

STEFAN POŁTOWICZ¹, ALICJA STARCZEWSKA-POPOW¹

ROZWÓJ ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO MIĘDZY TARNOWEM A PRZEMYŚLEM

(10 fig.)

*The development of the Carpathian Foredeep between Tarnów
 and Przemyśl, Polish eastern Carpathian*

(10 Figs.)

WSTĘP

Osady miocenne Przedgórze Karpat osiągnęły miąższość od kilkuset metrów w zachodniej jego części do około 3500 m u wschodnich granic PRL.

Pierwszą próbę syntezy litofacjalnej tych utworów wykonał w latach 1967—1970 zespół pracowników Zakładu Geologii Naftowej Instytutu Wiertniczo-Naftowego Akademii Górniczo-Hutniczej i Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Jaśle pod kierunkiem S. Wdowiarza i S. Juchy². Utwory miocenne ujęto w niej w całości bez ich stratygraficznego rozdzielania lub podziału na kompleksy litologiczne. Syntetyczną mapę miąższości osadów miocennych wykonano przez odjęcie uśrednionej wysokości nad poziom morza od izobat powierzchni podłoża miocenu wykorzystując do tego mapę geologiczno-strukturalną podłoża miocenu Przedgórze Karpat północnych opracowaną przez P. Karnkowskiego i A. Łapinkiewicza (1965).

W niniejszym artykule omówiono tylko utwory środkowego i górnego badenu (bez serii ewaporatów) i dolnego sarmatu, ponieważ osady dolnego badenu (górnego opolu) nie odgrywają większej roli na wschód od Dunajca, ze względu na ich małą i stałą miąższość (rzędu 20—30 m) oraz brak ich na znacznej części obszaru. Podziału na utwory badeńskie i dolnosarmackie dokonano w oparciu o zawarte w nich szczątki mikrofauny i ustalenia stratygraficzne przeprowadzone przez dra H. Jurkiewicza, dra Z. Kirchnera, mgra inż. J. Drobę, mgra inż. S. Krygowskiego i doc. dr E. Łuczowską,

¹ Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego w Warszawie, Ośrodek w Krakowie, ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków.

² Prof. dr S. Wdowiarz, doc. dr inż. S. Jucha: „Rozwój utworów miocenu autochtonicznego w zapadliku przedkarpackim” (odczyt na pos. Pol. Tow. Geol. w dniu 19 IV 1971 r.).

SW

NE

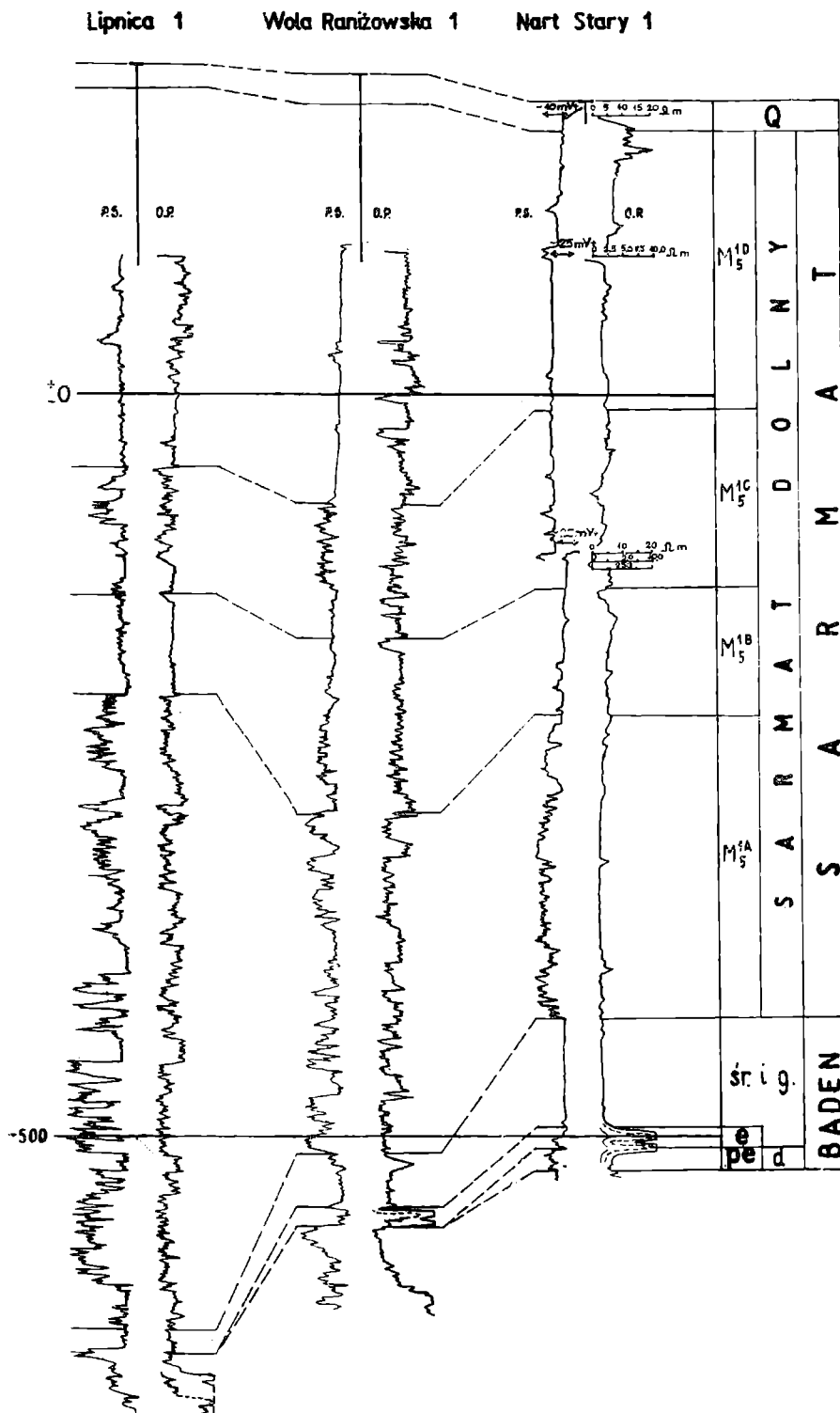


Fig. 1. Przekrój korelacyjny utworów miocenijskich. PS — wykres potencjałów samoistnych; OP — wykres oporności pozornej (sonda gradientowa spągowa); pe — seria podewaporatowa; e — seria ewaporatowa; M_5^A — I kompleks piaszczysty; M_5^B — kompleks ilasto-mułowcowy; M_5^C — II kompleks piaszczysty; M_5^D — kompleks ilasto-mułowcowo-piaszczysty

Fig. 1. Geophysical correlation of Miocene deposits. pe — subevaporite complex; e — evaporite complex

w powiązaniu z analizą krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej (profilowania oporności pozornej, profilowania gamma i neutron-gamma, profilowania średnicy odwiertu).

Wymienionym Koleżankom i Kolegom oraz Kolegom mgrowi inż. Józefowi Czernickiemu i mgrowi inż. Romanowi Duszy pragniemy złożyć serdeczne podziękowanie za ich udział w opracowaniu materiałów podstawowych, na których oparliśmy nasze wnioski.

Na podstawie cech litologicznych podzielono utwory dolnego sarmatu na 4 kompleksy (fig. 1); pierwszy kompleks piaszczysty (M_5^{1A}), kompleks ilasto-mułowcowy (M_5^{1B}), drugi kompleks piaszczysty (M_5^{1C}) i kompleks ilasto-mułowcowo-piaszczysty (M_5^{1D}) dość zróżnicowany litologicznie. Wydzielone kompleksy udało się skorelować we wszystkich analizowanych profilach; mają one rozprzestrzenienie regionalne i należy je wiązać z określonymi etapami rozwoju zapadliska przedkarpacciego. Wydzielenie w utworach miocenu nadanhydrytowego 5 kompleksów litologicznych pozwoliło prześledzić zmiany nasilenia sedymentacji, przemieszczanie się zbiornika sedymentacyjnego w czasie i rozkład zapiaszczenia, a tym samym rozmieszczenie i do pewnego stopnia odległość obszarów alimentacyjnych od zbiornika.

Analizę litofacjalną utworów miocenijskich oparto o wyniki około 200 profilów otworów wiertniczych rozmieszczonych mniej więcej regularnie na całym obszarze, w tym w około 100 profilach obliczono zapiaszczenie serii osadowych. Zapiaszczenie obliczono „metodą powierzchni krzywej PS”, ponieważ jest ona najbardziej odpowiednia dla tego rejonu i typu utworów (H. G. Doll, 1948; L. Król, 1964).

Wzór określający ogólną miąższość piasków w obrębie kompleksu litologicznego przedstawia się następująco:

$$\Sigma hp = \frac{\text{powierzchnia krzywej PS}}{E_{PS}}$$

Σhp — całkowita miąższość piasków (w m)

E_{PS} — statyczna wartość różnicy potencjału naturalnego

$$E_{PS} = K_{PS} \lg \frac{ef}{\rho_{wz}}$$

$$\text{gdzie: } K_{PS} = 69,4 \left(1 + \frac{t-18}{291,13} \right)$$

ef — oporność właściwa filtratu płuczkowego (w Ωm)

ρ_{wz} — oporność właściwa wody złożowej (w Ωm)

t — temperatura poziomu (w $^{\circ}C$)

W oparciu o dane laboratoryjne odnośnie do oporności wody złożowej obliczono zapiaszczenie według poniższego wzoru (H. G. Doll, 1948):

$$Cp = \frac{\Sigma h_p}{h} \cdot 100\%$$

gdzie:

C_p — zapiaszczenie kompleksu litologicznego (w %)

Σhp — całkowita miąższość piasków (w m)

h — całkowita miąższość kompleksu litologicznego (w m)

WYŻSZY BADEN (WARSTWY CHODENICKIE I GRABOWIECKIE)

Utwory wyższego badenu, od stropu ewaporatów po strop grabowu, mają większy zasięg od osadów dolnego badenu (górnego opolu) i serii ewaporatów bochenianu. W trójkącie między Dębicą, Niskiem i Przemyślem znajduje się obszar, na którym nie osadziły się utwory starsze od warstw chodenickich. Obszar ten wydzielony został na mapie geologiczno-strukturalnej podłoża miocenu przedgórze Karpat północnych P. Karnkowskiego i A. Łapinkiewicza (1965), a nazwany przez M. Komorowską-Błaszczyską (1965) „wyspą rzeszowską”.

