulęcín 3; 12 – Sulęcín 2; 13 – Sulęcín 1; 14 – Sulęcín 7; 15 – Nowy Tomyśl 1; 16 – Łągów 1; 17 – Staropole 1; 18 – Lutol Suchy 1; 19 – Lutol Suchy 2; 20 – Koziczyn 1; 21 – Gądków Wielki 1; 22 – Gądków Wielki 2; 23 – Zbąszynek IG 1; 24 – Buk IG 1; 25 – Piekary IG 1; 26 – Stęszew IG 1; 27 – Grzmiąca 1; 28 – Grzmiąca 3; 29 – Cybinka 1; 30 – Cybinka 2; 31 – Świebodzin 1; 32 – Świebodzin 2; 33 – Świebodzin 3; 34 – Kosobudz 1; 35 – Babimost 1; 36 – Babimost 3; 37 – Babimost 5; 38 – Babimost 4; 39 – Babimost 6; 40 – Zbąszyń 1; 41 – Kowalewo 1; 42 – Wielichowa 2; 43 – Chlebów 1; 44 – Bytomiec 1; 45 – Czetowice 1; 46 – Sycowice 1; 47 – Będów 1; 48 – Będów 2; 49 – Pomorsko 12; 50 – Pomorsko 5; 51 – Pomorsko 3; 52 – Pomorsko 6; 53 – Pomorsko 2; 54 – Pomorsko 11; 55 – Pomorsko 1; 56 – Pomorsko 10; 57 – Pomorsko 9; 58 – Pomorsko 7; 59 – Pomorsko 8; 60 – Pomorsko 4; 61 – Górki Małe 1; 62 – Kargowa 1; 63 – Rybaki 1; 64 – Rybaki 2; 65 – Rybaki 3; 66 – Rybaki 4; 67 – Rybaki 5; 68 – Rybaki 6; 69 – Rybaki 7; 70 – Rybaki 8; 71 – Rybaki 9; 72 – Rybaki 10; 73 – Rybaki 11; 74 – Rybaki 12; 75 – Rybaki 13; 76 – Rybaki 14; 77 – Rybaki 15; 78 – Rybaki 16; 79 – Rybaki 17; 80 – Rybaki 18; 81 – Rybaki 19; 82 – Rybaki 20; 83 – Rybaki 22; 84 – Połęcko 1a; 85 – Połęcko 2; 86 – Maszewo 1; 87 – Maszewo 2; 88 – Maszewo 3; 89 – Maszewo 4; 90 – Osiecznica 1; 91 – Osiecznica 2; 92 – Osiecznica 3; 93 – Krosno 1; 94 – Krosno 2; 95 – Krosno 3; Chyże 1; 97 – Chyże 2; 98 – Sarbia 1; 99 – Sarbia 2; 100 – Mikulice 1; 101 – Wężyska 1; 102 – Wężyska 2; 103 – Czeklin 4; 104 – Czeklin 1; 105 – Radaszec 1; 106 – Dychów 1; 107 – Brzózka 1; 108 – Stary Zagór 1; 109 – Chlebowo 1; 110 – Chlebowo 2; 111 – Gubin 1; 112 – Gubin 2; 113 – Komorów 1; 114 – Brzózów 1; 115 – Przyborów 1; 116 – Żarków 2; 117 – Żarków 4; 118 – Strużka 1; 119 – Dachów 1; 120 – Trzebule 1; 121 – Piaski 1; 122 – Czerwieńsk 1; 123 – Czerwieńsk 2; 124 – Czerwieńsk 3; 125 – Kisielin 1; 126 – Ługowo 1; 127 – Drzonków 1; 128 – Sulechów IG 1; 129 – Klenica 1; 130 – Głuszycza 1; 131 – Wilcze 1; 132 – Bielawy 1; 133 – Brenno 1; 134 – Siekówko 1; 135 – Błotnica IG 1; 136 – Świeciechowa 1; 137 – Żakowo 1

Localization of drillings and geological sketch of the study area with Cainozoic deposits omitted

1 – drillings; 2 – boundary of extent of Cretaceous deposits, that is northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 – boundary of extent of Jurassic deposits; 4 – boundary of extent of Keuper deposits; 5 – the Przemków-Różanów fault, after Sokołowski (1974), that is border between the Krosno-Zielona Góra Monocline and the Wolsztyn-Jarocin Monocline; 6 – lines of cross-sections

SE I

NW

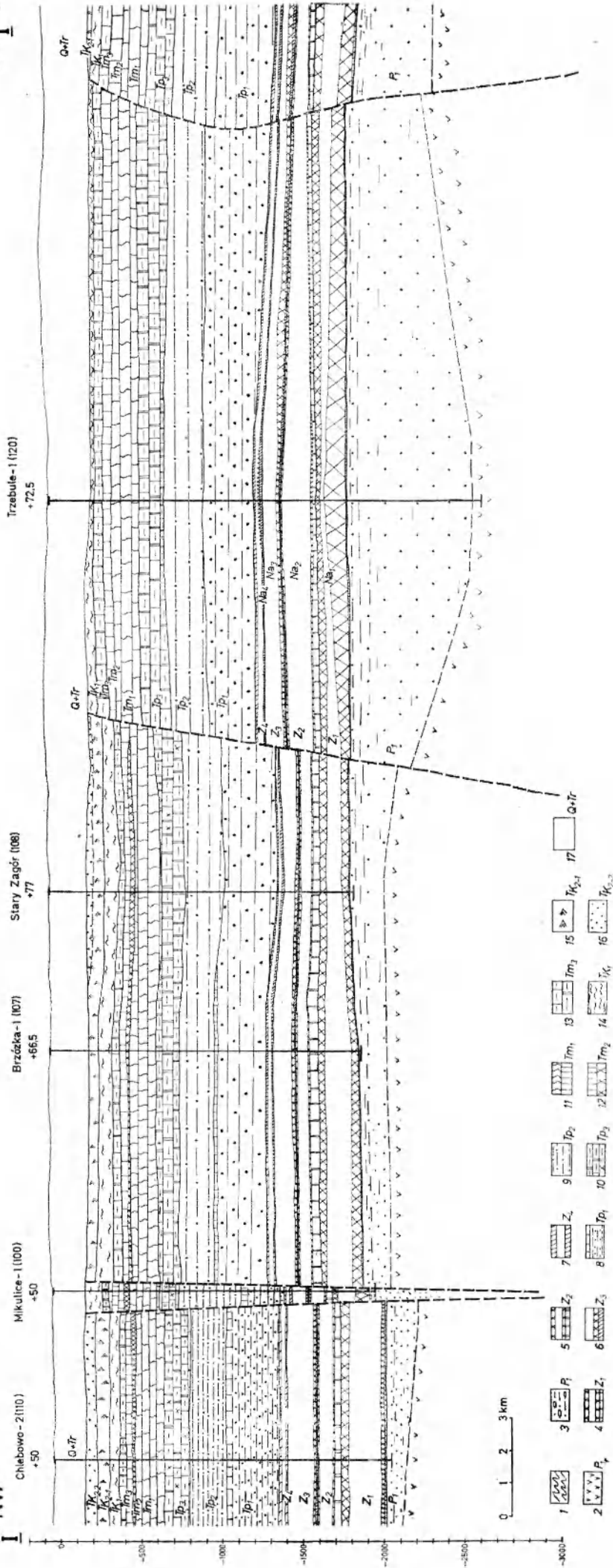


Fig. 4

Przekrój geologiczny wzdłuż linii Chlebowo 2 (110) — Mikulice 1 (100) — Brzózka 1 (107) — Stary Zagór 1 (108) — Trzebuła 1 (120) — (I—I)

1 — skały krystaliczne; 2 — skały wylewne; 3 — piasek; 4 — wapień; 5 — dolomit; 6 — dolomit; 7 — dolomit; 8 — dolomit; 9 — dolomit; 10 — dolomit; 11 — dolomit; 12 — dolomit; 13 — dolomit; 14 — dolomit; 15 — dolomit; 16 — dolomit; 17 — dolomit.

Przekrój geologiczny wzdłuż linii Chlebowo 2 (110) — Mikulice 1 (100) — Brzózka 1 (107) — Stary Zagór 1 (108) — Trzebuła 1 (120) — (I—I)

1 — Old Palaeozoic crystalline rocks; 2 — Rhyolite effusive rocks; 3 — sandstone; 4 — limestone; 5 — dolomite; 6 — dolomite; 7 — dolomite; 8 — dolomite; 9 — dolomite; 10 — dolomite; 11 — dolomite; 12 — dolomite; 13 — dolomite; 14 — dolomite; 15 — dolomite; 16 — dolomite; 17 — dolomite.

Lower Muschel series (the Upper Keuper); 17 — Calcium deposits

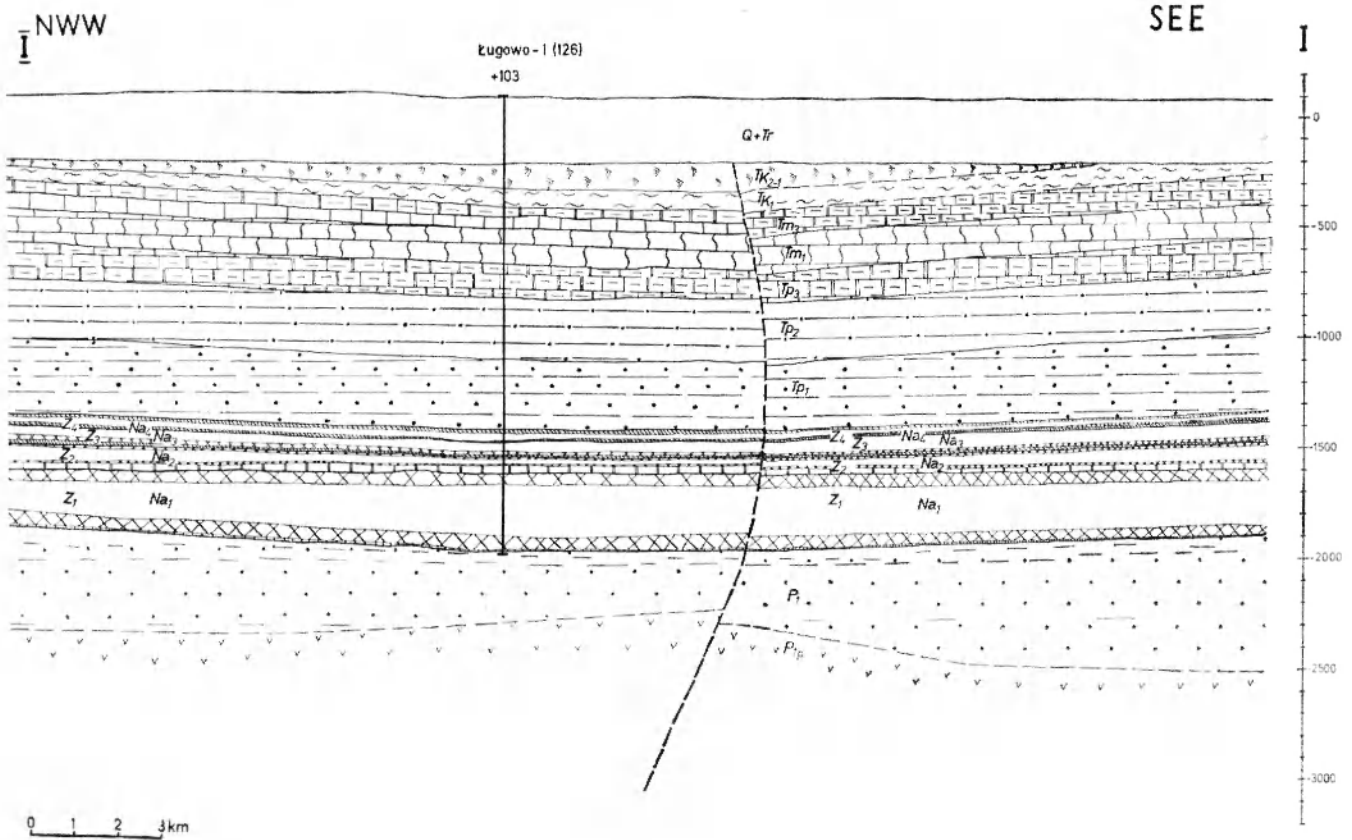


Fig. 5

Przekrój geologiczny wzdłuż linii Trzebule 1 (120) — Ługowo 1 (126) — (I—I). Objasnienia jak na figurze 4
 Geological cross-section along the Trzebule 1 (120) — Ługowo 1 (126) line (I—I). Legend as in figure 4

wału wolsztyńskiego (otwory 35, 36, 133, 134, 135, 136, 137), którego morfologicznym przedłużeniem w kierunku NW są wyniesienia Ośna—Kostrzynia zbudowane z młodowaryscyjskich skał wylewnych. Fragmenty kambryjskich skał osadowych zachowały się na SW od obszaru badań, to jest w rejonie Klepinki (Milewicz, Kornaś 1971). Natomiast utwory prawdopodobnie dolnego karbonu stwierdzono w otworze Święciechowa 1 (136), Strużka 1 (118), Piaski 1 (121), Dychów 1 (119). Utwory te o upadach warstw zmieniających się od 10 do 80° wykształcone są w postaci iłowców, mułowców. Istnieje zatem luka stratygraficzna obejmująca utwory ordowiku, syluru i dewonu (Grocholski 1975). Z przedstawionych tutaj danych wynika więc, że fundament podpermski zbudowany jest z kilku pięter strukturalnych, których utwory są w różnym stopniu zmetamorfizowane oraz częściowo zgranityzowane. Wiek procesów strukturalno-metamorficznych ciągle jest jeszcze dyskusyjny. Niewątpliwie ostatni etap przebudowy utworów podłoża podpermskiego tego obszaru nastąpił w czasie orogenezy waryscyjskiej.

Permsko-mezozoiczne utwory laramijskiego piętra

strukturalnego zalegają wyraźnie dyskordantnie na utworach starszych. Najpełniejszy profil stratygraficzny tych skał znany jest z północnej części obszaru badań. Litologia i stratygrafia utworów piętra laramijskiego przedstawiona została na rycinach 4, 5 i 6. Utwory permu, których spąg znajduje się poniżej —1400 m (fig. 7), występują na całym obszarze badań, przy czym osady cechsztynu wykazują prawie pełny profil litostratygraficzny. Osady mezozoiku tworzą szerokie wychodnie na powierzchni podkenozoicznej. Posuwając się od południowej granicy obszaru badań spotykamy osady kajpru, liasu i kredy (fig. 1, 3). Granice południowych wystąpień tych utworów o kierunku NWW—SEE są do siebie prawie równoległe i przebiegają skośnie do starszych struktur geologicznych w tym rejonie. Na opisywanym obszarze brak osadów jury górnej, a utwory jury środkowej i kredy dolnej występują jedynie w jego północnych obrzeżeniach.

Na utworach mezozoiku leżą niezgodnie osady polaramijskiego piętra strukturalnego. Miąższość ich waha się w granicach od 180 do 320 m.

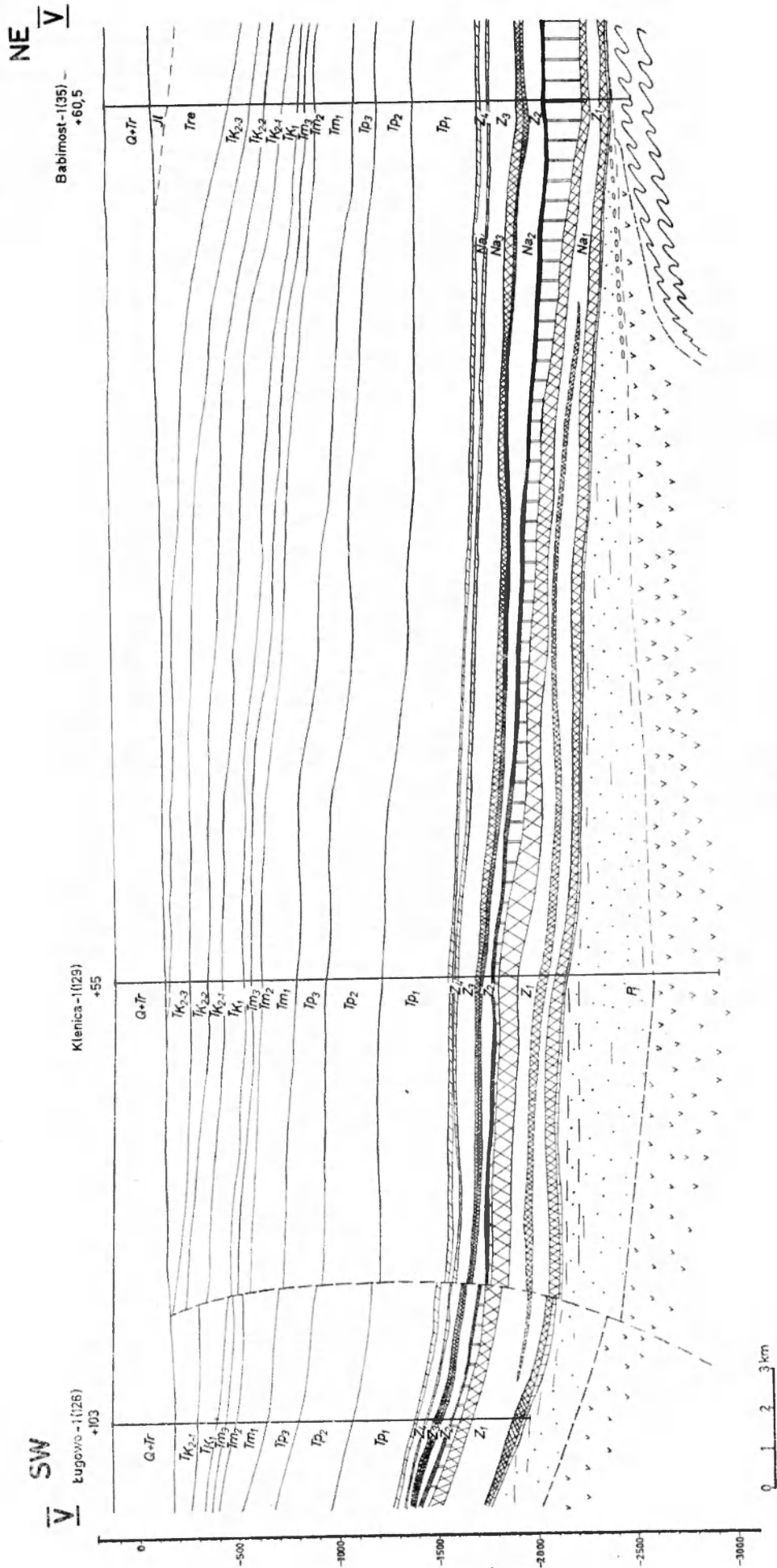


Fig. 6

Przekrój geologiczny wzdłuż linii Ługowo 1 (126) — Klenica 1 (129) — Babimost 1 (35) — (V—V)

TK₂₋₃ — seria ilowcowo-gipsowa, górną (górną keuper); Tr — ilowce, margle, ilaste wkładki skał węglanowych retyku; J1 — piaskowce i mulowce liasu; pozostałe objaśnienia jak na figurze 4

Geological cross-sections along the Ługowo 1 (126) — Klenica 1 (129) — Babimost 1 (35) — line (V—V)

Legend as in figure 4 and: TK₂₋₃ — clay-gypsum series (the Upper Keuper); Tr — claystones, marls, clayey intercalations in Rhaetian carbonate rocks; J1 — Lias sandstones and siltstones

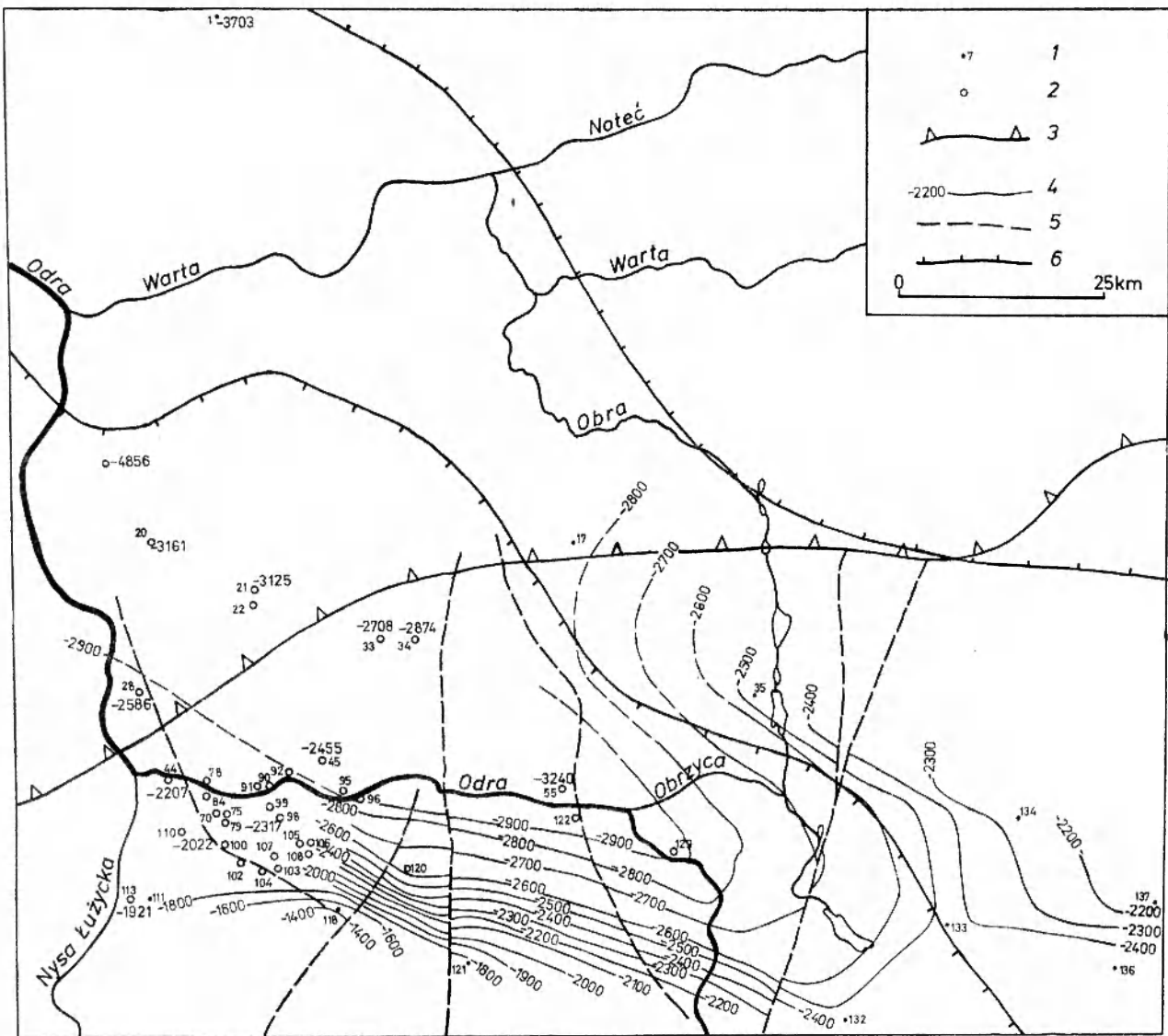


Fig. 7

Szkic strukturalny spągu utworów permu

1 – otwory wiertnicze, które przebiły perm; 2 – otwory wiertnicze, które nie przebiły utworów permu; 3 – północna granica monokliny; 4 – izohipsy; 5 – uskoki; 6 – linie zasięgu wału wolsztyńsko-leszczyńskiego

Structural sketch of the basement of Permian deposits

1 – drillings; 2 – drillings which did not reach Permian deposits; 3 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 4 – isohyps; 5 – faults; 6 – outline of the Wolsztyn-Lesno elevation

LARAMIJSKIE PIĘTRO STRUKTURALNE

CZERWONY SPĄGOWIEC

Na obszarze badań rozpoznano za pomocą wierceń mułowcowo-piaskowcową partię nadwylewową czerwonego spągowca oraz stropowe partie utworów wylewnych (fig. 4, 5, 6, 8). Jedyne na obszarze wału wolsztyńskiego, gdzie miąższość utworów czerwonego spągowca jest niewielka i waha się od 2,5 (otw. 35) do 7,2 m (otw. 134), osiągnięto podłoże osadów czerwonego spągowca, które tutaj wykształ-

cone są w postaci szarego zlepieńca z otoczkami skał metamorficznych i wylewnych. Przynależność stratygraficzna zlepieńca nie jest jednak udokumentowana paleontologicznie. Wiadomo tylko, że występuje on pod wapieniem podstawowym cechsztynu (fig. 6). Na pozostałej części obszaru badań miąższość utworów mułowcowo-piaskowcowych nadwylewowej partii czerwonego spągowca sięga do 900 m (fig. 9). Natomiast utwory wylewne osiągają znaczne miąższości w północno-zachodniej części obszaru badań,

