

JÓZEF POBORSKI, KAMILA SKOCZYLAS-CISZEWSKA

O MIOCENIE W STREFIE NASUNIĘCIA KARPACKIEGO W OKOLICY WIELICZKI I BOCHNI

(2 fig.)

Miocene in the Zone of the Carpathian Overthrust in the Area of Wieliczka and Bochnia

(Fig. 2)

Treść. Zostały naszkicowane główne zagadnienia wynikające z budowy geologicznej sfałdowanej strefy miocenu Podkarpacia zachodniego w okolicy Wieliczki i Bochni. Początek sedymentacji serii solnej (torton dolny) wiąże się z transgresywnym poszerzaniem morza na obszary brzeżne fliszu. Stwierdza się fakt nieprzerwanej ciągłości sedymentacji od serii solnej do nadległych warstw chodenickich.

Zjawiska tektoniczne tej strefy są skomplikowane. W profilach pionowych stwierdza się parokrotne powtarzanie się utworów tego samego poziomu, lecz w odmiennej facji. Ogólne wnioski są następujące: 1) faza górotwórcza z końcem dolnego tortonu rozgrywała się w paru aktach o różnym nasileniu; 2) znaczne wysunięcie jednostek fliszowych ku północy w okolicy Wieliczki i Bochni jest częściowo wynikiem pierwotnego rozmieszczenia soli kamiennej w basenie ewaporacyjnym, ułatwiającej ruchy nasuwawcze; 3) w pierwotnym układzie tektonicznym wspomnianej fazy górotwórczej przynajmniej południowa część zatoki Gdowa była przykryta utworami fliszowymi.

WSTĘP

W Polsce podobnie jak w innych krajach, przez które ciągną się Karpaty, napotyka się od dawna znaczne trudności w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych w neogenie, głównie w miocenie, położonym w strefach peryferycznych tych gór. Przedmiotem tradycyjnych sporów stały się zwłaszcza kwestie stratygraficzne.

Jeśli tego rodzaju trudności są aktualne w obszarach położonych dalej na zewnątrz od brzegu Karpat, gdzie formacje neogenu zalegają niemal poziomo, to tym bardziej odnoszą się one do stref brzeżnych łańcucha, silnie zaburzonych tektonicznie.

Tematem niniejszego prowizorycznego opracowania są stosunki geologiczne w miocenie Podkarpacia zachodniego, w wąskim pasie przyległym do brzegu Karpat fliszowych, w okolicy Wieliczki i Bochni.

Strefa pograniczna miocenu z brzeżnymi utworami fliszowymi to obszar najtrudniejszy do dogłębnego opracowania. W tym celu nie wystarczą tam powierzchniowe zdjęcia geologiczne nawet w połączeniu z pojedynczymi wierceniami tym bardziej, że teren ten jest niemal zupełnie zakryty utworami czwartorzędowymi.

Dotychczasowe rozwiązanie naszego zadania stało się możliwe dzięki temu, że pewne wycinki wymienionego pasa zostały pokryte dość gęstą siecią wierceń lub robót górniczych, z których uzyskaliśmy podstawowe

profile geologiczne. Takimi wycinkami są obszary występowania znanych złóż soli: 1) w Baryczu i Wieliczce oraz 2) koło Chełmu n. Rabą (złóż Siedlca), tj. w okolicy na W od Bochni.

Przedmiotem naszego dokładniejszego studium w paru ostatnich latach (K. Skoczylas-Ciszewska, J. Poborski, 1960, 1961, 1962) było czoło nasunięcia fliszowego na miocen solonośny na odcinku Barycz-Wieliczka. Przeprowadziliśmy je na zlecenie Komisji Nauk Geologicznych PAN (Oddział Krakowski). Mniej dokładnie mogliśmy zająć się odcinkami położonymi dalej na wschód, poświęcając więcej uwagi okolicy Chełmu n. Rabą, gdzie złóż soli zostało niedawno odkryte i udokumentowane wierceniami Instytutu Geologicznego.

UWAGI NA TEMAT STRATYGRAFII MIOCENU PODKARPACKIEGO

Do najpilniejszych zagadnień geologicznych w omawianym pasie należy ustalenie stratygrafii dużego, monotonnego kompleksu skał mioceńskich, przeważnie iłowych, po części piaszczystych. Nowsze próby podziału stratygraficznego, opierające się niemal wyłącznie na metodach paleontologicznych, głównie mikrofaunistycznych, budzą pewne zastrzeżenia. Nie uwzględniają one bowiem istotnych danych z analizy stosunków litologicznych i tektonicznych. Pomijane bywają przy tym nowoczesne kryteria, na których podstawie dopuszczalne jest dzielenie formacji na mniejsze oddziały (piętra).

Duże trudności w rozwiązywaniu stratygrafii wynikają z zaburzeń tektonicznych szczególnego rodzaju, jak parokrotne powtarzanie się w jednym profilu pionowym utworów tego samego poziomu, lecz występujących w odmiennej facji. Na tym tle popełniono niejedną pomyłkę. Brano bowiem kolejne następstwo pięter tektonicznych za następstwo stratygraficzne.

Zgodnie z ogólnym poglądem przyjmujemy, że główna masa interesujących nas utworów na Podkarpaciu należy do piętra tortońskiego. Zarazem słuszny i nadal aktualny wydaje się nam starszy, generalny podział miocenu podkarpackiego (piętro tortońskie) na dominujący ilościowo kompleks iłowy formacji solonośnej (podpiętro opolskie), który przynajmniej w części bywa nazywany warstwami chodenickimi, oraz na młodsze, przeważnie piaszczyste warstwy grabowieckie (podpiętro grabowieckie).

