

ZBIGNIEW KIRCHNER¹, STEFAN POŁTOWICZ²

BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU MIĘDZY BRZESKIEM A WOJNICZEM

(8 fig.)

Geological structure of the area between Brzesko and Wojnicz (Southern Poland)

(8 Figs.)

Treść: Przedstawiono litologię i tektonikę osadów miocenu (baden) przy północnym brzegu Karpat. Sfałdowane osady badenu wchodzą w skład 3 łusek. Istnieje ścisła zależność pomiędzy szerokością strefy występowania sfałdowanych utworów badeńskich, a wykształceniem ewaporatów. Nasunięcia mają największą amplitudę w strefie facji chlorkowej. Pierwotna szerokość strefy sedimentacji osadów badeńskich z ewaporatami wynosiła około 20 km. Zbiornik ten utworzył się na przedpolu Karpat, których brzeg w czasie sedimentacji badenu znajdował się co najmniej 20 km na południe od położenia dzisiejszego.

W podłożu osadów miocenu w badanym terenie znajdują się skały prekambru, paleozoiku i mezozoiku.

Prace geologiczne, prowadzone w rejonie Brzeska i Wojnicza przed drugą wojną światową i bezpośrednio po niej, ograniczyły się tylko do powierzchniowej obserwacji nielicznych odsłonień utworów fliszowych i miocenijskich.

W latach 1952—3 odwiercono 22 otwory do głębokości około 300 m i wykonano szereg płytkich wierceń 20—30 metrowych. Udowodniły one dość znaczne zaangażowanie tektoniczne utworów miocenijskich zanikające ku północy (F. Mitura, Z. Moskała-Martini, 1954, W. Moryc, 1954). Wymienieni autorzy wydzielili pięć antyklin zbudowanych z osadów miocenijskich o biegu przybliżeniu równoległym do orograficznego brzegu Karpat fliszowych.

Po 1963 r. przemysł naftowy wykonał szereg głębokich wierceń dla rozpoznania budowy geologicznej oraz ropo- i gazonośności obszaru.

Niniejszy artykuł jest wynikiem podsumowania badań geologicznych

¹ Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Krakowie, ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków.

² Zakład Opracowań Geologicznych G.N. „Geonafra” w Warszawie, Ośrodek w Krakowie, ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków.

przeprowadzonych w latach 1952—69 na obszarze rozciągającym się przed czołem Karpat między Brzeskiem a Wojniczem³.

Dla przeprowadzenia podziału utworów miocenijskich wykorzystano zawarte w nich szczątki mikrofauny, opierając się na wydzieleniach stratygraficznych przeprowadzonych na obszarach nie zaburzonych tektonicznie (Z. Kirchner, 1951 a, b); oraz prace archiwalne⁴.

Wydzielenie ewaporatów badenu i ustalenie stratygrafii utworów podłoża miocenu przeprowadzono na podstawie analizy wyników pomiarów geofizyki odwiertowej wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie, materiału rdzeniowego i wypreparowanych szczątków organicznych w pracowni paleontologicznej Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Krakowie.

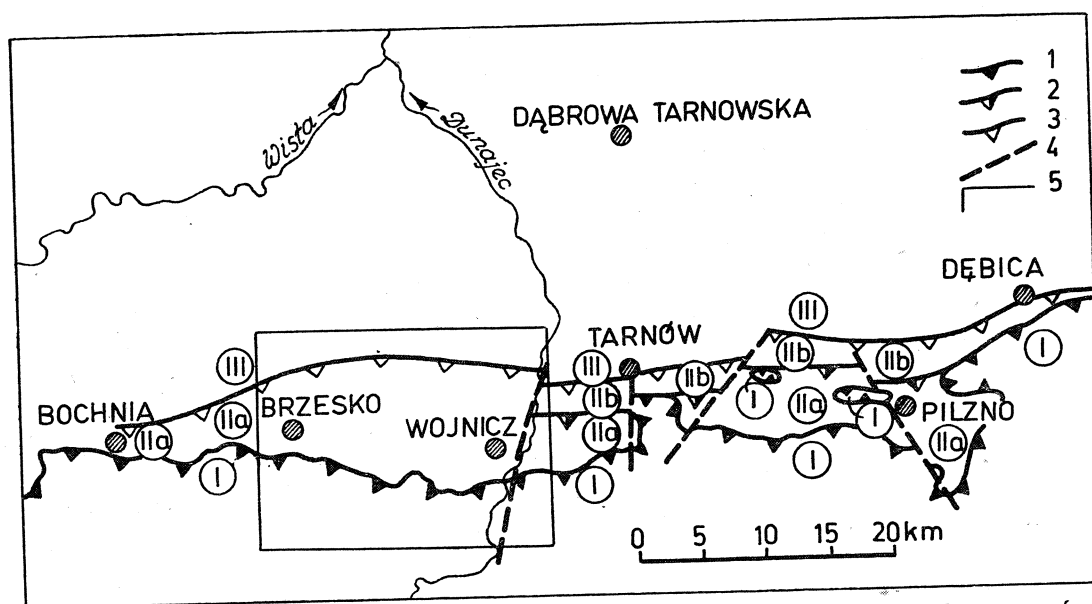


Fig. 1. Położenie geologiczne obszaru Brzesko—Wojnicz. I — flisz; II a — górotwór fliszowo-miocenijski; II b — górotwór miocenijski; III — miocen autochtoniczny. 1 — erozyjny brzeg Karpat; 2 — wgłębny brzeg Karpat; 3 — czoło nasuniętych utworów miocenijskich; 4 — ważniejsze uskoki; 5 — granica omawianego obszaru

Fig. 1. Geological setting of the Brzesko—Wojnicz area. I — Flysch; II a — zone of folds consisting of Miocene and Flysch; II b — folded Miocene; III — autochthonous Miocene; 1 — erosional Carpathian border; 2 — Carpathian border in subsurface; 3 — front of overthrust Miocene rocks; 4 — faults; 5 — investigated area

Interpretację wgłębnej tektoniki utworów miocenijskich oparto częściowo o powierzchniowe zdjęcie geologiczne wykonane przez F. Miturę i Z. Moskała-Martini (1954). Nawiązano również do prac przeprowadzonych przez K. Skoczylas-Ciszewską i J. Poborskiego (1960, 1961, 1962 a i b, 1963, 1964) na obszarze położonym na zachód od Brzeska, przede wszystkim między Bochnią a Wieliczką.

³ Praca była referowana na posiedzeniu Pol. Tow. Geol. w dniu 11 X 1965 r. (S. Połtowicz. Tektonika utworów miocenijskich między Brzeskiem a Pilzmem).

⁴ Bieżące ustalanie stratygrafii przewierczanych utworów — orzeczenia w teczках poszczególnych otworów wiertniczych, archiwum Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Krakowie.

PODŁOŻE MIOCENU

P r e k a m b r

Najstarszymi utworami dotychczas rozpoznanymi na obszarze położonym między Brzeskiem a Wojniczem są szare i szarozielonkawe iłowce bardzo silnie zdiagenezowane z wkładkami mułowców, z licznymi rdzawymi smugami podkreślającymi warstwowanie. Ich pozycję stratygraficzną ustalili P. K a r n k o w s k i (1961) i K. Ł y d k a, S. S i e d l e c k i (1963) określając je jako ryfejskie. Są one silnie sfałdowane, upady warstw dochodzą do 70°. Tworzą one podłoże assyntyjskie paleo-mezozoicznej pokrywy osadowej południowej Polski.

K a r b o n d o l n y

Na sfałdowanym i zdenudowanym górotworze assyntyjskim osadziła się seria utworów węglanowych reprezentująca dolny karbon. Rozpoznano ją w kilku profilach otworów wiertniczych, w otworze Bd. 9 (fig. 2, 3) występują jasnobezowe, dość twarde wapienie, miejscami o strukturze organogenicznej charakterystycznej dla utworów rafowych lub do nich zbliżonych. Wapienie są na ogół spękane. Szczeliny i pustki często wypełnione są krystalicznym, białym kalcytem. Spotyka się w nich wkładki kryptokrystalicznych jasnobezowych wapieni ze smugami o odcieniu różowym, fioletowym lub zielonkawym. Miejscami występują w nich skupienia niebieskawobiałego alabastru.

Nie przewiercona miąższość osadów dolnego karbolu w profilu Bd. 9 wynosi 110 m.

Utwory dolnego karbonu rozpoznane w otworze Bd. 11 (fig. 2, 4) są nieco inaczej wykształcone. Są to wapienie o zabarwieniu wiśniowoszarym, zielonkawoszarym lub fioletowoszarym z licznymi plamami i smugami wiśniowymi, fioletowymi i szarozielonkawymi. Są one również silnie spękane, żyłki kalcytowe w nich występujące mają zabarwienie fioletowe lub wiśniowe, tworzą różnobarwną mozaikę. W wapieniach miejscami występują skupienia i żyłki alabastru. Sporadycznie spotyka się wkładki zdolomityzowanych wapieni. Często występują w nich przewarstwienia zawierające większą ilość substancji ilastej, partie te są silnie zlustrowane.