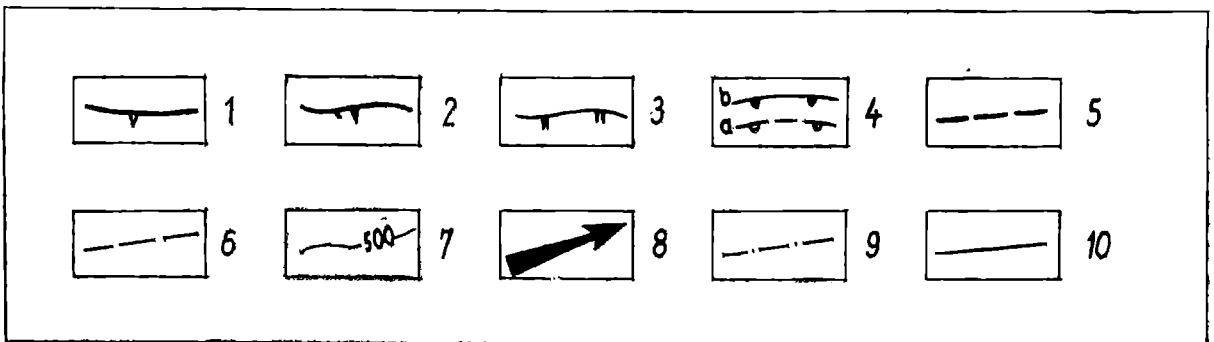
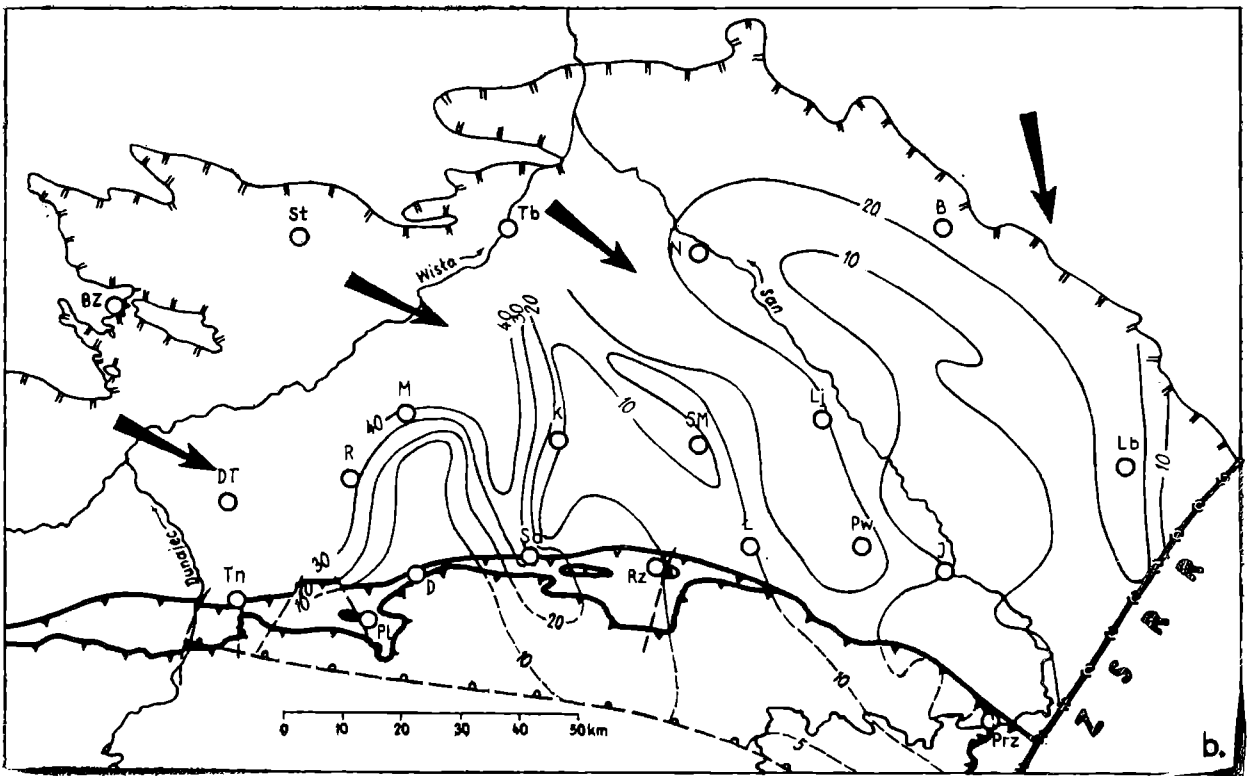
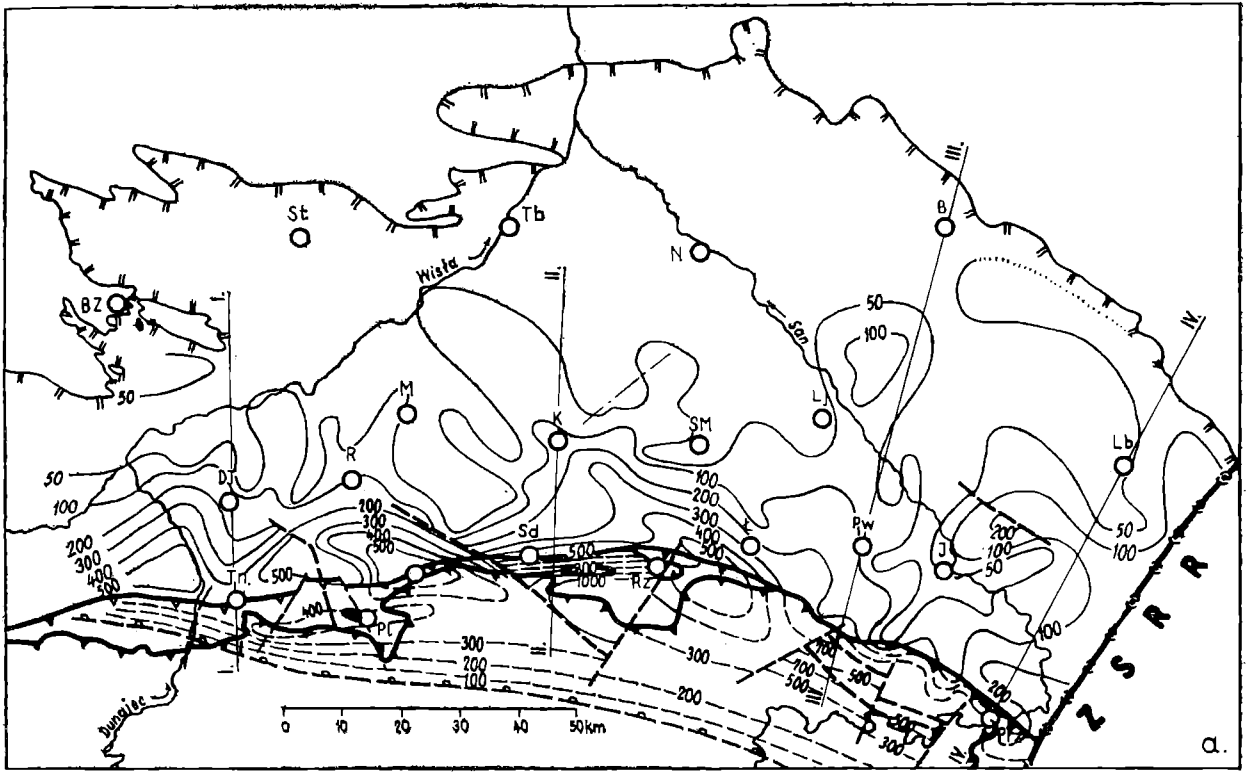
„Wyspa rzeszowska” została objęta ingresją dopiero w wyższym bochenianie (warstwy chodenickie).

Ponadto w szeregu profili otworów zlokalizowanych w brzeżnej strefie Karpat stwierdzono brak najniższych ogniw wyższego badenu. Jest to dowodem, że resztki „wyspy rzeszowskiej” istniały jeszcze w górnym bochenianie. Zatopienie lądu w południowo-wschodniej części zapadliska związane było z ruchami obniżającymi, które objęły zapadlisko przedkarpacie po osadzeniu się ewaporatów bochenianu z równoczesnym nasileniem zjawisk erozyjnych w Karpatach i północnych obszarach alimentacyjnych, co z kolei spowodowało zwiększenie ilości materiału klastycznego transportowanego do zbiornika sedymentacyjnego pod koniec miocenu.

Rozkład miąższości utworów wyższego badenu (fig 2a) jest dość regularny. W północnej części Przedgórze, w przybliżeniu do linii Szczurowa—Dąbrowa Tarnowska — Radomyśl — Sędziszów Młp. — Łańcut — Przeworsk — Jarosław—Lubaczów, wzrasta stopniowo ku południowi do około 200 m od

Fig. 2. Mapa miąższości (a) i zapiaszczenia (b) utworów wyższego badenu (bez serii ewaporatów): 1 — czoło górotworu miocenijskiego; 2 — erozyjny brzeg Karpat; 3 — północna granica zasięgu morskich utworów miocenijskich; 4 — granica zasięgu kompleksów litologicznych; a — powstałych w wyniku zniszczenia utworów miocenijskich przez nasuwający się flisz, b — w wyniku erozji; 5 — uskoki synsedymenacyjne; 6 — pozostałe ważniejsze uskoki; 7 — izopachyty w m (a) i izolinie zapiaszczenia w % (b); 8 — kierunek transportu materiału klastycznego; 9 — linia przekroju korelacyjnego; 10 — linie przekrojów miąższościowych. Miejscowości: BZ — Busko Zdrój, DT — Dąbrowa Tarnowska, Tn — Tarnów, St — Staszów, R — Radomyśl, Pl — Pilzno, M — Mielec, D — Dębica, Tb — Tarnobrzeg, K — Kolbuszowa, Sd — Sędziszów Małopolski, N — Nisko, SM — Sokół Małopolski, Rz — Rzeszów, B — Biłgoraj, Lj — Leżajsk, Ł — Łańcut, Pw — Przeworsk, J — Jarosław, Lb — Lubaczów, Prz — Przemyśl

Fig. 2. Thickness (a) and sand content (b) maps of the Middle and Upper Badenian deposits (evaporites excluded). 1 — Carpathian overthrust; 2 — erosional margin of Carpathian Mts., 3 — northern limit of marine Miocene sediments; 4 — limit of lithological complexes: a — due to flisch overthrust, b — due to erosion; 5 — synsedimentary faults; 6 — other faults; 7 — isopachytes in m (a) and isolines of sand content in % (b); 8 — transport direction; 9 — line of correlation profile; 10 — line of cross-section. BZ, DT etc. — localities, see Polish explanation



wychodni starszych formacji wału metakarpackiego, znajdujących się poza obszarem objętym opracowaniem. Największą powierzchnię zajmują utwory o miąższości do 50 m, które osadzały się w strefie płytkiego morza, gdzie subsydencja dna była jeszcze nieznaczna. Izopachyta 50 m ma najbardziej skomplikowany przebieg. Może ona do pewnego stopnia odwzorowywać ukształtowanie powierzchni podłoża miocenu w czasie sedymentacji.

Strefa obejmująca miąższości 50—200 m wyznacza skłon zbiornika w wyższym badaniu. Widoczny tu już jest wpływ ruchów podłoża na rozkład miąższości; obszary o szybszej subsydencji charakteryzuje zwiększona miąższość utworów. W tym też kierunku obserwuje się generalne zmniejszanie się zapiaszczenia (fig. 2b).

Na południe od strefy stopniowego i stosunkowo równomiernego narastania miąższości utworów wyższego badenu występuje obszar odznaczający się szybkimi i dość nieregularnymi zmianami natężenia sedymentacji. Nieregularność ta polega na istnieniu dużych różnic w miąższości utworów wydzielonego kompleksu w sąsiednich, często niezbyt od siebie oddalonych odwiertach. Zawsze pomiędzy takimi odwiertami istnieje uskok w podłożu miocenu stwierdzony badaniami sejsmicznymi.

Konsekwentne narastanie miąższości ku południowi, miejscami nawet dość gwałtowne, i zjawisko nieciągłości izopachyt na uskokach wskazuje, że w południowej części Przedgórze Karpat istniała intensywna tektonika synsedymenacyjna. Przeważnie południowe skrzydła uskoków są obniżone i w nich znajduje się zwiększona miąższość osadów. Niektóre z tych uskoków mają charakter dyslokacji nożycowych bądź zawiasowych (np. uskok Ropczyce—Radomyśl).

Należy przypuszczać, że strefa objęta tektoniką synsedymenacyjną wchodziła w skład północnej krawędzi rowu przedgórskiego; południowa jego krawędź znajduje się dzisiaj głęboko ukryta pod Karpatami, prawdopodobnie w strefie rozciągającej się wzdłuż granicy polsko-czechosłowackiej, na co zdają się wskazywać najnowsze sejsmiczne badania refrakcyjne wykonane przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie.

Wszystkie uskoki biegną z północnego zachodu na południowy wschód i w tym kierunku amplituda ich zrzutu rośnie. W przeciwnym kierunku wygasają przy dojściu do strefy krawędziowej zapadliska przedkarpackiego.

Maksymalne rozpoznane miąższości utworów wyższego badenu znajdują się na obszarze położonym między Ropczycami a Rzeszowem; przekraczają one tam 1000 m (profil Rzeszów 4). Od wschodu i zachodu ograniczony on jest dwoma uskokami tworzącymi ramy tego lokalnego zapadliska.

Rozkład zapiaszczenia utworów badenu wyższego (fig. 2b) jest bardzo charakterystyczny. Widoczna jest stała tendencja do zmniejszania się zapiaszczenia ku południowi. Wydzielić można trzy rozległe stożki utworów o podwyższonym zapiaszczeniu posiadające charakter „pradelt” sięgające ku południowi aż po dzisiejszy brzeg Karpat. Wszystkie one skierowane są ku południowemu wschodowi i świadczą o kierunku transportu materiału

klastycznego, który odbywał się z obszaru Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Miechowskiej i Wyżyny Lubelskiej.

Najintensywniejszy transport, odwzorowany największym zapiaszczeniem, miał miejsce w strefie obniżenia niecki połanieckiej. Zapiaszczenie utworów w okolicy Mielca przekracza 40%. Nie widać jeszcze wpływu transportu materiału z obszaru Karpat; południowy brzeg zbiornika był jeszcze za daleko, by miało to wpływ na rozkład zapiaszczenia w północnej części zapadliska.

I kompleks piaszczysty

I kompleks piaszczysty dolnego sarmatu (M_5^{1A}) charakteryzuje odmienne rozmieszczenie miąższości osadów (fig. 3a). Zjawiska tektoniki synsedymen-tacyjnej przesunęły się ku północy w miarę przemieszczania się osi rowu przedgórskiego. Oprócz uskoków o biegu NW-SE pojawiły się dyslokacje poprzeczne o kierunkach NE-SW (np. między Rzeszowem a Przeworskiem). Z uskoków poprzecznych największy jest uskok Rzeszów—Sokołów Młp.—Rudnik. Na podstawie rozpoznania sejsmicznego wydaje się, że przedłuża się on ku południowi, na obszar przykryty dziś fliszem Karpat.