W najkrótszej charakterystyce litologicznej formacja solonośna w badanym obszarze to gruby i monotonny kompleks ciemnoszarych iłów, przeważnie marglistych, po części piaszczystych. Kompleks ten wykazuje wszelkie cechy osadów zbiornika często izolowanego od otwartych mórz i pod względem sedymentacyjnym przedstawia typ facji subsalinarnej (euksynicznej).

W dążeniu do bardziej szczegółowego podziału formacji solonośnej przewodnie znaczenie przypisujemy ewaporatom. Zgodnie z nowszą tendencją skłaniamy się ku przypuszczeniu, że w tortonie naszego Przedgórze Karpat istnieje jeden główny poziom ewaporatów, który na Podkarpaciu zachodnim zawiera sól kamienną w towarzystwie anhydrytu w na-przemianległym układzie z osadem ilastym. Ta seria solna, jako najbardziej charakterystyczny człon stratygraficzny, zajmuje tutaj niższą pozycję (poziom) w kolumnie całej formacji solonośnej. Nie wykluczamy przez to możliwości zjawiania się ewaporatów niższego stopnia (węglany, siar-

czany wapnia) w innych poziomach, jednak w bardzo ograniczonej grubości i bez przewodniego znaczenia w zasięgu regionalnym. Przeciwnie, przekładki ewaporatów tego rodzaju (o grubości od kilku do kilkunastu milimetrów) w postaci margli, wapieni i dolomitów, a rzadziej utworów z anhydrytem lub gipsem uważamy nawet za bardzo typowe w szczegółowym profilu formacji solonośnej.

Poza serią solną za człon przewodni w formacji solonośnej w jej wyższej części przyjmujemy tzw. główną serię tufitową, której miąższość w dominującej, nasuniętej jednostce tektonicznej w okolicy Bochni dochodzi do kilkunastu metrów (J. P o b o r s k i, 1952). Stwierdzone jest także występowanie cieńszych i mniej ciągłych wkładek tufitowych w innych poziomach.

Bardzo charakterystyczne okazują się bezpośrednie utwory spagowe serii solnej, poznane przez nas lepiej w okolicy Barycza i Wieliczki. Są to bowiem w północnej, autochtonicznej części badanego pasa mułowce i piaskowce o spoiwie złożonym po części z ewaporatów (węglany Ca i Mg oraz siarczany Ca), które w miarę przesuwania się na południe stają się grubiej ziarniste i zlepieńcowate. Należy dodać, że są one podścielone jeszcze niższymi utworami miocenijskimi o większej miąższości, zalegającymi bezpośrednio na wapieniach o typie facjalnym jury krakowskiej. Natomiast w nasuniętej od południa części formacji solonośnej, która osadzała się częściowo wprost na podłożu fliszowym, bliżej południowego brzegu panwi solnej, występują już to ilomargle przepełnione okruchami fliszowymi, już to okrucowce i druzgoty z grubym materiałem fliszowym. Na nich spotyka się ewaporaty pośród przeważającej masy ilów marglistych.

Rozważywszy warunki sedymentacji serii solnej, doszliśmy do dwóch następujących stwierdzeń:

Po pierwsze, początek sedymentacji serii solnej należy wiązać z procesem poszerzania się transgresji morza miocenijskiego na obniżające się brzegowiska Karpat fliszowych, przynajmniej w regionie Podkarpacia zachodniego. Po drugie, na przejściu od serii solnej w górę, tj. do ilów chodenickich obserwujemy nieprzerwaną ciągłość sedymentacji wraz z zanikającą tendencją do tworzenia się ewaporatów.

Z powyższych stwierdzeń wyciągamy zasadniczy wniosek, który przeciwstawia się tradycyjnemu u nas pogładowi, że sedymentacja serii solnej jest związana wyłącznie ze zjawiskami regresji morskiej. Naszym zdaniem, przynajmniej na odcinku Podkarpacia między Wieliczką a Bochnią, granicę wyznaczającą początek nowego cyklu sedymentacyjnego w morzu dolnotortockim należy postawić w spagu zlepieńców, piaskowców i mułowców podsolnych, jako utworów facji diastroficznej, dającej początek transgresywnemu poszerzaniu się morza w kierunku na południe, nawet na brzeżne obszary fliszowe. Cykl ten obejmuje okres tworzenia się serii solnej i warstw chodenickich, przy czym etapami dochodzi do zalewania morzem coraz to dalszych na południe obszarów fliszowych. Tak więc w Wieliczce utwory zubrowe osadzają się, przynajmniej w najbardziej południowej części panwi, na pstrych marglach jednostki podśląskiej. Podobnie w Baryczu obserwuje się dziś ily chodenickie zafałdowane w fazie poopolskiej w utwory jednostki podśląskiej, a także płaszczowiny śląskiej (górne łupki cieszyńskie). Osady opolu znajdują się dalej na południe od brzegu Karpat w Żegocinie, na S od Bochni (J. N o w a k, 1948; K. S k o c z y ł a s - C i s z e w s k a, 1960). Osady tego wieku jako typowe ily chodenickie z tufitami leżą na utworach płaszczowiny śląskiej w Brzozowej

(F. Bieda, 1936). Występujące głęboko w obszarze Karpat fliszowych, w kotlinie Nowego Sącza iły ceritowe z wkładkami węgla, leżące na jednostce magurskiej, wypada również zaliczyć do opolu (K. Skoczylas - Ciszewska, 1960).

Podział całej serii tortonu dolnego Podkarpacia zachodniego z uwzględnieniem całokształtu zjawisk geologicznych oraz paralelizację z innymi znanymi profilami lito-stratygraficznymi podpiętra opolskiego w Polsce zostawiamy na razie jako kwestię otwartą.