Wzajemne położenie w profilu utworów rozpoznanych w obu otworach nie jest znane, gdyż nie stwierdzono ich następstwa w jednym otworze.

W otworze Jadowniki 5 (J. 5) ponad wapieniami dolnego karbonu występuje seria klastyczna składająca się z ciemnoszarych iłowców z cienkimi wkładkami szarych, bardzo drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, nieco mułowcowych. Cała seria obfituje w detrytus roślinny. Piaskowce często posiadają przekątne warstwowanie. Wydaje się, że osad ten może należeć do dolnego karbonu wykształconego w facji kulmu, rozpo-

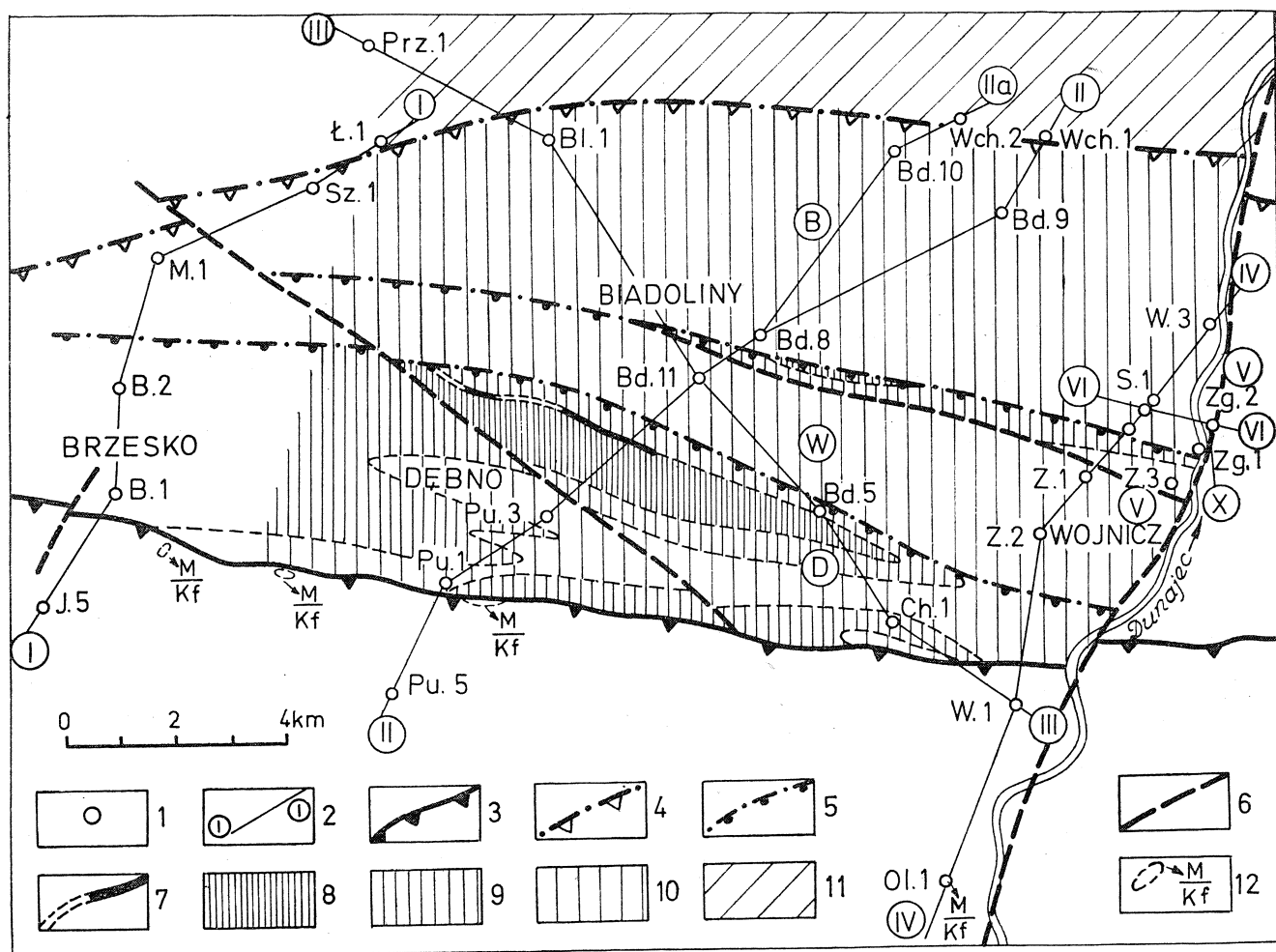


Fig. 2. Mapa geologiczna obszaru Brzesko—Wojnicz. 1 — otwory wiertnicze; 2 — linie przekrojów; 3 — erozyjny brzeg Karpat; 4 — czoło nasuniętych utworów mioceńskich; 5 — czoła łusek mioceńskich; 6 — uskoki; 7—10 — baden (utwory nasunięte); 7 — wychodnie serii ewaporatów; 8 — seria podewaporatowa; 9 — warstwy chodenickie; 10 — warstwy grabowieckie; 11 — autochtoniczne osady badenu (warstwy grabowieckie); 12 — baden (parautochton stropowy); B — łuska Biadolin; W — łuska Wojnicza; D — łuska Dębna; X — odsłonięcie w Zgłobicach

Fig. 2. Geological map of the Brzesko—Wojnicz area. 1 — borehole; 2 — line of cross-section; 3 — erosional Carpathian border; 4 — front of overthrust Miocene rocks; 5 — fronts of Miocene scales; 6 — faults; 7—10 — Badenian (overthrust); 7 — evaporites; 8 — rocks underlying the evaporites; 9 — Chodenice beds; 10 — Grabowiec beds; 11 — autochthonous Badenian deposits (Grabowiec beds); 12 — Badenian („parautochthonous”); B — Biadolin scale; W — Wojnicz scale; D — Dębno scale; X — outcrop at Zgłobice

znanej po raz pierwszy na przedgórzu Karpat w okolicy Mielca (otwór Podborze 10) i opisanej przez H. Żakową i A. Jachowicza (1963) oraz szerzej udokumentowanej przez St. Czarnieckiego i St. Kwiatkowskiego (1963).

Trias dolny

Utwory triasu dolnego (dolnego i środkowego pstrego piaskowca) rozpoznane zostały tylko w południowej części omawianego obszaru, w okolicy Brzeska.

W niższej części profilu przeważają zlepieńce składające się z słabo obtoczonych, miejscami ostrokrawędzistych fragmentów wapieni dolnego karbonu oraz czarnych i brązowych krzemieni i szarobieżowych kwarcytów; te ostatnie wykazują znacznie lepszy stopień obtoczenia. Średnica ziarn dochodzi do kilku centymetrów.

Wśród zlepieńców występują przewarstwienia piaskowców drobnoziarnistych, mułowcowych, często zawierających otoczaki skał wapiennych oraz wkładki piaszczystych mułowców zawierających drobny pył muskowitowy. Zlepieńce tworzą ławice o grubości dochodzącej do 60 m, przedzielone one są pakietami skał piaskowcowo-mułowcowych o nieco mniejszej miąższości. Ku górze wielkość fragmentów skalnych maleje, frakcja drobniejsza zaczyna dominować, zlepieńce zostają zastąpione osadami piaskowcowo-mułowcowymi.

Wyższa część profilu składa się z drobnoziarnistych, często mułowcowych piaskowców o ceglastożółtym zabarwieniu, zawierających nieznaczne wkładki jaśniejszych, kremowożółtych piaskowców oraz mułowców piaszczystych o ceglastym zabarwieniu. Maksymalna miąższość osadów niższego pstręgo piaskowca wynosi 638 m.

Obszernego omówienia utworów triasowych przedgórza Karpat dokonał ostatnio W. Moryc (1971).

J u r a ś r o d k o w a

Ponad serią klastyczną niższego pstręgo piaskowca osadziły się niezgodnie utwory doggeru. Są to średnio-, drobno i gruboziarniste, szare i jasnoszare, zbite i twarde piaskowce bez warstwowania, z nielicznymi drobnymi blaszkami muskowitu, detrytusem roślinnym i ułamkami łodyg roślin, miejscami zailone, z domieszką żwirku i wkładkami zlepieńców. Występują w nich wkładki szarozielonkawych iłowców bez warstwowania miejscami nieco piaszczystych. Osad, początkowo bezwapienny lub słabo wapnisty, ku górze staje się coraz bardziej wapnisty.

W wyższej części profilu występują ciemnoszare, wapniste lub dolo-mityczne mułowce, miejscami piaszczyste, z okruchami ciemnoszarych łupków lub iłowców. Mułowce nie posiadają wyraźnego warstwowania, miejscami jednak występują w nich cienkie, 2—5-milimetrowe wkładki i laminy silnie węglistych iłowców, a nawet wkładki błyszczącego węgla. Sporadycznie występują tu ułamki kalamitów i obfity detrytus roślinny.