Z rozkładu miąższości utworów I kompleksu piaszczystego dolnego sarmatu wyraźnie widoczna jest różna szybkość subsydencji dna zbiornika i sedymentacji serii osadowych na poszczególnych obszarach. Widoczne są 3 zasadnicze lokalne zapadliska: 1. małe w rejonie Ropczyc, ograniczone dwoma uskokami o biegu NW-SE, gdzie miąższość I kompleksu piaszczystego w jego południowej części przekracza 600 m, 2. zapadlisko kolbuszowsko-rzeszowskie i jego przedłużenie między Przeworskiem a Przemyślem o miąższości osadów przekraczającej 800 m i 3. położone w rowie tektonicznym Ryszkowej Woli ograniczonym uskokami wygasającymi ku północnemu zachodowi. Miąższość osadów przekracza w nim 1300 m i jest największa na całym omawianym obszarze. Osie wszystkich zapadlisk mają zbliżone kierunki, północny zachód — południowy wschód. Z rozkładu utworów wyższego badenu wynika, że już wtedy można się dopatrzeć ich powstania, szczególnie zapadliska ropczyckiego i synsedymen-tacyjnego rowu Ryszkowej Woli. Ponadto można się dopatrywać pewnych analogii pomiędzy zapadliskiem kolbuszowsko-rzeszowskim a niecką połaniecką; leżą one na jednej linii i zapewne mają wspólną genezę.

Tektonika synsedymen-tacyjna omawianego obszaru w najniższym sarmacie jest znacznie intensywniejsza niż w wyższym badenie. Analogiczna strefa objęta nią w górnym bochenianie i grabowianie leży zapewne pod Karpatami; jedynie jej północna część, położona dziś u czoła Karpat między Tarnowem a Rzeszowem, jest rozpoznana wiertniczo.

Rozkład zapiaszczenia I serii piaszczystej dolnego sarmatu (fig. 3b) jest bardzo podobny do obrazu zapiaszczenia kompleksu podścielającego. Występują tu również trzy stożki podwyższonych zapiaszczeń sięgające od północy daleko ku południowi. Największy z nich, podobnie jak w bochenianie

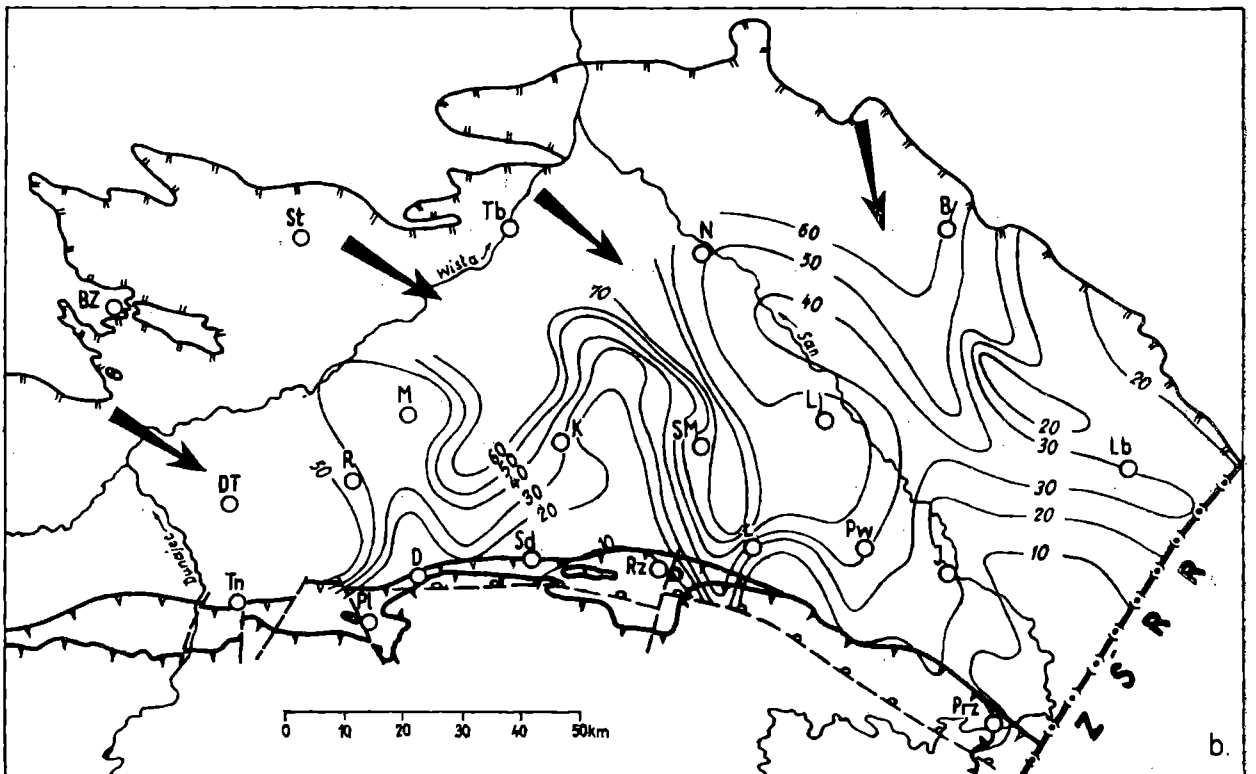
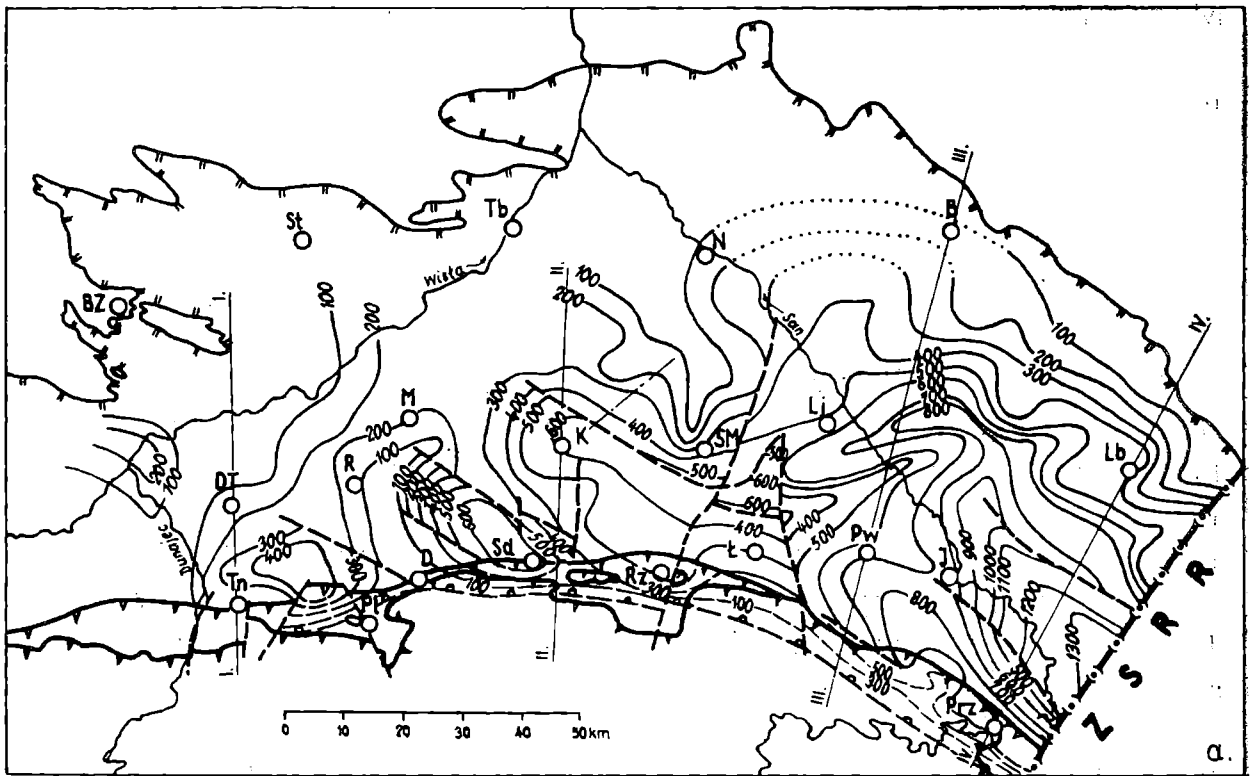


Fig. 3. Mapa miąższości (a) i zapiaszczania (b) I kompleksu piaszczystego dolnego sarmatu. Objaśnienia jak na fig. 2

Fig. 3. Thickness (a) and sand content (b) maps of the sandy complex „A”. For explanation see Fig. 2

i grabowanie, biegnie od rejonu Tarnobrzega na południowy wschód i zanurza się pod Karpaty na wschód od Rzeszowa.

O ile w wyższym badanie stożek największego zapiaszczenia związany był z obniżeniem niecki połanieckiej, to w najniższym sarmacie przesunął się on ku wschodowi i wiąże się raczej z wschodnią częścią Gór Świętokrzyskich.

Obszarem alimentacyjnym północnej części zbiornika miocenijskiego jest nadal masyw Gór Świętokrzyskich, drugim po nich — północna część Wyżyny Lubelskiej i obszary położone od niej na wschód. Konsekwentne zmniejszanie się zapiaszczenia ku południowi wskazuje, że oś zbiornika nadal znajduje się pod Karpatami; lokalne zapadliska, takie jak ropczyckie, kolbuszowsko—rzeszowsko—przemyskie, czy rów Ryszkowej Woli rozwinięte są na jego północnym skłonie.

Dokładne badania sedymentologiczne detrytycznych osadów sarmatu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przeprowadzone przez J. Rutkowskiego (1969) wykazują, że prądy niosące materiał detrytyczny, skierowane były z północy na południe z Gór Świętokrzyskich.

Kompleks ilasto-mułowcowy

Powstanie kompleksu ilasto-mułowcowego (M_5^{1B}), ze względu na jego wykształcenie litologiczne, należy wiązać z okresem względnego spokoju tektonicznego, z osłabieniem ruchów wypiętrzających masywy alimentacyjne, a tym samym słabszej erozji i mniejszej ilości materiału klastycznego transportowanego do zbiornika osadowego.

Przewagę stanowią tu osady aleurytowo-pelitowe. Rozkład miąższości osadów kompleksu M_5^{1B} (fig. 4a), szczególnie we wschodniej części omawianego obszaru, wykazuje mniejsze różnicowanie niż w najniższym sarmacie (kompleksie M_5^{1B}).

W okolicy Ropczyc, Kolbuszowej, Rzeszowa i Przemyśla nadal istnieją lokalne zapadliska, w których zachodziła intensywniejsza akumulacja związana z obniżaniem się podłoża. Rów Ryszkowej Woli, w którego obrębie uprzednio odbywała się syntektoniczna sedymentacja kompleksu M_5^{1A} , na skutek inwersji ruchu uskoków go ograniczających zmienił się w zrąb, na którym utwory kompleksu ilasto-mułowcowego osiągają znacznie mniejszą miąższość niż w jego skrzydłach zrzuconych.

Z ogólnego układu izopachyt wydaje się, że oś zbiornika uległa znacznemu przesunięciu ku północnemu wschodowi i obszar położony między Ropczycami a Przemyślem można już zacząć uważać za północne peryferie najgłębszej części basenu sedymentacyjnego.

Do podobnych wniosków może prowadzić analiza mapy zapiaszczenia (fig. 4b). Istnieje już jednolita strefa niskich zapiaszczeń (poniżej 10%) ciągnąca się u brzegu Karpat od Tarnowa po granicę Państwa z głębokimi odgałęzieniami w kierunku Tarnobrzega i Biłgoraja. Wskazuje ona również na niezbyt odległą strefę największych głębokości zbiornika, w której odbywała się