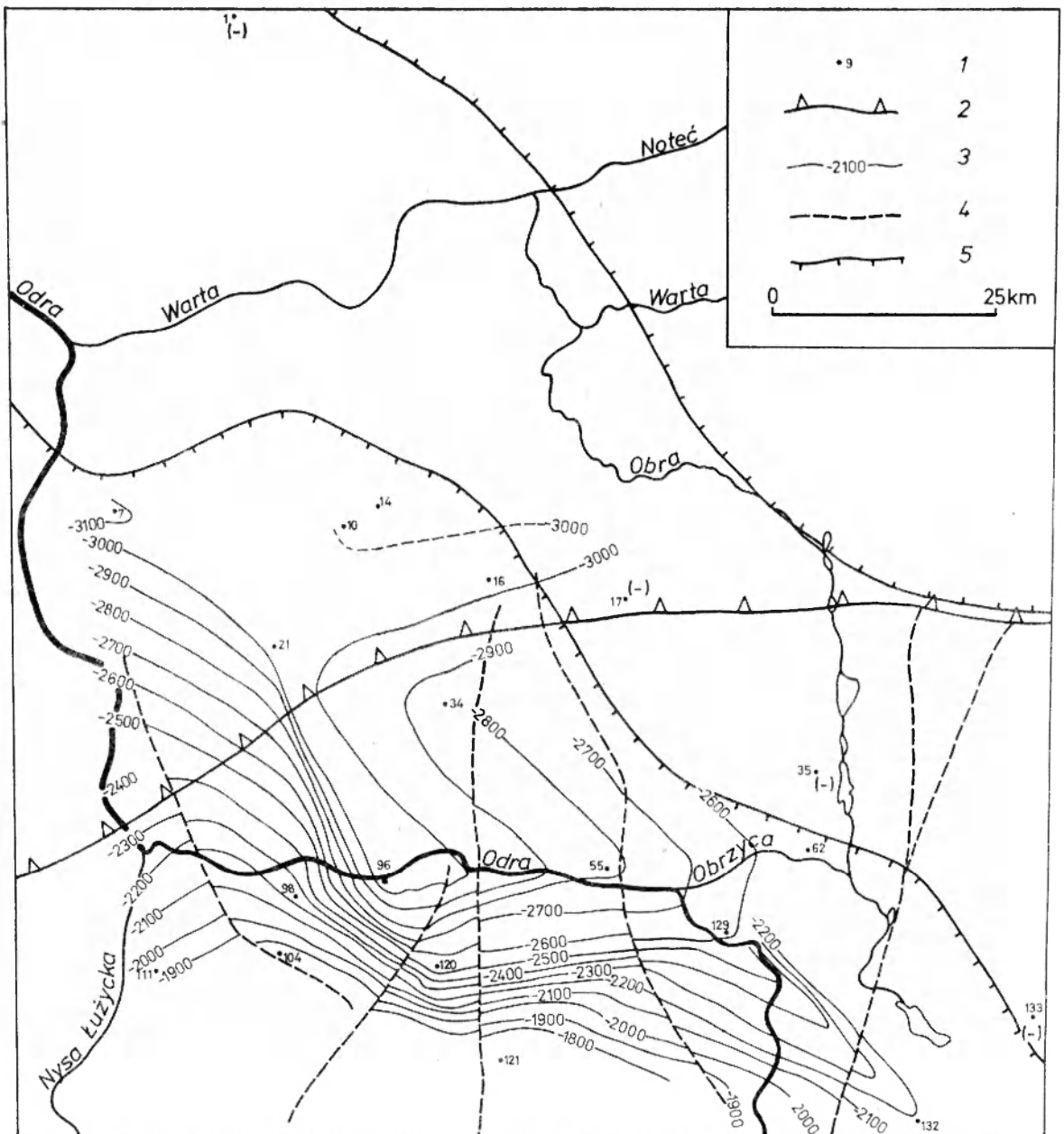


Fig. 8

Szkic strukturalny piętra wylewnego czerwonego spągowca

1 - otwory wiertnicze; 2 - północna granica monokliny; 3 - izohipsy; 4 - uskoki; 5 - linie zasięgu wału wolsztyńsko-leszczyńskiego

Structural sketch of Rotliegendes effusive complex

1 - drillings; 2 - northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 - isohyps; 4 - faults; 5 - outlines of the Wolsztyn-Leczno elevation

gdzie, na przykład w otworze Ośno IG 2 (7), przewiercono 1675 m tych skał (fig. 22). Utwory wylewne szeroką pokrywą sięgają do północnych i północno-zachodnich zboczy krystalicznego trzonu wału wolsztyńskiego (fig. 6). Duża miąższość skał wylewnych w otworze Ośno IG 2 (7), a także stwierdzenie występowania skał wulkanicznych w rejonie północnej Wielkopolski, świadczy o dużo większym rozprzestrzenieniu procesów wulkanicznych w Polsce północno-zachodniej aniżeli dotychczas przyjmowano.

Strop utworów czerwonego spągowca jest na-

chylony w kierunku północnym pod kątem około 3° w partii południowej i 1° w partii północnej (fig. 10). Regularne (przy izochypsach co 100 m) urzeźbienie stropu czerwonego spągowca wskazuje, iż morze cechsztyńskie wkraczało na obszar prawie wyrównany. Utwory czerwonego spągowca wypełniają obniżenie między wałem wolsztyńskim na północnym wschodzie i blokiem przedsudeckim na południowym zachodzie. Największe miąższości tych utworów występują w stosunkowo wąskim pasie, którego oś przebiega przez otwory 129, 96, 45, 20, 7 (fig. 10). Zatem strefa zwią-

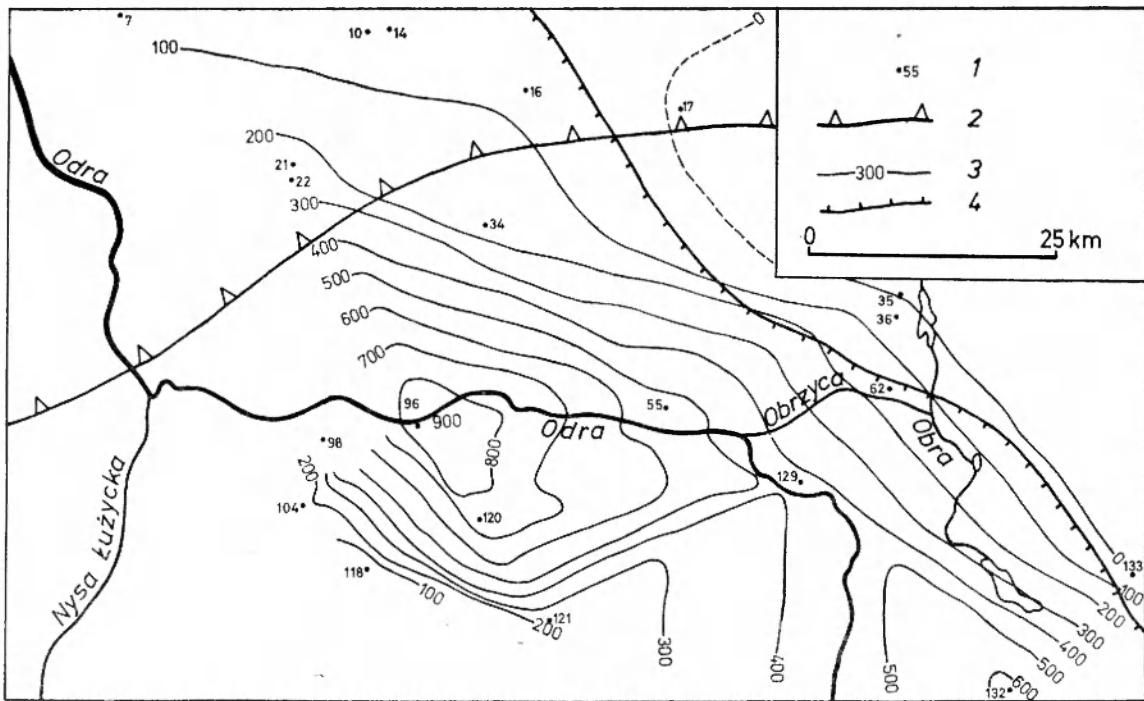


Fig. 9

Szkic miąższości osadowej nadwylewowej części czerwonego spągowca

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny przedsudeckiej; 3 – izopachyty; 4 – linia zasięgu wału wolsztyńsko-leszczyńskiego

Sketch of thicknesses of the over-effusive sedimentary rocks of the Rotliegendes sequence

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 – isopachyt; 4 – outlines of the Wolsztyn-Lesno elevation

szonych miąższości czerwonego spągowca biegnie równoległe do wału wolsztyńskiego i bloku przedsudeckiego, i przesunięta jest w kierunku północno-wschodnim. W kierunku południowo-zachodnim stopniowe zmniejszanie miąższości osadów czerwonego spągowca związane jest z bliskością bloku przedsudeckiego. W kierunku północno-wschodnim raptowne zmniejszenie miąższości oraz pojawienie się zlepieńców z otoczkami skał metamorficznych i wylewnych w miejsce utworów mułowcowo-piaskowcowych związane jest z sąsiedztwem wału wolsztyńskiego. Zmienność miąższości oraz wykształcenie litologiczne osadów nadwylewowej części czerwonego spągowca wskazują zatem, że procesy denudacyjne w głównej mierze obejmowały elementy wyniesione w tym czasie takie, jak na przykład blok przedsudecki, wał wolsztyński oraz elementy powstałe w wyniku działalności wulkanicznej.

CECHSZTYN

Osady cechsztynu na badanym obszarze reprezentowane są przez utwory lagunowe i morskie. Na podstawie ich wykształcenia litologicznego wydzielono 4 piętra sedymentacyjne, to jest piętro Z_1 z osadami wapieni, anhydrytów i soli, piętro Z_2 z dolomitami,

anhydrytami i solami, piętro Z_3 z ilami, solami i anhydrytami, a także piętro Z_4 z ilami i solami z wkładkami anhydrytu. Łączna miąższość osadów cechsztynu waha się od 400 m w części południowej obszaru badań do 1000 m w części północnej (fig. 19).

Piętro Z_1 . Do utworów piętra Z_1 zaliczany jest występujący w jego spągu tak zwany wapień podstawowy wykształcony w facji wapieni i dolomitów ilastych. Miąższość jego jest niewielka i zmienia się od 1 do 14,5 m.

Na utworach węglanowych leżą tak zwane anhydryty podstawowe cechujące się znacznym zróżnicowaniem miąższości. W otworze Chyże 1 (96) miąższość anhydrytu wynosi 152 m, co stanowi 2/3 ogólnej miąższości piętra Z_1 na tym obszarze, podczas gdy w otworze Krosno 3 (96) anhydryt o miąższości 49 m stanowi jedynie 1/4 całkowitej miąższości piętra Z_1 .

Utwory soli kamiennej (tzw. sól najstarsza) charakteryzują się zróżnicowaniem miąższości wahającym się od 2 m w otworze Chyże 1 (96) do 350 m w otworze Rybaki 6 (68). Obserwuje się zjawisko ogólnego zmniejszania miąższości pokładów soli w kierunku północnym. Ponadto można zauważyć zjawisko wyraźnej kompensacji miąższości soli w sto-

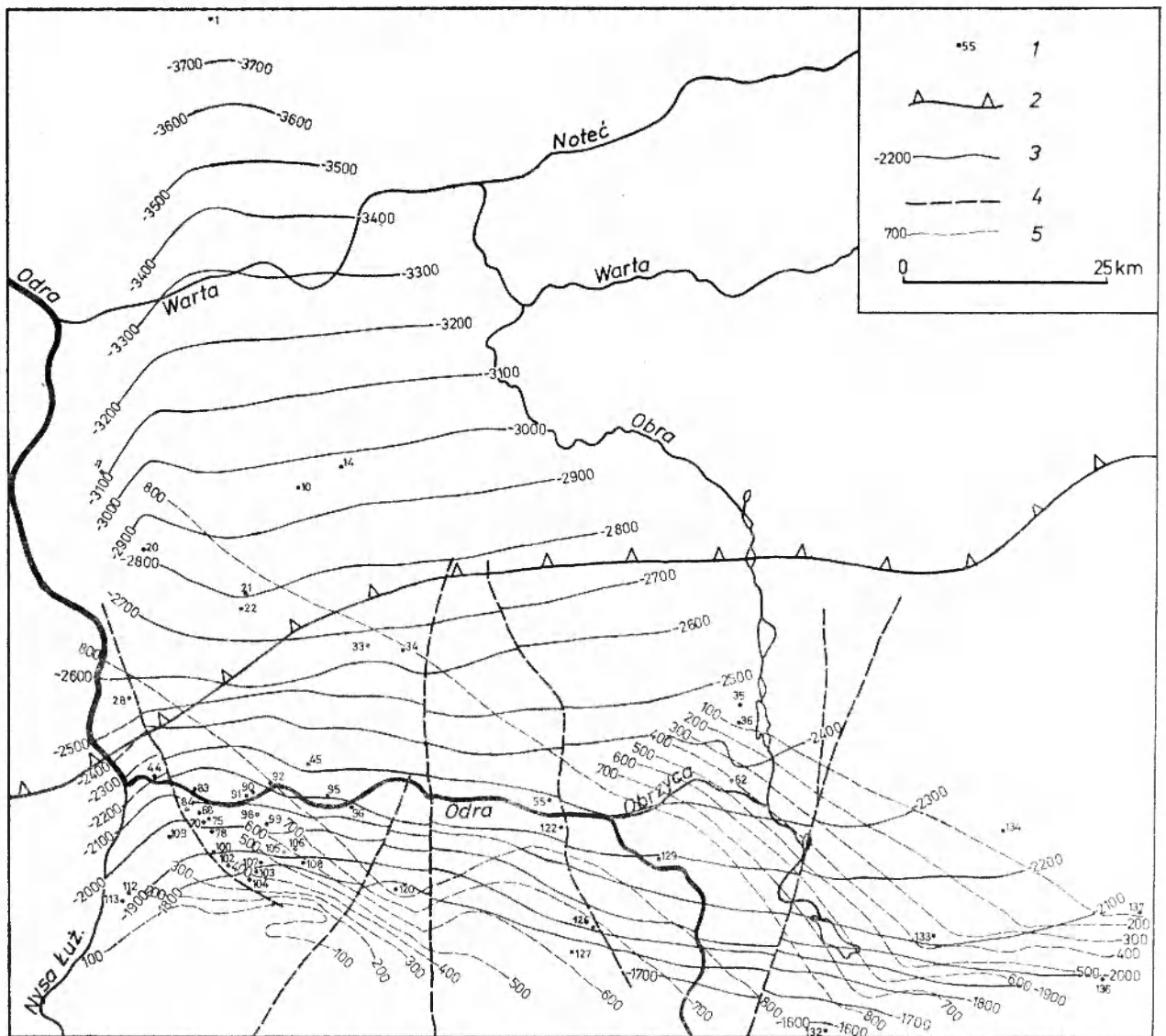


Fig. 10

Mapa strukturalna stropu czerwonego spągowca i jego miąższości

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokiiny; 3 – izohipsy; 4 – uskoki; 5 – izopachyty

Structural map showing top surface and thicknesses of Rotliegendes deposits

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 – isohypses; 4 – faults; 5 – isopachyt

sunku do anhydrytu podstawowego. W otworze Świąciechowa 1 (136), na ogólną miąższość osadów Z_1 wynoszącą 300 m, anhydryty stanowią 205 m, a sól najstarsza tylko 35 m. Podobnie wyraźne proporcje stwierdzono między innymi w otworze Chyże 1 (96) i Trzebule 1 (120), (fig. 4).

Miąższość anhydrytu stropowego zmienia się od 20 m do 120 m, przy czym wzrasta ona w pobliżu południowo-zachodnich zboczy wału wolsztyńskiego, tworząc w rejonie Sulęcina (otw. 14) wyraźne bariery anhydrytowe.

Miąższość osadów Z_1 jest zmienna i waha się od 72,7 m w otworze Koziczyn 1 (20) do 444 m w otworze Rybaki 6 (68), (fig. 11). Wydzielić tutaj można

strefę zwiększonej miąższości, której szerokość obliczona jako odległość między izopachytami 300 m odpowiada szerokości obniżenia w czerwonym spągowcu wzdłuż izopachty 800 m (fig. 10, 11). Natomiast na północ od tego obszaru istnieje strefa zmniejszonych miąższości osadów Z_1 , przebiegająca przez otwory Babimost 1 (35) – Gądków Wielki 2 (22) – Koziczyn 1 (20) – Ośno IG 2 (7). Wzdłuż wspomnianej strefy istnieje również wyraźne, szczególnie w części zachodniej, zróżnicowanie współczynnika obliczonego jako iloraz miąższości ewaporatów do wapieni (fig. 11, 12).

Powierzchnia stropowa piętra Z_1 w partii południowej obszaru badań nachylona jest w kierunku NNE

pod kątem około 2° (fig. 11). Na szerokości geograficznej otworów Babimost 1 (35) — Świebodzin 3 (33) — Cybinka 1 (29) następuje złagodzenie nachylenia około $0^\circ 40'$ oraz nieznaczna zmiana nachylenia z NNE na N, a nawet NNW. To złagodzenie nachylenia powierzchni stropowej piętra Z_1 i zmiana kierunku nachylenia tej powierzchni, a także zmniejszenie ogólnej miąższości Z_1 oraz zmniejszenie miąższości soli najstarszej, przy jednoczesnym wzroście miąższości anhydrytu stropowego tworzącego w rejonie Sulęcina bariery anhydrytowe, zdają się wskazywać na oddziaływanie wału wolsztyńskiego na sedimentację szczególnie soli najstarszej i anhydrytu stropowego piętra Z_1 .

Piętro Z_2 . W spągu piętra Z_2 występuje tak zwany dolomit główny. W części północnej jest on wykształ-

cony jako dolomit i wapień ilasty, w części południowej zaś jako dolomit masywny z przewarstwieniami dolomitów algowo-onkolitowych (Karnkowski 1973). Miąższość dolomitu głównego waha się od 15 i 16,4 m w otworach Ośno IG 2 (7), Świebodzin 3 (33) do 190 m w otworze Babimost 1 (35). Strefa zwiększonych miąższości dolomitu przebiega w pobliżu równoleżnikowego biegu Odry, tworząc onkolitowo-oolitową barierę organogeniczną.

Na utworach dolomitu głównego zalega zgodnie cienka pokrywa anhydrytowa o miąższości zmieniającej się od 1 m w otworze Dychów 1 (106) do 26,5 m w otworze Krosno 3 (95).

Sól starsza w sposób zasadniczy determinuje miąższość piętra Z_2 . Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w strefie przebiegającej przez otwory Ośno IG 2 (7) — Koziczyn 1 (20) — Gądków Wielki 1, 2

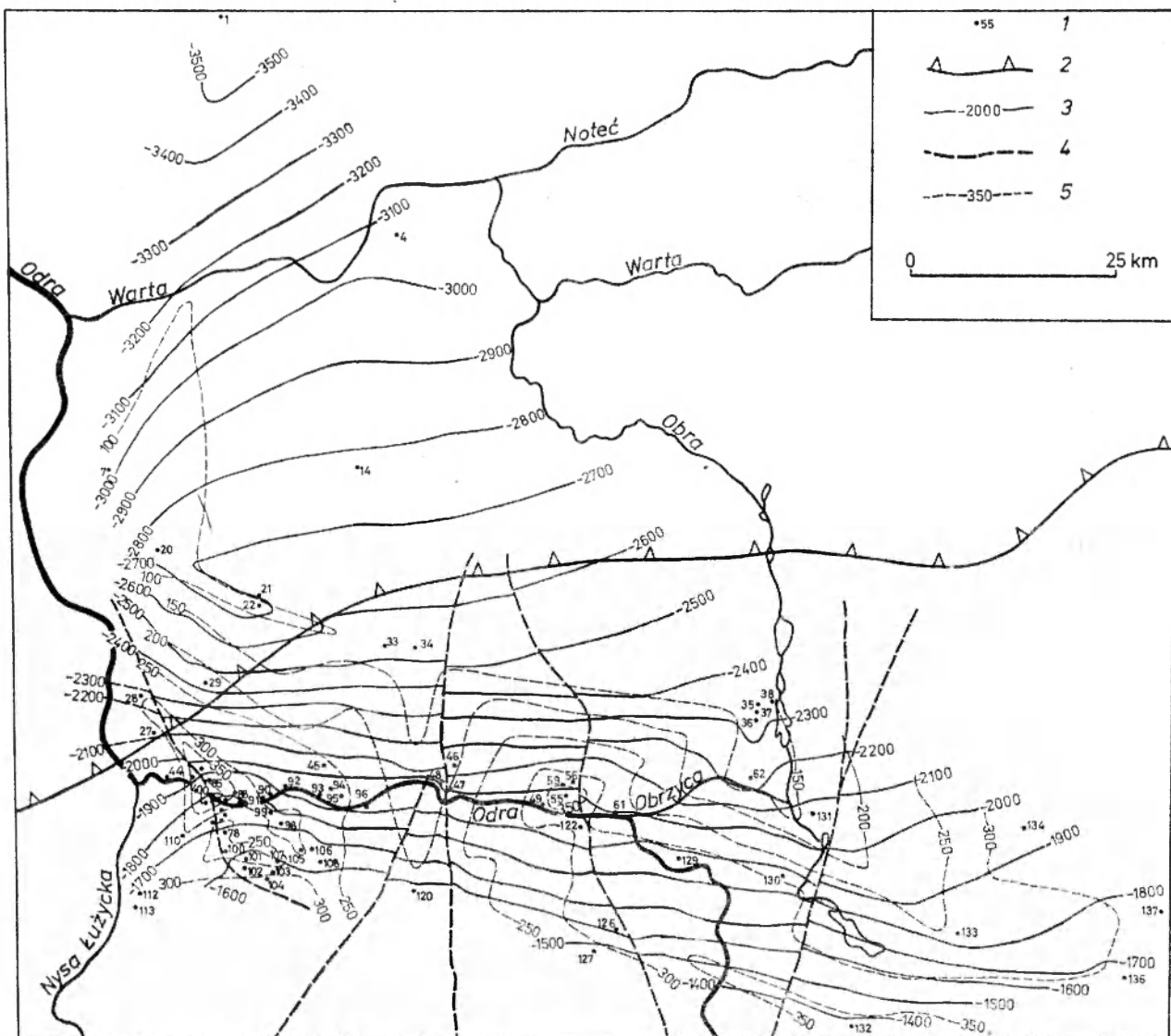


Fig. 11

Mapa strukturalna stropu piętra Z_1 i jego miąższości. Objaśnienia jak na figurze 10

Structural map showing top surface and thickness of Z_1 deposits. Legend as in figure 10

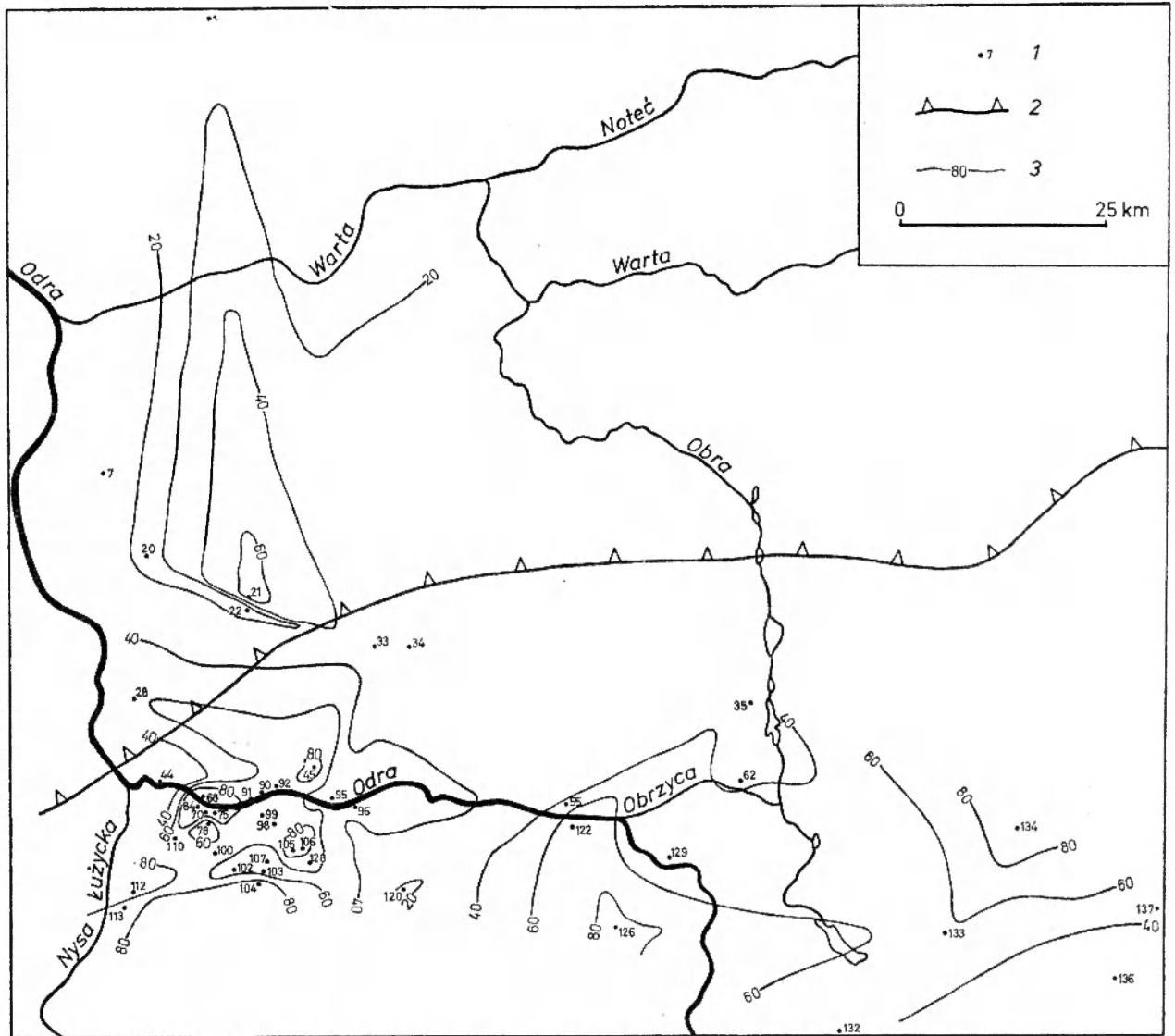


Fig. 12

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych piętra Z_1

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny; 3 – izoliny wartości stosunku (współczynnika) ewaporaty/wapienie

Sketch of distribution of Z_1 evaporate and carbonate coefficients

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 – isolines of coefficients evaporate/carbonate

(21, 22) – Kosobudz 1 (34) – Świebodzin 3 (33), gdzie miąższość soli stanowi co najmniej 91,9% miąższości całkowitej. Miąższość soli starszej zmienia się od 30 (otw. 133) do 610 m (otw. 20).