W najwyższej części profilu osadów doggeru wśród mułowców spotyka się cienkie wkładki ciemnoszarych marglistych wapieni krypto-lub drobnokrystalicznych z nielicznymi rostrami belemnitów i ułamkami koralii. Charakter litologiczny tej serii osadów pozwala je wiązać z rozpoznanymi utworami tego samego wieku znajdującymi się dalej ku północnemu wschodowi, w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (W. Moryc, 1965).

Rozpoznana miąższość osadów doggeru w okolicy Brzeska wynosi 51—68 m

Jura górna

Utwory górnourajskie tej części przedgórza Karpat charakteryzuje wyraźna trójdzielność litologiczna rejestrowana pomiarami geofizyki odwiertowej. Ze względu na brak wyraźnej fauny przewodniej trójdzielność ta służy do wydzielania poszczególnych kompleksów litologicznych, mieszczących się w obrębie oksfordu. Dolomity są drobnokrystaliczne, „cukrowate”, z licznymi nieregularnymi kawernami.

Proces dolomityzacji nie wszędzie przebiegał z jednakowym nasileniem. Często cały kompleks skał wapiennych uległ dolomityzacji. Pozostały tylko nieliczne wkładki wapieni dolomitycznych zmniejszonych częściowo.

W utworach kompleksu dolnego stosunkowo często występują ciemnobrunatne krzemienie, niektóre partie wapieni są silnie skrzemionkowane.

W wyższej części profilu pojawiają się wkładki szarych i szarobeżowych wapieni detrytycznych i organodetrytycznych lub gruzłowatych, które stopniowo wypierają wapienie typu skalistego. Miąższość utworów kompleksu dolnego waha się w granicach 313—367 m.

Utwory kompleksu środkowego są reprezentowane przez serię osadów marglisto-wapiennych. Są to szare i ciemnoszare margle, najczęściej bez warstwowania.

Wapienie w tej serii osadów występują podrzędnie. Tworzą one kilkumetrowe wkładki nieco jaśniejsze od margli lub pakiety mierzące od kilku do dwudziestu kilku metrów, przegradzające kompleks margli. Są to wapienie jasnoszare, dość twarde, detrytyczne, miejscami z domieszką oolitów lub pseudo-oolitów. Często pojawiają się tu stylolity.

Ku górze procentowa zawartość osadów wapiennych rośnie, wypierają one stopniowo margle, które zaczynają odgrywać rolę podrzędną w postaci wkładek i grubszych przeławiczeń. Kompleks środkowy osiąga miąższość 294—313 m.

W obrębie kompleksu górnego występują prawie wyłącznie osady wapienne. Są to wapienie jasnokremowe, jasnoszare lub szare, drobnodetrytyczne, miejscami gruzłowate. Warstwowanie ich jest niespokojne, miejscami faliste, często występują w nich wkładki o charakterze zlepieńców intraformacyjnych. Miejscami spotyka się dobrze wykształcone i duże stylolity. Wśród wapieni występują wkładki margli ciemnoszarych ze słabym odcieniem zielonkawym. Zawierają one często drobny detrytus wapienny i onkolity wapienne. Oprócz margli częste są tu cienkie przeławiczenia jasnoszarych, kryptokrystalicznych wapieni z grubymi stylolitami, których szwy pokryte są ciemnozielonkawą substancją ilastą.

Zjawiska dolomityzacji spotyka się tu znacznie rzadziej niż w obrębie osadów kompleksu dolnego. Sporadycznie występują tu dolomity ciemno-

szare z zielonkawym odcieniem. W dolomitach i wapieniach dolomitycznych częste są małe kawerny.

Górna część kompleksu górnego została zerodowana. Im dalej ku południowi, tym starsze ogniwa kontaktują z osadami kredowymi. Największa niepełna miąższość kompleksu górnego osiąga 295 m (otwór Z. 1).

K r e d a g ó r n a

Na silnie rozciętej powierzchni pojurańskiej osadziły się utwory górnokredowe rozpoczynające się piaskowcem i zlepieńcem zielonkawoszarym z glaukonitem, o lepszemu wapiennym. Sporadycznie występują w nich przeławicenia szarozielonkawych iłowców i mułowców. Sięgają one od północy głęboką zatoką, która między Bochnią i Brzeskiem wchodzi daleko na południe od erozyjnego brzegu Karpat. Utwory te zaliczono do cenomanu na podstawie zawartej w nich mikrofauny⁵. Miąższość osadów cenomańskich waha się w granicach od 12,5 m w otworze J. 5 do 49,5 m w otworze M 1 (fig. 3). Ponad piaszczystymi osadami cenomanu leżą utwory turonu.

Ubogi zespół faunistyczny otrzymany z rdzenia pobranego w obrębie wapieni smugowanych w otworze Bd. 9 zawiera kilka okazów *Ataxophragmium variable* d'Orb. formy występującej w warstwach turońskich na przedgórzu Karpat⁶. Są to wapienie prawie białe lub jasnoszare z bardzo słabym odcieniem zielonkawym. Są drobnokrystaliczne lub kryptokrystaliczne często smugowane szarozielonkawą, marglistą substancją. Licznie występują w nich szare, ciemnoszare i szarobrazowe krzemienie tworzące konkrecje o rozmiarach dochodzących do kilku centymetrów. Miejscami wapienie są silnie skrzemionkowane. Sporadycznie występują w nich wkładki zlepieńców intraformacyjnych złożonych z nieregularnych fragmentów wapieni o konturach jak gdyby rozmazanych. Fragmenty te tkwią w szarozielonkawej masie marglistej. W wapieniach stosunkowo często występują grube stylolity, ich szwy wypełnione są szarozielonkawą marglistą substancją. Wapienie ku górze stają się bardziej margliste, występują w nich często smugi szarozielonkawych, jasnych margli. Miejscami smugi są przekątnie warstwowane. Przejście od wapieni do wapieni marglistych jest stopniowe. W wapieniach marglistych sporadycznie spotyka się drobne rozproszone ziarnka glaukonitu. Miąższość kompleksu wapiennego, rozpoczynającego utwory węglanowe kredy górnej, waha się w granicach 16,5—24,0 m.

Ponad wapieniami turonu rozpoczyna się seria dość monotonicznych margli jasnoszarych z zielonkawym odcieniem, zawierających wkładki wapnistych margli. W całej serii spotyka się sporadycznie drobne, ciemnoszare i szarobrazowe krzemienie i nieliczne ułamki skorup inoceramów.

⁵ Orzeczenia mgr I. Heller, arch. PPN w Krakowie.

⁶ Orzeczenia mgr I. Heller, arch. PPN w Krakowie

Miejscami margle są nieco skrzemionkowane. Smugowanie staje się tu powszechne. Smugi są nieco ciemniejsze, zawierają one większą domieszkę substancji ilastej. Warstwowanie margli jest słabo widoczne; na ogół podkreśla je smugowanie. Zawierają mikrofaunę datującą je na emszer-kampan⁶.

Mięższość serii marglistej w północnej części obszaru przekracza 300 m.

Pod Karpatami margle stopniowo cienieją na skutek nachylenia powierzchni podłoża miocenu ku południowi i regionalnego upadu warstw ku północy, co w intersekcji powoduje pojawianie się coraz to starszych ogniw stratygraficznych mezozoiku na powierzchni podmioceńskiej.

MIOCEŃSKA POKRYWA OSADOWA

B a d e n

Transgresja morza dolnobadeńskiego (górnego opolu), wkraczając na obszar zapadliska przedkarpackiego, napotkała na zróżnicowaną powierzchnię morfologiczną. Długotrwałe procesy erozyjne, od najwyższej kredy począwszy po najniższy baden, doprowadziły do powstania szeregu obniżzeń często typu dolin rzecznych (A. Karpala, A. Łapinkiewicz, 1952; S. Połtowski, 1964), przedzielonych obszarami wyniesionymi ponad nie o kilkaset metrów, które mogły być wyspami w okresie transgresji morza dolnobadeńskiego. Wybrzeża tych wysp, zapewne miejscami typu klifowego, były narażone na silną abrazję morską.

Z abradowanego materiału, składającego się z otoczków i słabo obtoczonych fragmentów margli i wapieni górnej kredy, powstał zlepieniec rozpoczynający osady badenu. Średnica fragmentów skalnych waha się w dużych granicach: od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Brak w nich segregacji materiału pod względem granulometrycznym, brak również orientacji poszczególnych fragmentów skalnych, tkwią one na ogół w sposób chaotyczny w marglistej, ilasto-piaszczystej, szarozielonkawej masie.

Mięższość zlepieńca podstawowego nie jest stała, waha się od kilku do kilkunastu metrów. Zapewne nie we wszystkich profilach on występuje, lecz tylko w miejscach predysponowanych morfologicznie. Zlepieniec zawiera mieszaną mikrofaunę, kredowo-mioceńską.

Ponad zlepieńcem podstawowym bądź bezpośrednio na podłożu kredowym spoczywa seria podewaporatowa składająca się z szarozielonkawych osadów klastycznych złożonych z iłowców i mułowców zawierających cienkie wkładki, warstewki i laminy pylastych, bardzo drobnoziarnistych piaskowców zawierających często drobne blaszki muskowitu. W profilach kilku otworów udało się wydzielić w tej serii cienkie wkładki jasnoszarych tufitów, niekiedy w znacznym stopniu zbentoni-

tyzowanych. W. Parachoniak (1954, 1961) wiąże je z ryolitowymi erupcjami Siedmiogrodu.