W przeciwieństwie do dolnego tortonu, obejmującego formację solonośną wykształconą w facji subsalinarnej, torton górny (warstwy grabowieckie) reprezentują osady otwartego morza i na badanym obszarze są ułożone transgresywnie na sfałdowanych i częściowo erozyjnie zniszczonych utworach formacji solonośnej, a niekiedy na fliszu. Stosunki te obserwuje się między innymi w Bogucicach, w Wieliczce (cegielnia) (K. Skoczylas - Ciszewska, M. Kolas, 1959), w Chodenicach koło Bochni, a także w znanej odkrywce w Zgłobicach na prawym brzegu Dunajca. W szeregu punktów warstwy grabowieckie są lekko zaburzone w wyniku późniejszych słabych ruchów doksztalcających w Karpatach.

OGÓLNE ZJAWISKA TEKTONICZNE NA TLE PRZEKROJU PRZEZ OKOLICĘ CHEŁMU NAD RABĄ

Z końcem dolnego tortonu w skrajnie południowej strefie formacja solonośna została objęta ruchami górotwórczymi ostatniej fazy karpackiej. Bierze więc udział w budowie brzegu Karpat.

Brzeżne utwory fliszowe składają się z kilku jednostek tektonicznych wyższego rzędu. Idąc od Tarnowa na zachód są to: jednostka inoceromowa, jednostka podśląska i jednostka śląska. Zaburzenia w obrębie tych brzeżnych mas fliszowych są nasilone i skomplikowane. Jak można było stwierdzić np. na odcinku Barycz—Wieliczka, jednostka podśląska tworzy parę łusek nasuwających się na siebie, a zarazem jest rozbita dyslokacjami poprzecznymi na kry, przesuwające się względem siebie tak w pionie, jak i w poziomie.

Na wymiar nasunięcia fliszu ku N i nasilenie zjawisk tektonicznych miało wyraźny wpływ rozmieszczenie soli w planie miocénskiej panwi ewaporacyjnej. Miększe ławice soli kamiennej, zachowujące się plastycznie pod ciśnieniem, ułatwiały przesuwanie się mas fliszowych. Zatem już w formacji solonośnej istniały pewne predyspozycje dla zróżnicowania tektoniki brzegu Karpat.

Dalsze predyspozycje dla nasilonej tektoniki brzegu Karpat wynikały w okresie ruchów górotwórczych z geologicznego układu strukturalnego brzeżnych mas fliszowych, jako też z odpowiedniego nachylenia powierzchni nasunięć, ułatwiającego ruchy spływowe tych mas.

Jak wynika z analizy stosunków tektonicznych w kilku skonstruowanych przekrojach poprzecznych przez brzeg Karpat na odcinku Barycz—Bochnia, ostatnia faza górotwórcza w zachodnich Karpatach, po dolnym tortonie, rozgrywała się w paru aktach. Zjawiska te wyraziły się bardzo sugestywnie w przekroju przez okolicę Chełmu nad Rabą, który załączamy w szkicu schematycznym (fig. 1) na podstawie oryginału w skali bardziej szczegółowej.

Pomijając dokładniejszy opis obrazu geologicznego w tym przekroju, zwróćmy uwagę na zasadnicze zjawiska. W obrębie miocenu wyróżnić na-

leży dwie zasadnicze jednostki tektoniczne, mianowicie: torton dolny, nie zaburzony, autochtoniczny i torton dolny, sfałdowany i przesunięty z południa, który w przeciwstawieniu do autochtonicznego, jako przemieszczony ze strefy bardziej południowej, oraz dla wygodnego skrótu — nazywamy allochtonicznym. Z kolei torton dolny sfałdowany (allochtoniczny) składa się z dwóch jednostek niższego (drugiego) rzędu: 1) jednostka główna, niższa, stromo spiętrzona, silnie sfałdowana i zaburzona, 2) jednostka wyższa, łagodnie sfałdowana, pokrywająca jednostkę główną. Jednostki te spiętrzone są ponad sobą, stwarzając układ tektoniki piętrowej. We wszystkich tych jednostkach występuje seria ewaporatów, lecz w odmiennych facjach.

Znane podkarpackie złoża soli (Wieliczka, Bochnia) znajdują się w jednostce allochtonicznej głównej. Tu mieści się więc i nowo odkryte złożo Siedlca, położone na W od Bochni i ciągnące się na przestrzeni Łężkowice—Siedlec—Moszczenica. W wyższej jednostce allochtonicznej omawianego przekroju seria ewaporatów nie zawiera soli, lecz składa się tylko z ilów przewarstwionych gipsem. Seria solna autochtoniczna stanowi przedłużenie w kierunku południowym tejże serii stwierdzonej w Kłaju.

W głównym akcie górotwórczym fazy poopolskiej nastąpiło strome spiętrzenie i przesunięcie ku północy głównej jednostki allochtonicznej. Prawdopodobnie w tym samym akcie tworzyły się zaczątki jeszcze wyższej jednostki tektonicznej. Właściwe uformowanie się tej ostatniej w postaci łuski (płaszczowiny) nastąpiło w następnym, nieco słabszym akcie. Prześledziliśmy ją na odcinku od okolicy Bochni (Uzbornia) poprzez Moszczenicę do Chełmu nad Rabą, a być może sięga ona i dalej ku zachodowi. Łuska ta przesuwiała się ku północy wzdłuż bardzo połogiej powierzchni dyslokacyjnej, ścinając główną jednostkę allochtoniczną do paru kilometrów ku północy.

Złożo soli w jednostce allochtonicznej to system fałdów i łusek ściśniętych na małym odcinku przekroju poprzecznego, stanowiący klasyczny przykład wzbogacania złoża soli procesami tektonicznymi.

W podanym przekroju możemy znaleźć odpowiednik tektoniczny z jednej strony fałdów ze złożem soli Bochni, a z drugiej dopatrzeć się regionalnego analogu złoża wielickiego.