W stropie pokładu tej soli występuje anhydryt, którego miąższość zmienia się od 0,1 i 1,5 m w otworach Brenno 1 (133) i Wężyska 1 (101) do 10 m w otworze Grzmiąca 3 (28).

Całkowita miąższość piętra Z_2 zmienia się od 89,5 m w otworze Ługowo 1 (126) do 655 m w otworze Myślubórz 1 (1) i 692 m w otworze Ośno IG 2 (7), (fig. 6, 13). Strefa zwiększonych miąższości Z_2 pokrywa się ze strefą zwiększonej miąższości soli starszej. W rejonie tym największe wartości osiągają również

izoliny współczynnika obliczonego jako iloraz miąższości ewaporatów do dolomitów (fig. 14).

Ukształtowanie stropu piętra Z_2 wykazuje większe urozmaicenie, szczególnie na obszarze zawartym między otworami Koziczyn 1 (20) – Gądków Wielki 1, 2 (21) – Cybinka 2 (30) – Grzmiąca 3 (28). Zmienność wysokości stropu waha się od około –1300 m na południu do –2971 m w otworze Myślubórz 1 (1) na północy. W partii południowo-wschodniej po linię Świebodzin 3 (33) – Trzebule 1 (120) strop tego piętra obniża się w kierunku NNE, przy czym nachylenie powierzchni stropowej zmniejsza się z $1^{\circ}45'$ do $0^{\circ}50'$. W partii zachodniej, szczególnie w rejonie otworu Cybinka 1, występuje charakterystyczne

obniżenie zaznaczające się już w morfologii stropu Z_1 (fig. 11). Ta negatywna forma powoduje odwrócenie ogólnej tendencji łagodnego obniżania się powierzchni stropu i spągu Z_2 .

Powstanie nowej struktury w rejonie Cybinki (otw. 20, 21, 22, 29, 30), cechującej się odrębną morfologią stropu, minimalnymi miąższościami dolomitu głównego i maksymalnymi soli starszej, a także równoleżnikowy przebieg bariery dolomitycznej oraz strefy zwiększonych miąższości osadów Z_2 zdają się świadczyć o mniejszym oddziaływaniu wału wolsztyńskiego na sedymentację osadów tego piętra.

Piętro Z_3 . Na badanym obszarze w spągu Z_3 występuje szary ił solny, wyżej anhydryt główny i sól młodsza. W nielicznych otworach (104, 122, 68, 1, 4)

w partii stropowej stwierdzono występowanie anhydrytu stropowego o miąższościach odpowiednio 1, 2, 1, 3, 6 m.

Miąższość dolnego iłu solnego wynosi 1 m w otworze Święciechowa 1 (136) i 10 m w otworze Grzmiąca 3 (28), a także 18 m w otworze Brenno 1 (133).

Miąższość anhydrytu głównego wykazuje wahania w przedziale od 14 m w otworze Chlebów 1 (43) do 59,5, 85,5 i 146,5 m w otworze Brenno 1 (135), Rybaki 1 (63), Połęcko 1a (84).

Objętościowo dominującym składnikiem jest sól młodsza, która pod względem miąższości przewyższa trzykrotnie wszystkie pozostałe osady łącznie. Miąższość jej waha się od 47,5 (otw. 104) i 58,7 (otw. 58) do 305 m (otw. 73).

Osady piętra Z_3 cechuje większe zróżnicowanie

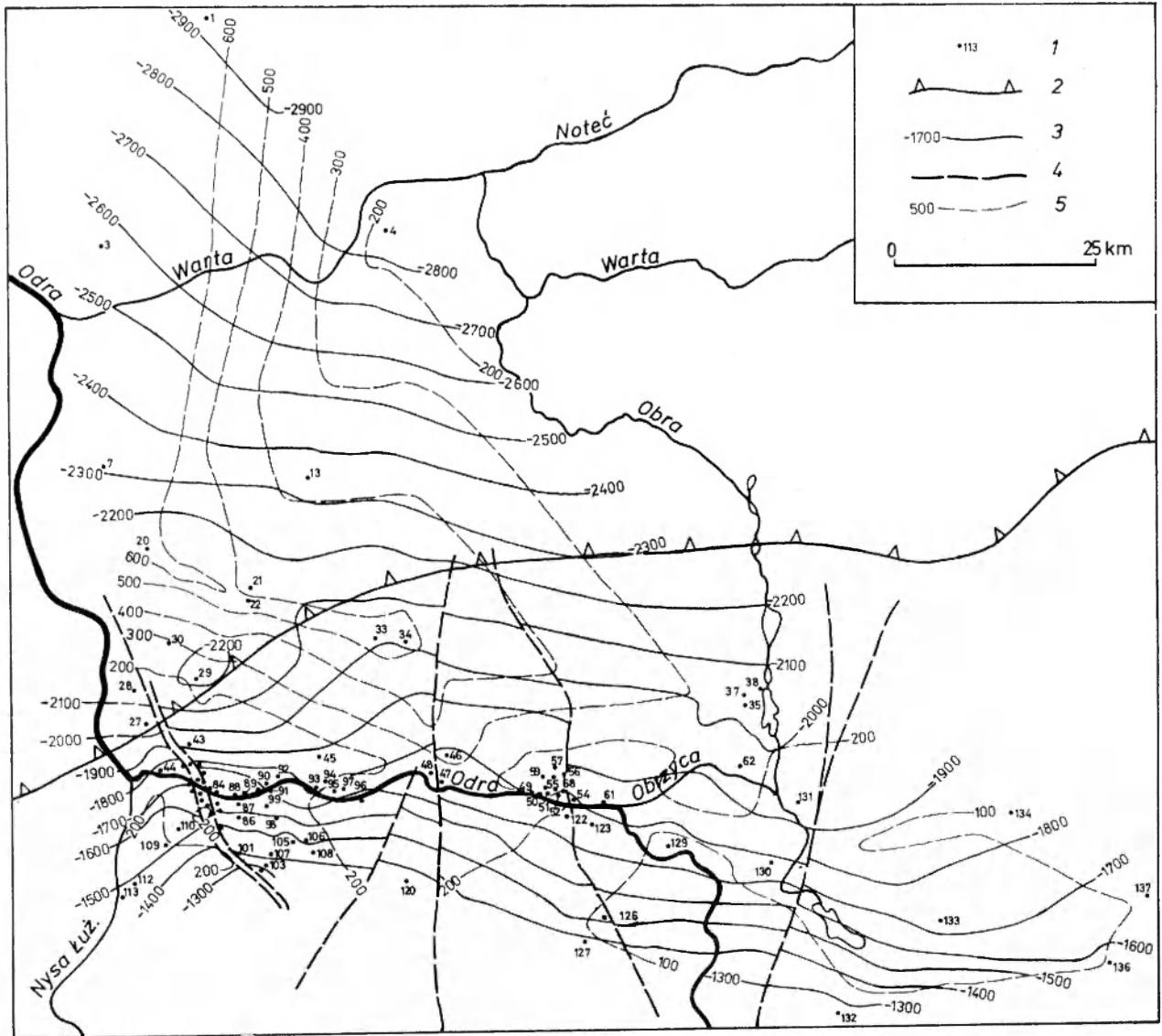


Fig. 13

Mapa strukturalna stropu piętra Z_2 i jego miąższości. Objasnienia jak na figurze 10

Structural map showing the top surface and thickness of Z_2 deposits. Legend as in figure 10

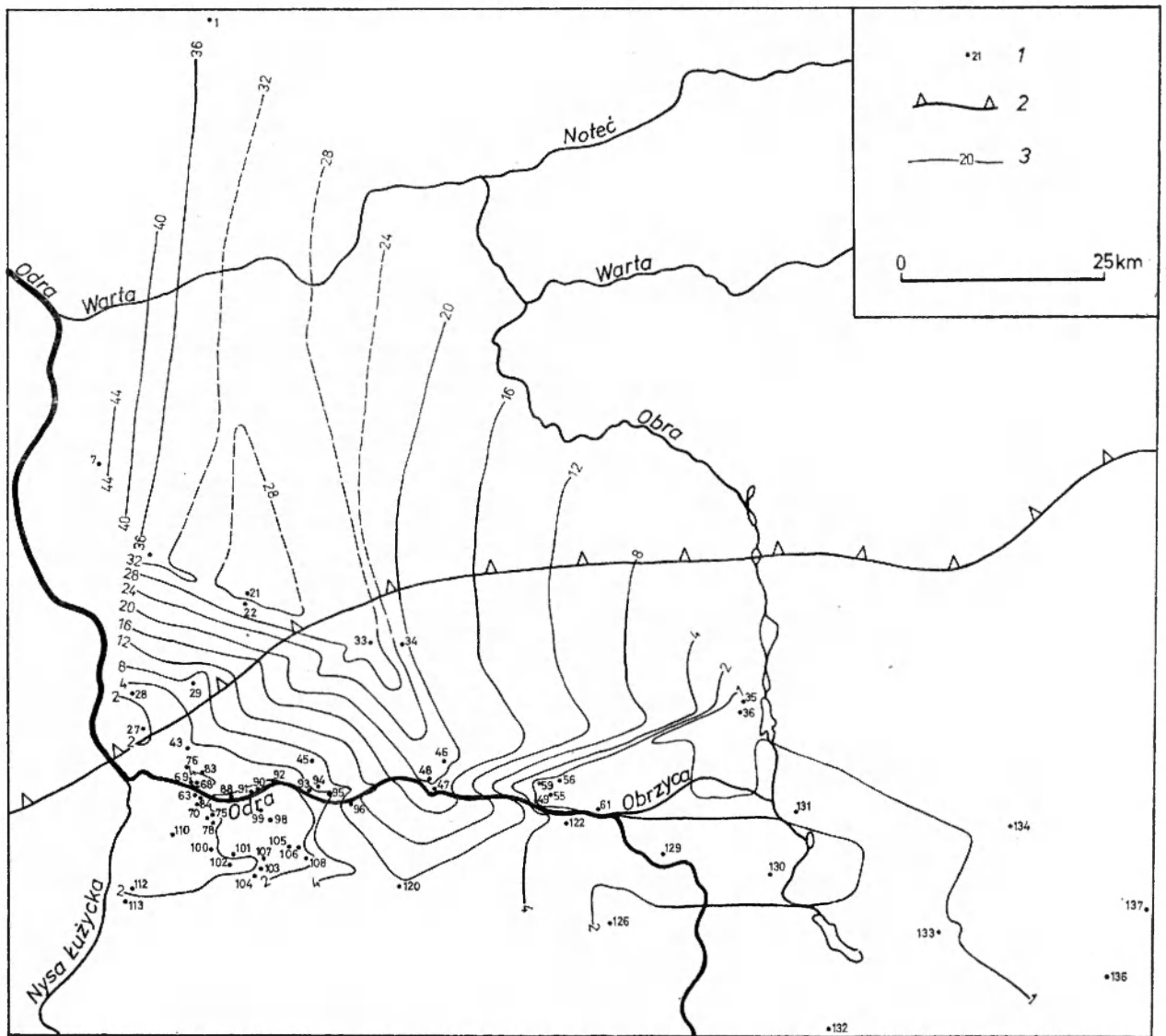


Fig. 14

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych piętra Z_2

1 — otwory wiertnicze; 2 — północna granica monokliny; 3 — izolinie wartości stosunku ewaporaty/dolomity

Sketch of distribution of Z_2 evaporate and dolomite coefficients

1 — drillings; 2 — northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 — isolines of coefficients evaporate/dolomite

miąższości w partii południowej aniżeli w północnej, gdzie jej przyrost jest bardziej regularny. Zmienia się ona od 64,5 (Czeklin 1—104) do 238 m w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (otw. 4; fig. 15). W środkowej partii obszaru badań miąższość osadów Z_3 jest stosunkowo stała i oscyluje w granicach około 160 m. W strefie tej grupują się również najwyższe wartości izolinii współczynnika obliczonego jako iloraz miąższości ewaporatów do ilów (fig. 16). Można również zaobserwować większe zróżnicowanie miąższości na obszarach tektonicznie zaangażowanych (np. Rybaki). Ponadto stwierdzono ograniczenie strefy zwiększonej miąższości Z_3 w porównaniu z osadami pięter starszych.

Ukształtowanie stropu piętra Z_3 naśladuje morfologię powierzchni piętra Z_2 (fig. 13, 15). Dominuje nachylenie w kierunku północnym. Na rozpatrywanym obszarze strop piętra Z_3 najwyżej położony jest w partii południowej. Nieco na północ w otworze Bytomiec 1 (44) strop tego piętra nawiercono na głębokości —1612 m. Natomiast w otworze Myślubórz 1 (1) strop osadów Z_3 nawiercono na głębokości —2740 m. Obniżenie Cybinki jest kontynuacją obniżenia w stropie Z_2 i ma jedynie nieco szersze, rozleglejsze i rynnowe zakończenie.

Jak wynika z przedstawionej charakterystyki, w przeciwieństwie do starszych pięter w Z_3 , następuje redukcja lub całkowity zanik anhydrytu stropowego

i szarego iltu solnego. Tak więc sól młodsza stanowi stropową partię piętra. Obraz taki wskazuje na zakłócenie równowagi fizykochemicznej pod koniec sedimentacji soli kamiennej, anhydrytu i iltu solnego. Zakłócenie równowagi cykliczności sedimentacji wskazuje na obecność ruchów pionowych dna zbiornika sedimentacyjnego. Podobne zakłócenia miały miejsce na obszarze Kujaw (Charysz 1973; Poborski 1968).

Piętro Z_4 . Największe różnice hipsometryczne stropu osadów Z_4 stwierdzono w rejonie otworów Rybaki (69–85). Natomiast w rejonie Cybinki (otw. 29) nadal widoczne jest wyraźne obniżenie w morfologii stropu Z_4 . W partii południowo-wschodniej strop obniża się w kierunku północno-wschodnim pod

kątem około $1^{\circ}10'$. Na północ od linii Babimost 1 (35) — Kosobudz 1 (34) — Koziczyn 1 (20) nachylenie stropu ulega zmniejszeniu do $0^{\circ}40'$ (fig. 17).

Izopachyty miąższości w partii południowej i środkowej osiągają wartość od 30 do 60 m, a najczęściej 40 do 60 m i cechują się nieregularnym przebiegiem. W partii północnej następuje wzrost miąższości z 60 do 80 m, z wyjątkiem Ośna IG 2 (7), gdzie miąższość wynosi tylko 44 m. Miąższość tego piętra zmienia się od 28,5 (Święciechowa 1) do 81,9 m (Gorzów Wielkopolski IG 1), (fig. 17). Podjęto próbę wyznaczenia strefy o zwiększonej miąższości. Ta hipotetyczna strefa o amplitudzie 10 m wykazuje rozciągłość SSW—NNE.

Zróznicowana miąższość Z_4 znajduje częściowe wytłumaczenie w wyjątkowo skomplikowanych sto-

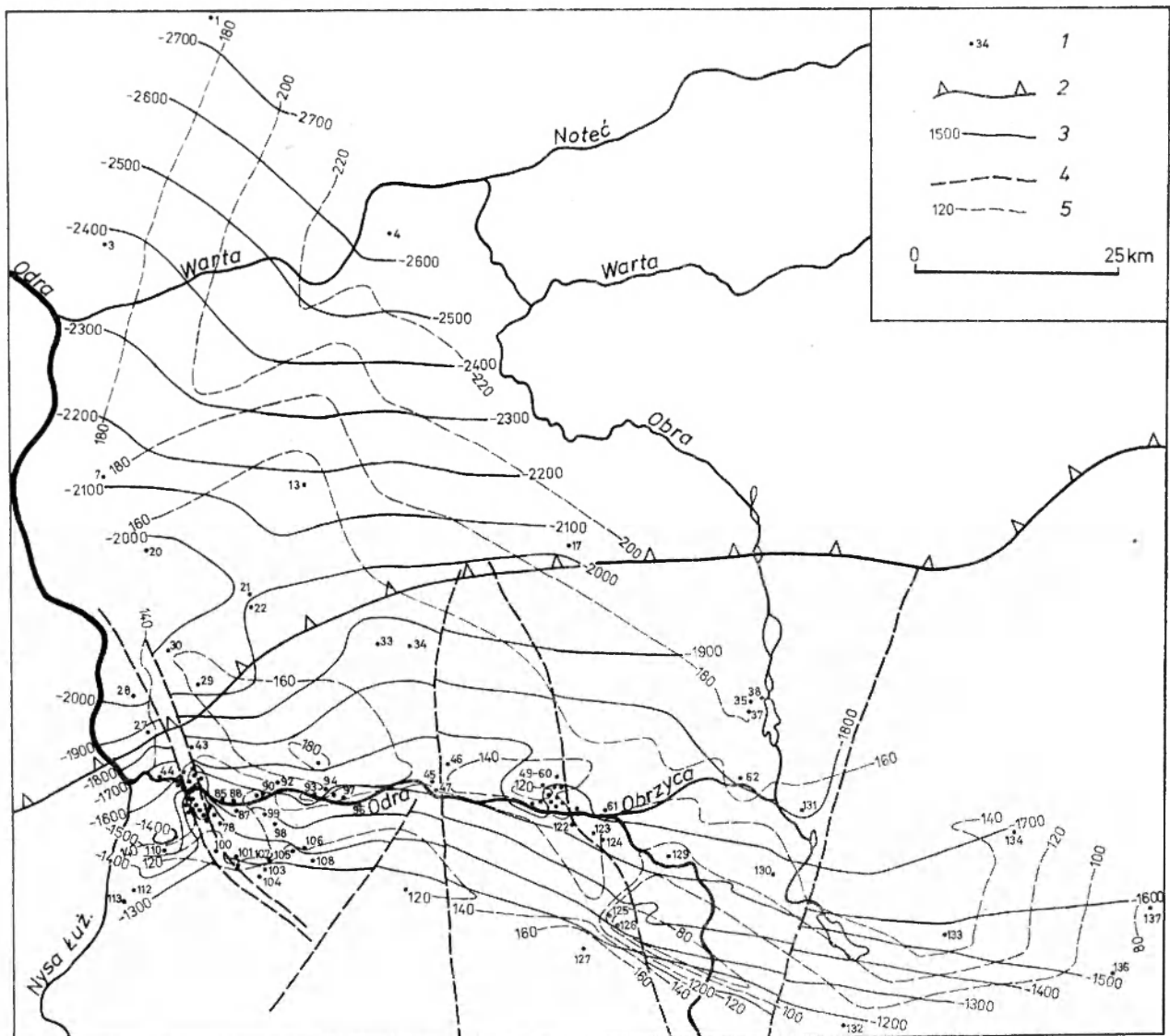


Fig. 15

Mapa strukturalna stropu piętra Z_4 jego miąższości. Objaśnienia jak na figurze 10

Structural map showing the top surface and thickness of Z_4 deposits. Legend as in figure 10

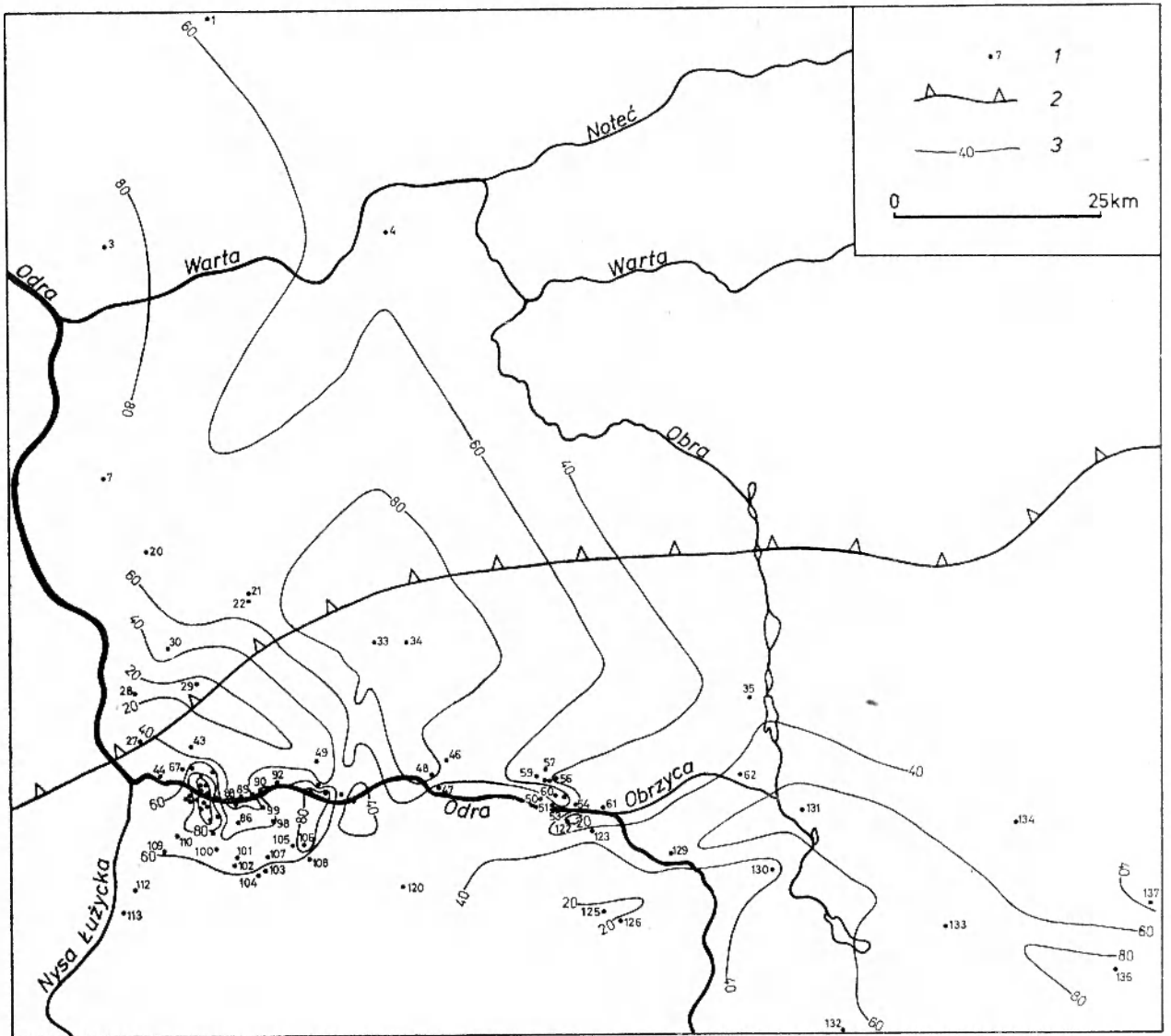


Fig. 16

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych piętra Z_3

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny; 3 – izoliny wartości stosunku ewaporaty/ilu

Sketch of distribution of Z_3 evaporate and clay coefficients

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 – isolines of coefficients evaporate/clay

sunkach litologicznych. Nie stwierdzono zależności rozmieszczenia izoliny współczynnika obliczonego jako iloraz miąższości ewaporatów do ilów oraz izopachyt miąższości, z wyjątkiem obszaru Cybinki (fig. 17, 18). Wartości współczynnika zmieniają się od 0,8125 (otw. 134) do ponad 18 (otw. 137). Średnio jednak oscylują w granicach 6–10.

Piętro Z_4 składa się z 5 ogniw litologicznych stwierdzonych jednak tylko w kilku otworach (1, 130, 59, 56, 48, 82, 83, 131). W większości otworów ogniwo czwarte i piąte trudne jest do rozpoziomowania.

Il czerwony dolny o zmieniającej się miąższości od 1 (otw. 104) do 9 i 11,5 m (otw. 133, 73) ma stałą średnią miąższość od 3,5 do 4,5 m. Na ogólną liczbę 105 otworów uwzględnionych w badaniach miąż-

szościowych — w 16 miąższość ilu czerwonego wynosi do 2,5 m, a w 15 otworach 6 m i więcej.

Anhydryt dolny występuje w 62 otworach na 105 rozpatrywanych. Jego miąższość wynosi od 0,5 (otw. 57, 58, 75, 82, 83, 135, 48) do 3,5 m (otw. 29, 27). Anhydryt w pewnym stopniu uzupełnia niedostatki miąższości ilu solnego. Zupełny brak anhydrytu stwierdzono w trzech obszarach:

- 1) Błędów 1 (47) — Koziczyn 1 (20);
- 2) Siekówko 1 (134) — Kargowa 1 (62) — Babimost 1 (35);
- 3) Ługowo 1 (126) — Kisielin (125).

Sole najmłodsze są, prawie we wszystkich otworach, dominującym ogniwem pod względem miąższości piętra Z_4 . Zmienność ich miąższości jest znaczna.