W wyższej części profilu mułowce i iłowce stają się stopniowo coraz to bardziej dolomityczne, pojawiają się w nich cienkie wkładki i liczne laminy szarobieżowych, marglistych dolomitów, wskazujących na wzrost koncentracji soli wapniowo-magnezowych w wodzie morskiej i rozpoczęcie sedymentacji chemicznej.

Mięszość serii podewaporatowej w północnej części Przedgórze wynosi około 30 m, ku południowi stopniowo wzrasta osiągając ponad 200 m (otwór Z. 1, przekrój IV). Wiąże się to z położeniem w stosunku do osi zbiornika, która znajduje się na południe od dzisiejszego brzegu Karpat. Północna jego część należała do strefy szelfowej, związanej z lądami dzisiejszej Wyżyny Małopolskiej oraz Gór Świętokrzyskich, południową, leżącą w strefie dzisiejszego czoła Karpat, charakteryzowały warunki morza głębszego, a zatem subsydencja jej dna była szybsza. Warunki sedymentacji w obu strefach były nieco odmienne, choć materiał osadzony na dnie morza miocenckiego był zbliżony. Różnica pomiędzy osadami obu stref polega na nieco odmiennym składzie granulometrycznym; w strefie szelfowej przeważają utwory ilaste, w strefie szybszej subsydencji, na skłonie kontynentalnym, osady mułowcowo-piaszczyste.

W miarę nasilania się stężenia roztworów rozpoczyna się wytrącanie bardzo stałej i szeroko rozprzestrzenionej serii ewaporatów; gipsu, anhydrytu, margli anhydrytycznych a w miejscach szczególnie predysponowanych — soli kamiennej (J. P o b o r s k i, 1952; J. B a r a n, 1956; A. G a r l i c k i, 1960, 1962, 1964 a i b, 1968, 1971; A. G a w e ł, 1962; A. K i s ł o w, 1964 i inni). Mięszość serii ewaporatów, wykształconej w facji siarczanowej (anhydryty i gipsy), jest dość stała, waha się w granicach 7—12 m.

Utwory facji chlorkowo-siarczanowej (sól kamienna, anhydryty, gipsy) nie wykazują już tej regularności. Pierwotna mięszość soli jest trudna do odtworzenia, ponieważ w obrębie ich złóż i innych znanych miejsc występowania uległy one tektonicznemu zwielokrotnieniu. W otworze S. 1 (przekrój IV) grubość soli osiąga 408 m (J. K r u c z e k, S. P o ł t o w i c z, 1964). Pierwotnie mogła ona osiągać grubość rzędu 150—200 m. Sedymentację chemiczną w okolicy Brzeska i Wojnicza w wielu miejscach kończy ławica anhydrytu wyraźnie widoczna na wykresach pomiarów geofizyki odwiertowej.

Po osadzeniu serii ewaporatów nastąpiło odświeżenie zbiornika dopływem wód o mniejszym zasoleniu, rozcieńczeniu roztworu i odwrócenie cyklu sedymentacyjnego. Utwory nadewaporatowe litologicznie są bardzo zbliżone do osadów podewaporatowych. Wydzielenie ich wyłącznie na podstawie cech litologicznych w przypadku braku leżących pod nimi ewaporatów lub w strefie sfałdowanej jest prawie niemożliwe. Można to wykonać tylko na podstawie zawartych w nich szczątków mikroorga-

nizmów. Warstwy chodenickie — niższą część osadów nadewaporatowych charakteryzuje występowanie lamin i cienkich wkładek dolo-
mitów ilastych (A. G a r l i c k i, 1956), bardzo podobnych do występują-
cych w osadach podewaporatowych. Są one wynikiem zanikającej sedy-
mentacji chemicznej dominującej w czasie osadzania się ewaporatów. Ku
górze zmniejsza się ich ilość i grubość, stopniowo zanikają i w warstwach
grabowieckich pojawiają się rzadko.

W osadach nadewaporatowych dominują iłowce, iłołółupki i ily o za-
barwieniu szarozielonkawym z wkładkami i grubszymi przeławiczeniami
mułowców i piaskowców o jaśniejszym zabarwieniu. Piaskowce bardzo
często zawierają domieszkę detrytusu roślinnego, stanowiącego w niektó-
rych miejscach prawie połowę masy skalnej. Często spotyka się w nich
warstwowanie przekątne lub faliste, miejscami frakcjonalne, świadczące
o istnieniu prądów dennych w okresie depozycji materiału detrytycznego.
Mułowce i piaskowce bardzo często tworzą laminy i cienkie (do kilku
milimetrów) warstewki w obrębie utworów ilastych. W warstwach cho-
denickich często występują cienkie wkładki, a miejscami grubsze przeła-
wiczenia tufitów, odsłaniające się w kilku miejscach na powierzchni te-
renu między Brzeskiem a Wojniczem (F. M i t u r a, Z. M o s k a ł a - M a r-
t i n i, 1954) i stwierdzone w kilku odwiertach. Jest to skała jasna, o za-
barwieniu szarozielonkawym, na ogół dość niewyraźnie warstwowana, czę-
sto zbentonitizowana. W słabiej zwietrzałych partiach widoczne są drobne
blaszki biotyту. Materiał piroklastyczny często osadzał się wraz z sub-
stancją ilastą, tworząc ily bentonitowe występujące w warstwach grubo-
ści od kilku centymetrów do kilku metrów. Są to takie same tufity ry-
olitowe, jakie występują w serii podewaporatowej (W. P a r a c h o n i a k,
op. cit.).

Warstwy grabowieckie, występujące w wyższej części utwo-
rów nad-ewaporatowych, mają podobne wykształcenie jak warstwy cho-
denickie. Leżą one zgodnie na warstwach chodenickich. Są to mułowce,
iłowce i piaskowce mułowcowe na przemian warstwowane o dość mono-
tonnym wykształceniu. W wyższej części warstw grabowieckich następuje
zwiększenie zawartości frakcji aleurytowej i psamitowej, w osadach
zwiększa się zawartość mułowców i piaskowców. Występujący w nich
zespół mikrofaunistyczny wskazuje na górnograbowiecki wiek tych osa-
dów. Rozpoczynają się one 3—6-metrową ławicą piaskowca leżącą około
300 metrów ponad spągiem warstw grabowieckich. Jedynie w otworze
S. 1 (przekrój IV) występuje ona około 100 m niżej (o ile nie zostało to
spowodowane zaburzeniami tektonicznymi).

Zmiana granulacji osadów wyższej części warstw grabowieckich daje
się prześledzić we wszystkich profilach głębszych wierceń. Dalej ku pół-
nocy zjawisko to zanika, cały profil osadów górnego badenu jest bardzo
monotonny, ilasto-mułowcowy.

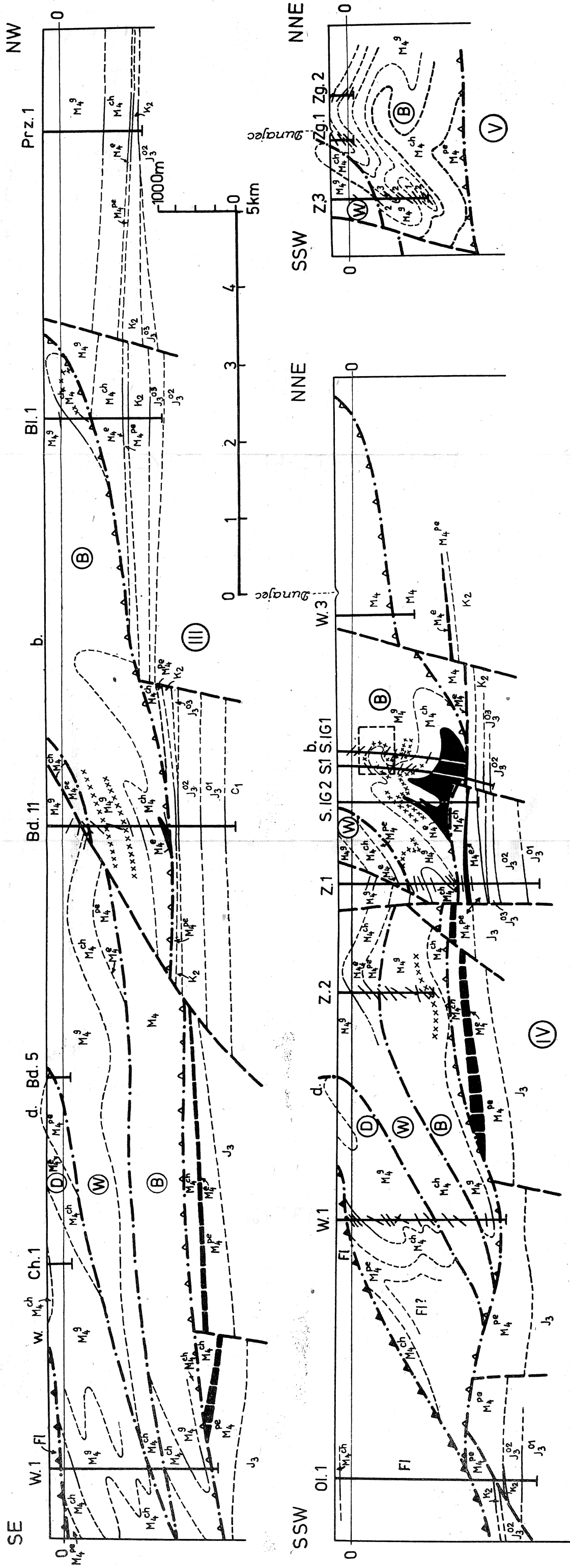


Fig. 4. Przekroje geologiczne III, IV, V. Objaśnienia jak w fig. 3
 Fig. 4. Geological cross-section III, IV, V. For explanation see Fig. 3