PRZEKRÓJ PRZEZ OBSZAR WIELICZKI

Pozycja złoża Wieliczki jest kluczowa w regionalnym przekroju przez brzeg Karpat. W przekroju tym wyrażają się istotne zjawiska tektoniczne, wymienione powyżej.

Próby zilustrowania budowy geologicznej złoża wielickiego datują się od końca XVIII wieku. Jak rozwijały się stopniowo pojęcia w tym względzie, można przedstawić długim szeregiem przekrojów poprzecznych, zestawionych chronologicznie, z których każdy streszcza poglądy pewnego okresu badań.

Do ostatnich obrazów geologicznych złoża wielickiego należą publikowane ostatnio przekroje A. G a w ł a (1962). Odzwierciedlają one znakomicie budowę wewnętrzną samego złoża z uwydatnieniem stylu tektoniki.

Okoliczne stosunki geologiczne w sąsiedztwie złoża Wieliczki, Bochni oraz innych złóż podkarpackich próbował zrekonstruować w skali regionalnej K. T o ł w i ń s k i (1956) w swej pięknej rozprawie na temat ze-

wnętrznego brzegu Karpat. W ogólności jednak w nowszych czasach w szczegółowych obrazach złoża wielickiego nie rysowano jego granic, przedstawiając złoże bez związku ze skałami otaczającymi, tj. jak gdyby bez regionalnych ram geologicznych.

Próba przedstawienia złoża wielickiego na tle regionalnym jest konstruowany obecnie przez nas przekrój poprzeczny przez najbliższą okolicę szybu św. Kingi, dokumentowany w oryginalnej skali 1 : 2000. Załączamy uproszczony szkic tego przekroju, zachowując proporcje odległości (fig. 2). W szkicu tym staraliśmy się uwydatnić schemat zaburzeń tektonicznych, lecz bez pretensji do odzwierciedlenia szczegółów budowy wewnętrznej złoża.

Uderzającym rysem w budowie złoża wielickiego w części objętej robotami górniczymi jest jego dwudzielność tektoniczna. Górna, druzgotowa część złoża, składająca się z ilów solnych (zubru) z bryłkami soli „zielonej”, stanowi wyższą jednostkę allochtoniczną w stosunku do części dolnej, również allochtonicznej, złożonej z soli warstwowych w bardzo zawiłym ułożeniu. Granica nasunięcia wyższego allochtonu na niższy jest silnie rozczłonkowana.

W dolnej, warstwowej części złoża ustalono następującą kolejność stratygraficzną (z dołu do góry) głównych członów serii ewaporatów:

- 1) Mułowce i piaskowce „podsolne” o spoiwie pochodzenia po części ewaporacyjnej.

- 2) Iły uwarstwione anhydrytem z paroma pokładami soli „zielonej”.

- 3) Kompleks soli „spizowych” łącznie z najniższą warstwą soli „szymbikowej”.

Co się tyczy pozycji stratygraficznej druzgotowej części złoża, uważamy ją za odpowiednik, przynajmniej częściowy, części dolnej, lecz wykształcony w odmiennej facji. Musimy bowiem liczyć się ze znacznymi zmianami facjalnymi w planie poziomym pierwotnej panwi ewaporacyjnej.

W przekroju poprzecznym złoża obserwuje się utwory serii solnej, które osadzały się w szerokim pasie (na mniej więcej 10 km) południowej części panwi ewaporacyjnej, która zachodziła na brzeżny flisz karpacki. Utwory te, zgarnięte ruchami nasuwawczymi od południa, widzimy obecnie silnie spiętrzone i skupione na szerokości 1 — 1,5 km.

Południową granicę wyższej części złoża wyznacza czoło nasunięcia fliszowego. Wyniki studium tego nasunięcia przedstawiliśmy w oddzielnej publikacji (K. Skoczyła - Ciszewska, J. Poborski, 1962). Ta czołowa masa formacji fliszowych rozczłonkowała się na kilka złuskowanych antyklin. Pomiedzy nimi w ściśniętych formach synkлинаlnych zakorzenione są zubry z bryłami soli „zielonej”.

Północną zagniatwaną granicę złoża wyznacza kontakt zubrów z ich utworami stropowymi w sensie stratygraficznym. Utwory te, które dawniej można było oglądać w odkrywce starej cegielni, zostały głębiej wciągnięte (zafałdowane) i zmięte u czoła nasuniętych mas solnych wyższej jednostki allochtonicznej. Odpowiadałyby one warstwom chodenickim, jednak w facji przybrzeżnej.

Autochtoniczna seria ewaporatów została przewiercona w starym (z ub. wieku), już zapomnianym otworze nr III znajdującym się na linii naszego przekroju po północnej stronie złoża (fig. 2). Była to seria anhydrytów, bez soli, podścielona przez typowe piaskowce „podsolne”, w ułożeniu łagodnym. Ponad tą serią ewaporatów zalegają typowe chodenickie iły łupkowe, ścięte ukośnie przez nasunięcie allochtonu.