Anhydryt graniczny oraz poziom górnych ilów

czzerwonych stwierdzono w kilku otworach. Na przeważającej części obszaru ogniwo czwarte i piąte wykształcone jest w postaci ilów ceglasto-czerwonych z wkładkami lub wrostkami anhydrytu i gipsu. Nastąpiło tutaj, podobnie jak w Z_3 , zachwianie równowagi procesów cyklicznego osadzania soli kamiennej, anhydrytów i ilów. Wzajemne przekładanie się ilów i anhydrytu wskazuje na niespokojny i urozmaicony przebieg sedimentacji w strefie litoralno-nerytycznej odzwierciedlającej zmienną mobilność dna zbiornika o niewielkiej jednak amplitudzie. Mobilność ta jest wynikiem zaznaczających się ruchów pionowych pod koniec sedimentacji cechsztynu. Amplituda tych ruchów była zmienna. Powodowały one lokalne przerwy w sedimentacji.

Ruchy pionowe o kierunku dodatnim pojawiły

się pod koniec Z_3 i przerwały sedimentację anhydrytów oraz ilów. Przejawem kontynuacji tych ruchów jest brak w partii wschodniej i zachodniej obszaru badań anhydrytu dolnego. Ponowne wzmożenie ruchów pionowych, głównie wznoszących nastąpiło znów pod koniec sedimentacji Z_4 .

UWAGI O TEKTONICE CECHSZTYNU

Powierzchnie stropowe wszystkich pięter cechsztynu obniżają się w kierunku północnym. Strop piętra Z_1 z jednej strony wykazuje podobne rysy co strop czerwonego spągowca (fig. 10, 11), z drugiej zaś strony nawiązuje do morfologii młodszych pięter cechsztynu. Charakterystyczne dla pięter cechsztynu obniżenie Cybinki nie zaznacza się w sposób wyraźny w morfologii stropu czerwonego spągowca. Morfo-

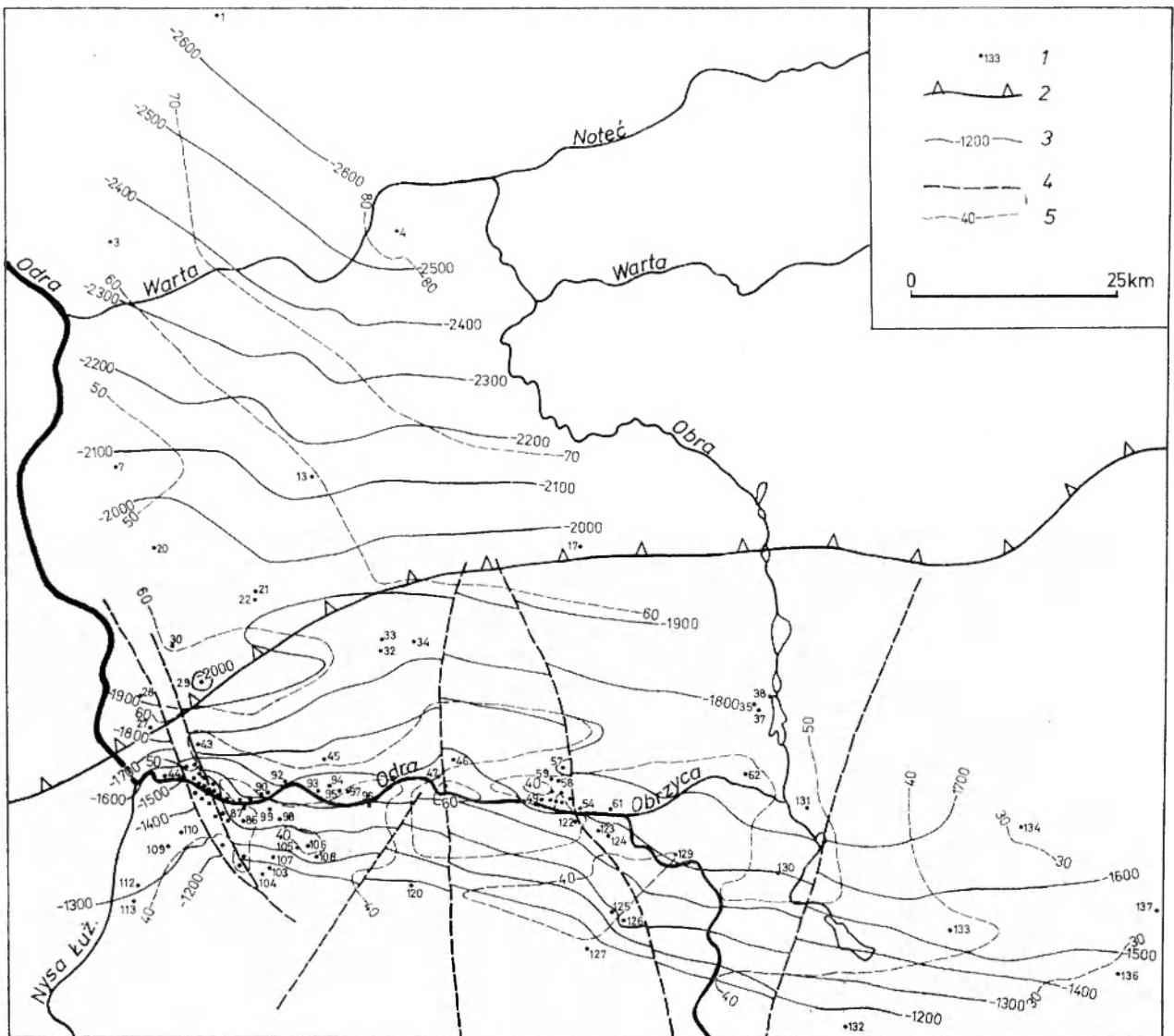


Fig. 17

Mapa strukturalna stropu piętra Z_4 i jego miąższości. Objaśnienia jak na figurze 10

Structural map showing the top surface and thickness of Z_4 deposits. Legend as in figure 10



Fig. 18

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych piętra Z_4 . Objasnienia jak na figurze 16

Sketch of distribution of Z_4 evaporate and clay coefficients. Legend as in figure 16

logia stropu żadnego z pięter cechszynu oraz stropu czerwonego spągowca nie stwarzała predyspozycji do powstania stref zwiększonych miąższości. Wyjątkiem jest strefa Cybinki — Gądkowa Wielkiego. Obniżenie to zaznaczające się w stropach pięter cechszynu związane jest z stosunkowo niewielką miąższością osadów Z_1 w tym rejonie. Stwierdzono również, iż strefa zwiększonych miąższości Z_1 pokrywa się ze strefą zwiększonych miąższości osadowej nadwylewowej partii czerwonego spągowca.

Osady pięter Z_2 , Z_3 , Z_4 w rejonie Cybinki w stosunku do obszarów sąsiednich cechują stosunkowo dużą miąższość, mimo wyraźnego obniżenia stropu tych jednostek (fig. 13, 15, 17). Świadczyć to może o dominacji w tym rejonie w młodszych piętrach cechszynu ruchów pionowych w przewodzie obni-

żających, mimo że pod koniec Z_3 i Z_4 dominowały na badanym obszarze pozytywne ruchy pionowe. Strefa Cybinki mogłaby więc stanowić przykład obszaru wyraźnie zindywidualizowanego w stosunku do pozostałej części badanego obszaru. Problem ten mogłyby wyjaśnić dane z głębokich wierceń sięgających podłoża podpermskiego. Wyjaśnienia wymaga również problem czy jest to nieduży blok podłoża podpermskiego, czy też strefa styku większych jednostek geologicznych podpermskiego podłoża. Biorąc pod uwagę blokowy charakter podłoża w rejonie Rybak pierwsza ze wskazanych ewentualności wydaje się być prawdopodobna. Nie jest to obojętne dla wędrówki węglowodorów w tym rejonie.

Amplituda zmian miąższości osadów cechszynu waha się od 1038 m w otworze Myślubórz 1 (1) i 1018 m

w otworze Ośno IG 2 (7) do 575 m w otworze Raduszec 1 (105). Całkowita miąższość cechsztynu zwiększa się w partii południowej w kierunku północnym, a w partii północnej w kierunku NNW i NW. Zmiany miąższości w partii południowej są nieco intensywniejsze niż w partii północnej. Sumaryczna miąższość wszystkich osadów cechsztynu nie wypukła jakiegokolwiek strefy zwiększonej miąższości (fig. 19). Wyraźnie natomiast zaznacza się zjawisko kompensacji miąższości między osadami pięter Z_1 i Z_2 (fig. 20). Osady Z_1 i Z_2 stanowią 65 do 80% ogólnej miąższości cechsztynu.

Porównanie rozmieszczenia miąższości czterech pięter cechsztynu oraz czerwonego spągowca (fig. 10, 11, 13, 15, 17) pozwala podkreślić odrębność warunków

sedymencji osadów Z_1 i Z_2 . Odrębność ta wyraża się przede wszystkim w innym rozkładzie miąższości tych pięter w północnej i południowej części obszaru badań.

Wydzielone osie stref zwiększonych miąższości osadowej części czerwonego spągowca oraz trzech pięter cechsztynu przebiegają równoległe do południowo-zachodniej krawędzi wału wolsztyńskiego i wykazują znaczny rozrzut poziomy położenia osi, który dla trzech pięter cechsztynu wynosi średnio 18–20 km, a czasami nawet 40 km (fig. 21).

W zakończeniu niniejszych uwag podkreślić należy następujące stwierdzone fakty geologiczne:

1) W piętrach Z_1 i Z_2 istnieje wzajemna międzycyklotemowa makrokompensacja miąższości

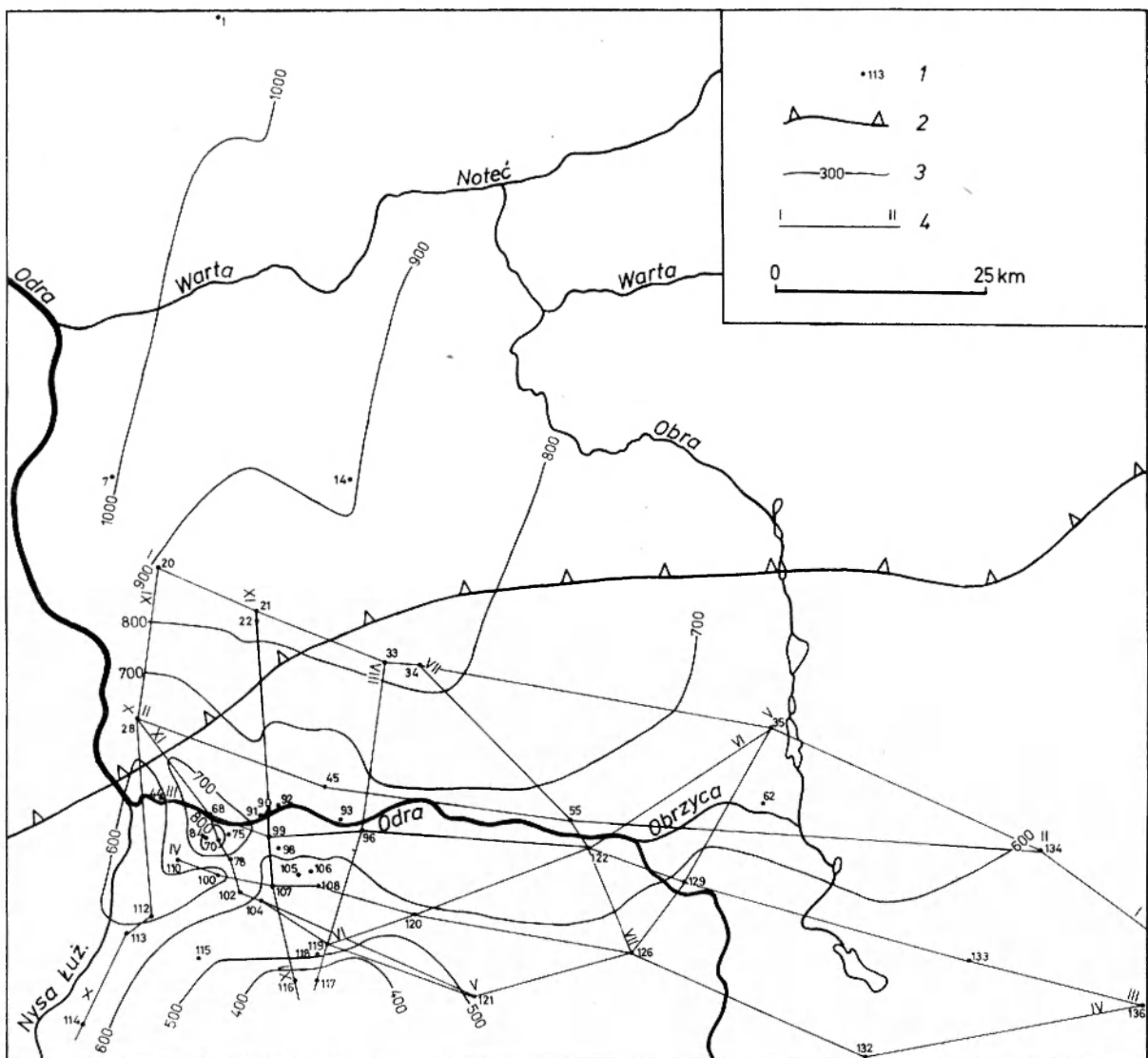


Fig. 19

Mapa miąższości cechsztynu

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny; 3 – izopachyty; 4 – linie wyrównawczych przekrojów paleotektonicznych z figury 20

Map showing thicknesses of Zechstein deposits

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 – isopachyt; 4 – lines of compensatory paleotectonic cross-sections illustrated in figure 20

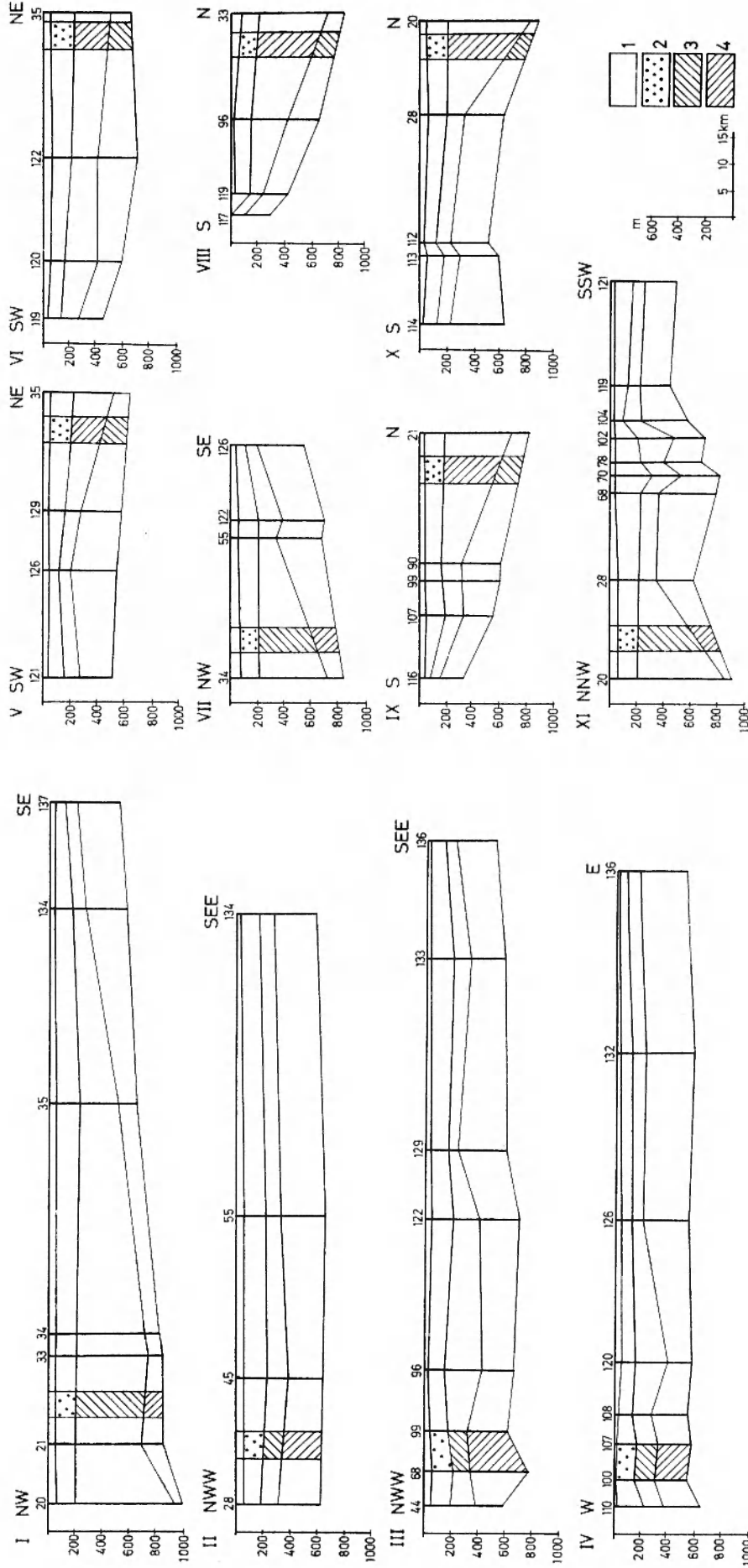


Fig. 20

Wyrównawcze przekroje paleotektoniczne cechsztynu

I - Z₄; 2 - Z₃; 3 - Z₂; 4 - Z₁

Compensatory paleotectonic cross-sections through Zechstein deposits

I - Z₄; 2 - Z₃; 3 - Z₂; 4 - Z₁

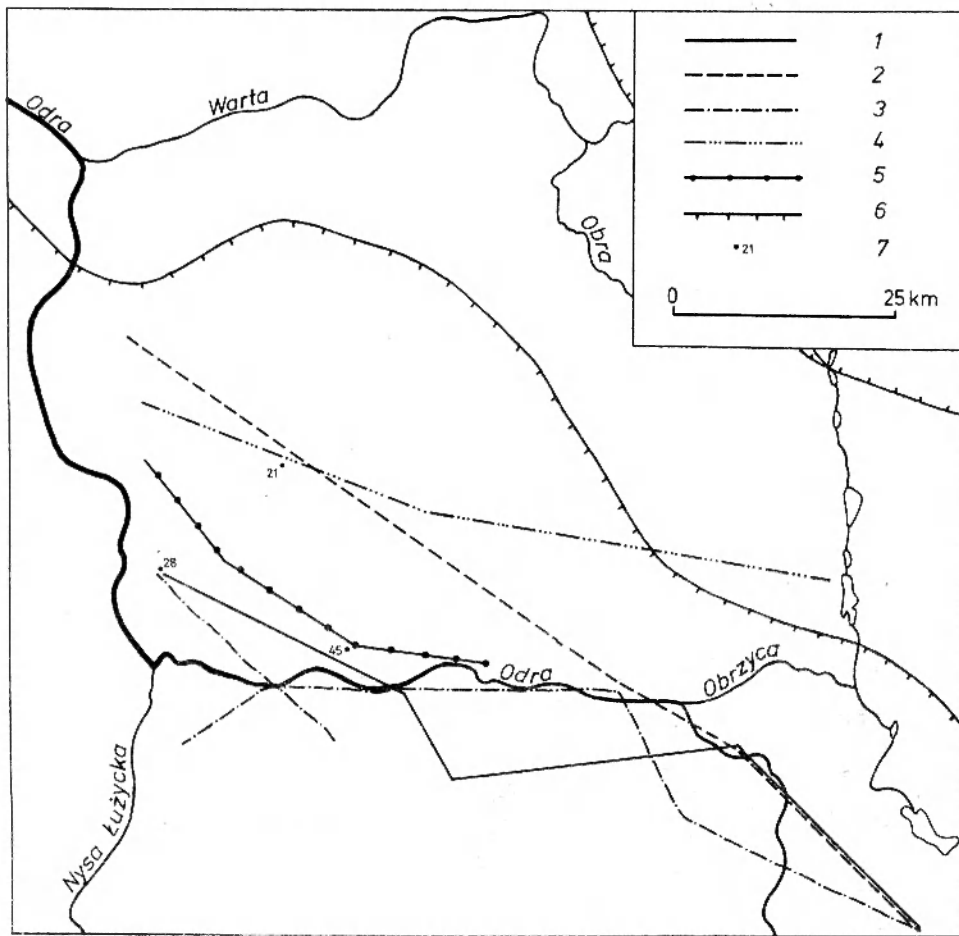


Fig. 21

Szkic przebiegu osi stref zwiększonych miąższości

1 – część osadowa, nadwylewowa czerwonego spągowca; 2 – czerwony spągowiec; 3 – piętro Z₁; 4 – piętro Z₂; 5 – piętro Z₃; 6 – linie zasięgu wału wolsztyńskiego-leszczyńskiego; 7 – otwory wiertnicze

Sketch showing trends of axes of increased real thicknesses

1 – the over-effusive sedimentary rocks of the Rotliegendes; 2 – Rotliegendes deposits; 3 – Z₁ stage; 4 – Z₂ stage; 5 – Z₃ stage; 6 – outlines of the Wolsztyn-Leszno elevation; 7 – drillings

W piętrach Z₃ i Z₄ zjawisk makrokompensacji nie stwierdzono.

2) Można dostrzec odrębność warunków sedymentacji w okresie dwóch starszych i dwóch młodszych pięter, przy czym piętro Z₁ i piętro Z₃ stanowią etap przejściowy dla zmieniających się warunków akumulacji.

3) W rozkładzie sumarycznej miąższości osadów cechsztynu brak wyraźnej strefy zwiększonej miąższości (fig. 19). Zjawisko to jest wynikiem rozrzutu osi stref zwiększonych miąższości poszczególnych pięter cechsztynu. Ogólny wzrost miąższości następuje w kierunku północnym, przy czym w partii południowej wzrost ten jest szybszy. Prawidłowości te ulegają zachwianiu w strefie Rybak i na granicy perykliny Żar z monokliną przedsudecką. Morfologia stropów pięter cechsztynu, z wyjątkiem rejonu Cybinki, nie wpływała na rozwój stref zwiększonych miąższości.

4) Kierunek przebiegu osi zwiększonych miąższości

osadów cechsztynu i czerwonego spągowca, równoległy do wału wolsztyńskiego, odzwierciedla wpływ tego waryscyjskiego elementu na rozwój sąsiadujących z nim basenów sedymentacyjnych (fig. 21).

TRIAS

Badania paleotektoniczne osadów triasu przeprowadzono na podstawie danych z 116 otworów wiertniczych, które przewierciły osady mezozoiku.

Ogólne problemy stratygrafii i litologii osadów mezozoiku badanego obszaru zostały przedstawione w zbiorczym opracowaniu pt. „Budowa geologiczna Polski” (1973).

Następstwo litologiczne i stratygraficzne osadów mezozoiku na obszarze strefy granicznej synklinorium szczecińsko-szamotulskiego i monokliny przedsudeckiej ilustrują figury 4, 5, 6, 22, 23. W badaniach osadów

triasu korzystano z wydzieleni karotażowo-litologicznych Sokołowskiego (1967), które według zgodnych opinii między innymi Szyperko-Śliwczyńskiej (1973) i Nowickiej (1972) są uniwersalne dla większej części Niżu Polskiego.

Osady triasu na całym obszarze badań zalegają zgodnie na utworach cechsztynu. Miąższość ich zmienia się od 700 m w części południowo-zachodniej do 1500 m w części środkowej i 1400 m w części północnej. Wykształcone są one w spągowej partii jako osady mułowcowo-iłwcowo-piaszczyste z wkładkami skał węglanowych i skupieniami anhydrytu, powstałe w dolnym i środkowym pstrym piaskowcu w subkontynentalnym zbiorniku sedimentacji. W środkowej partii miąższej pokrywy osadów triasu występują marglisto-wapienno-dolomityczne sedymenty

retu z wkładkami anhydrytu oraz osady wapienne, dolomitowe i margliste wapienia muszlowego, osadzone w zbiorniku lagunowo-morskim. W partii stropowej osadów triasu występują ponownie sedymenty zbiornika subkontynentalnego, to jest osady mułowcowo-iłwcowo-piaszkowcowe i dolomitowe z anhydrytem i solami kajpru oraz redeponowane osady piaszczysto-zlepieńcowate retyku (fig. 23).