TEKTONIKA UTWORÓW MIOCEŃSKICH

Zapadlisko przedkarpackie można podzielić na dwie strefy różniące się między sobą stopniem zaangażowania tektonicznego utworów mioceńskich (Z. Obuchowicz, 1963; J. Poborski, K. Skoczylas-Ciszewska, 1963; R. Ney, 1968 ii.):

1. Strefa sfałdowana, z silnie zdyslokowanymi osadami mioceńskimi ciągnąca się wąskim pasem u czoła Karpat.
2. Strefa autochtoniczna, zbudowana z tektonicznie nie zaburzonych, poza zdyslokowaniem licznymi uskokami, utworów, z licznymi, wielkopromieniowymi strukturami typu kompakcyjnego, obejmująca pozostałą część zapadliska.

Strefa sfałdowana między Brzeskiem a Wojniczem osiąga szerokość dochodzącą do ok. 10 km (fig. 1 i 2)⁷. Na zachód od okolicy Bochni i na wschód od Tarnowa jej szerokość na ogół nie przekracza 3 km z wyjątkiem tzw. zatoki gdowskiej, gdzie stosunki tektoniczne są szczególnie skomplikowane i dotychczas nie wyjaśnione całkowicie. Styl budowy tej strefy między Brzeskiem a Wojniczem rozpoznano stosunkowo dobrze dzięki szeregowi wierceń w większości dochodzących do podłoża utworów mioceńskich, całkowita miąższość utworów mioceńskich w tej części zapadliska waha się od około 1400 m w okolicy Brzeska do ponad 2200 m w okolicy Wojnicza. Wnioskując z wyników badań sejsmicznych przeprowadzonych przez Przedsiębiorstwo Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie mogą one osiągać miąższość ponad 2500 m.

Kilka przekrojów skonstruowanych przez profile głębokich wierceń wykonanych przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Krakowie, opartych na przekrojach sejsmicznych, obrazuje skomplikowaną budowę geologiczną obszaru między Brzeskiem a Wojniczem (fig. 3 i 4). W przekroje te wkomponowano wyniki kartograficzne F. Mitury i Z. Moskała-Martini (1954), którzy wykonali zdjęcie geologiczne pasa utworów mioceńskich położonego przed czołem Karpat.

Dokładna analiza tektoniczna materiałów geologicznych pozwoliła stwierdzić, że w omawianym obszarze występują trzy łuski zbudowane z utworów mioceńskich, wzajemnie ponasuwane na siebie. Uwzględniając nazwy większych miejscowości wprowadzono dla nich następujące nazwy:

1. Łuska Dębna (południowa), najwyższa z rozpoznanych,
2. Łuska Wojnicza (środkowa),
3. Łuska Biadolin (północna), najniższa.

Z ich wzajemnego ułożenia wydaje się, że ku zachodowi łuska Bia-

⁷ Pierworys mapy tektonicznej obszaru Brzesko-Wojnicz został opracowany w r. 1964 (S. Połtowicz „Aneks 2 do projektu robót geologicznych w rejonie Bochnia — Tarnów” zał. 2 Arch. PPN w Krakowie).

dolin chowa się pod wyższe, czoło nasunięcia górotworu miocenińskiego utworzone jest przez brzeg łuski Wojnicza, a na zachód od Brzeska przypuszczalnie przez czoło łuski Dębna.

Łuska Dębna

Łuskę Dębna rozpoznano tylko w trzech otworach: dwóch głębokich — P. U. 1 (przekrój II) i W. 1 (przekrój IV) oraz w jednym płytkim — Bd. 5 (przekrój III). W otworze P.U. 1 stwierdzono trzykrotne powtarzanie się warstw grabowieckich i chodenickich w takim układzie, że najbardziej prawdopodobną interpretacją tektoniki jest rozwiązanie jej za pomocą trzech łusek. Istnienie ich wynika ponadto z analizy wszystkich przekrojów geologicznych. Osady nadewaporatowe są tu dość silnie zaburzone tektonicznie. Upady warstw wahają się w granicach $20-58^\circ$, a miejscami dochodzą do 80° . Profile znajdują się tuż przed czołem Karpat, gdzie utwory mioceniskie uległy najsilniejszym zaburzeniom przy dosuwawczych ruchach mas fiszowych.

Dalej ku północy utwory mioceniskie na powierzchni zostały rozpoznane przez F. Miturę i Z. Moskała-Martini (1954). Występują tu wychodnie osadów serii podewaporatowej tworzących antyklinę z ewaporatami na skrzydłach i warstwami chodenickimi ponad nimi.

Wychodnie ewaporatów północnego skrzydła tej antykliny znajdują się w kilku miejscach; w obrębie południowego skrzydła nie stwierdzono ich nigdzie na powierzchni terenu. Kontakt serii podewaporatowej z warstwami chodenickimi skłania do przypuszczenia, że mogą tu występować ich klastyczne odpowiedniki, nie różniące się litologicznie od utworów występujących w ich spągu i stropie. Pogląd ten potwierdzać może otwór Bd.5, w którym ewaporaty wykształcone są w postaci margli z gipsami, osad niewątpliwie brzeżnej części panwi ewaporacyjnej. Analogiczne przejścia ewaporatów w ich odpowiedniki klastyczne obserwował A. Garlicki w okolicy Skawiny (1964 b).

Upady warstw na wychodniach wahają się mniej więcej w tych samych granicach co w profilach wierceń, mieszczą się one w granicach $19-70^\circ$ z przewagą $42-62^\circ$. Cała strefa, składająca się z utworów dolnego badenu wraz z występującymi na skrzydłach ewaporatami i osadami nadewaporatowymi, wchodzi w skład łuski Dębna, której czoło znajduje się 1,5—4,0 km od orograficznego brzegu Karpat fliszowych.

W obrębie łuski Dębna znajdują się wydzielone przez F. Miturę i Z. Moskała-Martini antykliny jadownicka, wieckowicka i dębińska.

W otworze W.1 (przekrój IV) natrafiono na warstwy chodenickie leżące na warstwach grabowieckich. Powierzchnia nasunięcia łuski Dębna znajduje się tu na głębokości około 1280 m. W otworze W.1 utwory mioceniskie tworzą skrzydło fałdu przychylonego ku północy, jądro antykliny zostało zniszczone nasuniętym fliszem. Rozeznana została tylko syn-

klinalna część fałdu. Poniżej powierzchni nasunięcia występują warstwy chodenickie należące już do łuski Wojnicza.

W otworze Bd.5 łuskę Dębna budują warstwy chodenickie, ewaporaty i seria podewaporatowa. Upady warstw w tym profilu wahają się w granicach 40—50°. Powierzchnia nasunięcia znajduje się w głębokości około 110 m a do 310,5 m odwiert nie wyszedł z warstw grabowieckich łuski Wojnicza.

Na wschód od profilu Bd. 5 wychodnie ewaporatów giną na skutek zanurzania się osi antykliny ku wschodowi.

Łuska Wojnicza

Łuskę Wojnicza przewiercono sześcioma otworami: P.U.1, P.U.3, Bd.11, W.1, Z.1, Z.2. Przebiega ona w przybliżeniu równolegle do łuski Dębna, jej czoło znajduje się w odległości około 5 km od brzegu Karpat.

W otworze P.U.1 (przekrój II) składa się ona z osadów nadewaporatowych — warstw chodenickich i grabowieckich dość silnie sfałdowanych. Upady warstw wahają się w granicach 20—58°, a miejscami dochodzą do 90°. Tworzą tu one obaloną ku północy synklinę o przypuszczalnie całkowicie zniszczonym skrzydle południowym i częściowo zredukowanym skrzydle północnym. Powierzchnia nasunięcia łuski Wojnicza w otworze P.U.1 przebiega na głębokości około 1120 m.

W otworze Bd.11 łuska Wojnicza zbudowana jest z utworów dolnego, środkowego i górnego badenu. Dolny baden reprezentowany jest przez serię podewaporatową w typowym wykształceniu i 8-metrową warstwę ewaporatów składających się przypuszczalnie z margli z wkładkami anhydrytów (wydzielono je na krzywej profilowania elektrycznego).