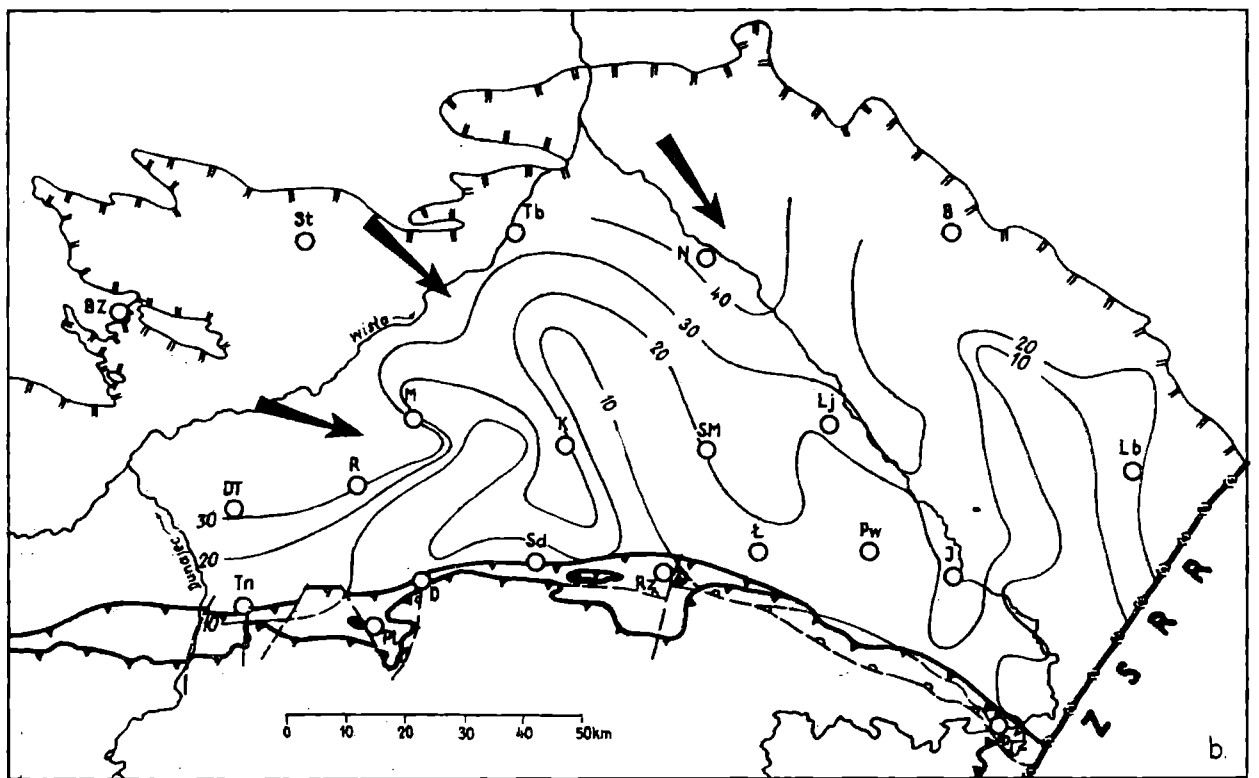
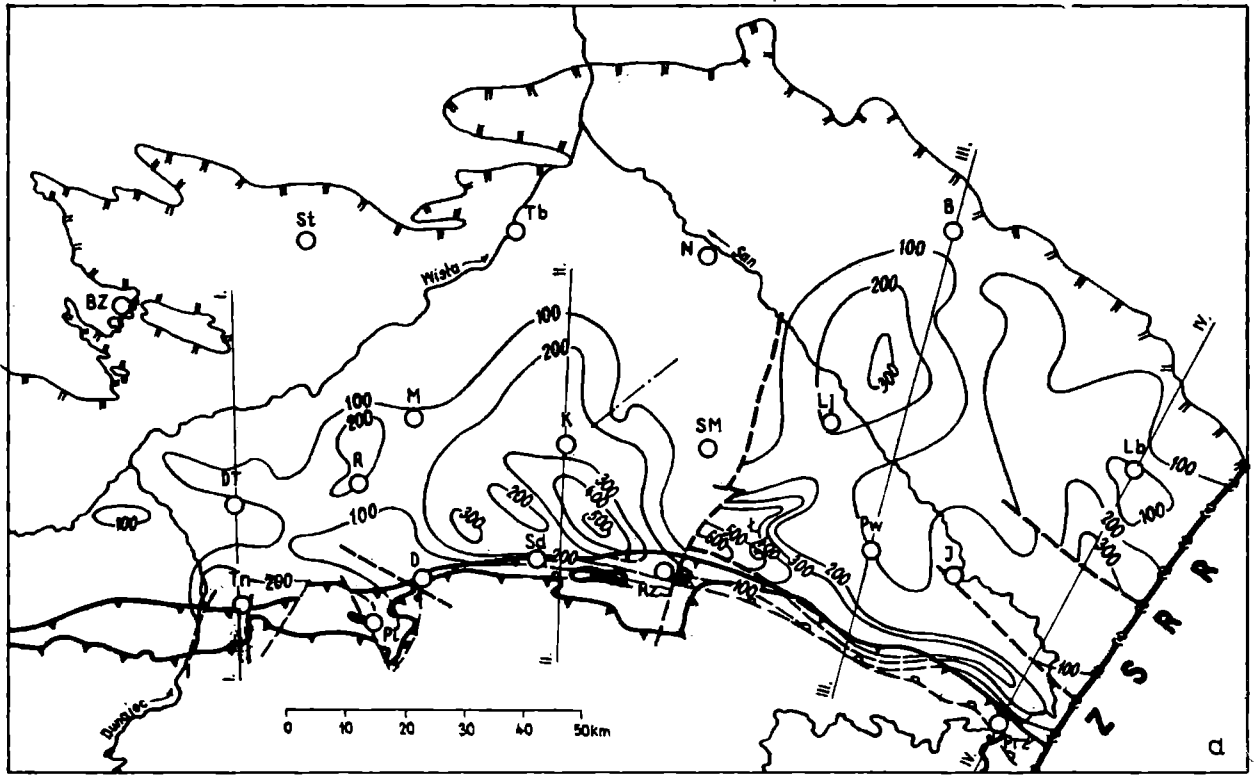


Fig. 4. Mapa miąższości (a) i zapiaszczenia (b) kompleksu łąsto-mułowcowego dolnego sarmatu, oznaczenia jak na fig. 2
 Fig. 4. Thickness (a) and sand content (b) maps of clayey-silty complex „B”. For explanation see Fig. 2

sedymencja najdrobniejszych, pelitowych osadów dolnego sarmatu. Główny transport materiału klastycznego zachodził od północy i północnego zachodu; wydaje się, że najbardziej intensywnej degradacji podlegała północna i północno-wschodnia część Gór Świętokrzyskich, a materiał transportowany był obniżeniem podkreślonym głęboką zatoką zasięgu utworów mioceńskich na wschód od Opatowa.

II kompleks piaszczysty

Osadzenie II kompleksu piaszczystego (M_5^1) należy wiązać z ożywieniem działalności ruchów górotwórczych w obrębie masywów otaczających zbiornik mioceński.

Charakterystyczną cechą w rozkładzie miąższości utworów tego kompleksu (fig. 5a) jest tworzenie się lokalnych obniżen tektonicznych powstałych bądź jednostronnie przy uskokach synsedymencyjnych (Przeworsk, Ryszkowa Wola), bądź ograniczonych takimi uskokami (zapadlisko między Ropczycami, Kolbuszową i Rzeszowem). Rozkład miąższości II kompleksu piaszczystego przypomina układ miąższości I kompleksu piaszczystego. W obu kompleksach we wschodniej części obszaru obserwuje się bardziej intensywną sedymencję niż w pozostałych rejonach Przedgórze. Miąższość utworów obu poziomów w strefach labilnych nie przekracza na ogół 2—3-krotnej miąższości osadów na obszarach sąsiednich.

Powstanie II kompleksu piaszczystego jest wynikiem ponownego nasilenia ruchów górotwórczych, które z jednej strony wypiętrzyły obrzeżenie zbiornika dolnosarmackiego, czym spowodowały zwiększenie denudacji, a tym samym wpłynęły na ilość i skład granulometryczny materiału zasypującego zbiornik, z drugiej — spowodowały intensywne ruchy pionowe w obrębie samego zbiornika.

Z rozkładu zapiaszczenia osadów (fig. 5b) wynika, że głównymi obszarami alimentacyjnymi północnej części zapadliska przedkarpackiego jest nadal ład ograniczający je od północy. Część wschodnią polskiej części Przedgórze, ograniczoną liniami Nisko—Rzeszów i Biłgoraj—Lubaczów, charakteryzuje mniejsze zapiaszczenie; może ona stanowić północną „zatokę” zbiornika, którego centralnych części należałoby szukać pod nasunięciem Karpat w rejonie Bieszczad.

Pojawia się nowy kierunek alimentacji zbiornika sarmackiego — od południa z obszaru Karpat. Wyraźnie jest to widoczne w rejonie Pilzno — Rzeszów, gdzie miejscami zapiaszczenie przekracza 40%. Na podstawie tego faktu można wyciągnąć wniosek, że w czasie sedymencji II kompleksu piaszczystego dolnego sarmatu górotwór karpacki uległ znacznemu zbliżeniu do obecnego jego czoła; strefa stożków przesunęła się na tyle ku północy, iż stało się to widoczne we wzroście zapiaszczenia.

Widać również wycofywanie się zbiornika morskiego ku południowemu wschodowi, dzięki czemu zachodnia część zapadliska przedkarpackiego stanowi już jego peryferie. Oba zjawiska są ściśle związane z nasileniem ruchów epeiro- i orogenicznych.

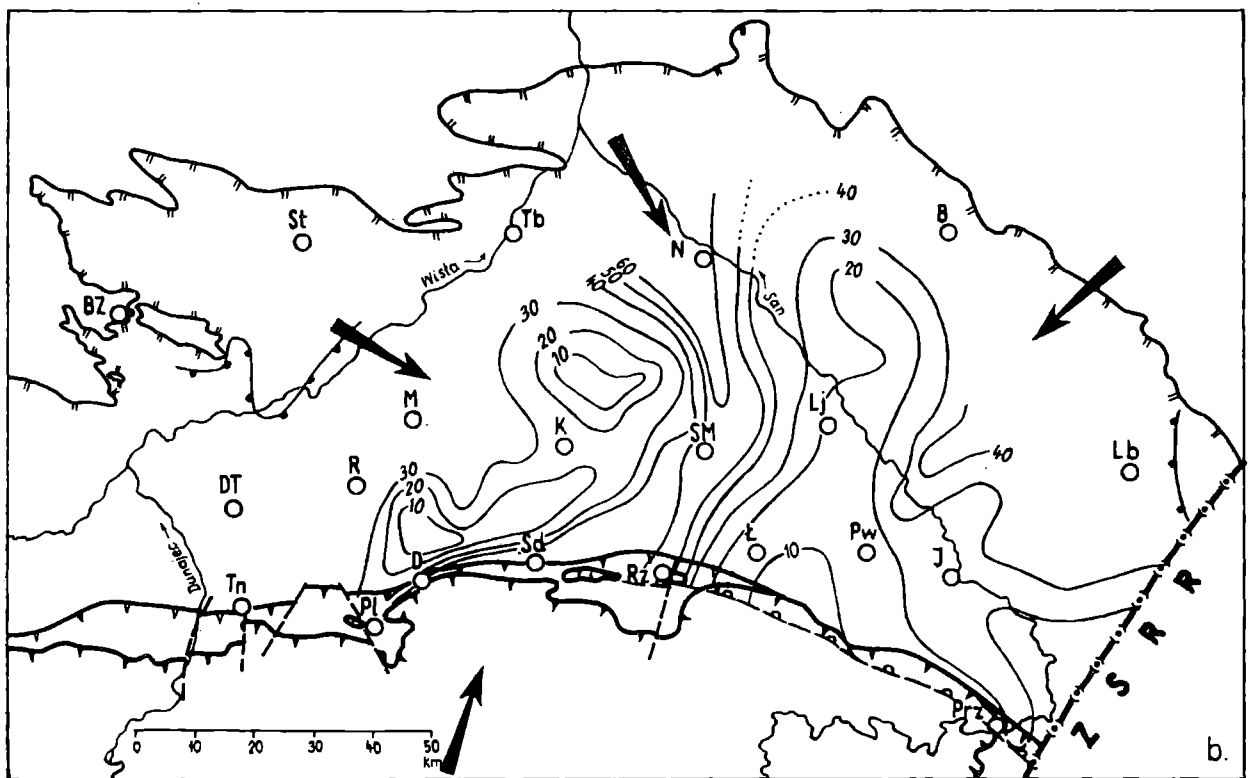
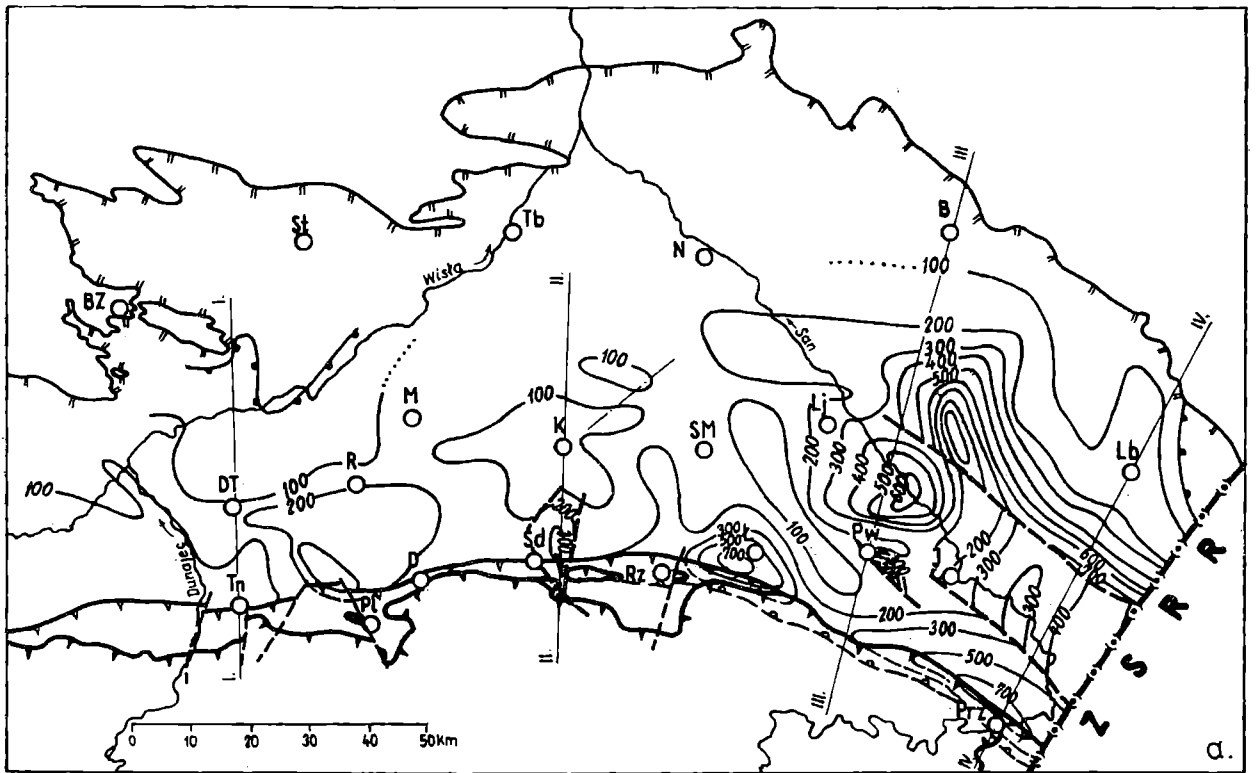