Dolną, bardziej południową część przekroju zrekonstruowaliśmy, z du-

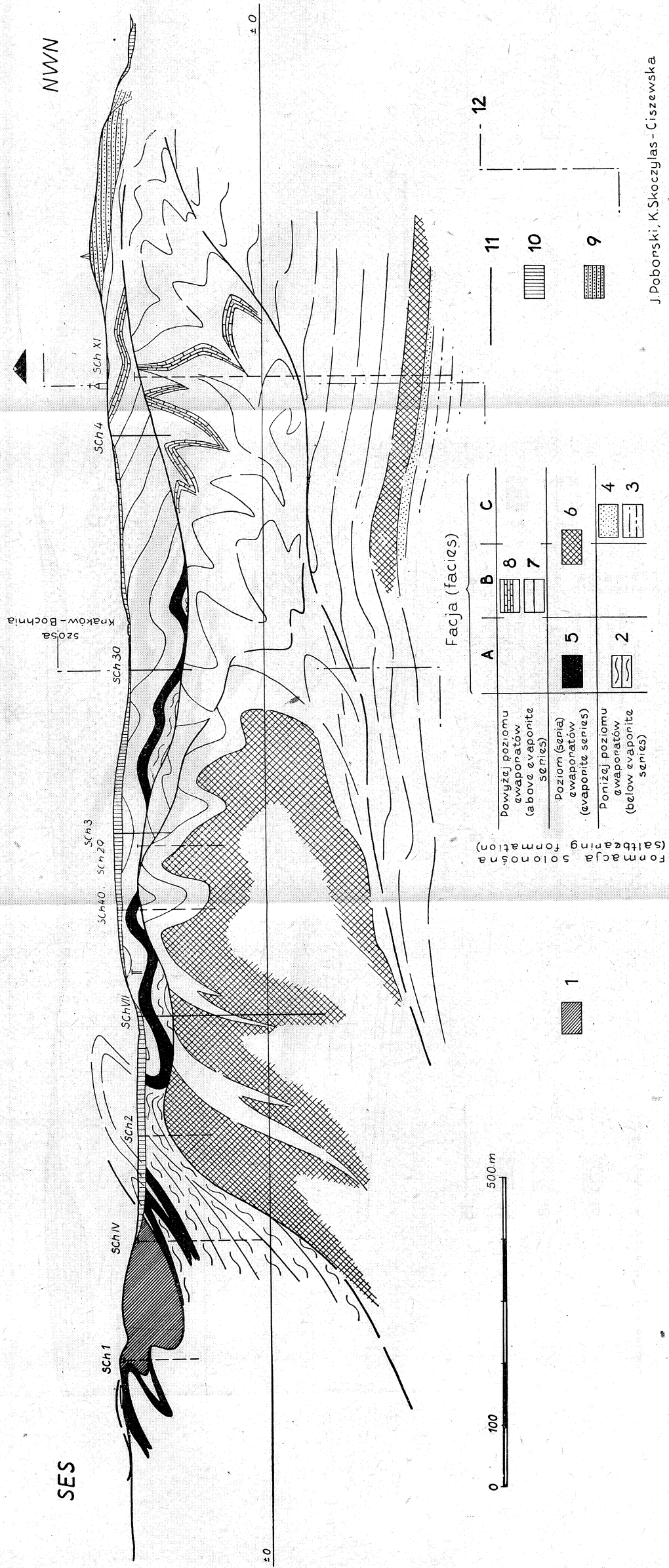
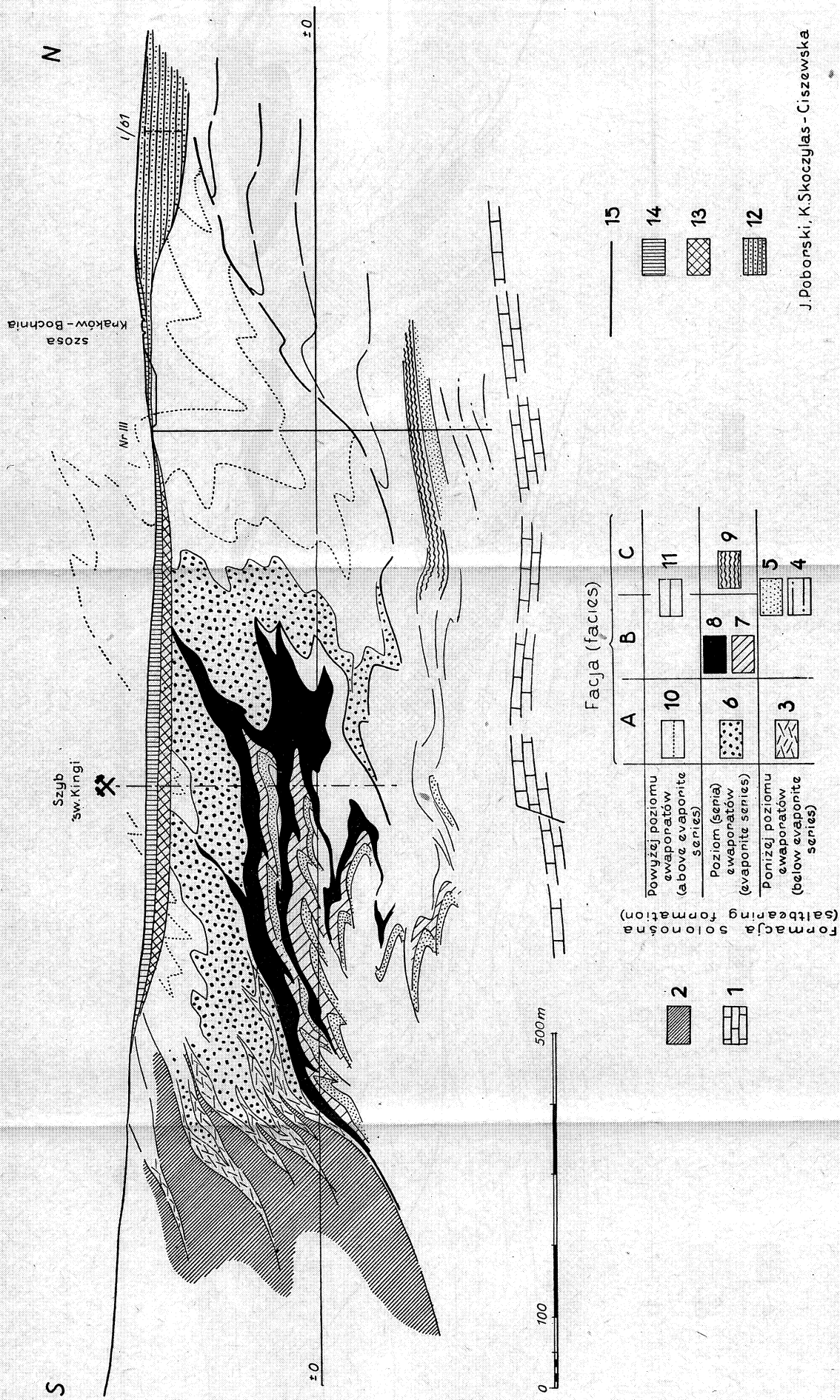