Pstry piaskowiec. Na badanym obszarze pstry piaskowiec reprezentują iłowce, piaskowce oraz nieznaczne wkładki wapieni dolnego pstręgo piaskowca, mułowce i piaskowce z wkładkami wapieni środkowego pstręgo piaskowca oraz margle, wapienie i dolomity z wkładkami anhydrytów górnego pstręgo piaskowca, to jest retu (fig. 23). Łączna miąższość

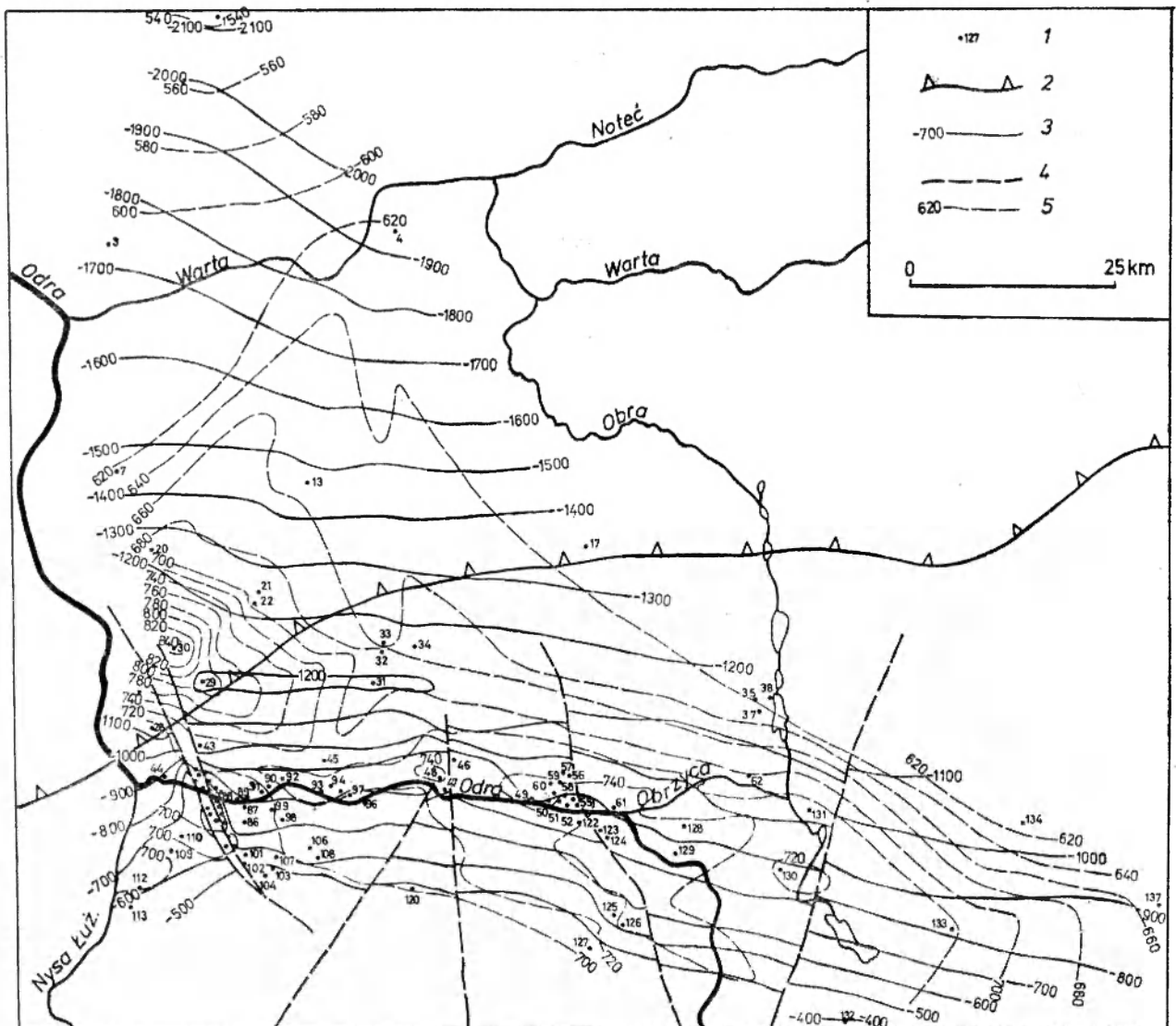


Fig. 24

Mapa strukturalna pstręgo piaskowca i jego miąższości. Objaśnienia jak na figurze 10
Structural map showing the top surface and thickness of Bunter deposits. Legend as in figure 10

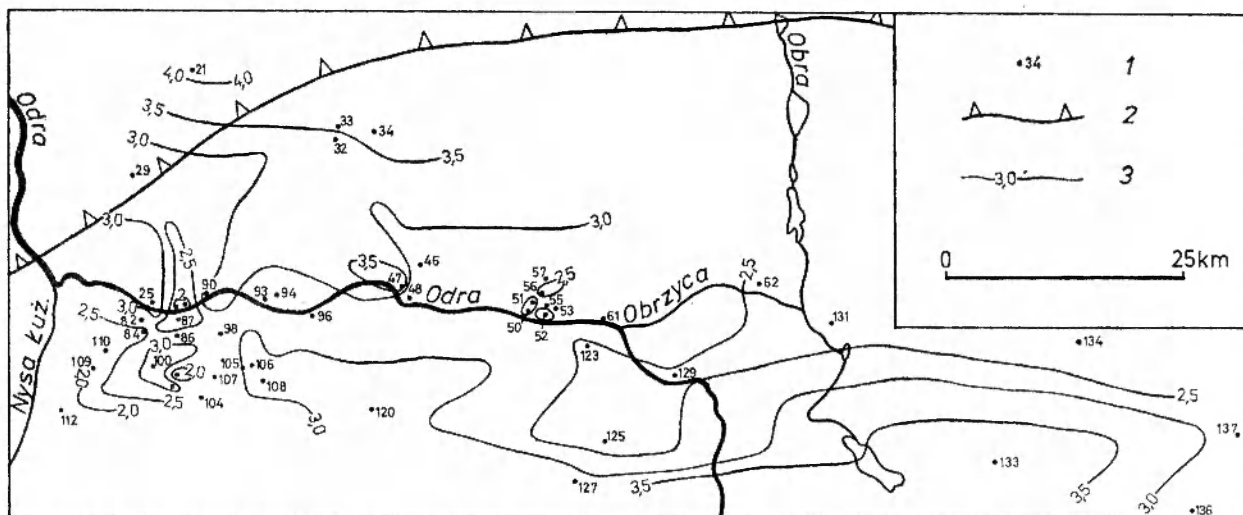


Fig. 25

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych pstrego piaskowca

1 — otwory wiertnicze; 2 — północna granica monokliny; 3 — izolnie wartości stosunku węglany/ewaporaty

Sketch of distribution of Bunter carbonate and evaporate coefficients

1 — drillings; 2 — northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 — isolines of coefficients carbonate/evaporate

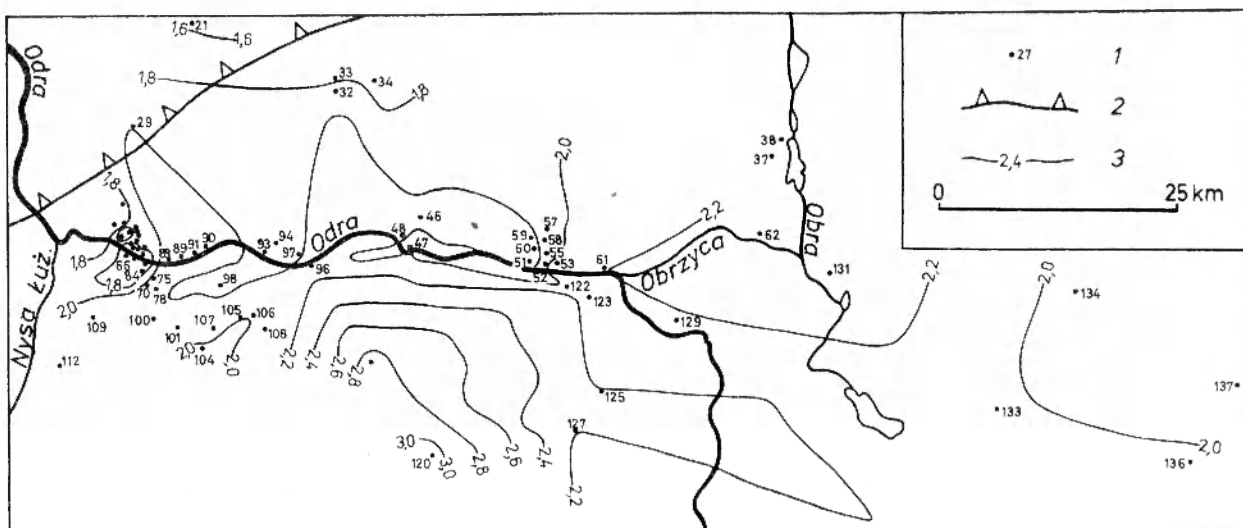


Fig. 26

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych pstrego piaskowca

1 — otwory wiertnicze; 2 — północna granica monokliny; 3 — utwory klastyczne/ewaporaty + węglany

Sketch of distribution of clastic coefficient of Bunter deposits

1 — drillings; 2 — northern boundary of the Foresudetic Monocline; 3 — isolines of coefficients: clastic deposits/evaporate + carbonate

tych osadów waha się od 700 m na południu do 840 m w części środkowej oraz 540 m na północy i stanowi około 50% miąższości sedimentów triasu na tym obszarze (fig. 24, 33). Osady pstrego piaskowca w odróżnieniu od osadów cechsztynu nie wykazują wzrostu miąższości w kierunku północnym. Miąższość tych osadów jest również w małym stopniu zależna od morfologii ich stropu. Wyjątek stanowi łagodna elewacja w rejonie Cybinka 1 (29) — Świebodzin 1 (31) pokrywająca się ze strefą zwiększonych miąższości pstrego piaskowca przebiegającą wzdłuż linii Bren-

no 1 (133) — Głuszycza 1 (130) — Klenica 1 (129) — Górki Małe 1 (61) — Pomorsko 1 (55) — Będów 2 (48) — Czetowice 1 (45) — Cybinka 2 (30).

Dla południowej i środkowej części obszaru badań wykreślono mapy izolnii współczynników obliczonych jako iloraz miąższości węglanów do miąższości ewaporatów (fig. 25) oraz jako iloraz miąższości utworów klastycznych do miąższości ewaporatów i węglanów (fig. 26). Analiza przebiegu izolnii (fig. 26) pozwoliła stwierdzić, iż największe wartości tego współczynnika skupiają

się w rejonie otworu Trzebule 1 (120). Również w tym rejonie większe są miąższości pstrego piaskowca. Jednak w kierunku na północ i północny zachód, mimo wzrostu miąższości, wartości współczynnika maleją, co wskazywać może na oddalenie się od brzegów zbiornika sedimentacji. W północno-wschodnim rejonie obszaru badań zróżnicowanie miąższości osadów pstrego piaskowca pokrywa się w ogólnych zarysach ze zróżnicowaniem miąższości podanym dla dolnego i środkowego pstrego piaskowca przez Szyperko-Śliwczyńską (1966), a dla retu przez Tokarskiego (1965).

Wapień muszlowy. Osady wapienia muszlowego powstały na opisywanym obszarze w płytkim lagu-

nowym zbiorniku morskim. Partie spągowe tworzą faliste wapienie piankowe dolnego wapienia muszlowego. Wyżej zalega seria wapieni i anhydrytów środkowego wapienia muszlowego. Wreszcie w stropowej partii występują szare wapienie, margle i dolomity górnego wapienia muszlowego (fig. 4, 23). Łączna miąższość tych osadów zmienia się od 100 m na południu do około 260 m w części środkowej i północnej obszaru badań (fig. 27). Powierzchnia stropowa osadów wapienia muszlowego obniża się w kierunku północnym, z lekkim wschodnim odchyleniem pod kątem 1° . Jedynie w rejonie otworów Koziczyn 1 (20) — Grzmiąca 3 (28) — Cybinka 1 (29) — Świebodzin 1 (31) strop wapienia muszlowego jest bardziej płaski. Nawiązując do morfologii stropu

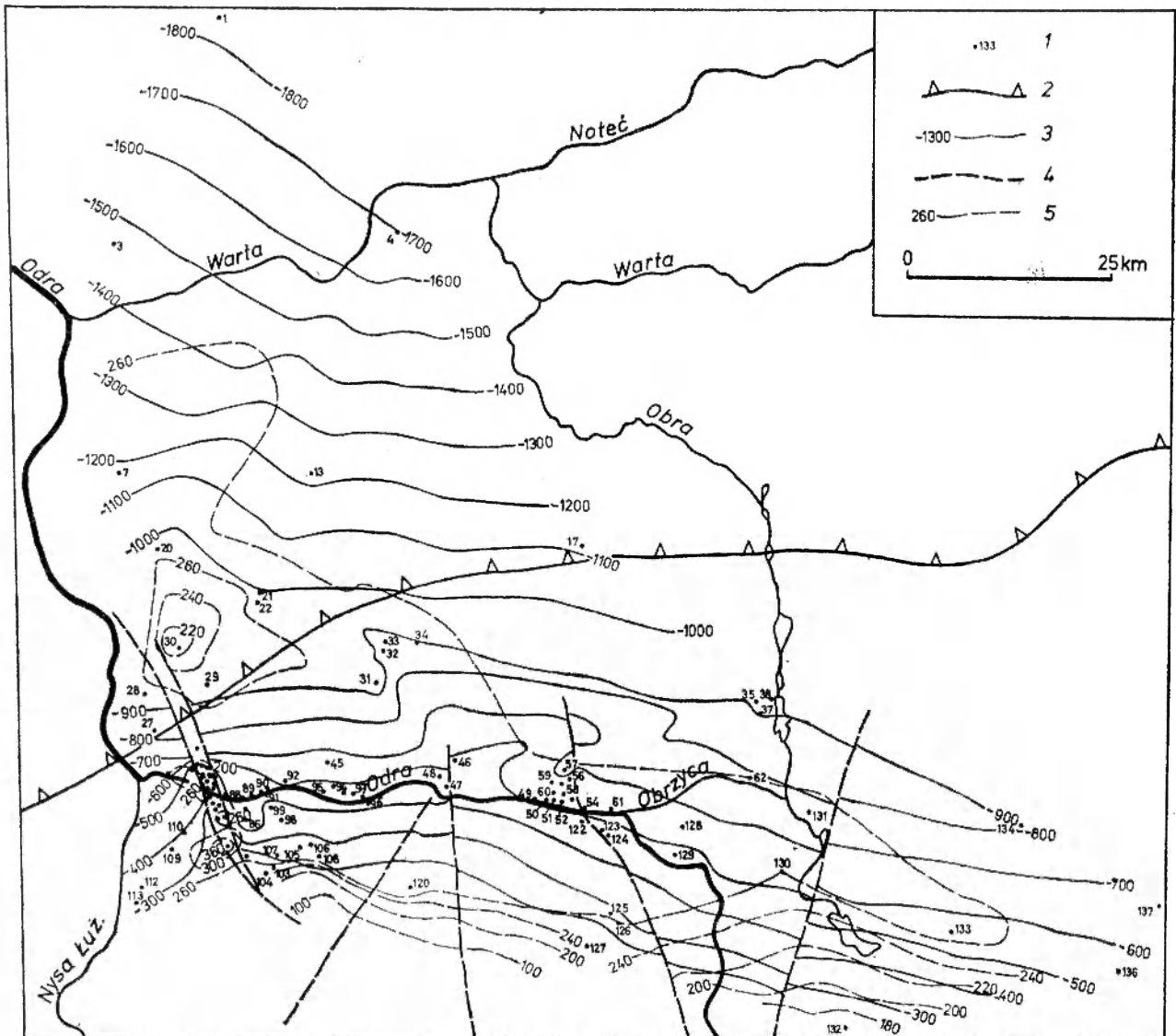


Fig. 27

Mapa strukturalna stropu wapienia muszlowego i jego miąższości. Objasnienia jak na figurze 10
Structural map showing the top surface and thickness of Muschelkalk deposits. Legend as in figure 10

psrego piaskowca w tym rejonie można stwierdzić, że jest to rozszerzenie północno-zachodniej strefy Świebodzin—Cybinka (fig. 24, 27).

Na podstawie rozmieszczenia miąższości można wydzielić trzy odrębne obszary: obszar południowy, gdzie miąższość wapienia muszlowego maleje do 100 m; obszar zachodni z punktowym niemal wycienieniem w rejonie Cybinki oraz szeroki rejon pośredni ograniczony izopachytą 260 m. Strefa pośrednia w rejonie Cybinki 1 (29) ulega rozgałęzieniu na odnogę południową między otworami Rybaki (63—85) i Cybinka 1 (29) oraz odnogę północno-zachodnią (o największej miąższości) wzdłuż linii Gądków Wielki 2 (22), Koziczyn 1 (20). Takie odrębne wykształcenie miąższości wapienia muszlowego różni się od rozkładu miąższości psrego pias-

kowca (fig. 24) między innymi kierunkiem zmian, raptownym wycienieniem miąższości w partii południowej, obszarem o prawie stałej miąższości. Porównanie przebiegu izopachyt z mapą geologiczną obszaru przedsudeckiego (bez utworów czwartorzędowych) Sokołowski (1967) wskazuje, że przebieg izopachyty 260 m w południowej części obszaru badań pokrywa się w ogólnych zarysach z linią wychodni wapienia muszlowego na powierzchnię podkenozoiczną. Tak więc denudacja jest przyczyną zmiany miąższości wapienia muszlowego w tej części obszaru badań. Problem wieku denudacji omówiony zostanie w części dotyczącej tektoniki i paleogeografii osadów mezozoiku.

Dzięki charakterystycznemu rozkładowi miąższości kompleks wapienia muszlowego miał duży

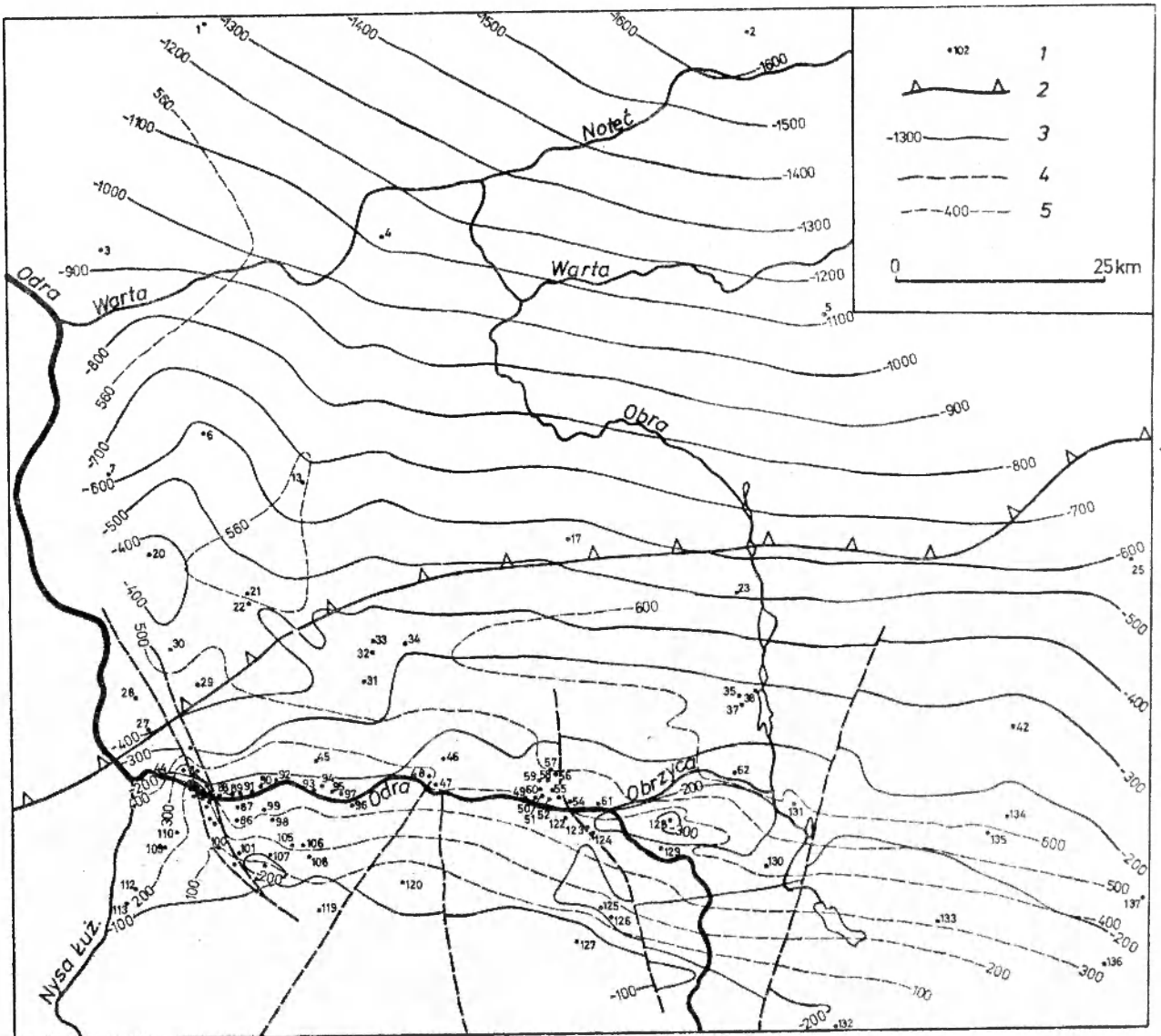


Fig. 28

Mapa strukturalna stropu kajpru i jego miąższości. Objasnienia jak na figurze 10

Structural map showing the top surface and thickness of Keuper deposits. Legend as in figure 10

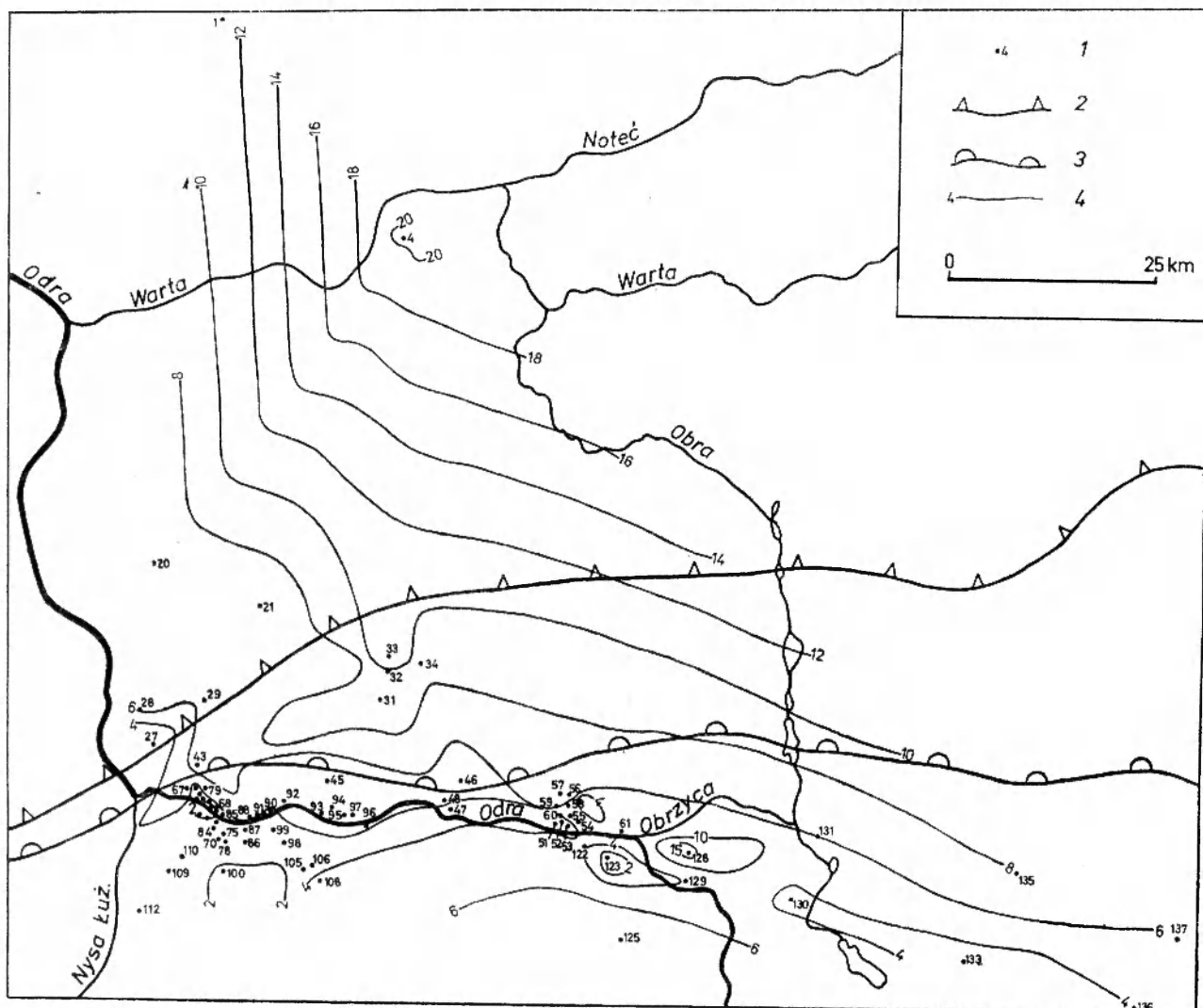


Fig. 29

Mapa stosunków ilościowych składników litologicznych kajpru

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny – zasięg osadów kredy; 3 – zasięg osadów jury; 4 – izolinie wartości stosunku piaskowce + zlepiące/ mułowce + ilowce

Sketch of distribution of coefficient of more and less clastic sediments

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline-range of extent of Cretaceous deposits; 3 – extent of Jurassic deposits; 4 – isolines of coefficients

wpływ na ostateczne miąższościowe ukształtowanie się sedymentów triasu.

Kajper. Osady kajpru cechują się znaczną zmiennością miąższości oraz różnorodnym wykształceniem litologicznym. Powstały one w zbiorniku subkontynentalnym i zalegają zgodnie na osadach wapienia muszlowego. Łączna ich miąższość zmienia się od 0 m w otworze 119 na południu do 656 m w otworze 35 w części środkowej i około 560 m w północnym obrzeżeniu obszaru badań. Osady kajpru dolnego zbudowane są z serii ilowo-węglowej. Natomiast osady górnego kajpru w spągu tworzą gipsy przykryte piaskowcami znanymi jako tak zwane piaskowce trzciniowe. W stropie górnego kajpru występują

osady ilowcowe i gipsowe. Wreszcie w strefie przejściowej między osadami kajpru a liasu występują redeponowane piaszczysto-zlepińcowate rzadziej ilaste osady retyku (fig. 23).

Analiza morfologii stropu osadów kajpru, a także rozmieszczenia miąższości jego osadów pozwoliła wyróżnić na badanym terenie obszar północny cechujący się stałym nachyleniem stropu powierzchni osadów kajpru w kierunku północnym oraz niezmienną miąższością, a także obszar południowy o urozmaiconej morfologii stropu i rosnącej ku północy miąższości osadów kajpru (fig. 28).