Fig. 5. Mapa miąższości (a) i zapiaszczenia (b) II kompleksu piaszczystego dolnego sarmatu, oznaczenia jak na fig. 2

Fig. 5. Thickness (a) and sand content (b) maps of the sandy complex „C”. For explanation see Fig. 2

Kompleks ilasto-mułowcowo-piaszczysty

Wydzielony kompleks ilasto-mułowcowo-piaszczysty (M_5^{1D}) obejmuje wszystkie utwory sarmatu dolnego leżące powyżej II kompleksu piaszczystego. Jest to zespół osadów bardzo zmiennych granulometrycznie; występują tu naprzemianległe piaskowce, mułowce i iłowce. Największa miąższość osadów kompleksu ilasto-piaszczystego (fig. 6a) występuje na północ od Przemyśla, gdzie przekracza 1000 m, i we wschodniej części zapadliska kolbuszowsko-rzeszowskiego. Następnie oś największych miąższości biegnie ku NW między Mielcem a Dąbrową Tarnowską. Znaczną rolę w rozmieszczeniu miąższości osadów tego kompleksu nadal odgrywają uskoki. Dzisiejszy rozkład miąższości jest wynikiem erozji, która usunęła dużą część osadów kompleksu ilasto-mułowcowo-piaszczystego i dlatego mapa nie odzwierciedla w pełni pierwotnych stosunków w zbiorniku.

Znacznie bardziej zwarty jest obraz zapiaszczenia osadów kompleksu ilasto-mułowcowo-piaszczystego (fig. 6b). Obszar najmniejszego zapiaszczenia (poniżej 10%) przesunął się daleko ku północy już poza dzisiejsze położenie brzegu Karpat. Ciągnie się od okolic Mielca ku wschodowi przez okolice Przeworska z odgałęzieniem sięgającym po Tarnobrzeg i w środkowym biegu Sanu skręca ku południowemu wschodowi. W rozmieszczeniu stożków zapiaszczenia szczególnie wyraźny stał się udział materiału pochodzącego z Karpat.

Zapiaszczenie rośnie zarówno od północy, jak i od południa. Oba obszary alimentacji — północne i północno-wschodnie obrzeżenia zapadliska oraz Karpaty — odgrywają zbliżoną rolę w zapełnianiu zapadliska materiałem klastycznym.

Z porównania obu map (fig. 6a i b) wynika, że obecny rozkład miąższości nie odzwierciedla pierwotnego położenia zbiornika osadowego. Należy uznać, że lepsza dla jego odwzorowania jest mapa zapiaszczenia osadów, na której widoczne jest położenie osi zbiornika leżącej w strefie najmniejszego zapiaszczenia kompleksu ilasto-piaszczystego, znajdującej się już na północ od dzisiejszego brzegu Karpat.

Duży udział materiału karpackiego w procesie zasypywania zapadliska przedkarpackiego jest wynikiem dosunięcia brzegu Karpat znacznie bliżej dzisiejszego jego położenia w porównaniu z okresem sedymentacji II kompleksu piaszczystego, gdy wpływ Karpat został tylko zasygnalizowany między Pilznem a Rzeszowem. Z rozkładu miąższości i zapiaszczenia utworów mioceńskich można również odtworzyć przypuszczalne przemieszczanie się osi Paratetydy mioceńskiej w historii jej rozwoju. Istnieje stała tendencja przesuwania się jej ku północnemu wschodowi od południowych krańców Polski aż po centralną część dzisiejszego przedgórze Karpat. Pogląd ten po raz pierwszy wypowiedział W. Teisseyre (1921), po nim reprezentował to stanowisko B. Świdorski (1952)

Do podobnego wniosku co do kierunku przemieszczania się osi zapadliska

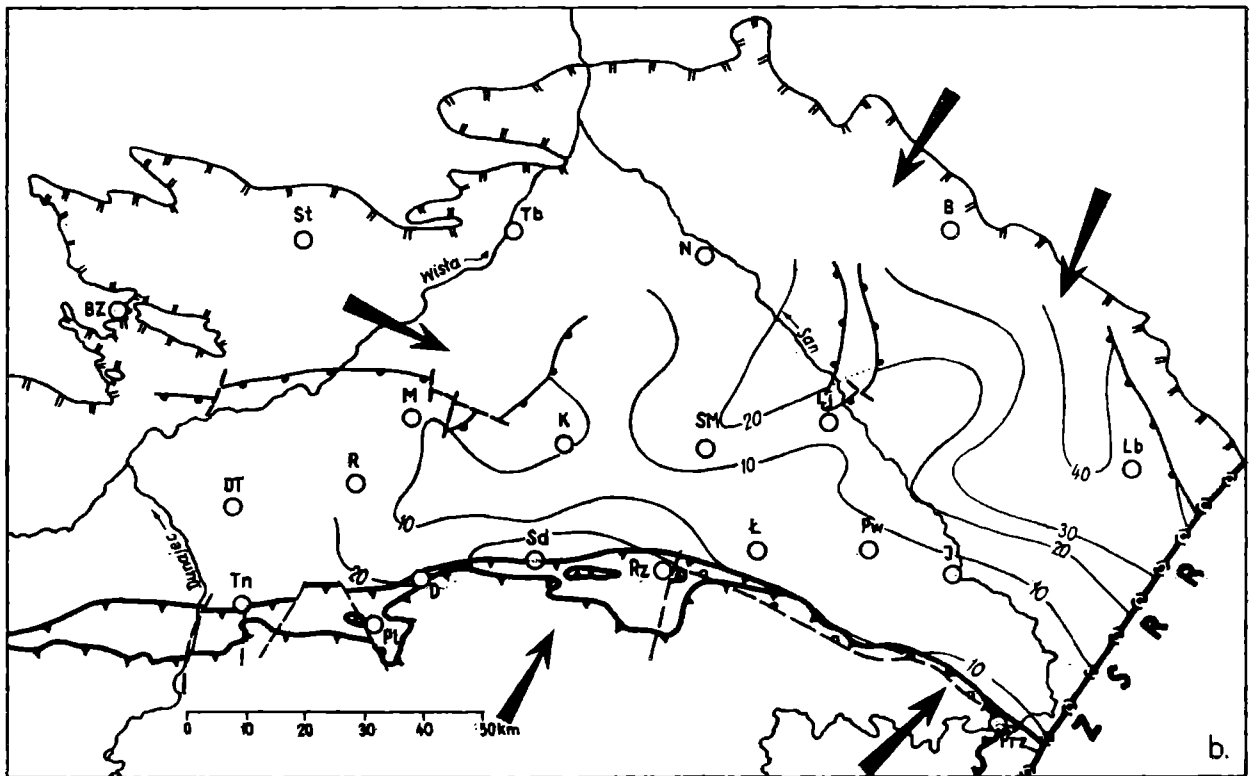
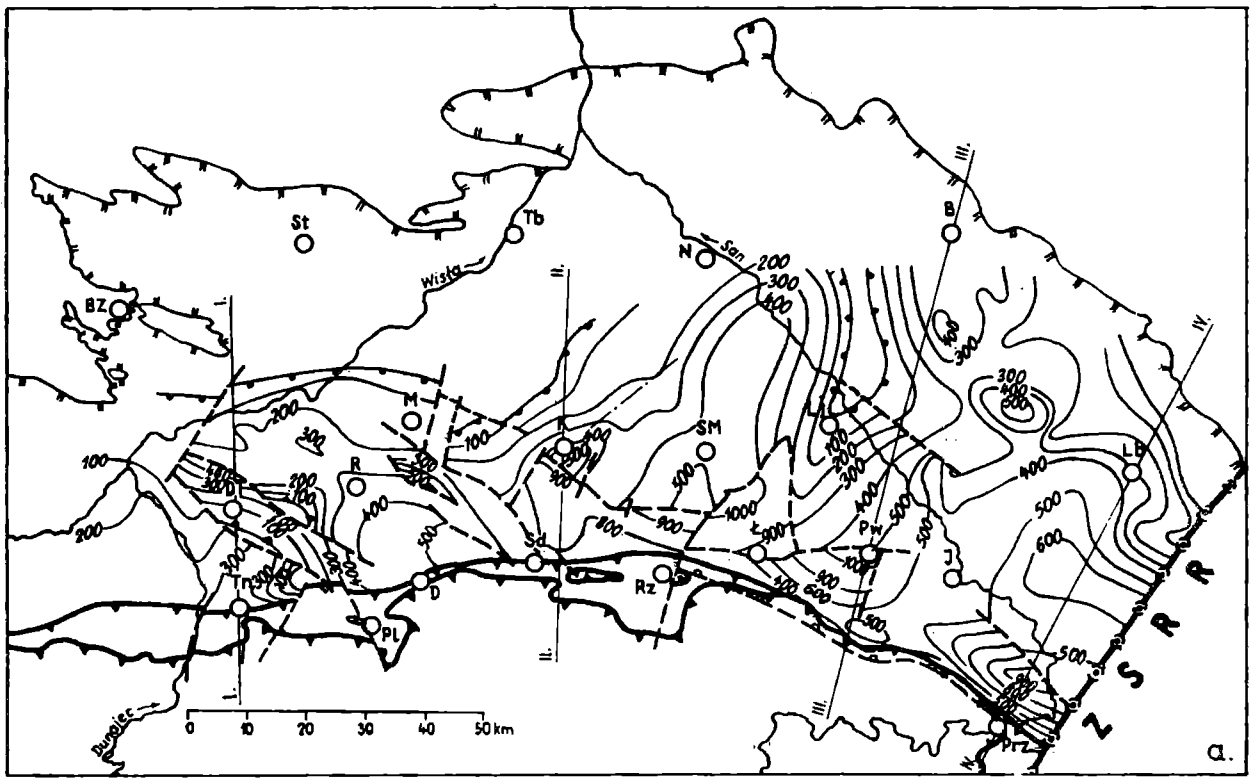


Fig. 6. Mapa miąższości (a) i zapiaszczenia (b) kompleksu ilasto-mułowcowo-piaszczystego dolnego sarmatu, oznaczenia jak na fig. 2

Fig. 6. Thickness (a) and sand content (b) maps of the clayey-silty-sandy complex „D”. For explanation see Fig. 2

doszedł S. W. Alexandrowicz (1964, 1965) oraz K. Żytko (1965). W wyniku badań nad mikrofauną, stratygrafią i wykształceniem osadów miocenu pierwszy z wymienionych autorów wyznaczył na obszarze położonym na północ od dzisiejszego brzegu Karpat strefy labilne, nie precyzując jednak (zgodnie z ówczesnym stanem wiedzy) ich geograficznego położenia.

Analiza miąższości i zapiaszczenia osadów miocenijskich zapadliska przedkarpackiego nasuwa przypuszczenie, że w czasie sedymentacji utworów górnego badenu czoło Karpat fliszowych znajdowało się na obszarze położonym między wyznaczoną przypuszczalną południową krawędzią Paratetydy miocenijskiej a osią zbiornika.

Rozkład miąższości i zapiaszczenia osadów miocenijskich zapadliska przedkarpackiego obrazuje nie tylko jego rozwój, lecz także pośrednio ustala wiek dosuwawczych ruchów orogenu fliszowego. Szczególnie dobrze ilustruje to rozkład zapiaszczenia. W górnym badeniu i w czasie sedymentacji dwóch pierwszych kompleksów litologicznych dolnego sarmatu nie widać zupełnie wpływu Karpat; były one jeszcze na tyle daleko, że stożki zapiaszczenia, tworzące się na południowym skłonie zapadliska, nie dotarły jeszcze do obszaru Przedgórze Karpat. Dopiero w czasie sedymentacji II kompleksu piaszczystego dolnego sarmatu widać wyraźny wpływ transportu z południa na rozkład zapiaszczenia; jest on widoczny w zachodniej części omawianego obszaru, między Pilznem a Rzeszowem. W najwyższym wydzielonym kompleksie ilasto-mułowcowo-piaszczystym wpływ ten jest już na tyle duży, że obszar zmniejszonych zapiaszczeń, prawdopodobnie odpowiadający centralnej części zbiornika przesunął się na zewnątrz od dzisiejszego erozyjnego brzegu Karpat; ich czoło w czasie sedymentacji tego kompleksu znajdowało się już bardzo blisko dzisiejszego jego położenia.