Fig. 1. Sztukowy przekrój geologiczny przez okolicę Chelmu nad Rabą: 1 — utworzy fliszowe brzegu Karpat w ogólności; 2—8 — formacja solonośna tortonu dolnego w 3 facjach: A) południowej części pasa podkarpackiego, B) środkowej, C) północnej („autochtonicznej”); 2 — ły margliste, przeważnie łupkowe; 3 — piaszczyste ły łupkowe; 4 — piaszczyste i mułowe „podsolne”; 5 — seria łyłowo-gipsowa; 6 — seria solna (z solą kam.); 7 — ły łupkowe, typowe jako warstwy chodeńskie; 8 — seria tufitowa wśród warstw chodeńskich; 9 — piaszczyste warstwy grabowieckie; 10 — chude gliny plejstocenske ły piaszczyste, jako typowe warstwy grabowieckie; 11 — linie głównych nasunięć; 12 — linia załamania przekroju i aluwia rzeki Raby; 11 — linie głównych nasunięć; 12 — linia załamania przekroju

J. Poborski, K. Skoczylas - Ciszewska



J. Poboński, K. Skoczylas - Ciszewska

Fig. 2. The sketch of the geological cross-section through the vicinity of Wieliczka (through St. King's Shaft); 1 — Upper Jurassic limestones; 2 — Flysch of the Carpathian margin in general; 3—11 — salt-bearing formation of the Lower Tortonian in 3 facies: A) — the southern part of the sub-Carpathic zone, B) — the middle part, C) — the northern (autochthonous) part; 3 — marly clays, partly conglomeratic clays and clayey breccias; 4 — sandy, shaly clays; 5 — conglomerates, sandstones and mudstones in the bottom of the salt-series; 6 — salty clays („zuber”) with blocks of „green” salt; 7 — anhydritic clays with layers of „green” salt; 8 — „Spisa” salt with „Pit” salt in the bottom; 9 — series of anhydritic clays; 10 — clays of the type of Chodenice Beds, partly with lumps of Flysch and with marly sandstones layers; 11 — shaly clays, typical as Chodenice Beds; 12 — sands with intercalations of sandstones (Bogucice Sands) and sandy clays, in general typical as Grabowiec Beds; 13 — clayey gipsium cap on the salt-deposit; 14 — Pleistocene; 15 — lines indicating the principal overthrust planes

Fig. 2. Sztukowy przekrój geologiczny przez okolice Wieliczki (przez szyb św. Kingi): 1 — wapienie jury górnej; 2 — utwory fliszowe brzegu Karpat w ogólności; 3—11 — formacja solonośna tortoniu dolnego w 3-ch facjach: A) południowej części pasa podkarpackiego, B) środkowej, C) północnej („autochtonicznej”); 3 — ropy margliste, części zlepieńcowe oraz druzgoty ilaste; 4 — piaszczyste ropy łupkowe; 5 — zlepienie, piaszczyste i mułowce „podsolne”; 6 — zuber z bryłami soli „zielonej”; 7 — ropy anhydritowe z warstwami soli zielonej; 8 — kompleks soli „szpizowych” wraz z solą „szybkową” w spodzie; 9 — seria ilowo-anhydritowa; 10 — ropy typu warstw chodenickich, lecz po części z materiałem fliszowym i z ławicami piaskowców marglistych; 11 — ropy łupkowe, typowe jako warstwy chodenickie; 12 — piaski przewarstwione kruchymi piaskowcami (piaski bogucickie) oraz ropy piaszczyste, jako w całości typowe warstwy grabowieckie; 13 — zwietrzlina gipsowo-łowa (czapa) na złożu solnym; 14 — chude gliny plejstoceny; 15 — linie głównych nasunięć

zym prawdopodobieństwem, na podstawie analogii do lepiej poznanego przekroju przez złoże w Baryczu. Na tej samej podstawie przyjęliśmy domniemaną głębokość sięgającą do autochtonicznego podłoża jurajskiego.

UWAGI O TZW. ZATOCE GDOWSKIEJ I ODCINKU BOCHNIA—TARNÓW

W badanej przez nas strefie osobny problem stwarza obszar tzw. zatoki gdowskiej. Mimo stosunkowo licznych wierceń na tym obszarze pozostaje on nie wyjaśniony wobec trudnych do pogodzenia zjawisk geologicznych i wobec sprzecznych poglądów na ten temat.

Wiadomo, że na odcinku zatoki gdowskiej brzeg Karpat fliszowych cofa się na południe i że w jej części południowej nie stwierdzono w formacji solonośnej ewaporatów. W północnej części tego obszaru znane jest występowanie gipsu i anhydrytu w tzw. fałdzie Suchoraby oraz w paru nowszych otworach wiertniczych, lecz jak dotychczas, przy słabo poznanych stosunkach tektonicznych. Natomiast niewątpliwie autochtoniczną serię ewaporatów z solą kamienną przewiercono w Kłaju, na głębokości ponad 700 m.