Ponieważ sedymentacja osadów kajpru jest w przewadze klastyczna na figurze 29 przedstawiono rozkład współczynnika wyrażającego stosunek sumy miąż-

szości mułowców i iłowców do sumy miąższości piaskowców i zlepieńców. Należy zwrócić uwagę na dominację osadów o drobniejszej frakcji, co pozwala sądzić o powolnym i ciągłym procesie akumulacji. Wielkość tego współczynnika zmienia się od 1,472 (Rybaki 6) do 20,4 (Gorzów Wielkopolski IG 1). W części północnej wzrost wartości współczynnika zawarty jest między 10 a 20 i zmienia się regularnie w kierunku północno-wschodnim. Duża rozpiętość wartości współczynnika wiąże się niewątpliwie z odległością od brzegów morza. Jakkolwiek rozpiętość wielkości współczynnika w partii południowej jest mniejsza i zmienia się od 2 do 10, to jednak trudno dostrzec prawidłowości w ich rozkładzie. Jest to rezultat działalności procesów denudacji na tym obszarze.

W rejonie otworów Koziczyn 1 (20) — Grzmiąca 3 (28) — Cybinka 1 (29) — Gądków W. 1 (21) można stwierdzić charakterystyczną małą zmienność wszystkich rozpatrywanych elementów, a więc morfologii stropu, wielkości miąższości oraz wielkości omawianych współczynników. Stwierdzono, że ogólna zasada — wzrost miąższości jest proporcjonalny do wielkości współczynnika — została zachowana z dwoma odchyleniami: — większy wzrost miąższości pociąga za sobą zmienny, nieregularny wzrost wielkości współczynnika, natomiast przy stałej lub niewiele wzrastającej miąższości wzrost współczynnika jest znacznie większy.

Stwierdzono więc tutaj zjawisko tylko częściowej zależności wartości współczynnika i miąższości. Fakt ten tłumaczyć można z jednej strony procesami zmienności sedymentacyjnej, z drugiej strony działalnością postsedymentacyjnych procesów denudacji.

JURA

Osady jury powstały na badanym obszarze w strefie brzeżnej epikontynentalnego zbiornika sedymentacji i zalegają zgodnie na osadach triasu. Wykształcone są w postaci osadów piaszczysto-ilasto-mułowcowych dolnej i środkowej jury (fig. 23). Osady górnej jury występują tylko na północ od opisywanego obszaru. Utwory jury dolnej (liasu) i środkowej (doggeru) nie występują na całym obszarze badań. Południowy zasięg osadów liasu ograniczony jest do linii podkenozoicznych wychodni tych utworów, biegnącej nieco na północ od równoleżnikowego biegu Odry. Zaś linia południowego zasięgu osadów doggeru przebiega nieco na południe od równoleżnikowego biegu Warty. Łączna miąższość osadów łącznie od podkenozoicznych wychodni liasu do

ponad 640 m w części północno-wschodniej (fig. 30). Lias. Osady liasu reprezentowane przez piaski i mułki stanowią od 95 do 100% miąższości wszystkich utworów jury na badanym obszarze i występują na głębokości około 100 m na południu do 800 m na północy. Ich miąższość w części północno-wschodniej przekracza 600 m (fig. 30). Na południu granica ich występowania przebiega 3 km na południe od otworu Wielichowa 2 (42) i 2 km od otworu Babimost 1 (35) oraz 1,5 km od otworu Sycowice 1 (46), a także 1,6 km na północ od otworu Czetowice 1 (43) i 2 km od otworu Bytomiec 1 (44). Miąższości osadów liasu i osadów triasu są zróżnicowane (fig. 24, 27, 28, 30). Na północ od linii przebiegającej przez otwory Ośno IG 1 (6) — Sulęcín 1 (13) — Lutol Suchy 1 (18) następuje szybszy wzrost miąższości w kierunku północno-wschodnim. W partii południowej wzrost miąższości następuje w kierunku północno-zachodnim, a także północno-wschodnim. Porównanie izopachyt oraz granicy zasięgu liasu uwypukla jej erozyjny charakter. Natomiast regularne zmiany miąższości osadów liasu zdają się wskazywać na równomierny wpływ procesów denudacji w południowej części obszaru badań.

Przedstawiony rozkład miąższości liasu wykazuje podobny kształt izopachyt oraz podobne rozprzestrzenienie, co izopachyty przedstawione przez Kölbela (1968) na terenie NRD. Jedynie miąższości są nieco większe niż to wynika z jego przewidywań.

Dogger. Osady jury środkowej stwierdzono jedynie w 2 otworach w północnym obrzeżeniu badanego obszaru. W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (4) osady doggeru nawiercono na głębokości — 702 m, a w otworze Myślíborz 1 (1) na głębokości — 851 m. Miąższość ich jest niewielka i w Gorzowie wynosi 34 m, a w Myślíborzu 19 m. Są to osady w spągu piaszczysto-zlepieńcowate bajosu dolnego, osady mułowcowo-ilaste, obecnie łupkowate z syderytami bajosu górnego oraz piaszczysto-ilasto-mułowcowa seria łupków batonu. Pozycja stratygraficzna tych utworów jest przedmiotem ciągłych dyskusji, a poglądy na ich wiek były wielokrotnie zmieniane, między innymi przez Znoskę (1959, 1968 a, b), Dayczak-Calikowską i Znoskę (1966).

Osady malmu na opisywanym obszarze nie występują. W tym czasie cały obszar badań, po raz pierwszy w mezozoiku, był lądem, na powierzchni którego dominujące znaczenie miały procesy denudacji.

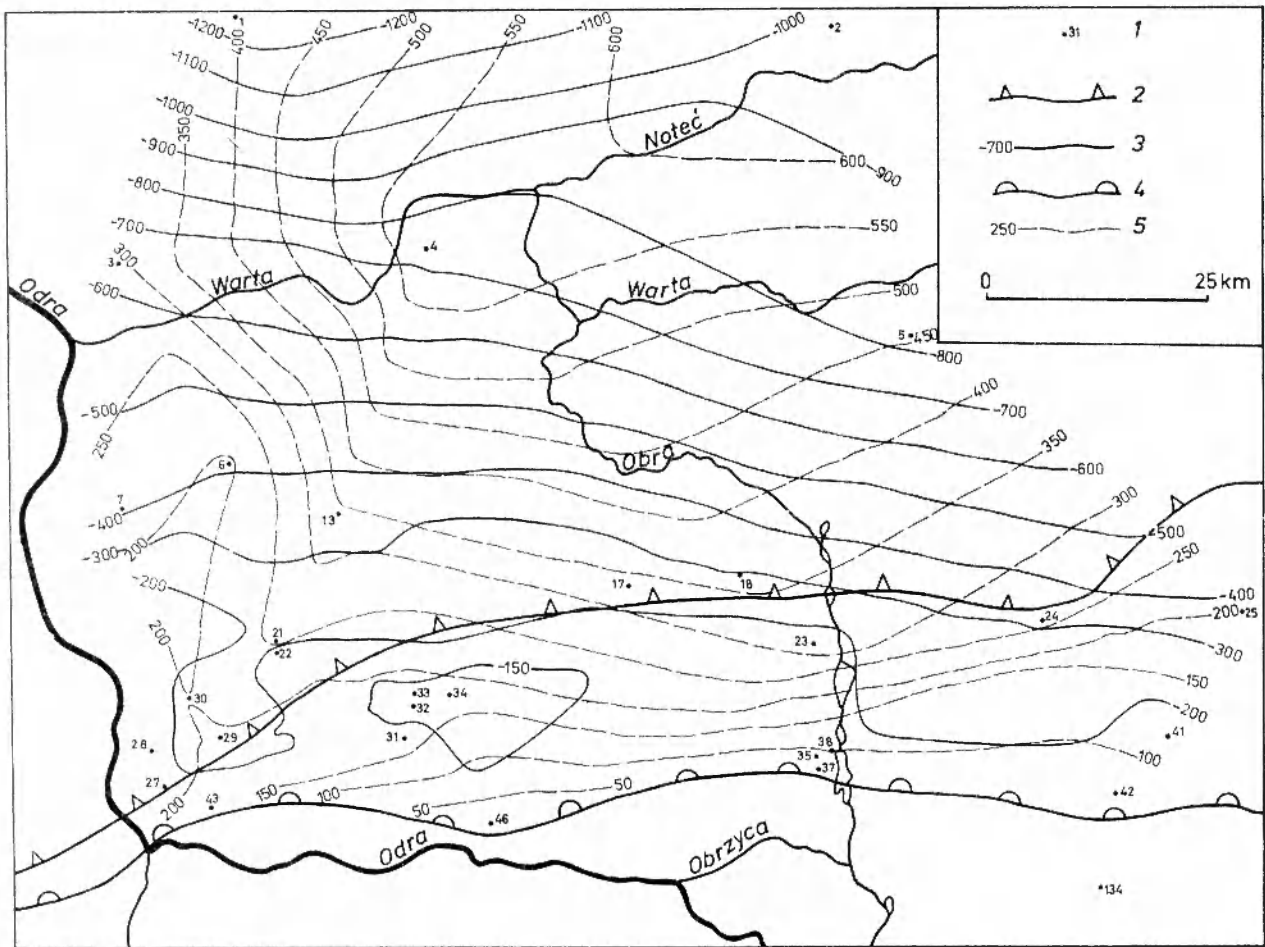


Fig. 30

Mapa stropu liasu i jego miąższości

1 - otwory wiertnicze; 2 - północna granica monokliny-zasięg osadów kredy; 3 - izohipsy; 4 - zasięg osadów jury; 5 - izopachyty

Structural map showing the top surface and thickness of Lias deposits

1 - drillings; 2 - northern boundary of the Foresudetic Monocline extent of Cretaceous deposits; 3 - isohypses; 4 - extent of Jurassic deposits; 5 - isopachytes

KREDA

Osady kredy przykrywają niezgodnie utwory liasu i doggeru. Są to w przewadze morskie osady kredy górnej wykształcone jako wapień, wapień margliste i margle cenomanu, turonu, koniaku i santonu. W części północnej obszaru badań stwierdzono ponadto występowanie, oprócz wymienionych już osadów, opoki i kredę piszącą kampanu.

W partii północno-wschodniej obszaru badań zalega również w spągu wapieni cenomańskich kilku- i kilkunastocentymetrowa seria piasków glaukonitowych i ilów barremu oraz środkowego albu o nieustalonym jeszcze ostatecznie zasięgu rozprzestrzenienia i niepewnej pozycji stratygraficznej (fig. 23).

Pokrywa utworów kredowych wyklinowuje się na południu wzdłuż linii swych podkenozoicznych wychodni, które stanowią granicę między monokliną przedsudecką a synklinorium szczecińsko-szamotul-

skim (Sokołowski 1967). W kierunku północnym miąższość osadów kredy wzrasta do 700 m (fig. 31).

Kreda dolna. Do barremu badany obszar był łądem, na powierzchni którego podobnie jak w malmie przeważały procesy denudacji. W barremie i albie morze dolnokredowe zalało północną część obszaru badań pozostawiając w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego i Myśliborza niewielką serię mułków, piasków z glaukonitem i ilów, których miąższość, na przykład w otworze Myślibórz 1 wynosi 9 m. W bezpośrednim obrzeżeniu badanego obszaru miąższość osadów tej serii nie przekracza kilkunastu metrów (Cieśliński *et al.* 1973). Ze względu na słabe rdzeniowanie osadów kredy w otworach wiertniczych poszukujących ropy naftowej i gazu ziemnego w osadach cechsztynu zasięg rozprzestrzenienia osadów kredy dolnej nie może być jeszcze ostatecznie określony.

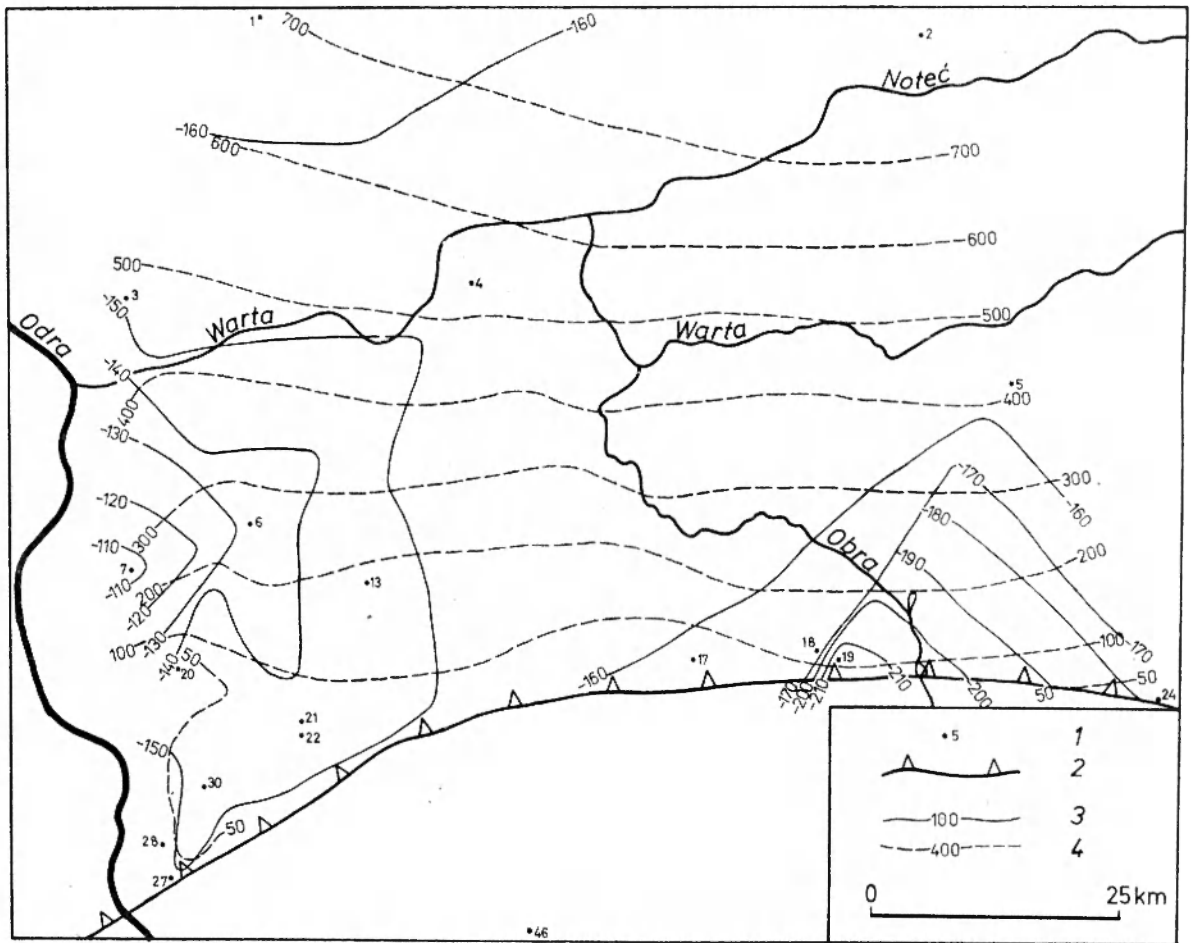


Fig. 31

Mapa stropu kredy i jej miąższości

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny – zasięg osadów kredy; 3 – izohipsy; 4 – izopachyty

Structural map showing the top surface and thicknesses of Cretaceous deposits

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline – extent of Cretaceous deposits; 3 – isohypses; 4 – isopachytes

Kreda górna. Morze górnej kredy zalało niemal cały obszar badań, wkraczając na teren objęty długotrwałymi (od malmu po hoteryw włącznie) procesami denudacyjnymi. Procesy te w części północnej złagodziły deniwelację stropów osadów liasu i doggeru, a w części południowej osadów kajpru. Morze kredy górnej transgredowało na płaski obszar łagodnie nachylony w części południowej w kierunku północnym pod kątem 1° (fig. 28). Natomiast w części środkowej obszaru badań nachylenie, tym razem już stropu osadów liasu, uległo niewielkiemu zmniejszeniu od $0^\circ 50'$ do $0^\circ 30'$. W powierzchni stropowej osadów liasu zaznaczyło się ponadto niewielkie obniżenie wzdłuż linii Gądków Wielki 1 (21) – Świebodzin 3 (33) – Zbąszynek IG 1 (23) – Bukowiec IG 1 (24), (fig. 30).

Osady kredy od cenomanu po santon włącznie wykształcone są w postaci wapieni, margli i wapieni marglistych. Jedynie w północnym obrzeżeniu obszaru badań, gdzie następuje wzrost miąższości tej

serii węglanowej do około 700 m (fig. 31), w partii stropowej utworów kredy występują bardziej zróżnicowane litologicznie osady kampanu. Są to opoki, kreda pizająca, wapienie, margle i wapienie margliste.

Zasięg osadów górnej kredy na południe jest mniejszy niż osadów jury. Granice zasięgu obydwu kompleksów mają charakter erozyjny.

UWAGI O TEKTONICE LARAMIJSKIEGO PIĘTRA STRUKTURALNEGO

W całym okresie sedymentacji cechsztyńsko-mezozoicznej na badanym obszarze warunki i rozmiary sedymentacji w istniejącym zbiorniku były rezultatem oddziaływania przede wszystkim regionalnych ruchów epejrogenicznych dna zbiornika sedymentacji i eustatycznych zmian poziomu morza. Badany obszar położony był w strefie brzeżnej cechsztyńsko-mezozoicznego basenu sedymentacyjnego. Dlatego też złożone na tym obszarze osady cechuje

duże litologiczne i facjalne zróżnicowanie, a także obecność w profilu pionowym tego kompleksu luk stratygraficzno-erozyjnych o niewielkim pionowym rozprzestrzenieniu w stropowej partii osadów cechsztynu, na granicy osadów kajpru i retyku oraz luki erozyjno-sedymentacyjnej na całej powierzchni badanego obszaru obejmującej dogger, malm, dolną kredę po hotery włącznie. Ponadto na kształtowanie się aktualnej budowy kompleksu osadów cechsztyńsko-mezozoicznych znaczny wpływ miały pionowe ruchy bloków podłoża podcechsztyńskiego oraz w mniejszym stopniu procesy tektoniki soli.

W rozdziale o tektonice osadów cechsztynu przedstawiono ewolucję kształtowania się tych utworów. Jeżeli chodzi o sedymenty triasu, to na podstawie rozmieszczenia ich miąższości można wydzielić dwa

odrębne obszary — północny i południowy (fig. 28, 32). Obszar północny ma nieco większy zasięg, gdyż linia graniczna przebiega przez otwory Siekówko 1 (134) — Kargowa 1 (62) — Kosobudz 1 (33) — Koziczyn 1 (20). Miąższość triasu w części północnej jest stała i oscyluje w granicach 1500 m. Obszar południowy natomiast, wykazuje bardzo charakterystyczne zmienności miąższości. Następuje wycienienie warstw w kierunku południowym, chociaż istnieją lokalne odchylenia w rejonach: Rybaki (gwałtowne zmiany miąższości) oraz Grzmiąca 3 (28) — Świebodzin 3 (33) — Gądków Wielki 1 (21) — Kosobudz 1 (34) — stała miąższość.

W rejonie północnej granicy obszaru badań następuje również niewielkie wycienienie kompleksu triasowego. Wycienienie osadów triasu związane jest



Fig. 32

Mapa miąższości triasu. Objasnienia jak na figurze 19

Structural map showing thicknesses of Triassic deposits. Legend as in figure 19

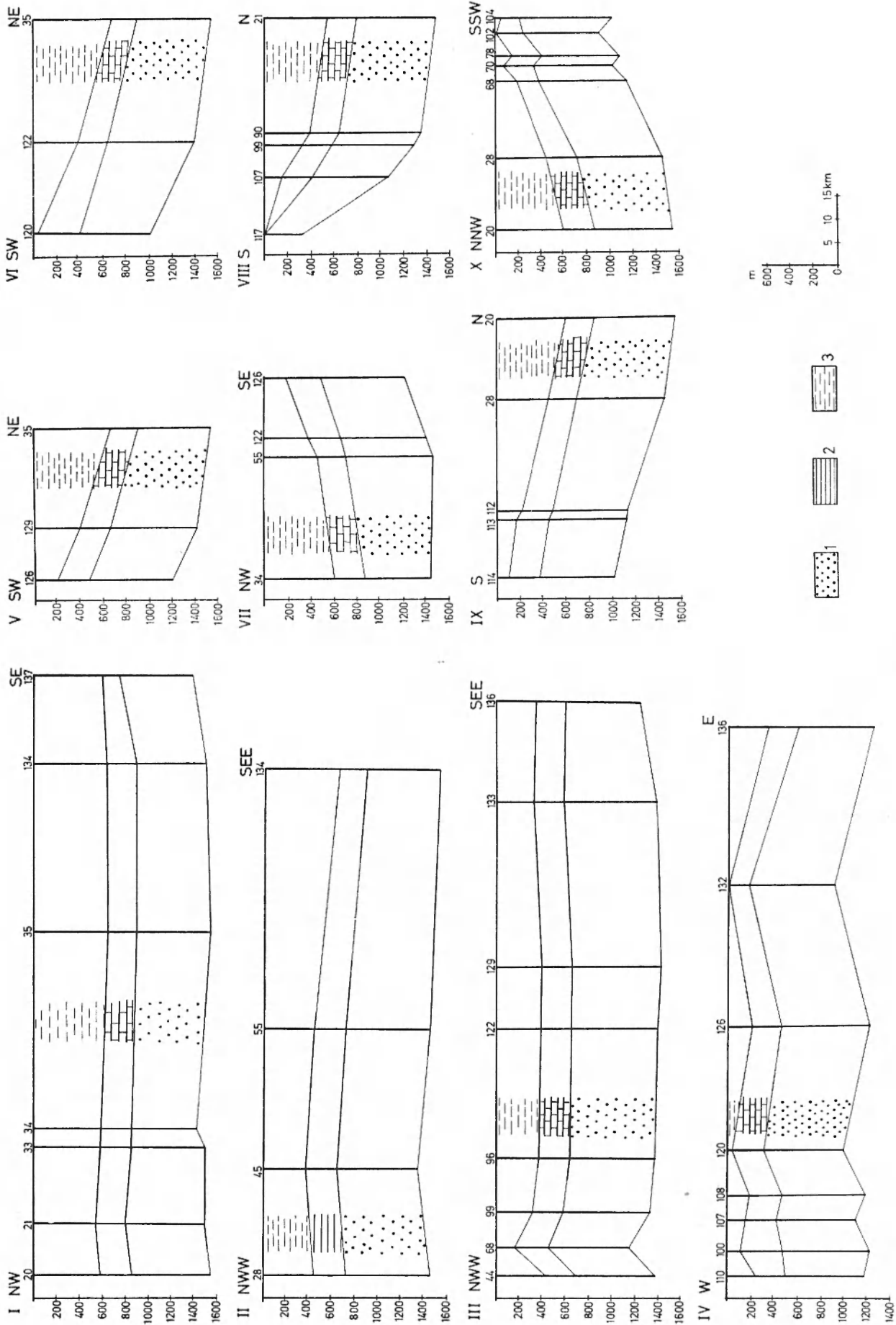


Fig. 33
 Wyrównawcze przekroje paleotektoniczne triasu
 1 — pstry piaskowce; 2 — wapień muszlowy; 3 — kajner
 Compensatory paleotectonic cross-sections through Triassic deposits
 1 — Bunter deposits; 2 — Muschelkalk deposits; 3 — Keuper deposits

z istnieniem w podłożu osadów cechsztynu krystalicznego progu o kierunku równoleżnikowym (Kuchciński 1973).

Stosunki miąższościowe osadów triasu charakteryzują paleotektoniczne przekroje wyrównawcze (fig. 33). Przekroje *I*, *II* i *III* podkreślają jednolity charakter procesów akumulacji. Przekroje *V*, *VI* i *X* zwracają uwagę na rozmiary wycienienia ogniów triasu w kierunku południowym. Wycienienie to szczególnie w wypadku wapienia muszlowego jest dość szybkie.

Sokołowski (1967) uważa, iż pierwotne rozprzestrzenienie osadów jury i kredy sięgało ku południowi do wydzielonego przez niego wyniesienia żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiego. Według tego autora główną przyczyną późniejszych procesów denudacji coraz większych połaci obszaru przed-sudeckiego były ruchy fazy kimeryjskiej, w czasie której powstały dysjunkcje skośne do struktur waryscyjskich. Wzdłuż tych dysjunkcji zostało zapoczątkowane już w dolnej kredzie wynurzenie bloku przed-sudeckiego. Dotychczas jednak nie rozstrzygnięto, jak daleko w kierunku południowym sięgała sedymentacja osadów mezozoiku oraz, w jakim stopniu pokrywa tych utworów została zdarta przed transgresją morza kredowego.

Kolejną fazą, która wyraźnie zaznaczyła się na badanym obszarze są ruchy laramijskie. O ich przejawach świadczy fragmentaryczne zachowanie utworów górnej kredy oraz niezgodne zaleganie osadów trzeciorzędu na erozyjnie ściętych osadach wszystkich pięter mezozoiku. Z ruchami tymi wiąże się również powstanie 5 głównych dyslokacji na badanym obszarze.

Problem odtworzenia tak czasowego, jak i przestrzennego przebiegu zmian w mezozoiku nie jest jednolicie interpretowany. Analizy miąższościowe i litofacjalne wskazują raczej na ciągły proces sedymentacji trwający od cechsztynu do liasu. W takim razie ruchy tektoniczne powodujące zaburzenia osadów tego kompleksu mogły mieć miejsce już w fazie młodokimeryjskiej. Większość badaczy skłania się ku przekonaniu o kimeryjskiej genezie deformacji nieciągłych. Oberc i Salski (1968) skłonni są widzieć początki tworzenia się spękań i dyslokacji w południowej części monokliny przed-sudeckiej już w fazie palatynackiej (perm — trias). Uważają oni jednak, że późniejsze fazy górotwórcze zaznaczyły się silniej poprzez wyeksponowanie i wykorzystanie deformacji nieciągłych zapoczątkowanych w okresie działalności fazy palatynackiej. Panuje zgodność co do wielofazowości procesów tektonicznych. Główny jednak etap powstania tych deformacji przypada na ruchy fazy laramijskiej, której zakończenie na badanym obszarze nastąpiło przed dolnym oligocenem.