Ponad ewaporatami leży wyjątkowo cienka (około 60 m) seria warstw chodenickich i ponad nią 400-metrowy kompleks warstw grabowieckich. Znaczna redukcja grubości warstw chodenickich może sugerować o wiele większe zaangażowanie tektoniczne tych utworów i zdyslokowanie ich uskoki podłużnymi. W otworze Z.1 występuje analogiczne zjawisko (przekrój IV). Miąższość warstw chodenickich wynosi tam około 70 m.

Wymienione profile znajdują się u czoła łuski Wojnicza. Analogia tektoniczna jest tu bardzo wyraźna i przyczyna może być wspólna. Prawdopodobnie w tej strefie występuje uskok podłużny w stosunku do łusek miocénskich, powstały już po uformowaniu się górotworu. Uskok ten spowodował znaczną redukcję miąższości warstw chodenickich na skutek zrzucenia ich ku południowi. Inne wytłumaczenie tego zjawiska jest trudne, ponieważ grubość nie zaburzonych warstw chodenickich w tym rejonie wynosi 200—300 m. Istnienie uskoku w tej strefie potwierdzają badania sejsmiczne.

W otworze Z.2 można prześledzić analogiczne następstwo warstw

budujących łuskę Wojnicza. Powierzchnia jej nasunięcia znajduje się tu w głębokości około 560 m, czyli 220 m wyżej niż w otworze Z.1. przypuszczalnie na skutek istnienia uskoku dyslokującego łuskę Biadolin.

Łuska Biadolin

Łuska Biadolin ma największe rozprzestrzenienie i jest wysunięta najdalej ku północy. Jej czoło w centralnej części znajduje się około 10 km od brzegu Karpat. Stwierdzono ją w otworach: Bd.8, Bd.9, Bd.10, Bd.11, Bl.1, W.1, Z.1, S.IG 1, S.IG 2, P.U.1 i kilku płytszych, którymi nie przewiercono jej. W otworze Bd.8 łuska Biadolin zbudowana jest z serii ewaporatów, składających się z jasno- i ciemnoszarych anhydrytów i mułowców anhydrytowych z wkładkami silnie zailonej, grubokrystalicznej, szarej soli kamiennej. Wrzecionowaty kształt kryształów soli wskazuje na rekrytalizację pod wpływem nacisków bocznych. Kąty upadu w serii ewaporatów wahają się w granicach 20—90°. Ponad serią ewaporatów występują warstwy chodenickie i grabowieckie o upadach w granicach 23—30° miejscami do 43° lub malejących do 11°.

Kompleks utworów miocénskich w otworze Bd.8 tworzy antyklinę o jądrze zbudowanym z ewaporatów silnie zaburzonych tektonicznie. Oś tej antykliny przebiega w zasadzie równolegle do czoła łuski Wojnicza. We wschodniej części obszaru znajduje się ona około 200 m na północ od otworu S.1. Antyklina ta odpowiada antyklinie biadolińskiej wyróżnionej przez F. Miturę i Z. Moskała-Martini (1954).

Wydzielenie sfałdowanych utworów miocénskich i postawienie granicy między nimi a osadami autochtonicznymi oparto na stopniu ich zaangażowania tektonicznego i niezgodności zalegania warstw. W otworze Bd. 9 seria ewaporatów występuje dwukrotnie (fig. 5). W głębokości 957,8—966,3 m jest ona wykształcona w postaci szarych, drobnokrystalicznych anhydrytów ilastych, posiadających miejscami strukturę „trzewiowcową”. Pod nimi występują warstwy chodenickie udokumentowane faunistycznie, spoczywające na serii ewaporatów o miąższości około 60 m składających się z szarej soli kamiennej średnio- i grubokrystalicznej, miejscami silnie zanieczyszczonej substancją ilastą. Występują w niej cienkie przeławicenia zubrów, anhydrytu i piaskowców. Upady w obrębie serii solnej wahają się w granicach 42—56°. Sól kamienna w otworze Bd.9 posiada strukturę holokrystaliczną.

Otwory Bd.10 i Bl.1 dostarczyły mniej danych dla stwierdzenia w nich sfałdowanych utworów miocénskich. W obu profilach przewiercony interwał osadów, zawierających mikrofaunę warstw chodenickich, wynosił 500—600 m, czyli grubość dwukrotnie większą od przeciętnej. Może to być pośrednim dowodem na ich zdwojenie tektoniczne. Upady warstw przeważnie dochodzą do 22°, lecz miejscami stwierdzono znacznie większe: w otworze Bd.10 w głębokości około 530 m upad warstw dochodzi do

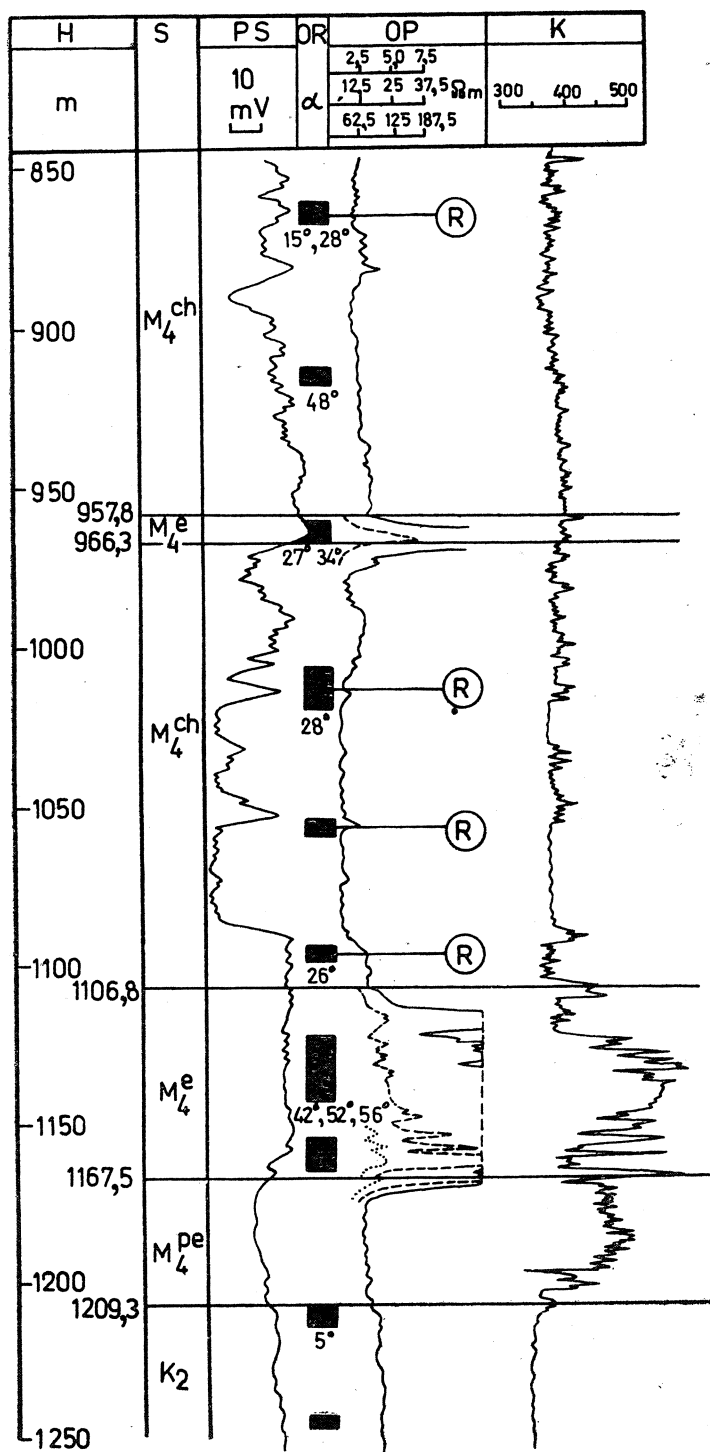


Fig. 5. Wycinek profilu otworu Bd 9. H — głębokość w metrach; S — stratygrafia: K_2 — kreda górna; M_4 — baden: M_{4pe} — seria podewaporatowa; M_{4e} — seria ewaporatów; M_{4ch} — warstwy chodenickie (R — poziom radiolariowy); PS — wykres potencjałów samoistnych; OR — odcinki rdzeniowane; α — kąt upadu warstw; OP — wykres oporności pozornej (gradientowa sonda spagowa M_5 5,28,A 0.81B); K — wykres profilowania średnicy odwiertu

Fig. 5. Part of bore-hole Bd. 9. H — depth in m; S — stratigraphiae; K_2 — Upper Cretaceous; M_4 — Badenian: M_{4pe} — rocks underlying evaporites; M_{4e} — evaporites; M_{4ch} — Chodenice beds (R — radiolaria); PS — Spontaneous potential curve; CR — obtained cores; α — dip; OP — resistivity curve; K — caliper log

57°, a w otworze Bl.1 w głębokościach około 537 m jest również tego rzędu.

Powierzchnia nasunięcia górotworu miocenińskiego zazwyczaj przebiega w obrębie serii solnej. Miejscami jednak, gdzie seria ewaporatów jest wykształcona w facji siarczanowej, znajduje się ona w obrębie warstw chodenickich, zdwajając je przez nasunięcie, a ewaporaty, pod nimi występujące, należą do osadów autochtonicznych.