Przedłużanie się sfałdowanego złoża Siedlca w kierunku zachodnim w obszar zatoki gdowskiej wskazuje wyraźnie, że utwory fliszowe (łuska Gierczyc) sięgać musiały dalej na zachód, niż to ma miejsce dzisiaj. Również sfałdowane utwory dolnotortonńskie, odsłaniające się na południowy zachód od wspomnianego złoża (J. Burtan, 1954) mogą o tym świadczyć. Pozostaje również do rozstrzygnięcia, czy w pierwotnym układzie tektonicznym, tj. po fazie fałdowania się fliszu, w czasie po dolnym tertonie, flisz nie nasunął się także i na obszar zatoki, a przynajmniej na jej część południową. W tym przypadku byłyby to masy skalne jednostki podśląskiej.

W każdym razie przypuszczamy, że na obecny obraz stosunków geologicznych zatoki gdowskiej miało wpływ m. in. rozmieszczenie soli w planie pierwotnej panwi ewaporacyjnej. Wydaje się bowiem, że przynajmniej w południowej części obszaru zatoki istniały warunki nie sprzyjające sedymentacji ewaporatów w ogóle. Predyspozycje dla warunków tego rodzaju musiały wynikać z układu paleogeograficznego w basenie morskim na opisywanym odcinku i zjawisk diastroficznych w okresie sedymentacji formacji solonośnej.

Na wschód od okolicy Bochni do Tarnowa budowa geologiczna opisywanej strefy nie jest tak dobrze poznana. Ze zdjęć powierzchniowych wynika (F. Mitura, Z. Moskała-Martini, 1954; K. Skoczyła-Ciszewska, 1954), że podobnie jak na odcinku bocheńskim, przykarpicka formacja dolnego tertonu jest sfałdowana i zapada pod nasuwające się od południa jednostki fliszowe. Przeważnie mamy tam do czynienia z warstwami chodenickimi, zawierającymi także wkładki tufitów. Zapewne tu i ówdzie wyciśnięte być muszą także odpowiedniki serii solnej w postaci słabo odsłaniających się utworów gipsowych.

Sfałdowane i, w mniejszym lub większym stopniu, przesunięte ku północy warstwy chodenickie obserwować można w większych odsłonięciach w Jadownikach, w pięknej odkrywce w Zgłobicach na prawym brzegu Dunajca, a także w Tarnowie w wyrobiskach cegielni usytuowanych u stóp góry św. Marcina. Tutaj w ilach łupkowych znajdują się lokalnie okruchy i bloki skał fliszowych, głównie piaskowców inoceramowych, wskazujących na bliskie brzegowiska ówczesnego morza.

Nieliczne wiercenia, założone w strefie brzeżnej fliszu, nie napotkały dotychczas złóż solnych. Natomiast na północ od Brzeska, w Szczepanowie, nawiercono serię solną na głębokości od około 1175 do 1275 m (E. Jawor, J. Stemulak, 1961). Jak wynika z pozycji tej serii ewaporatów w profilu pionowym oraz ogólnego układu warstw, należy ją wiązać z nie zaburzoną, autochtoniczną lub paraautochtoniczną częścią dolnego tortonu. Stanowi więc ona odpowiednik serii solnej Kłaja.

Katedra Złóż Surowców Skalnych
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, wrzesień 1962

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- F. Bieda (1936), Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa (Le Miocène de Brzozowa et de Gromnik et sa faune de Foraminifères). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*. XII, Kraków.
- J. Burtan (1954), Szczeg. Mapa Geol. Polski, 1:50.000, ark. Wieliczka. Inst. Geol., Warszawa.
- A. Gawel (1962), Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczki (The geological structure of the Wieliczka Salt-Deposit) — *Pr. Inst. Geol.* III, cz. III, Warszawa.
- E. Jawor, J. Stemulak (1961), Formacja solonośna w otworze „Szczepanów” koło Brzeska (Salt-bearing formation in the „Szczepanów” bore-hole, near Brzesko). *Prz. Geol.* nr 11, Warszawa.
- F. Mitura, Z. Moskała-Martini (1954), Tymczasowe sprawozdanie z badań geologicznych na przegórzu Karpat w rejonie Brzesko—Wojnicz w latach 1952—53, na ark. Bochnia. *Biul. Inst. Geol. „Z badań niektórych surowców mineralnych”, z. II*, Warszawa.
- J. Nowak (1948), Miocen północnej krawędzi Karpat (The Miocene of the northern border of the Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)* XVII. Kraków.
- J. Poborski (1952), Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy (The Bochnia Salt-Deposit on the Geological Background of Region). *Biul. Inst. Geol.*, nr 71, Warszawa.
- K. Skoczyła-Ciszewska (1954), Szczeg. Mapa Geol. Polski, 1:50.000, ark. Brzesko, Warszawa.
- K. Skoczyła-Ciszewska (1960), Budowa geologiczna strefy żegocińskiej (Geology of the Żegocina Zone). — *Acta Geol. Pol.* X, nr 4, Warszawa.
- K. Skoczyła-Ciszewska, M. Kolasa (1959), O piaskach bogucickich (The Bogucice-sands) — *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*. XXVIII. z. 3, Kraków.
- K. Skoczyła-Ciszewska, J. Poborski (1960), Wstępne wyniki badań geologicznych przy brzegu nasunięcia karpackiego w Baryczu k. Wieliczki. *Spraw. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, Warszawa.
- K. Skoczyła-Ciszewska, J. Poborski (1961), Z badań geologicznych nasunięcia karpackiego na miocen solonośny w Baryczu k. Wieliczki. *Spraw. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, Warszawa.
- K. Skoczyła-Ciszewska, J. Poborski (1962), Nasunięcie karpackie na miocen solonośny w wyrobiskach kopalni wielickiej. — *Spraw. Komis. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, Warszawa.
- K. Tołwiński (1956), Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic Elements of the Carpathian Mts). *Acta Geol. pol.*, VI. nr 2, Warszawa.