O ile dopływ materiału do zbiornika miocenijskiego od południa wiąże się z ruchami górotwórczymi w Karpatach i wzmożoną denudacją utworów fliszowych powstającego orogenu, to odtworzenie miejsc alimentacji na północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu zbiornika nie jest łatwe. Dużą rolę odegrały trzeciorzędowe ruchy wypiętrzające masyw Gór Świętokrzyskich, lecz obszar, jaki one zajmują, nie pozwala na przypuszczenie, aby były one głównym źródłem materiału klastycznego. Powierzchnia północnej części zapadliska przedkarpackiego, gdzie są widoczne wpływy transportu materiału od północy w postaci stożków zapiaszczenia, przekracza kilkakrotnie powierzchnię odsłoniętych utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich i klastycznych osadów triasu i jury, wchodzących w skład ich mezozoicznego obrzeżenia, a na pozostałym obszarze południowej Polski nie występują w podłożu utworów trzeciorzędowych osady terygeniczne w ilości zapewniającej tak znaczny dopływ materiału klastycznego.

Należy przyjąć, że głównym źródłem materiału, z którego powstały osady miocenijskie zapadliska przedkarpackiego, mimo że nie wynika to jednoznacznie z rozmieszczenia stożków zapiaszczenia, była północna i zachodnia część krystalicznego masywu ukraińskiego zapewne silnie denudowanego

w trzeciorzędzie (fig. 7). Potwierdza to myśl wypowiedzianą przez M. Harsimiuka i J. Rutkowskiego (1972), którzy, zgodnie z poglądami M. Turnau-Morawskiej (1950) wiążą materiał klastyczny w sarmacie na obszarze Wyżyny Lubelskiej z niszczeniem ukraińskiego masywu krystalicznego.

Góry Świętokrzyskie i ich mezozoiczne obrzeżenie dostarczyły materiału tylko do północnej i zachodniej części zapadliska przedkarpackiego.

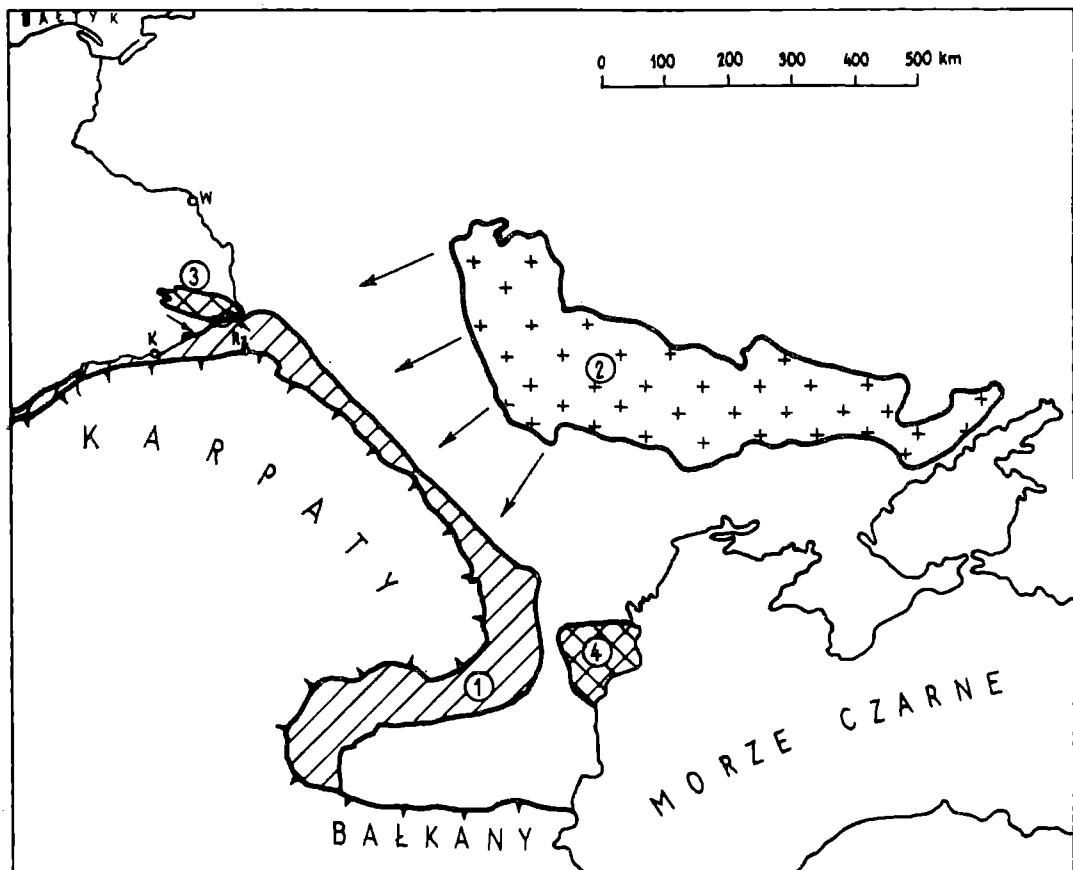


Fig. 7. Szkic pozakarpaccich obszarów alimentacyjnych zapadliska przedkarpackiego. 1 — za padlisko przedkarpackie; 2 — krystaliczny masyw ukraiński; 3 — Góry Świętokrzyskie; 4 — masyw dobrudzki. Strzałkami zaznaczono przypuszczalny kierunek transportu materiału klastycznego

Fig. 7. Source areas of material filling the Carpathian Foredeep. 1 — Carpathian Foredeep; 2 — crystalline Ukrainian Massiv; 3 — Holy Cross Mts.; 4 — Dobrogea Massiv. Arrows indicate the suggested direction of transport

Materiał ilasty, dający po osadzeniu i diagenecie serie iłowców i iłolupków oraz węglany, w które obfitują osady mioceny, pochodził w dużej mierze z niszczonego wapieni i margli jury i kredy Wyżyn Małopolskiej i Lubelskiej.

Niepokój tektoniczny zapadliska przedkarpackiego w górnym badenie i dolnym sarmacie zobrażowano również poprzecznymi przekrojami miąższociowymi prowadzonymi przez północną część zapadliska przedkarpackiego (fig. 8). Zmiany szybkości sedymentacji utworów mioceny na poszczególnych obszarach w całym profilu serii osadowych ujęte sumarycznie są bardziej czytelne na przekroju niż na planie, ponieważ można sumować na jednym rysunku efekty uzyskane z analizy poszczególnych kompleksów litologicznych.

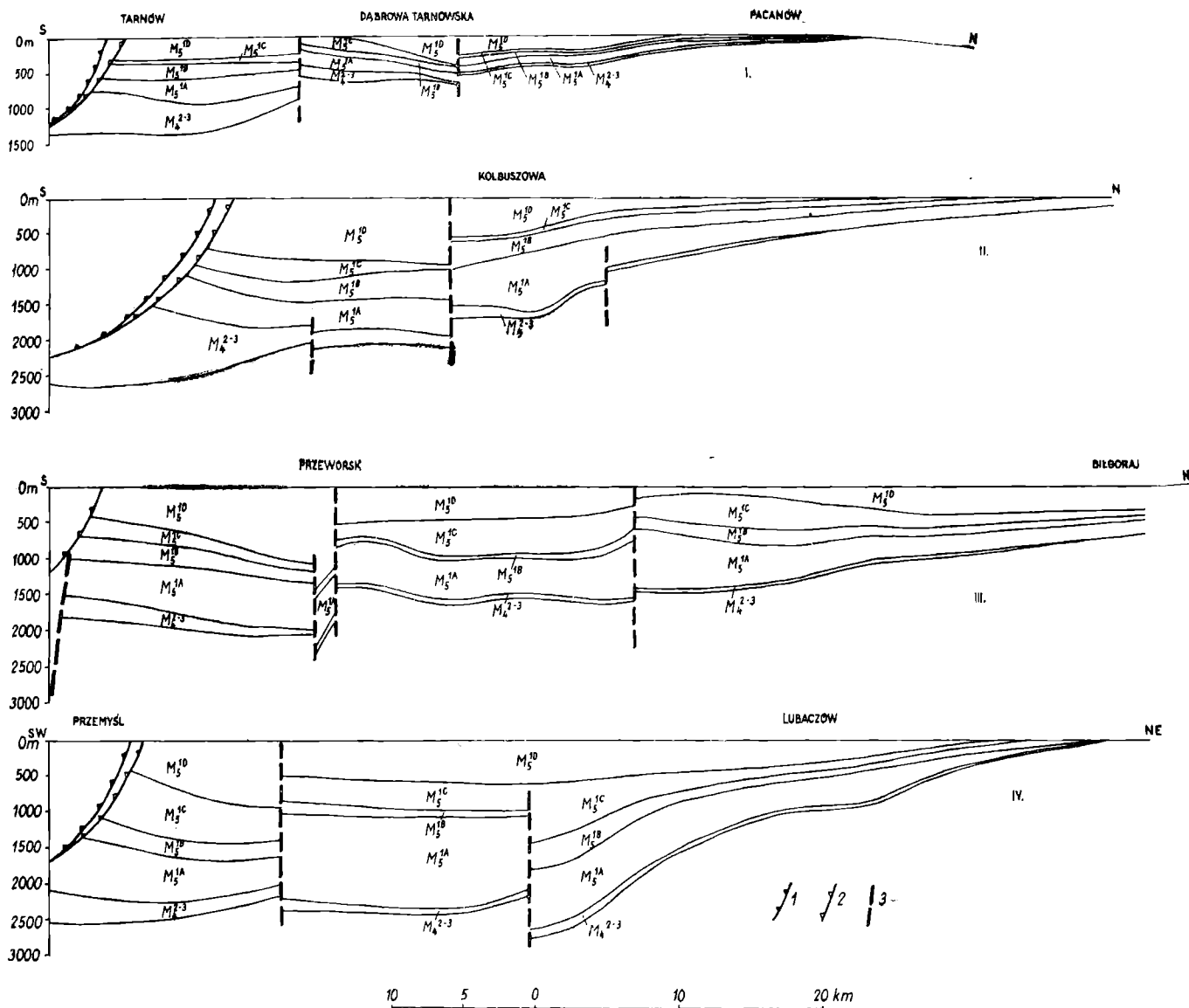


Fig. 8. Przekroje miąższościowe przez północną część zapadliska przedkarpackiego. 1 — linia nasunięcia utworów fliszowych; 2 — linia nasunięcia utworów miocenijskich; 4 — uskoki; M_4^{2-3} — baden środkowy i górny, dalsze objaśnienia w tekście

Fig. 8. Cross-sections through the northern part of Carpathian Foredeep. 1 — Flysch overthrust; 2 — Miocene rocks overthrust; 3 — faults; M_4^{2-3} — Middle and Upper Badenian, others explanations see text