Wszyscy badacze łączą działalność fazy kimeryjskiej i laramijskiej z aktywizacją podłoża. Marek i Znosko (1972) uważają, że zróżnicowanie subsydencji od cechsztynu po górną kredę jest przejawem starszych założeń dyslokacyjnych w głębszym podłożu.

Marek (1971) uważa, że głównym czynnikiem, który kształtował sedymentację permomezozoiczną były ruchy wgłębnych bloków podłoża precechsztyńskiego. Ruchy te, obok mechanicznych deformacji nadległego kompleksu osadowego, powodowały różnicowanie tempa i charakteru sedymentacji. Pożaryski (1970) wiąże sieć uskoków na monoklinie z granicami bloków rozbitego podłoża waryscyjskiego. Również perspektywy odkrycia złóż ropy naftowej na Niżu łączy Calikowski *et al.* (1971) ze strefami długowiecznych i głęboko sięgających dyslokacji. Wszystkie te poglądy zakładają istnienie przecinających się stref uskokowych, wzdłuż których następują ruchy dyferencjalne powstałych bloków. Według Gortyńskiej (1970) i Podemskiego (1974) są to uskoki kompresyjne, które ku górze ulegają zanikowi. Pożaryski (1970) natomiast podkreśla znaczenie horyzontalnej tensji w warstwach powierzchniowych przechodzącej ku dołowi w kompresję.

Oryginalną koncepcję rozwoju geologicznego osadów mezozoiku na obszarze między Kaliszem a Gorzowem Wielkopolskim przedstawia Znosko (1968c). Na obszarze tym, zdaniem tego autora zaznacza się oddziaływanie ruchów progu Pompeckiego. Efektem tych ruchów, przeważnie wypiętrzających, jest okresowa sedymentacja i denudacja osadów.

Godnym rozpatrzenia jest również problem tektoniki solnej na badanym obszarze. Obszar ten położony był w strefie brzeżnej cechsztyńsko-mezozoicznego zbiornika sedymentacji. Wydaje się, że na rozpatrywanym obszarze powstawanie poduszek solnych, w ujęciu Sokołowskiego (1966), czy też poduszek solnych i wałów w ujęciu Dadleza i Marka (1969, 1973), wiąże się z rozwojem procesów halotektonicznych w strefach o zwiększonej subsydencji. Przykładem może być tutaj strefa Rybak. Dotychczas panował pogląd Bireckiego (1965, 1972) i Podemskiego (1974) o blokowym charakterze tej strefy. Sokołowski (1967) natomiast stwierdził, iż na tektonicznych założeniach starszego od permu podłoża nastąpiło kimeryjskie spękanie warstw nadległych z jednoczesnym plastycznym przemieszczeniem mas solnych.

Zgodnie z teorią Skočka (1974) i Trusheima (1957) do wytworzenia pierwszego impulsu powodującego proces halokinezy wystarczy obecność obniżającego basenu o płaskim, nieckowatym dnie. Obserwacja

morfologii stropów pięter cechsztynu pozwala stwierdzić, że warunek ten został w przypadku strefy Rybak spełniony. Innym warunkiem zaistnienia procesu halokinezy jest odpowiednio miąższy nadkład soli (co najmniej 1000 m) i pojedynczy pakiet soli o miąższości około 300 m. Możliwość mobilizacji soli powiększa dodatkowo również jej niejednorodność. Wprawdzie warunki takie zostały spełnione już po sedymentacji dolnego pstręgo piaskowca, ale plastyczna mobilizacja mas solnych ujawniła się dopiero podczas ruchów fazy młodokimeryjskiej. Świadczy o tym jednolity i nieprzerwany charakter litologicznego wykształcenia osadów triasu oraz liasu.

Według Dadleza (1961) i Dadleza, Marka (1972) na obszarze synklinorium szczecińskiego nasilenie ruchliwości mas solnych nastąpiło w fazie starokimeryjskiej. Na obszarze badań uaktywnienie plastycznych własności soli nastąpiło w fazie młodokimeryjskiej. Na południe od tego obszaru mobilizacja soli rozpoczęła się przypuszczalnie dopiero podczas ruchów fazy laramijskiej. Tak więc przesuwając się od centrum zbiornika cechsztyńsko-mezozoicznego w kierunku południowym stwierdzamy związek mobilizacji soli z coraz to młodszymi fazami górotwórczymi.

Oprócz opisywanych przejawów tektoniki soli na badanym obszarze stwierdzono szereg deformacji nieciągłych. Deformacje te wieku precechsztyńskiego, prawdopodobnie waryscyjskiego, były odnawiane w pewnym stopniu w fazach ruchów kimeryjskich, a przede wszystkim w fazie laramijskiej. Ze względu jednak na bogatą i złożoną historię swojego rozwoju cechują się one zmiennymi parametrami określającymi ich tektoniczny charakter. Na badanym obszarze wyróżniono 5 ważniejszych uskoków, z których trzy wykazują diagonalny przebieg w stosunku do laramijskiej (NW—SE) rozciągłości bloku przed-sudeckiego. Dwa zaś uskoki w przybliżeniu są prostopadłe do wspomnianego wyżej bloku przed-sudeckiego.

Najbardziej charakterystyczna jest wysunięta na zachód strefa tektoniczna otworów Rybaki 1—22 (63—83) o rozciągłości w partii północnej NNW—SSE, a w partii południowej NW—SE. Przedstawiona została ona na figurze 4 w formie dwóch uskoków odwróconych. W ogólnym ujęciu skrzydło północno-wschodnie strefy uskokowej Rybak jest położone wyżej w stosunku do skrzydła południowo-zachodniego. Zauważono, że maksymalne amplitudy zrzutu, średnio 100—150 m, mają miejsce w osadach cechsztynu raczej w środkowych partiach strefy. W osadach triasu następuje wyraźne odwrócenie i zmniejszenie

amplitudy zrzutu do około 40 m w partii południowej i 20 m w partii północnej. Podemski (1974) opisuje strefę tektoniczną Rybak jako formę zbliżoną do tak zwanego nosa strukturalnego wydłużonego w kierunku NNW—SSE i podzielonego na nierówne części uskokami o kierunku NE—SW. Z kolei wspomniane części uległy dalszemu zróżnicowaniu na bloki wskutek pocięcia ich przez uskoki o kierunku NNW—SSE. Powstanie tej struktury wiąże Podemski (1974) z ruchami potriasowymi, prawdopodobnie laramijskimi.

Nieco na wschód od strefy tektonicznej Rybak przebiega uskok o kierunku NE—SW, który cechuje się zmiennością kierunków zrzutu. Dla utworów Z_1 i starszych skrzydłem obniżonym jest skrzydło południowo-wschodnie, dla młodszych pięter cechsztynu i osadów triasu obniżone jest skrzydło północno-zachodnie. Wielkość zrzutu jest niewielka i zmienia się w granicach od 10 do 70 m.

W części środkowej i południowej obszaru badań zaznaczają się dwa uskoki, z których południkowy nazwano uskokiem Kłępinki, a drugi o przebiegu NNW—SSE uskokiem Pomorska.

Powierzchnia ślizgowa uskoku Kłępinka jest, według danych geofizycznych nachylona na zachód pod kątem 70° . W osadach triasu i cechsztynu nastąpiło przegięcie powierzchni ślizgowej w kierunku wschodnim. Zmienny jest również zrzut skrzydeł wskazujący na silne oddziaływanie plastycznych mas soli. Wielkość zrzutu zmienia się od 10 do 50 m.

Uskok przechodzący przez rejon otworów Pomorsko 1—12 (49—60), tworzy ze względu na znaczną ilość uskoków towarzyszących złożoną strukturę, której sytuacja tektoniczna w części południowej uskoku, szczególnie w partiach podcechsztyńskich, nie jest zupełnie jasna. Podobnie jak w uskokiach poprzednich zmienny jest kierunek zrzutu, którego amplituda waha się od 60 m w utworach czerwonego spągowca do 10 m w osadach triasu.

Przebieg dyslokacji położonej najbardziej na wschód jest hipotetyczny (Sokołowski 1967). Jest to uskok grawitacyjny o zmiennym nachyleniu powierzchni ślizgowej (70 — 86°), o kierunku NE—SW oraz o stałym, północno-zachodnim zrzucie skrzydła obniżonego od 40 do około 150 m. Następuje tutaj, szczególnie w osadach czerwonego spągowca, rozszerzenie strefy uskokowej poprzez obecność skośnych uskoków towarzyszących o podobnym kierunku zrzutu. Uskok ten według Sokołowskiego (1967, 1968, 1974) stanowi granicę między monokliną krośnieńsko-zielonogórską a monokliną wolsztyńsko-jarocińską.

POLARAMIJSKIE PIĘTRO STRUKTURALNE

Utwory kenozoiku występują na całym obszarze badań, zalegają one niezgodnie miąższą pokrywą na różnowiekowych osadach mezozoiku. Miąższość osadów trzeciorzędu i utworów czwartorzędu zmienia się od 177,5 m w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (4) do ponad 320 m w rejonie otworu Świętuchowa 1 (136), (fig. 34, 35).

Na badanym obszarze w spągu osadów trzeciorzędu występują środkowo-oligocenyjskie, drobnoziarniste piaski glaukonitowe pochodzenia morskiego, zaliczane przez Dyjora i Chlebowskiego (1973) do serii lubuskiej. Wyżej zalegają brakiczne, a w stropie już lądowe, górnio-oligocenyjskie piaski drobno- i śred-

nioziarniste tej samej serii. Na nich leżą lądowe, dolno-miocenyjskie szare iły piaszczyste serii żarskiej, a także środkowo-miocenyjskie piaski i żwiry przeławicane glinami kaolinowymi serii śląsko-łużyckiej. W stropie utworów trzeciorzędu występują środkowo- i górnio-miocenyjskie osady serii Mużakowa wykształcone w postaci mułków, iłów i piasków drobnoziarnistych. W uzupełnieniu charakterystyki litologicznej utworów trzeciorzędu należy dodać, iż w każdej z wymienionych serii występuje również pokład węgla brunatnego. Na badanym obszarze brak jest natomiast pstrych iłów poznańskich górnego miocenu i pliocenu. Zatem utwory plejstocenu i aluwia holocenu

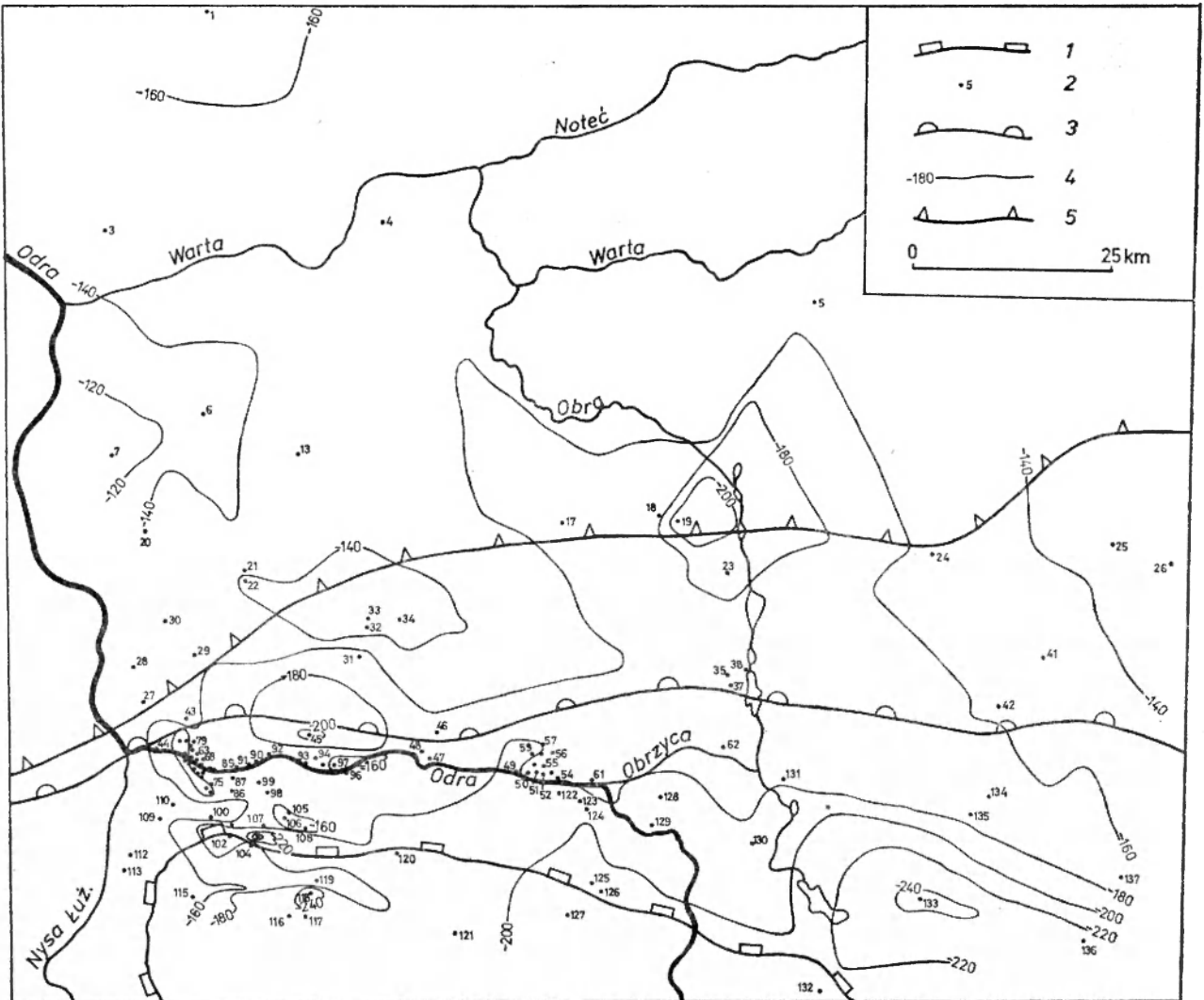


Fig. 34

Mapa powierzchni podkenozoicznej

1 – zasięg osadów kajpru na powierzchni podkenozoicznej; 2 – otwory wiertnicze; 3 – zasięg osadów jury; 4 – izohipsy; 5 – północna granica monokliny – zasięg osadów kredy

Map showing the surface hidden beneath Cainozoic deposits

1 – extent of Keuper deposits; 2 – drillings; 3 – extent of Jurassic deposits; 4 – isohyps; 5 – northern boundary of the Foresudetic Monocline – extent of Cretaceous deposits

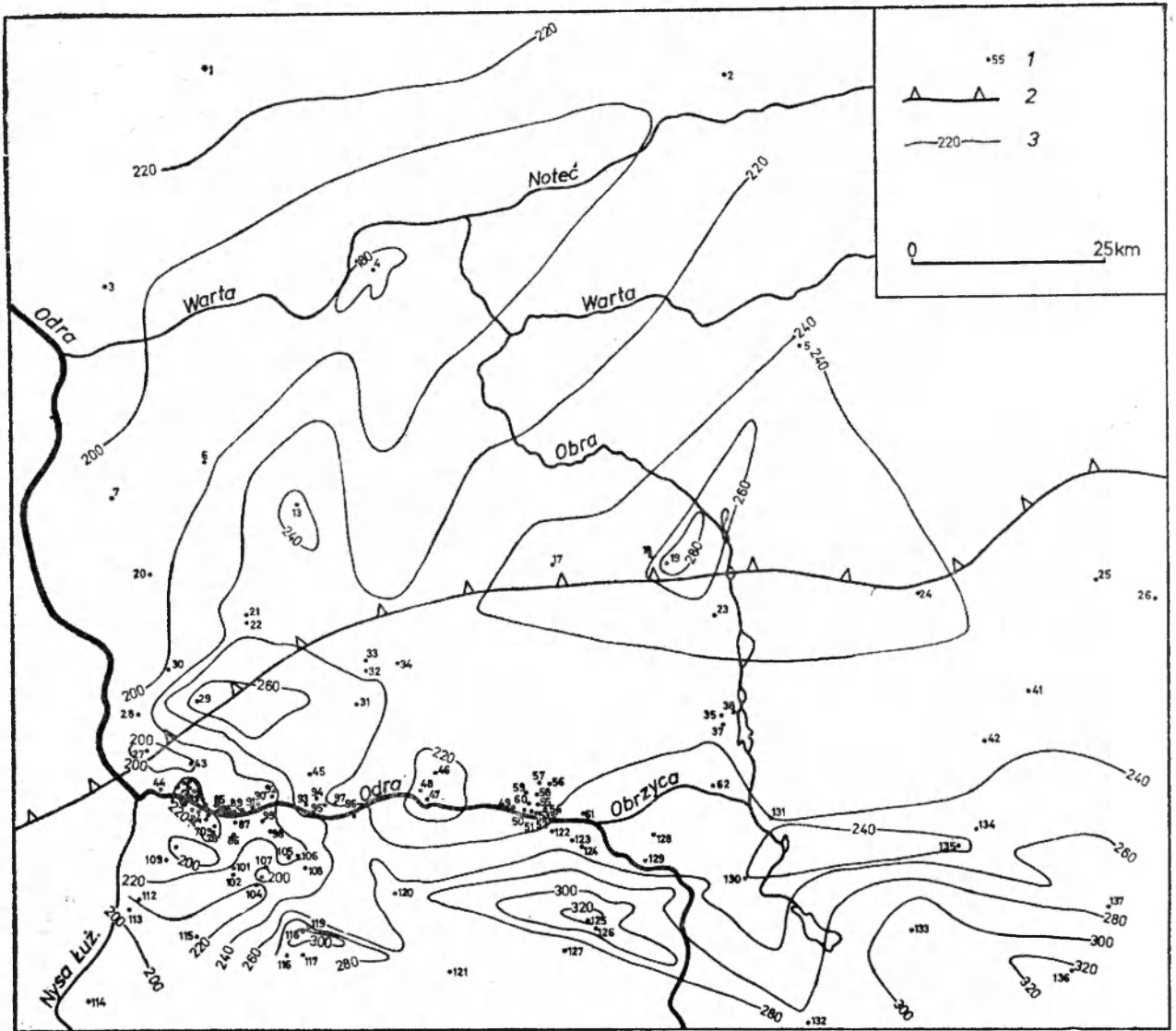


Fig. 35

Mapa miąższości kenozoiku

1 – otwory wiertnicze; 2 – północna granica monokliny; 3 – izopachyty

Map showing thickness of Cainozoic deposits

1 – drillings; 2 – northern boundary of the Foresudetic Monocline; 2 – isopachytes

leżą niezgodnie na osadach przeważnie wieku mioceńskiego.

Z przedstawionej krótkiej charakterystyki stratygraficzno-litologicznej wynika, iż transgredujące w środkowym oligocenie morze wkraczało na zróżnicowany morfologicznie obszar, który od kampanu, a w części północnej obszaru badań od mastrychtu, po dolny oligocen był lądem. Zatem powierzchnia stropowa osadów mezozoiku kształtowana była z jednej strony przez procesy egzogeniczne, z drugiej zaś przez intensywnie działające wówczas procesy endogeniczne fazy laramijskiej. Rezultatem działalności sił endogenicznych były blokowe ruchy Sudetów i ich przedpola, które przyczyniły się według Sokołowskiego (1974) do zmiany nachylenia monokliny

przedsudeckiej z kierunku północnego, z niewielkim odchyleniem na zachód na kierunek północno-wschodni. Przemodelowanie monokliny przedsudeckiej polegało również na przegięciu i obniżeniu jej północnej części wzdłuż występującej na południe od obszaru badań grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej.

W rezultacie aktywnej działalności sił egzogenicznych powstała erozyjnie ścięta powierzchnia podkenozoiczna o urozmaiconej morfologii. Zatem morze w środkowym oligocenie transgredowało w północnej części obszaru badań na teren, gdzie dwie niecki w rejonie otworów Lutol Suchy 1, 2 (18, 19) i w rejonie otworu Czetowice 1 (45) rozdzielone były płaskim wałem o szerokości około

12 km biegnącym w kierunku NW—SE, między innymi przez otwór Ośno IG 1 (6) i Kosobudz 1 (34). Natomiast w południowej części obszaru badań morze środkowego oligocenu załało najniższe obniżenie w rejonie Rybak (−269 m) oraz obniżenie rozciągające się ku południowo-wschodniej części obszaru badań (fig. 34). Opisane obniżenia powierzchni stropowej mezozoiku zostały zasypane przez osady kenozoiku i nie są widoczne w morfologii powierzchni tego obszaru (fig. 2, 34, 35).

Z analizy profilu stratygraficznego utworów trzeciorzędu na badanym obszarze wynika, że oprócz luki sedymentacyjnej obejmującej paleocen, eocen i dolny oligocen istnieje również luka sedymentacyjna od końca miocenu przez cały pliocen.

Z map współczesnych ruchów pionowych za-

mieszczonych w publikacjach Rühlego (1973) i Bankwitza (1968) wynika, że na rozpatrywanym obszarze dominują ruchy obniżające o amplitudzie wynoszącej 1 mm w ciągu roku, a w rejonie Kostrzyna amplituda ruchów obniżających dochodzi do 1,5 mm. W nawiązaniu do zróżnicowania amplitudy ruchów obniżających w rejonie Kostrzyna zauważyć można, że w tym rejonie nastąpiło również wycienienie osadów triasu, które Kuchciński (1973), Dzioba i Jamkowa (1971) tłumaczyli przebiegiem proggu lubuskiego, nazwanego obecnie wałem wolsztyńskim. Rejon ten może więc stanowić przykład potwierdzający poglądy między innymi Ferdmana (1972), Kowalskiego i Liszkowskiego (1972), iż neotektoniczne ruchy pionowe są przede wszystkim odbiciem aktywności struktur podłoża hercyńskiego lub starszego.

WNIOSKI

1) Obszar Pojezierza Lubuskiego położony jest w środkowo-zachodniej strefie obniżenia, nazwanego przez Grocholskiego (1975) waryscyjską bruzdą zielonogórską, między blokiem przedsudeckim a wałem wolsztyńskim oraz w południowo-zachodniej części wspomnianego wału wolsztyńskiego. W okresie sedymentacji cechsztyńsko-mezozoicznej badany obszar położony był w strefie brzeżnej cechsztyńsko-mezozoicznego basenu sedymentacyjnego, a także w strefie granicznej dwóch laramijskich struktur tektonicznych, tj. monokliny przedsudeckiej i synklinorium szczecińsko-szamotulskiego. Przedstawione tutaj położenie rozpatrywanego obszaru determinowało jego rozwój geologiczny. Utwory laramijskiego i polaramijskiego piętra strukturalnego zawdzięczają swoje stratygraficzne i facjalne oraz tektoniczne zróżnicowanie przede wszystkim regionalnym ruchom epejrogenicznym i zmianom poziomu morza.

2) Duża miąższość skał wylewnych w otworze Ośno IG 2 (7), a także stwierdzenie występowania skał wulkanicznych w rejonie północnej Wielkopolski (fig. 8) świadczą o dużo większym znaczeniu procesów wulkanicznych w Polsce północno-zachodniej aniżeli dotychczas przyjmowano. Nie jest wykluczone, że pokrywy lawowe rejonu Zielonej Góry i Ośna łączą się z pokrywami stwierdzonymi w rejonie Kołobrzegu i Berlina.

3) Strefa zwiększonych miąższości osadów Z_1 pokrywa się ze strefą dużych miąższości nadwylewowej części czerwonego spągowca, to jest saksonu (fig. 8, 11). W obrębie tej strefy istniały obszary o lokalnej zwiększonej subsydencji (rejon Pomorska i Rybak) oddzielone obszarem o mniejszej subsydencji. Również strefa mniejszych miąższości Z_1

pokrywa się z odpowiednią strefą małych miąższości osadów saksonu. Przykład ten ilustruje wpływ i ciągłość ruchów obniżających dna zbiornika sedymentacji saksonu i Z_1 .

4) Rozmieszczenie miąższości pięter młodszych cechsztynu Z_3 i Z_4 , a także zmienność litologii wskazuje, że miały miejsce wówczas ruchy pionowe o niewielkiej amplitudzie i dużym regionalnym rozprzestrzenieniu (fig. 15, 17). Ruchy te przyczyniły się do powstania stref wynurzonych powodujących rozczłonkowanie morza epikontynentalnego Z_3 i Z_4 , szczególnie w części południowej i środkowej obszaru badań. Na obszarze Kujaw Poborski (1968) wspomina o lukach sedymentacyjnych w piętrze Z_3 . Charysz (1973) zaś pisze również o wynurzeniu dna zbiornika w tym czasie. Przedstawione w pracy analizy miąższościowe w północnej części monokliny przedsudeckiej stanowią niejako potwierdzenie wcześniejszych wniosków Poborskiego i Charysza wyprobowanych innymi metodami badawczymi na obszarze północnej Polski.

Dowodami na istnienie pozytywnych ruchów pionowych dna zbiornika sedymentacji w piętrach Z_3 i Z_4 jest między innymi zakłócenie cykliczności sedymentacji przejawiające się dla piętra Z_3 brakiem iltu solnego, a dla piętra Z_4 przerostami iltu solnego z anhydrytem, a także brakiem strefy zwiększonych miąższości utworów cechsztynu.