W otworze W.1 w obrębie łuski Biadolin występują tylko warstwy chodenickie, budujące przypuszczalnie obaloną synklinę ściętą powierzchnią nasunięcia łuski Wojnicza. Nasunięte osady mioceniskie, spoczywają na autochtonicznych utworach dolnego badenu.

W otworze Z.1 łuska Biadolin składa się z warstw chodenickich i grabowieckich. Upady warstw wahają się przeważnie w granicach 10—36°, w jednym rdzeniu osiągają 74°, a nawet dochodzą do 90°. Otwór Z.1 znajduje się w obrębie południowego skrzydła antykliny biadolińskiej F. Mitury i Z. Moskała-Martini.

Większość osadów mioceniskich w otworze S.1 należy do łuski Biadolin. Autochtoniczne utwory dolnego badenu i seria ewaporatów osiągają tu miąższość około 104 m.

Seria podewaporatowa wykształcona jest w postaci szarych dolomitycznych iłupków z cienkimi wkładkami i laminami szarych i szarobeżowych ilastych dolomitów i margli dolomitycznych oraz mułowców ilastych, ciemnoszarych z beżowym odcieniem, miejscami przekątnie warstwowanych. Ponad nimi występuje 9-metrowa warstwa soli kamiennej. Łuska Biadolin w otworze S.1 rozpoczyna się kilkusetmetrowym kompleksem utworów solnych składających się z soli kamiennej z przeławieniami anhydrytu i gipsu, piaskowców, mułowców i iłowców (J. Kruczek, S. Połtowiec, 1964). Seria ta jest bardzo silnie sfałdowana⁸, pierwotna jej miąższość była zapewne kilkakrotnie mniejsza i osiągała przypuszczalnie 150—200 m. Przeważa w niej sól średnio- i grubokrystaliczna, ziarna często posiadają pokrój wrzecionowaty. Drobne gruzełki anhydrytu, występujące w obrębie soli, są na ogół rozwleczone w pewnych określonych kierunkach, tworząc rodzaj smugowania. Przerosty anhydrytu, występujące miejscami w mułowcach solnych, wykazują często teksturę „trzewiowcową”.

Warstwy chodenickie i grabowieckie są tu typowo wykształcone. Warstwy chodenickie składają się z nieco dolomitycznych iłupków z przewarstwieniami i laminami szarobeżowych margli dolomitycznych, dolomitów i tufitów oraz wkładkami mułowców i piaskowców. Warstwy grabowieckie składają się z utworów mułowcowo-iłowcowych ze spordycznie występującymi wkładkami ilastych piaskowców.

⁸ Prof. J. Poborski pierwszy zwrócił uwagę na sfałdowanie serii solnej w Sierakowicach (wiadomość ustna).

Z następstwa zespołów mikrofaunistycznych w otworze S.1, a szczególnie z dwukrotnego występowania poziomu radiolariowego warstw chodenickich, wynika, że szczytowa partia antykliny biadolińskiej jest silnie sfałdowana i przewalona ku północy (przekrój IV).

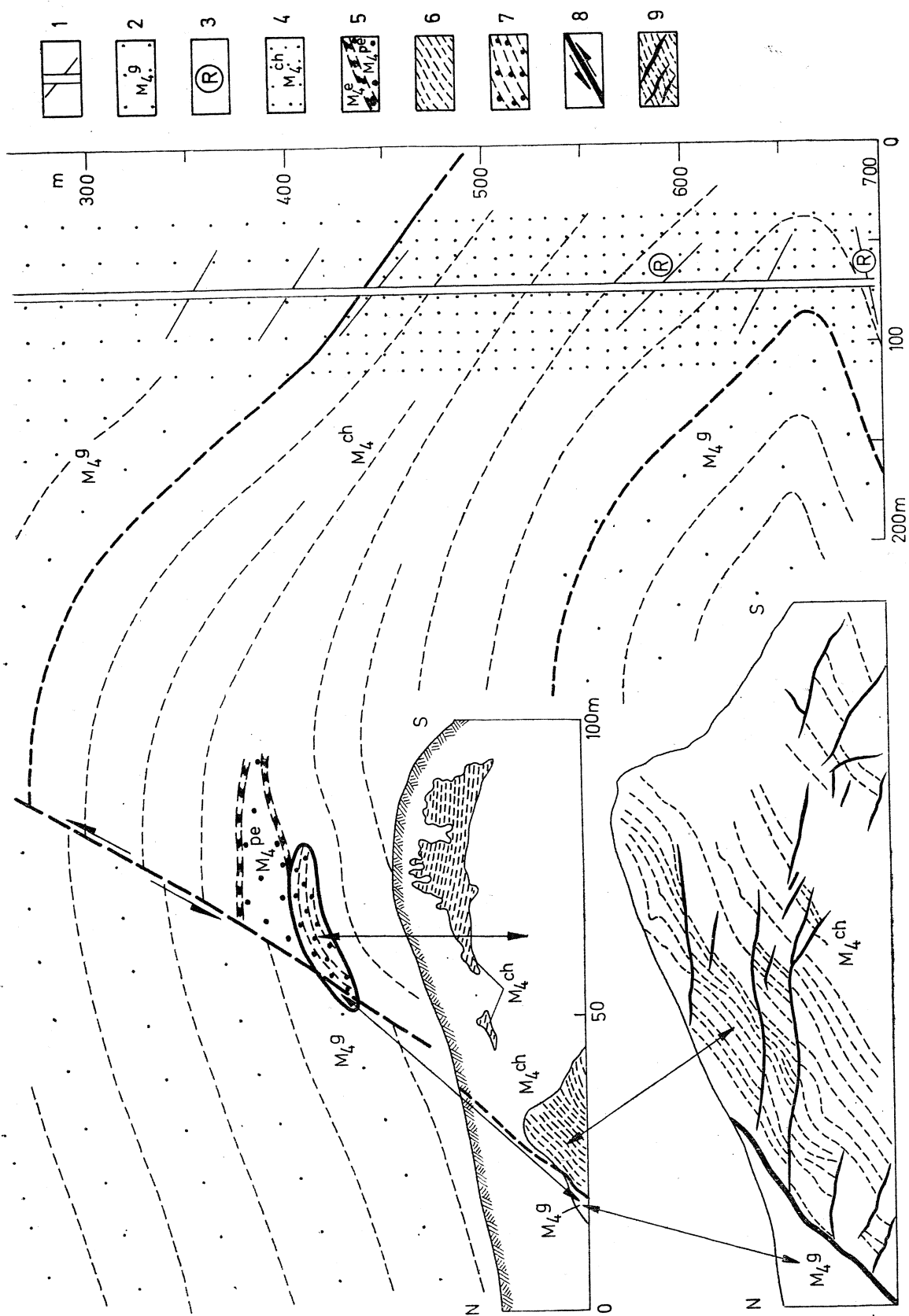
Można tu przeprowadzić porównanie przekroju przechodzącego przez otwór S.1 z przekrojem biegnącym przez odsłonięcie w Zgłobicach w prawym brzegu Dunajca, opracowanym geologicznie przez H. Kozikowskiego i K. Morawską (1957). S. Dzułyński i A. Ślaczka (1964) stwierdzili na podstawie badań sedimentologicznych, że warstwy chodenickie w tym odsłonięciu są odwrócone. Analogiczna sytuacja występuje w profilu Z.3; w obrębie warstw chodenickich występują wkładki piaskowców o przekątnym warstwowaniu, posiadające ponadto hieroglify prądowe, które pozwoliły stwierdzić, że warstwy w tym otworze są również odwrócone. Wkomponowanie odsłonięcia w Zgłobicach w przekrój IV (fig. 6) pozwala na zlokalizowanie go w górotworze miocenijskim (fig. 7).

Odsłonięcie w Zgłobicach znajduje się w wiszącym skrzydle uskoku biegnącego wzdłuż Dunajca, dzięki czemu osady występujące na powierzchni terenu na prawym brzegu Dunajca znajdują się na lewym brzegu, poza uskokiem, na głębokości około 400 m. Badania sejsmiczne pozwoliły na sprecyzowanie przebiegu tego uskoku i wielkości jego zrzutu. Na przekroju sejsmicznym⁹, wykonanym równolegle do brzegu Karpat mniej więcej po równoleżniku przechodzącym przez otwór S.1, rysuje się on wyraźnie (fig. 8). Utwory podłoża miocenu zrzucone są na zachód o około 180 m. Znacznie większa wysokość zrzutu w obrębie utworów miocenijskich jest przypuszczalnie spowodowana inwersyjnym charakterem tego uskoku. Pierwotnie skrzydłem zrzuconym było skrzydło wschodnie, co da się prześledzić w południowej części uskoku w obrębie utworów fliszowych. Po uformowaniu górotworu miocenijskiego nastąpiło odmłodzenie uskoku, lecz w przeciwnym kierunku.