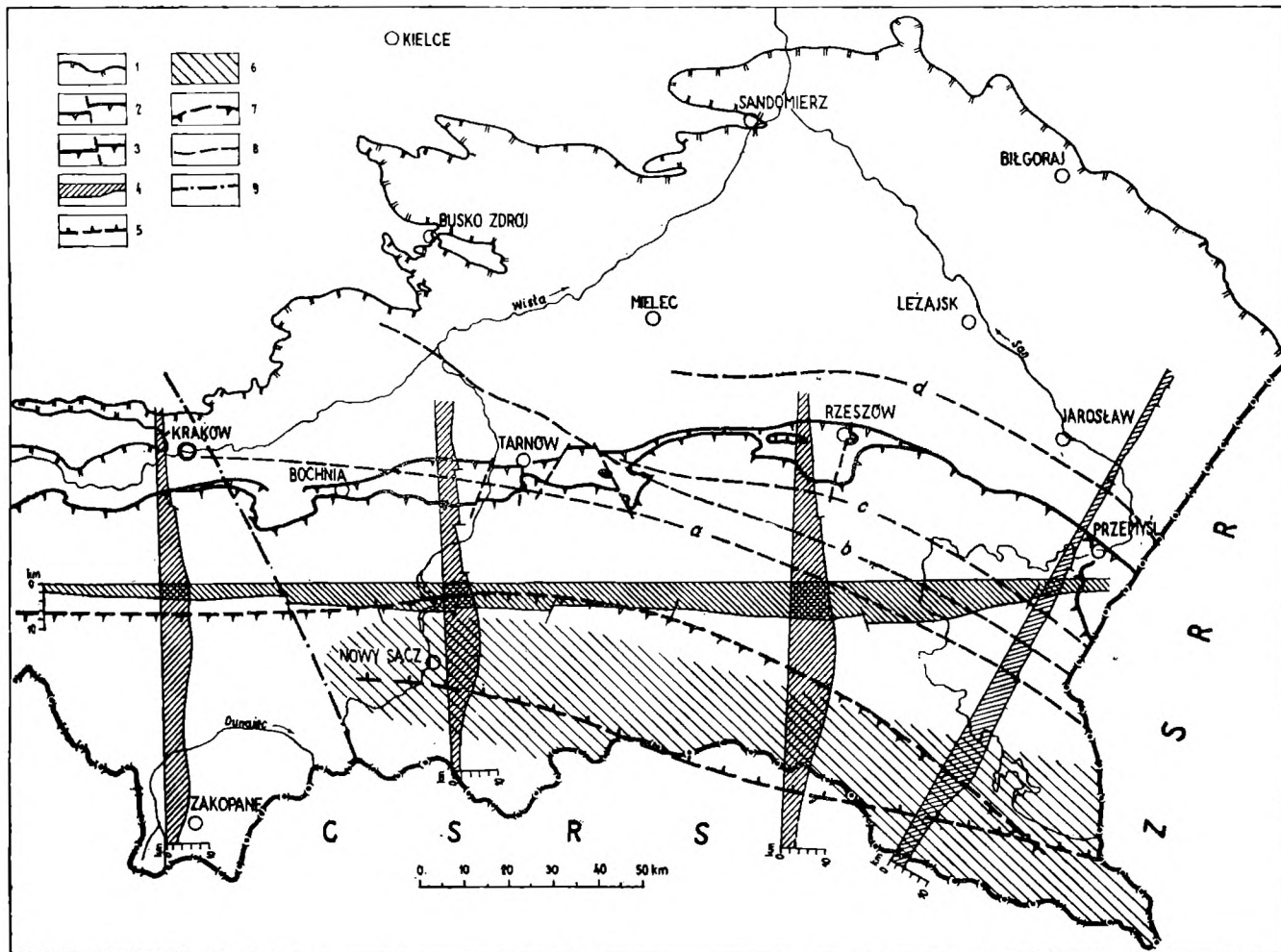


Fig. 9. Syntetyczny szkic rozwoju zapadliska przedkarpackiego w wyższym badenie i dolnym sarmacie. 1 — północna granica zasięgu morskich utworów miocenu; 2 — czoło górotworu fliszowomiocenijskiego; 3 — erozyjny brzeg Karpat; 4 — kłady poziome refrakcyjnych profili sejsmicznych (wykonanych przez P. P. G., Warszawa), 5 — przypuszczalna południowa krawędź zapadliska przedkarpackiego; 6 — prawdopodobne rozmieszczenie autochtonicznych klastycznych utworów starszego miocenu; 7 — przypuszczalny erozyjny brzeg Karpat w badenie; 8 — osie zbiornika miocenijskiego; a — w wyższym badenie, b — w czasie sedimentacji I kompleksu piaszczystego, c — w czasie sedimentacji kompleksu ilasto-mułowcowo-piaszczystego i II kompleksu piaszczystego, d — w czasie sedimentacji kompleksu ilasto-mułowcowo-piaszczystego; 9 — regionalna dyslokacja w podłożu miocenu. Miejscowości jak na fig. 2

Fig. 9. Development of the Carpathian Foredeep in Middle and Upper Badenian and Lower Sarmatian. 1 — Northern limit of marine Miocene sediments; 2 — Carpathian overthrust; 3 — erosional margin of Carpathian Mts.; 4 — seismic logs; 5 — suggested southern margin of Carpathian Foredeep; 6 — suggested occurrence of autochthonous clastic Miocene deposits; 7 — suggested erosional margin of Carpathian Mts. in Badenian; 8 — axes of Miocene basin: a — in Middle and Upper Badenian, b — during the sedimentation of complex „A”, c — during the sedimentation of complexes „B” and „C”, d — during the sedimentation of complex „D”; 9 — regional dislocation in the basement of Miocene. Symbols for localities as in Fig. 2

Tektonika synsedymencyjna z okresową inwersją ruchów podłoża jest najwyraźniejsza we wschodniej części Przedgórze Karpat (przekrój IV). Najlepszym jej przykładem może służyć labilna strefa zapadliska położona między Przemyślem a Lubaczowem, gdzie częsta inwersja kierunku zrzutów uskoków synsedymencyjnych spowodowała przemianę rowu tektonicznego Ryszkowej Woli (M_5^{1A}) w zrąb (M_5^{1B} i M_5^{1C}) i ponowne obniżanie się całego obszaru w czasie sedymentacji kompleksu ilasto-mułowcowo-piaszczystego (M_5^{1D}). Wpłynęło to na rozmieszczenie miąższości kompleksów osadowych i ich dużych zmian na stosunkowo nieznacznych obszarach.

Najnowsze badania geofizyczne prowadzone w latach 1966—1971 metodą sejsmiki refrakcyjnej w Karpatach przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie stwierdziły, o czym już wyżej wspomniano, że w strefie południowych granic Polski granica załamująca fale sejsmiczne, interpretowana jako podłoże osadowych serii fliszu i miocenu, dźwiga się do głębokości rzędu 3—5 tys. metrów od powierzchni terenu. W strefie podnoszenia się wymienionej granicy przewodniej można się dopatrywać południowej krawędzi zapadliska przedkarpackiego, wypełnionego zapewne najstarszymi molasowymi osadami miocenu, prawdopodobnie karpatu (S. Połtowicz, 1972).

K. Żytko (1965) przewidywał istnienie na terenie Polski i ZSRR przedłużenia molasy wieku helwecko-burdygalskiego, znanej z basenu wiedeńskiego i obszaru Moraw, łączącej się z dolnym karpatem jednostki stebnickiej Karpat środkowych i wschodnich w strefie występowania głębokiej ujemnej anomalii grawimetrycznej. Wydaje się jednak, że obszar sedymentacji utworów karpatu należy szukać nieco na południe od wymienionej anomalii na skłonie południowego brzegu zapadliska, a anomalię można wiązać z miąższym kompleksem sfałdowanych warstw krośnieńskich (w otworze Rymanów 1 nie przewiercono ich do głębokości 5404 m). Całkowita miąższość utworów fliszowych w tej strefie może osiągać 8—10 tys. m.

Południowa krawędź zapadliska przedkarpackiego przebiega w przybliżeniu wzdłuż górnego biegu Sanu ku NWW, wchodząc na teren Słowacji i następnie przez obszar Beskidu Sądeckiego między Krynica a Nowym Sączem (fig. 9).

J. Pawica (1969) na podstawie interpretacji geologiczno-geofizycznej profilu grawimetrycznego, poprowadzonego wzdłuż profilu sejsmicznego położonego najdalej na wschód, doszła do prawie identycznych wyników; interpretacja głębokościowa profilu grawimetrycznego jest zgodna z interpretacją profilu sejsmicznego.

Dzisiejsza południowa granica występowania utworów badenu i sarmatu dolnego pod Karpatami jest wynikiem znacznego ich zniszczenia nasuwającymi się masami górotworu karpackiego. Pierwotny zasięg tych utworów musiał być znacznie większy, na co wskazuje układ ich miąższości i zapiaszczenia.

Ekstrapolując wyniki badań geofizyczno-geologicznych wykonanych w północnej części zapadliska przedkarpackiego na obszary dotąd jeszcze nie roz-

poznane można przypuszczać, że w rowach tektonicznych i w zrzuconych skrzydłach uskoku ukrytych pod Karpatami mogły się zachować utwory miocenyjskie o większym zapiaszczeniu niż w centralnej części zapadliska przykryte utworami fliszowymi, a tym samym dobrze izolowane przed wymigrowaniem z nich węglowodorów.

R. Ney (1968) za geologami radzieckimi przyjmuje istnienie dwóch basenów sedymentacyjnych na obszarze zapadliska przedkarpackiego: wewnętrznego z osadami od dolnego miocenu (akwitany) po dolny sarmat i zewnętrznego, w którym sedymentacja rozpoczęła się w górnym opolu.

W świetle analizy litologicznej i miąższościowej utworów miocenyjskich zapadliska przedkarpackiego można na to zagadnienie inaczej spojrzeć; od dolnego badenu basen zewnętrzny R. Neya jest północną krawędzią zapadliska przedkarpackiego, jego północną „krezą”, jak ją nazwał J. Nowak (1938, 1948).

Przesuwanie się osi zbiornika miocenyjskiego ku północnemu wschodowi w trakcie rozwoju zapadliska przedkarpackiego w górnym opolu nie spowodowało jeszcze objęcia całej krezy intensywnymi ruchami obniżającymi.

Warunki sedymentacji w całym zbiorniku były zbliżone, modulowane jedynie odległością od obszarów alimentacyjnych i stopniem nasilenia subsydencji dna morskiego.

Omawiana część miocenyjskiego zbiornika zapadliska przedkarpackiego od zachodu ograniczona jest strefą wydźwigniętego masywu utworów krystalicznych rozpoznanych wiertniczo w okolicy Wieliczki i Dobczyc (Rzeszotary 1, Rzeszotary IG-2, Dobczyce 1, Wiśniowa 6). Strefa ta wchodzi w skład krystalicznego masywu Cieszyn-Rzeszotary (W. Heflik, K. Konior 1971, 1972) i została nazwana przez R. Neya (op. cit.) „rygłem krakowskim”. Jego rola w rozwoju utworów miocenyjskich zapadliska została w cytowanej pracy szeroko omówiona.

Jak wynika z dotychczasowego rozpoznania sejsmicznego (PGGN i PPG) i geologiczno-wiertniczego (PPN i IG), wschodnią granicę „rygla krakowskiego” wyznacza przypuszczalnie wielka regionalna dyslokacja dzieląca podłoże paleozoiku i mezozoiku na dwie części: zachodnią zbudowaną z utworów krystalicznych i wschodnią — z łupków ryfeju. Wielkość jej zrzutu można oceniać na co najmniej 2 tys. m. Jej przebieg nie jest dokładnie sprecyzowany; prawdopodobnie od okolicy Wieliczki biegnie ona na Limanową i Szczawnicę.

W przeciwnym kierunku, na NW od Krakowa, istnienie takiej dyslokacji widzi S. Bukowy (1964) na granicy „krakowskiej strefy geosynklinalnej” starszego paleozoiku i młodopaleozoicznego zapadliska Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Z tą też dyslokacją można by wiązać przejawy wulkanizmu Szczawnicy i Krościenka oraz, być może, paleozoiczne wulkanity występujące na zachód od Krakowa i w rejonie Mrzygłodu koło Zawiercia. Z tymi ostatnimi T. Wieser (1957) wiąże możliwość występowania hercyńskiego batolitu

granitoidowego ze względu na typ asocjacji nawierconych tam skał wulkanicznych. Byłaby to zatem dyslokacja o znaczeniu regionalnym.

Ostatnie badania W. Heflika i K. Koniora (1971) wskazują, że metamorficzne utwory obszaru Cieszyn—Rzeszotary i częściowo sflylityzowane łupki ryfeju przedgórze Karpat miały wspólne pochodzenie. Powstały one ze skał osadowych — piaskowców i łupków; metamorficzne utwory na skutek przeobrażenia w strefie metamorfizmu regionalnego a łupki ryfeju, tylko w słabym stopniu zmetamorfizowane, w warunkach granicznych między diagenazą a facją zieleńcową. Kontaktowanie obu typów skał wzdłuż dyslokacji regionalnej wskazuje, że wielkość jej zrzutu musi odpowiadać głębokości dzielącej wymienione strefy metamorfizmu, czyli wynosić co najmniej kilka tysięcy metrów.

Posiada ona prawdopodobnie młodokaledońskie założenia, jeśli się uwzględni wiek bezwzględny metamorfizmu skał z otworu Rzeszotary IG-2, określony przez J. Boruckiego i M. Sałdana (1965) na 300—530 mln lat. W. Heflik i K. Konior (op. cit.) przyjmują, że metamorfizm tych skał miał miejsce w czasie sandomierskiej fazy orogenicznej orogenezy kaledońskiej.

Występowanie na wschód od dyslokacji około 2000 metrów mierzącej serii utworów paleozoicznych (dolnego, środkowego i górnego dewonu, oraz dolnego karbonu) i brak ich na obszarze położonym na zachód od niej (z wyjątkiem cienkiej pokrywy utworów permu) datuje jej ożywienie w czasie waryscyjskich ruchów sudeckiej, lub asturyjskiej fazy orogenicznej. Różnice w miąższości utworów permu przed i za dyslokacją przemawiają za tym, że była ona żywa również w czasie młodowaryscyjskich ruchów górotwórczych.

Zdyslokowanie powierzchni przedmioceńskiej w strefach starych dyslokacji wykryte badaniami sejsmicznymi wskazują, że po osadzeniu się utworów badenu miały miejsce pionowe ruchy podłoża prowadzące do odmłodzenia uskoku o założeniach młodokaledońskich i waryscyjskich.

Z rozmieszczenia złóż gazu ziemnego w obrębie utworów mioceńskich przedgórze Karpat wynika, że wiązać je należy z regionalnymi dyslokacjami podłużnymi (SW-NE) będącymi podstawowymi drogami migracji; uskoki poprzeczne stanowią dla nich ekrany (P. Karnkowski, 1969). Złóża gazu układają się liniowo, zgodnie z przebiegiem większych stref dyslokacyjnych. Największe złoża gazu grupują się wzdłuż systemu uskoku stowiących północne obramowanie zapadliska przedkarpackiego.