5) Nawiązując do kryteriów Trusheima (1957) i Skočka (1974) można stwierdzić, że po sedymentacji osadów dolnego pstrego piaskowca najwcześniej spełnione zostały warunki dla mobilizacji plastycznych własności soli w rejonie otworów Rybaki.

6) Miąższość pstrego piaskowca osiąga swoje

największe wartości w rejonie, gdzie skupiały się osie zwiększonych miąższości nadwylewowej partii czerwonego spągowca oraz pięter Z_1 , Z_2 , Z_3 , Z_4 cechsztynu. Ta zależność warunków sedymentacji młodszych osadów od struktur starszego podłoża świadczy o stałym odnawianiu powolnych obniżających ruchów pionowych dna zbiornika sedymentacji.

7) Stwierdzone wycienienie osadów pstrego piaskowca (fig. 25) oraz całego kompleksu triasu (fig. 32) w rejonie Kostrzyn — Gorzów Wielkopolski — Międzyrzecz związane jest zapewne z tektonicznym uaktywnieniem się wału wolsztyńskiego.

8) Ponieważ w piętrze starokimeryjskim mobilność podłoża ograniczała się tylko do ruchów pionowych, o przewadze ruchów dodatnich, można przyjąć, iż pierwotne osady liasu sięgały na południu po linię wyznaczoną przez Sokołowskiego (1967). Natomiast trudno określić czy w piętrze młodokimeryjskim nastąpiło zasadnicze potrzaskanie całego przedpola bloku przedsudeckiego. Wydaje się, że rozbitcie na bloki skał permomezozoicznych i ich morfologiczne zróżnicowanie nastąpiło dopiero w piętrze laramijskim.

9) Uruchomienie procesów przemieszczania soli w kierunku brzeżnych partii zbiornika sedymentacyjnego osadów permomezozoiku ma charakter lokalny (struktury Rybak i Pomorska) w przeciwieństwie do ich regionalnego rozprzestrzenienia w obniżeniu wielkopolsko-mazowieckim. Maksymalne uaktywnienie soli jest zmienne w czasie i zależy od po-

łożenia względem centralnych partii zbiornika sedymentacji. Według Dadleza (1961) oraz Dadleza i Marka (1972, 1973), w niecce szczecińskiej maksymalizacja procesów halotektonicznych nastąpiła w fazie ruchów starokimeryjskich. W północnej części obszaru badań proces ten rozpoczął się niewątpliwie w czasie ruchów młodokimeryjskich, a w południowej części badań w fazie laramijskiej. Zatem w kierunku od niecki szczecińskiej ku południowi natężenie kinetyki solnej zbiega się z coraz młodszyimi ruchami tektonicznymi.

10) Ruchy tektoniczne w kenozoiku mają zmienne natężenie i kierunek. Do dolnego oligocenu przeważały pozytywne ruchy pionowe fazy laramijskiej. W okresie od środkowego oligocenu niemal do końca miocenu badany obszar był terenem akumulacji osadów terygeniczných. Przeważały zatem negatywne ruchy pionowe. Pod koniec miocenu oraz przez cały pliocen ponownie przeważały dodatnie ruchy pionowe. Współczesne ruchy pionowe są ujemne, a ich amplituda wynosi 1 mm na rok.

11) W świetle przedstawionych danych stwierdzić można, że tektoniczna aktywność waryscyjskiego podłoża wywarła znaczny wpływ na sedymentację utworów cechsztynu i triasu, mniejszy zaś na sedymentację młodszych utworów tego piętra. W utworach kenozoiku, a szczególnie współcześnie, następuje zjawisko inwersji tektonicznej. Świadczą o tym negatywne ruchy pionowe, które zaznaczają się najwyraźniej na obszarze wału wolsztyńskiego.

LITERATURA

- BAKIROW A. A., 1973: Poszukiwanie i rozpoznawanie złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Wyd. Geol., Warszawa.
- BAŁASZOW E., ŁOMNICKI R., MURAWIK W., POLESZAK E., 1970: Niektóre nowe dane o budowie geologicznej synklinorium szczecińskiego w świetle ostatnich opracowań sejsmicznych. Some new data on the geological structure of the Szczecin synclinorium in the light of recent seismic works. *Prz. geol.*, nr 2.
- BANKWITZ P., 1968: Rezente Krustenbewegungen. Grundriss der Geologie der DDR. Akademie Verlag, Berlin.
- BARTKOWSKI T., 1970: Wielkopolska i środkowe nadodrze. PWN, Warszawa.
- BIRECKI T., 1965: Zarys tektoniczny struktury Rybak i dalszych poszukiwań złóż ropy i gazu. The outline of the tectonic structure and the possibilities of further prospecting for oil and gas deposits in the Rybaki region. *Geofiz. i geol. naft.*, nr 5—6.
- 1972: Szczelinowe własności zbiornikowe poziomu dolomitu głównego w rejonie Rybak i Nowej Soli. The fissurity of the main dolomite, as its reservoir properties in the area Rybaki and Nowa Sól. *Ibid.*, nr 9—10.
- BRYL T., HORN T., 1972: Ważniejsze problemy budowy geologicznej niecki szczecińskiej w świetle najnowszych wyników prac geologiczno-geofizycznych. Major problems of the geological structures of the Szczecin basin in the light of new results of geological-geophysical studies. *Prz. geol.*, nr 11.
- 1973: Możliwość akumulacji węglowodorów w niecce szczecińskiej. Possibilities of hydrocarbon accumulation in the Basin of Szczecin. *Geofiz. i geol. naft.*, nr 1—2.
- CALIKOWSKI J., MAREK S., ZNOSKO J.: Rozważania o ewolucji i migracji bituminów na Niżu Polskim. On Evolution and Migration of Bitumens in the Polish Lowland Area. *Kwart. geol.*, t. 15, nr 2.
- CHAIN W., 1974: Geotektonika ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- CHARYSZ W., 1973: Cechsztyńskie piętro soli młodszych (Z_1) w rejonie kujawskim. Zechstein stage of younger salt (Z_3) in Kujawy region *Pr. geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 75.
- CIEŚLIŃSKI S., JASKOWIAK M., MAREK S., RACZYŃSKA A., 1973: Barrem-alb, [w:] Budowa Geologiczna Polski, t. 1, cz. 2. Stratygrafia. Mezozoik. Wyd. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., 1961: Uwagi o paleogeograficznym i tektonicznym stanowisku niecki szczecińskiej. Remarks on paleogeographical and tectonic position of the Szczecin trough (Western Poland) in relation to the adjacent areas. *Prz. geol.*, nr 8.
- DADLEZ R., MAREK S., 1969: Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu

- Polskiego. Structural Style of the Zechstein Mesozoic Complex in Some Areas of the Polish Lowland. *Kwart. geol.*, t. 13, nr 3.
- 1972: Podstawy geologiczne metodyki badań utworów mezozoicznych na Niżu Polskim pod kątem poszukiwań bituminów. Geological premises for methodology of bitumen-prospecting-oriented studies on Mesozoic deposits from the Polish Lowlands. *Prz. geol.*, nr 10.
- 1973: Postępy w rozpoznawaniu i kartograficznym odwzorowaniu zagadnień permo-mezozoiku na Niżu Polskim. Progress in recognition and mapping of the tectonic problems of the Permian-Mesozoic complex in Polish Lowland. *Ibid.*, nr 11.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., ZNOSKO J., 1966: Rewizja stratygrafii osadów jury środkowej w Gorzowie Wielkopolskim. Revision of Stratigraphy of the Middle Jurassic Deposits from Gorzów Wielkopolski (Western Poland). *Kwart. geol.*, t. 10, nr 4.
- DYJOR S., CHLEBOWSKI Z., 1973: Budowa geologiczna polskiej części luku Mużakowa. Geological Structure of the Polish part of the Mużaków. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 192, Pr. geol.-miner., t. 3.
- DZIOBA T., JAMKOWA E., 1971: Zarys wglębnej budowy geologicznej w rejonie zielonogórskim z uwzględnieniem warunków hydrogeologicznych. Materiały na konferencję pt. „Problematyka badań geologicznych i ich wyników ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień wodnych na terenie województwa zielonogórskiego.” WRN Zielona Góra.
- FERDMAN L. [Фердман Л. И.], 1972: О связи глубинной структуры неотектоники и рельефа северо-западной сибирской платформы. On the relation between abyssal structure neotectonic and relief of the north-western outskirts of the Syberian platform. Докл. Ак. Наук СССР, т. 206, но 4.
- GORTYŃSKA S., 1970: Budowa geologiczna legnicko-głogowskiego okręgu miedziowego w świetle robót górniczych. *Surowce miner.*, t. 3.
- GROCHOLSKI W., 1975: Waryscydy południowej Wielkopolski. Variscides of southern Wielkopolska. *Prz. geol.*, nr 4.
- GUNIA T., 1960: Historia odkrycia rud miedzi na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Rudy i metale nieżel.*, z. 2.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M., 1969: Budowa geologiczna pogranicza synklinorium szczecińskiego z anty-klinorium pomorskim w okolicy Zalewu Szczecińskiego. Geological Structure of the Area Situated Between the Szczecin Synclinorium and Pomeranian Antyclinorium in the Vicinity of Szczecin Lagoon. *Kwart. geol.*, t. 13, nr 3.
- KARNKOWSKI P., 1972: Zadania służby geologicznej górnictwa naftowego u progu pięciolatki 1971–1975. The Tasks of the Geologic Survey of the Oil Field Industry on the Threshold of the Five Years Plan 1971–1975. *Nafta*, nr 4.
- 1973: Przegląd perspektyw poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego w Polsce. A Review of Geological Prospecting for Oil and Gas in Poland. *Inst. Geol. Biul.*, 264.
- 1974: Wyniki prac geologiczno-poszukiwawczych w 1973 i zadania na przyszłość. *Wiad. naft.*, nr 5.
- KOTAŃSKI Z., SOKOŁOWSKI J., 1971: Podstawowe zasady i metody geologicznej kartografii wglębnej. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOWALSKI W. C., LISZKOWSKI J., 1972: Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle budowy geologicznej. The Dependence Between the Recent Vertical Movements of the Earth Crust in Poland and its Geological Structure. *Biul. geol. Wydz. Geol. UW.*, t. 14.
- KUCHCIŃSKI J., 1973: Rozwój i zarys basenu czerwonego spągowca zachodniej Polski. Tectonic Development of the Rotliegendes (Lower Permian). Basin in North-Western Poland. *Inst. Geol. Biul.*, 264.
- KOLBEL H., 1968: Jura. Grundriss der Geologie der DDR. Akademie Verlag., Berlin.
- LEVORSEN A. J., 1972: Geologia ropy naftowej i gazu ziemnego. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAREK S., 1971: Przegląd cechsztyńskich struktur solnych na niżu Polski środkowej. Materiały na kolokwium pt. „Postępy w badaniach złóż surowców mineralnych”. Wyd. AGH., Kraków.
- MAREK S., ZNOSKO J., 1972: Tektonika Kujaw. Tectonics of the Kujawy Region. *Kwart. geol.*, t. 16, nr 1.
- MILEWICZ J., KORNAŚ J., 1971: Uwagi o podłożu podpermskim w rejonie Gubina. Remarks on the Sub-Permian Basement in the Gubin Region. *Kwart. geol.*, t. 15, nr 4.
- NOWICKA E., 1972: Próba rozpozniowania utworów pstrego piaskowca na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej w wybranych otworach sedimentacyjnego basenu triasowego Polski. Attempt of dividing the sediments of the Lower Triassic on the background of well logs, in the choisen wells in the Triassic sedimental basin in Poland. *Geofiz. i geol. naft.*, nr 11–12.
- OBERC J., SALSKI W., 1968: Fałdy i spękania w skałach dolnocechsztyńskich na obszarze szybu wschodniego kopalni Lubin. Folds and Fractures in the Lower Zechstein Rocks near the Eastern Shaft of the Lubin Mine. *Kwart. geol.*, t. 12, nr 3.
- POBORSKI J., 1968: Cechsztyń. Facja salinarna. Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 1. Wyd. Geol., Warszawa.
- PODEMSKI M., 1974: Nowa interpretacja budowy tektonicznej struktury Rybaki. New Interpretation of Tectonic of the Rybaki Structure. *Kwart. geol.*, t. 18, nr 1.
- POŻARYSKI W., 1970: Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polskiego. Cimmerian Grabens in the Light of Structural Development of Polish Lowland. *Ibid.*, t. 14, nr 2.
- RÜHLE E., 1973: Ruchy neotektoniczne w Polsce [w:] Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- SKOČEK V., 1974: Nekonwencji názory na vznik solnych ložísek. *Geol. průzkum*, nr 6.
- SOKOŁOWSKI J., 1966: Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-lódzkiego. The Role of Halokinesis in the Development of Mesozoic and Cainozoic Deposits of the Mogilno Structure and the Mogilno-Lódź Synclinorium. *Inst. Geol. Pr.*, t. 50.
- 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of the Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica*, vol. 3.
- 1968: Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów. *Surowce miner.*, t. 1.
- 1974: Zarys budowy geologicznej oraz problemy genezy i migracji obszaru przedsudeckiego. Outline of the Geological Structure and the Problem of Hydrocarbon Genesis and Migration of the Fore-Sudeten Region. *Nafta*, nr 6.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., 1966: Dolny trias na Pomorzu zachodnim. Lower Triassic in West Pomerania Area. *Kwart. geol.*, t. 10, nr 3.
- 1973: Korelacja profilów dolnego i środkowego pstrego

- piaskowca w zachodniej Polsce. Correlation of the Lower and Middle Buntsandstein Sections in West Poland. *Ibid.* t. 17, nr 2.
- TOKARSKI A., 1965: O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. Stratigraphy of the Salinary Rot of the Fore-Sudetic Monocline. *Acta geol. pol.* 15, no. 2.
- TRUSHEIM M., 1957: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 109.
- ZNOSKO J., 1959: Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Nizy Polskiego. Preliminary Description of Stratigraphy of Jurassic Sediments in Soutwestern Part of Polish Lowland. *Kwart. geol.*, t. 3, nr 3.
- 1968 a: Atlas geologiczny Polski 1 : 200 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1968 b: Oscylacje transgresywne morza doggerskiego między Gorzowem Wlkp. i Zakrzewem. Transgressive Oscillations of the Dogger Sea between Gorzów Wielkopolski and Zakrzewo. *Kwart. geol.*, t. 12, nr 2.
- 1968c: Próg Pompeckiego i jego paleogeograficzne znaczenie dla polskiej jury. Pompecki's Swell and its Paleogeographical Importance for Polish Jurrassic. *Ibid.* t. 12, nr 2.
- ZWIERZYCKI J., 1947: Zagadnienia soli potasowych w Polsce. The problems of potasium salts in Poland. *Prz. gór.*, nr 12.
- 1951: Sole potasowe na północ od Wrocławia. The potassium salts of the north of Wrocław. *Państwowy Inst. Geol. Pr.*, nr 7.

TECTONICS OF THE EPIVARISCAN STRUCTURAL STAGES IN THE LUBUSZ LAKE DISTRICT

ABSTRACT: This paper deals with the tectonics of the vast area bordered by four rivers: Odra, Warta, Obra, and Obrzyca. Based on 137 deep drillings localized over the area of 18 000 km², the author reconstructed the tectonic history of the basement which was successively covered with Permo-Mesozoic and Cenozoic deposits. Structural and isopachyt maps were constructed.

Special attention was drawn to local vertical movements in the Z₁ stage and to regional positive vertical movements at the end of the Z₃ and Z₄ stages. Tectonics of the Wolsztyn block controlled the sedimentation of Triassic and Cenozoic deposits.

Summary

INTRODUCTORY REMARKS

The outcrops of Cretaceous rocks, hidden beneath Cenozoic sediments, were considered by Sokołowski (1967, 1968, 1974) as a boundary of the Foresudetic Monocline and the Szczecin-Szamotuly Synclinorium at the interval of Permo-Mesozoic deposits (figs. 1, 2, 3).

Examined were numerous bore-holes drilled over the area of 18 000 km² in the Lubusz Lake District. This area represents fragment of western part of the Middle Polish Lowland and so far lacks extensive geologic exploitation.

Geology of the region situated south of the E-W course of the Odra river was reported by Sokołowski (1967). The region north of the Warta river was investigated by Bałaszow *et al.* (1970), Bryl and Horn (1972, 1973), Dadlez (1961), Dadlez and Marek (1969, 1972, 1973), Jaskowiak-Schoeneichowa (1969), Kuchciński (1973).

Geology of the discussed area is presented in figures 1, 3, 4-6, 22, 23.

Based on geophysical-lithological divisions made by numerous geologists, the present author constructed the structural maps of tops and thicknesses of the individual stages (figs. 7-11, 13, 15, 17, 24, 28, 30, 31, 34, 35), the map of various positions of axes of increased thicknesses in the individual stages of the Zechstein (fig. 21), the lithologic maps of lateral variability (figs. 12, 14, 16, 18, 25, 26) geological cross-sections (figs. 4-6, 22), and paleotectonic compensatory cross-sections (figs. 20, 33). Thus the traditional research methods were supplemented by analyses of thicknesses and lithology.

The research methods employed by the present author were described by Bakirow (1973), Chain (1974), Levorsen (1972), Kotański and Sokołowski (1971).

ZECHSTEIN BASEMENT

Carboniferous sedimentary rocks were featured on the basis of archival and published data. Crystalline rocks were bored only by the Babimost 3 (36) drilling. Thus the northern termination of Hercynian elements occurs northwest of Babimost. The Ośno-Kostrzyn elevation built of Young Hercynian effusive rocks, is considered as a continuation of these elements. This under-Zechstein morphologic elements was termed by Karnkowski (1973) as the Wolsztyn-Lesno or Wolsztyn elevation.

Rotliegendes rock complex was drilled through only in few sites by drillings: Babimost 3 (136), Staropole 1 (17). These deposits, however, are thin (not more than 10 m thick) and do not render too much geologic data (figs. 4-10, 22). In the Ośno region, the effusive complex was increased in its thickness whereas thicknesses of the overlying sediments were decreased. These sedimentary rocks are the thickest in the elongated

zone running through the following drillings: Klenica 1 (129), Chyże 1 (96), Sycowice 1 (146), Cybinka 1, 2 (19-30) — (fig. 9).

ZECHSTLIN

Variable thickness and lithology as well as morphology of the top of deposits sedimented in each stages of the Zechstein were presented. By means of analysis of varied thicknesses seen on the map and owing to supplementary lithological analysis, the present author discovered a block element in the Kosobudz 1 — Trzebule 1 region, plunging northerly. This element was tectonically active in the Saxonian and the Z₁ stage (figs. 11, 12). Z₂ deposits were sedimented during relative tectonic calm (figs. 13, 14).

Widespread positive vertical movements took place at the end of the Z₃ and Z₄ stages (figs. 15-18). Therefore, Z₃

* Adam Mickiewicz's University, Department of Geology, Poznań.

and Z_4 sediments have a decreased thickness and lack certain sedimentary members. The younger salt appears at the top of the Z_3 deposits whereas the Z_4 deposits lack an independent horizon of bounding anhydrite; the anhydrite forms, however, minor intercalations in the upper red clays.

The Z_1 deposits are characterized by features typical of Rotliegendes and Zechstein sediments. The two older stages are characterized by the so-called inter-cycloteme (inter-stage) compensation of thickness referred to as macrocompensation

(fig. 20) and by compensation of thicknesses of individual constituents, referred to as microcompensation. Such phenomena are absent from the deposits of the Z_3 and Z_4 stages. Two older and two younger stages differ in the conditions of sedimentation. The Z_1 and Z_3 stages are characterized by transitional sedimentation. During the deposition of Z_1 basal anhydrite, Z_2 main dolomite, Z_3 gray clay, the subsidence was greater than the accumulation.

MESOZOIC

Triassic deposits occur over the whole investigated area whereas Jurassic and Cretaceous sediments display rather limited occurrences.

Triassic sedimentation went on under different conditions than Zechstein one (figs. 24–29, 32, 33). Variable lithology of the Lower Bunter and thinning out of Triassic deposits toward north, were due to tectonic activity of the Wolsztyn elevation hidden beneath Permian rocks.

In the investigated region, only Lower and Middle Jurassic deposits were recognized. Upper Jurassic series are lacking. Thicknesses of Lias deposits (fig. 30) in the examined area are similar to the thicknesses of Lias recognized by Kolbel (1968) in DDR. Deposits of the Dogger and Lower Cretaceous are

only scarcely preserved. Sedimentary basin of the Jurassic and Cretaceous was linked with the North Sudetic Basin.

During the Mesozoic, the southern part of the investigated area differed from the northern one in the conditions of sedimentation.

Numerous examples of salt masses movements were accounted for by the primary conditions of sedimentation; as the most important factors were considered primary zones of increased thicknesses of various stages and increases of thickness of Rotliegendes overeffusive rock series.

Finally, the author featured master tectonic discontinuities recognized in the investigated area.

CENOZOIC

The author presented only general data on the stratigraphy of the study area (figs. 34, 35). The author analysed changes in amplitude, direction and occurrence of vertical movements in this area. Tectonic activity the Wolsztyn elevation was evident

from lateral and vertical limits of the spreading out of Tertiary deposits. Recent vertical movements of the Earth's crust were also considered.

CONCLUSIONS

Remarkable thickness of effusive rocks drilled by the Ośno IG 2 (7) bore-hole as well as occurrence and morphology of the top of volcanic rocks (fig. 8) in the Wielkopolska point to great significance of volcanic processes in the development of Permian system in northwestern Poland. Now there is a good base to search for lava links between the volcanic areas of Zielona Góra, Ośno, Kołobrzeg, and Berlin.

The zone of increased thicknesses of the Z_1 deposits appears over the zone great thicknesses of the over-effusive part of Rotliegendes sequence (figs. 8, 11). The zones of decreased thicknesses of the Z_1 deposits occur where effusive rocks are thicker and the over-effusive rocks display rather decreased thicknesses. Thus it may be assumed that the zone of increased thicknesses of the Z_1 deposits is connected with the zone of increased thicknesses of Saxonian sediments. The latter zone was built of differently subsiding regions; some of them were characterized by locally greater subsidence (the Pomorski–Rybaki region) than the other ones.

Variable lithology and thicknesses of younger Zechstein deposits (Z_3 and Z_4) were due to regional vertical movements (figs. 15, 17) which caused the dismemberment of the Z_3 and Z_4 epicontinental sea by several emerged zones (especially in southern and central part of the study area). Northern part of the Foresudetic Monocline emerged at an end of the Z_3 and Z_4 stages. This view agreed with earlier results of Poborski's (1968) and Charysz's (1973) investigations carried out in Northern Poland by means of quite different research methods than

the thickness analysis employed by the present author. Z_3 and Z_4 positive vertical movements were evident from the lack of salt clay in Z_3 deposits and the anhydrite-salt clay intergrowths in Z_4 deposits, proving some disturbances in cyclic sedimentation. The zone of increased thicknesses of Zechstein deposits is also absent from the study area.

According to Trusheim's (1957) criteria, one can assume that in the Rybaki region, after the Lower Bunter, salt masses might be plastically mobilized with no influence of the proper tectonic factors.

The thickest Bunter deposits appear in the region where the over-effusive Rotliegendes deposits as well as Zechstein sediments also display the greatest thicknesses. Thus sedimentation of younger deposits depended upon the downward vertical movements of the older basement.

Tectonic activity of the Wolsztyn elevation resulted in a thinning out of both Bunter deposits (fig. 5) and the whole Triassic sequence (fig. 32). This was well exemplified in the Kostrzyń–Gorzów Wielkopolski region.

Late Cimmerian mobility of the basement was restricted only to the vertical, mostly positive, movements. Therefore, it may be assumed that the outcrops of Jurassic and Cretaceous deposits were roughly concordant with the line envisaged by Sokołowski (1967) and confirmed later by Milewicz's (1973) Radwanski's (1973) investigations. It is hard, however, to say whether a forefield of the Foresudetic Block was really remarkably dismembered in the course of Young Kimerian movements.

Still, undoubtedly during Laramide movements, the Permo-Mesozoic rocks were divided into blocks having different morphological features.

Halokinetic phenomena occurred locally at the marginal parts of the Permo-Mesozoic basin, whereas they had regional significance in the depression of Wielkopolska—Mazowsze. The highest intensity of halokinetic processes varied in place and time. According to Dadlez (1961) and Dadlez, Marek (1972, 1973), in the Szczecin trough, the most intense halokinetic processes took place in the Upper Triassic. Northern part of the investigated area was affected by these processes during Young Kimerian movements and in southern part — in Laramide Phase. Thus the halokinetic phenomena moved southwards.

Oscillatory movements took place in the Cainozoic. Positive vertical movements dominated in the Paleocene, Eocene, and Lower Oligocene. After short tectonic quiet, at the Lower/Middle Oligocene turn, the whole region subsided. Upper

Oligocene uplift caused the denudation of Middle Oligocene deposits. Amplitude of downward movements occurring in the Miocene, was slightly greater than that of Middle Oligocene movements. In the Upper Miocene and Pliocene the vertical movements were positive again. Merely in the Kostrzyń-Gorzów Wielkopolski region the upward movements were more intense and probably lasted in the whole Tertiary Period. This was accounted for by the tectonic activity of the Wolsztyn elevation. Thus, it can be concluded after Ferdman (1972) and Kowalski, Liszkowski (1972) that the discussed vertical movements resulted from tectonic activity of Hercynian basement (or even older structures).

Recently, one can observe the downward vertical movements. Their amplitude in the Kostrzyń region amounts 1.5 mm a year.

Translated by Andrzej Żelaźniewicz