SUMMARY

Geological relations in the Miocene of the West-Subcarpathian zone lying close to the margin of the Carpathian-Flysch in the area of Wieliczka and Bochnia are shortly discussed here.

The stratigraphical division of the monotonous series of Miocene shaley clays in this margin-zone is one of the more important problems. The difficulties arise in consequence of tectonic disturbances of a specific type. The vertical profile of strongly folded clayey layers seen in bore-holes exhibits the same horizon repeated several times, but developed in different facies. These tectonic conditions often lead to wrong conclusions concerning the stratigraphical distinctions, based mostly on the micro-fauna.

We accept rather the older, general division of the Miocene (Tortonian) sediments in the marginal zone of the West-Carpathians e. g. Lower Tortonian (Opolian) developed as a thick series of shaley clays, mudstones, rarely sandstones, called the salt-bearing formation, partly also known as Chodenice layers; Upper Tortonian (Grabovian) is chiefly developed in the sandy facies, sands alternating with marls, also clays.

The evaporites with gypsum, anhydrite and salt form the key horizon in the salt-bearing formation. Its stratigraphical position is to be found in the lower part of the Opolian. The analysis of the sedimentological phenomena points to a transgressive enlargement of the Opolian sea in the region described, at the beginning of the sedimentation of the salt-series. The sea covered the marginal zone of the Flysch, too, and a part of the salt-series was deposited on it directly. So our view is opposed to the traditional and generally accepted one, that the precipitation conditions in the Miocene in Poland are exclusively due to the regression of the sea.

The continuity of the sequence of the layers from the salt-series up to the top of the Lower Tortonian is remarkable. The favourable conditions for evaporites precipitation disappear consequently. The second key-horizon occurs in the upper part of the Lower Tortonian. It is the chief tuffite-series a dozen or so meters thick, stated in the main fold of Bochnia (Tortonian with salt-deposit, Flysch in the axis of the fold).

The sediments of the Grabovian stage in the area described lie discordantly on the folded and partly eroded salt-bearing formation.

The southern zone of the salt-bearing formation being involved in the orogenic movements, taking place in the Flysch-Carpathians at the end of the Lower Tortonian, consequently takes part in forming the Carpathian-border.

The advance of the Flysch-nappes to the north was favoured by the presence of the salt. So the conditions for the tectonic differentiation in the margin of the Carpathians already existed in the salt-bearing formation. Furthermore conditions during the orogenic movements are due to the former geological structures of the Flysch-margin and also to the former declivity of the shearing-planes facilitating the gliding of the Flysch-nappes to the north.

As we conclude from the study of the tectonic relations in the cross-sections through the Carpathian-margin the last orogenic paroxysm in the West-Carpathians at the end of the Lower Tortonian was performed in several stages. This general phenomena are evident in the cross-section through the locality Chelm on the Raba River (Fig. 1). We distinguish

there two main tectonic elements of the Lower Tortonian: 1) the autochthonic element and 2) the folded and overthrust element, which we call shortly the allochthonic element. The latter is composed of further two elements of a lower rank e. g. the lower, main, strongly folded element and the upper one forming a sheet, which cuts and covers the lower element. The evaporites occur in all these tectonic elements but are developed in different facies. In the upper allochthonic element salt does not occur.

All the known sub-Carpathian salt-deposits (Barycz, Wieliczka, Siedlec by Chełm, and Bochnia) are to be found in the main allochthonic element. At the same time these salt-deposits are the best example of a natural enrichment of salt by tectonic processes.

The cross-section through Wieliczka (Fig. 2) can be used as a more particular example showing the tectonical disturbances on the border of the Carpathians.

The salt-deposits of Wieliczka from the tectonical point of view are bipartite, too. The upper part of the deposit, forming a specific kind of „brecchia” (z u b e r) consists of salty clays with blocks of „green salt”. This is the upper allochthonic unit. The lower one, allochthonic too, consists of bedded salts in complicated arrangement. The shearing-plane of the upper allochthon on the lower unit is strongly dismembered.

The front of the Flysch-overthrust marks the southern border of the upper part of the salt-deposit. This overthrust is divided into several scaled anticlines. „Brecchias” with green salt in compressed synclinal structures are rooted between them. The northern complicated border of the salt-deposits is marked by the contact of the „brecchias” with the shaley clays at their top, which correspond to Chodenice beds in their more littoral facies. The autochthonic series of evaporites does not contain salt.

The Flysch-margin between the areas of Wieliczka and Bochnia turns southward forming an arc open to the north. It is known as the „Bay” of Gdów. The sediments of the Opolian and Grabovian occur there. The geological structure of this area is a question open to discuss. The stated facts are as follows: 1) the salt-series was not found in the southern part of the „Bay” mentioned above, so the salt-basins of Wieliczka and Bochnia were separated there; 2) the folded, allochthonic salt-deposit of Siedlec (by Chełm) prolongs westward in the area of the „Bay”; it means: the Flysch must have covered originally at least the southern part of the „Bay” of Gdów; 3) in the northern part gypsum and anhydrite occur in the so called Suchoraba anticline, but their geological structure is not clear; 4) the salt-deposit of Kłaj, however, discovered in the depth of 700 m belongs to the autochthonic element. It forms a northern prolongation of the autochthonic salt-series of Siedlec.

The salt-series discovered recently at Szczepanów, east of Bochnia, has the same autochthonic position as that at Kłaj.

*Department of Non-Metallic Mineral Deposits
School of Mining and Metallurgy
Kraków, September 1962*