Idąc od brzegu Karpat ku północnemu wschodowi można wydzielić 4 zasadnicze strefy złożowe: 1. Przemyśl—Kańczuga—Albigowa—Krasne oraz Mirocin i szereg mniejszych złóż, 2. Leżajsk—Żołynia i szereg mniejszych złóż, 3. Zalesie—Ryszkowa Wola, 4. Lubaczów—Uszkowce oraz Cetynia.

Oprócz tych czterech podstawowych stref złożowych istnieje szereg mniejszych złóż w lokalnych strukturach kompakcyjnych. Wszystkie jednak posiadają związek ze strefami dyslokacyjnymi.

Zdecydowana większość złóż znajduje się w niższej części profilu dolnego sarmatu, pod regionalną pokrywą kompleksu ilasto-mułowcowego (M_3^{IB}).

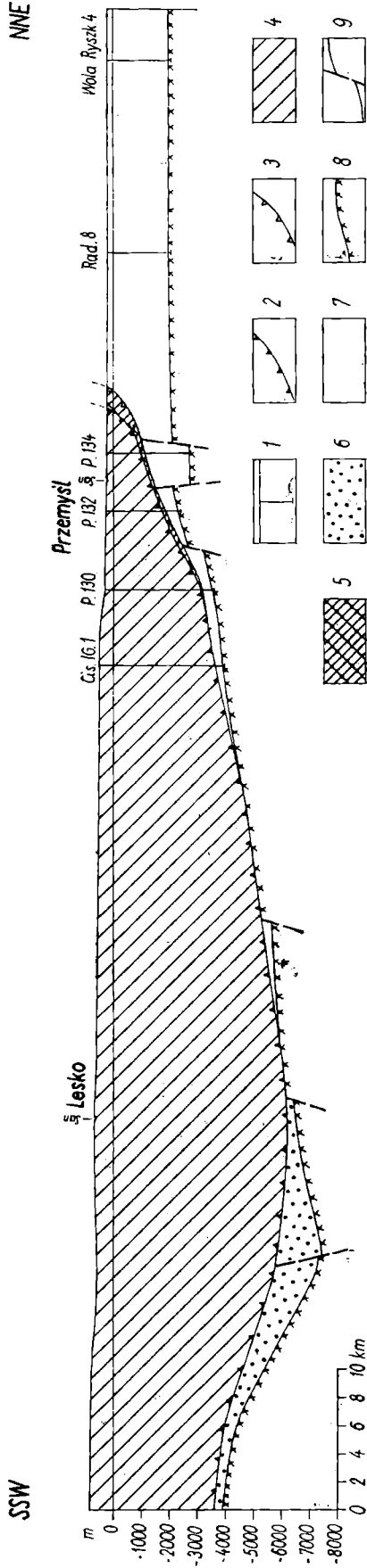


Fig. 10. Schematyczny przekroj geologiczny przez południową część zapadliska przedkarpackiego. 1 — otwory wiertnicze rzutowane na przekrój; 2 — nasunięcie fliszu karpackiego; 3 — nasunięcie miocenu; 4 — flisz karpacki; 5 — miocen sfałdowany; 6 — hipotetyczny autochtoniczny starszy miocen (karpat); 7 — autochtoniczny baden i sarmat; 8 — powierzchnia podłoża miocenu; 9 — ważniejsze uskoki w podłożu miocenu. Przy konstrukcji profilu wykorzystano sejsmiczny przekrój refrakcyjny (1. VII. 66/67 PPG) wykonany przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie

Fig. 10. Schematic cross-section through the southern part of the Carpathian Foredeep. 1 — bore holes projected on the line of cross-section; 2 — Flysch overthrust; 3 — Miocene rocks overthrust; 4 — Carpathian Flysch; 5 — folded Miocene rocks; 6 — suggested occurrence of autochthonous Lower Miocene (Carpathian); 7 — Autochthonous Badenian and Sarmatian; 8 — surface of the Miocene basement; 9 — faults in the Miocene basement

Złoża te znajdują się w południowo-wschodniej części Przedgórza. Ku północnemu zachodowi zaczynają się one przemieszczać w górę profilu sarmatu, są to jednak małe złoża eksploatowane zazwyczaj pojedynczymi odwiertami.

Wyższa część profilu utworów dolnego sarmatu ma gorsze warunki zbiornikowe ze względu na brak regionalnej pokrywy uszczelniającej. Małe złoża, spotykane w nich sporadycznie, są najczęściej typu mieszanego, noszą cechy złoża warstwowego i litologicznie ograniczonego. Większe złoża zazwyczaj są typu warstwowego lub wielowarstwowego.

W świetle rozpoznania geologiczno-złożowego utworów miocenijskich Przedgórza Karpat nie wydaje się prawdopodobne, aby na obszarze położonym na północ od brzegu Karpat można było znaleźć jeszcze duże złoża gazu ziemnego, analogiczne do występujących w rejonie Leżajska czy Lubaczowa. Istniejące, a nie odkryte dotychczas złoża gazu występować mogą w małych strukturach typu kompakcyjnego lub przyuskokowego w strefie rozwoju uskoków synsedymencyjnych. Natomiast utwory miocenijskie występujące prawdopodobnie na postulowanym południowym skłonie zapadliska przedkarpacciego (fig. 10), jego południowej kresie, mogą się okazać znacznie korzystniejszym obiektem poszukiwań złóż węglowodorów niż utwory miocenijskie centralnej części zbiornika miocenijskiego.

*Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego „Geonafsta”
w Warszawie, Ośrodek w Krakowie, ul. Lubicz 25*

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Alexandrowicz S. W. (1964), Przejawy tektoniki miocenijskiej w Zagłębiu Górnos Śląskim. *Acta geol. pol.* 14, nr 2, Warszawa.
- Alexandrowicz S. W. (1965), Rozwój zapadliska przedkarpacciego w świetle wyników badań nad stratygrafią miocenu południowej Polski. *Geof. i geol. naft.* nr 7—9, Kraków.
- Borucki J., Sałdan M. (1965), Promieniotwórczość naturalna i wiek bezwzględny (K-Ar) skał krystalicznych z otworu Rzeszotary IG-2. *Kwart. geol.* 9, z. 1, Warszawa.
- Bukowy S. (1964), Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego. *Mat. do geol. obsz. śl.-krak.* 5, *IG Biul.* 184, Warszawa.
- Doll H. G. (1948), The S. P. Log: Theoretical Analysis and Principles of Interpretation. *J. Petrol. Techn.* No. 11 September.
- Harasimiuk M., Rutkowski J. (1972), O strukturach deformacyjnych i sedimentacji piasków sarmatu rejonu Chełma. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, z. 2—3, Kraków.
- Heflik W., Konior K. (1971), Pochodzenie i wiek utworów metamorficznych obszaru Cieszyn-Rzeszotary. *Nafta* nr 7, Katowice.
- Heflik W., Konior K., (1972), Utwory metamorficzne w otworze wiertniczym Dobczyce 1. *Kwart. geol.* 14 z. 3. Warszawa.
- Karnkowski P. (1969), Formowanie się złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na tle geologii Przedgórza Karpat polskich *Pr. I. G.* Warszawa.
- Karnkowski P., Łapinkiewicz A. (1965), Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu Przedgórza Karpat Północnych. 1:200000 *Wyd. Geol.* Warszawa.
- Komorowska-Błaszczczyńska M. (1965), The Anhydrite-less Island in the Profiles of the Rzeszów Foreland. *Bull. acad. Pol. Sc.* 13, nr 4 *Geology*.

- Król L. (1964), O obliczaniu zawartości materiału ilastego (zapiaszczenia) dla kolektorów nadanhydrytowego miocenu Przedgórze. *Geof. geol. naft.* nr 1—2, Kraków.
- Ney R. (1968), Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenie złóż ropy i gazu. *PAN Kom. Nauk. Geol. Pr. geol.* 45, Warszawa.
- Nowak J. (1938), Dniestr a gipsy tortońskie. *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 14, Kraków.
- Nowak J. (1948), Miocen północnej krawędzi Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 17, Kraków.
- Pawica J. (1969), Kompleksowa interpretacja geofizyczno-geologiczna na przekroju grawimetrycznym przez Karpaty. *Arch. ZOG GN „Geonafita”*, Kraków.
- Połtowicz S. (1972), Warstwy balickie na zachód od Dunajca. *Geof. geol. naft.* nr 11—12, Kraków.
- Rutkowski J. (1969), Uwagi o sedimentacji detrytycznych osadów sarmatu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* t. 13, z. 1, Warszawa.
- Świdorski B. (1952), Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 8 Warszawa.
- Teisseyre W. (1921), Zarys tektoniki porównawczej podkarpacia. *Kosmos* 46, Lwów.
- Turnau-Morawska M. (1950), Spostrzeżenia dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. *Ann. UMCS. sect. B.* 7 (za r. 1949) Lublin.
- Wieser T. (1957), Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzyglodu w okolicy Zawiercia. *Kwart. geol.* 1, z. 1, Warszawa.
- Żytko K. (1965), Sur le rapport de la formation du pétrole et l'orogénese des Carpates. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. VII Congr. Reports.* Part IV, Sofia.

SUMMARY

The lithology of Miocene sediments (Upper Sarmation and Upper and Middle Badenian) filling the Carpathian Foredeep is described (not including evaporites). The northern limit of the Carpathian Foredeep is marked by the extend of marine Miocene rocks, while the southern one is concealed under the overthrusted Carpathian Flysch. Five lithologic complexes are distinguished in the described rocks, one in the Badenian rocks, and four in the Lower Sarmatian rocks: the I sandy complex “A”, the clayey-silty complex “B”, the II sandy complex “C” and the clayey-silty-sandy complex “D”, designated on figures according to Polish rules as M_5^{IA} , M_5^{IB} , M_5^{IC} , M_5^{ID} respectively.

Badenian

The Badenian sediments consists of siltstones and claystones with intercalations of silty sandstones, and thin beds of tuffites and dolomitic marls. The thickness of the Badenian rocks increases southward (Fig. 2a) gradually at first near the northern margin of the sedimentary basin, while in the central part of the sedimentary basin the thickness increases stepwise in zones of synsedimentary faults. The zone of these faults marks the northern slope of the sedimentary basin, situated presently before the front of the Carpathians.

The content of sand (Fig. 2b) in the Badenian rocks decreases southward. Three large fans with increased sand content are interpreted as paleo-deltas, extending south up to the present northern border of the Carpathians. The detrital material was carried in these paleo-deltas from the north, i.e. from the areas of the Holy Cross Mts, and their Mesozoic border and from the Lublin Upland. There is no evidence of supply of detrital material from the

south i.e. from the Flysch Carpathians. The northern border of the Carpathians was still situated far from its present position.

The present area of the occurrence of Badenian rocks represents only the original northern part of the sedimentary basin. The central and southern parts of the basin are now covered by the Carpathian overthrust. The axis of the Carpathian Foredeep migrated steadily to the north-east. The zones of active synsedimentary faults also were displaced in the same direction.

Lower Sarmatian

Generally the Lower Sarmatian rocks are lithologically similar to the Badenian rocks. During the sedimentation of the individual lithological complexes of the Lower Sarmatian some zones of the basin were subjected to inversional movements. This was marked especially in the eastern part of the described area, where synsedimentary grabens were transformed into horsts in the next sedimentary cycle. The rate of deposition on these horsts was smaller than in neighbouring areas.

The distribution of thickness and sand content of the individual lithological complexes (Figs. 3, 4, 5 and 6) demonstrate the development of the foredeep, the migration of its axis and of zones of synsedimentary faults.

The distribution of sand content in the complexes "A" and "B" (Figs. 3b and 4b) do not suggest sand transport from the south, i.e. from the Flysch Carpathians. The fans of increased sand content are developed from the north southward. These fans reach south to the present northern margin of the Carpathians, suggesting that the axis of the sedimentary basin was situated in the area now covered by the Carpathian overthrust.

The distribution of sand content in the lithological complexes "C" and "D" indicate sand supply from the south. The development of cones of increased sand content from the south to the north indicate the northward shift of the axis of the Sarmatian sedimentary basin. During the deposition of the lithological complex "D" the axis of the basin was situated north of the present border of the Carpathians.

The analysis of the thickness and sand content of the Miocene rocks indicate that clastic material was transported into sedimentary basin from the Holy Cross Mts, from the Ukrainian crystalline massif and from the Flysch Carpathians (Fig. 7). The sedimentary basin extended far to the south.

Seismic data suggest that the southern border of this basin may be situated near the southern state boundary of Poland (Figs. 9, 10). The basement of Miocene rocks rises here to the depth of 3—4 thousands metres, while north of this zone it lies at the depth of c. 10 thousands metres.

The oldest Miocene rocks (Carpathian) which are included in the structure of the marginal part of the Flysch Carpathians may be preserved in the zone of the southern part of the Miocene sedimentary basin.

translated by R. Unrug