W okresie osunięcia się skarpy brzegu Dunajca w Zgłobicach i lepszego odsłonięcia utworów miocenijskich (około 1950 roku) w najwyższej części odkrywki dr W. Moryc (wiadomość ustna) obserwował ciekawą warstwę gipsu leżącą ponad warstwami chodenickimi, której niestety już nie ma, przypuszczalnie została ona zniszczona po oderwaniu się od zbocza. Również J. Wdowiarz (1951 str. 233) widział w tym odsłonięciu syjące się nieliczne ułamki gipsu.

Przed rozpoznaniem tektoniki tej sfery występowanie gipsów ponad warstwami chodenickimi w tej odkrywce było niezrozumiałe. W świetle nowych danych istnienie ewaporatów w najwyższej części odkrywki zdaje się być uzasadnione. Tworzyły one jądro obalonej antykliny rozpozna-

⁹ J. Jurczyk. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rej. Bochnia — Tarnów — Pilzno przez Grupę Sejsmiczną XI PGPN w 1964 r. arch. PGGN Kraków.



nej otworem S. 1. Obserwowane „transgresywne” zaleganie warstw grabowieckich na warstwach chodenickich obserwowane przez H. Kozikowskiego i K. Morawską (op. cit.) jest przypuszczalnie kontaktem tektonicznym wzdłuż uskoku o biegu zapewne zbliżonym do równoleżnikowego, związanego genetycznie z dosuwawczymi ruchami górotworu miocenijskiego.

Zachodzi pytanie, jaki był mechanizm tak dalekiego przemieszczenia miocenijskich mas skalnych na stosunkowo krótkim odcinku, liczącym około 25 km. Warunki geotektoniczne i charakter litologiczny osadów miocenijskich były zbliżone na całej długości łuku Karpat. Analiza profilu sfałdowanych osadów miocenijskich w odwiertach dostarczyła szeregu danych, na podstawie których można w przybliżeniu odtworzyć przyczyny tego zjawiska. W spągu łuski Biadolin, najdalej nasuniętej na przedpole, w wielu miejscach stwierdzono występowanie silnie zaburzonych tektonicznie utworów serii solnej (otwory S.1, S.IG1, S.IG2, Z.1, Bd.8, Bd.9, Bd.11) rozwłeczonych, powyciskanych, miejscami o zwielokrotnionej tektonicznie miąższości.

Sole pod wpływem wysokich ciśnień ulegają uplastycznieniu. Decydującym czynnikiem powodującym to zjawisko jest nacisk pokrywy osadowej występującej ponad serią solną mającej odpowiednią miąższość. Według J. Zwierzyckiego (1951) optymalną głębokością, przy której następuje uplastycznienie soli, jest 1200—3500 m, według innych badaczy jest ona mniejsza, mieści się w granicach 350—1500 m (fide J. Sokołowski, 1966). Na obszarze Brzesko-Wojnicz seria solna występuje obecnie na głębokości od około 130 m (Dębno) do około 2000 m (Wojnicz). Zważywszy, że cała strefa znajdowała się w górnym badenie na optymalnej głębokości dla uplastycznienia mas solnych, które były najbardziej podatnym ośrodkiem do powstania płaszczyzn odkłucia i rozładowania naprężeń w górotworze, wystarczył stosunkowo nieznaczny nacisk boczny, aby zainicjować daleko sięgające nasunięcia mas skalnych.

Istnieje zatem ścisła zależność pomiędzy szerokością strefy nasuniętej a występowaniem serii ewaporatów wykształconych w facji chlorkowej.

W wyższych łuskach seria ewaporatów wykształcona jest w facji siarczanowo-węglanowej (otwór Bd.5) i siarczanowej, odkłucia i nasunięcia

Fig. 6. Wkomponowanie odsłonięcia w Zgłobicach n/Dunajcem w przekrój geologiczny przez otwór S. 1 (rysunki odsłonięcia według fotografii z pracy H. Kozikowskiego i K. Morawskiej, 1957). 1 — profil otworu S. 1, 2—6 baden: 2 — warstwy grabowieckie; 3 — mikrofauna poziomu radiolariowego; 4 — warstwy chodenickie; 5 — seria ewaporatów; 6 — seria podewaporatowa; 7 — odwrócone utwory miocenijskie w odsłonięciu; 8 — uskoki; 9 — drobne dyslokacje rozrywania w odsłonięciu

Fig. 6. Outcrop at Zgłobice projected of geological cross section (outcrop from Kozikowski and Morawska, 1957). 1 — profile of bore-hole; Badenian: 2 — Grabowiec beds; 3 — Radiolarian microfauna; 4 — Chodenice beds; 5 — evaporites; 6 — rocks underlying the evaporites; 7 — overturned Miocene rocks in outcrop; 8 — fault; 9 — minor dislocations

warstw zachodziły tu niezależnie od ich istnienia. Pogląd o znacznym wpływie utworów formacji solnej na tektonikę Karpat i utworów mioceńskich położonych przed ich czołem wielokrotnie był wysuwany przez licznych badaczy (W. Teisseyre, 1927; K. Tołwiński, 1956; K. Skoczylas-Ciszewska i J. Poborski, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964). Charakter nasunięcia utworów mioceńskich na równowiekowe osady autochtoniczne w okolicy Brzeska i Wojnicza jest analogiczny do przedstawionego przez K. Skoczylas-Ciszewską i J. Poborskiego (1963) na obszarze położonym na zachód od Bochni. Zgodna jest również ilość łusek mioceńskich i do pewnego stopnia ich wzajemny układ przestrzenny.

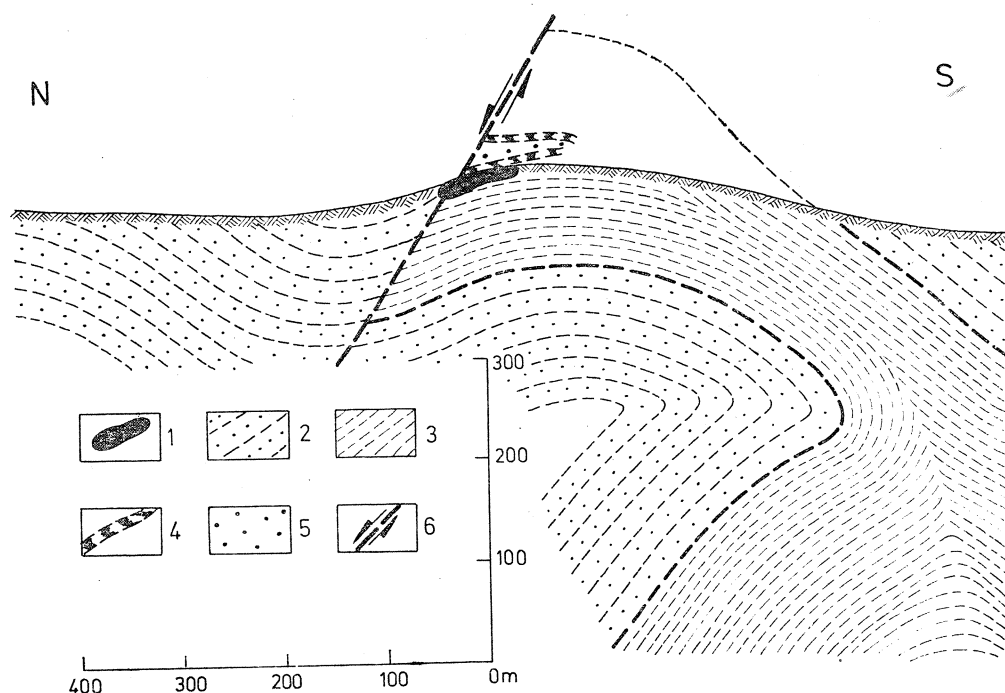


Fig. 7 Kompilacyjny przekrój geologiczny przez utwory mioceńskie w Zagłobicach nad Dunajcem. 1 — odsłonięcie; 2—5 — baden: 2 — warstwy grabowieckie; 3 — warstwy chodenickie; 4 — seria ewaporatów; 5 — seria podewaporatowa (4—5 przypuszczalne); 6 — uskoki i kierunek zrztu

Fig. 7. Geological cross-section of Miocene rocks at Zagłobice. 1 — outcrop; Badenian: 2 — Grabowiec beds; 3 — Chodenice beds; 4 — evaporites; 5 — rocks underlying the evaporites; 6 — fault

Rozciągnięcie łusek zbudowanych z osadów badeńskich przyjmując serię ewaporatów za główny poziom odniesienia pozwoliło na sprecyzowanie rzędu wielkości nasunięcia osadów mioceńskich. W stosunku do niżej leżącej jednostki na przekroju IV są one następujące:

dla łuski Biadolin	11 km
dla łuski Wojnicza	4 km
dla łuski Dębna	5 km

Całkowita amplituda nasunięcia, uwzględniając silne sfałdowanie utworów badeńskich, jest zatem rzędu co najmniej 20 km. W tej też odległości ku południowi należałoby szukać pierwotnego miejsca południo-

wego brzegu panwi solnej. Centrum jej znajdowało się przypuszczalnie o kilka kilometrów na południe od dzisiejszego położenia brzegu Karpat.

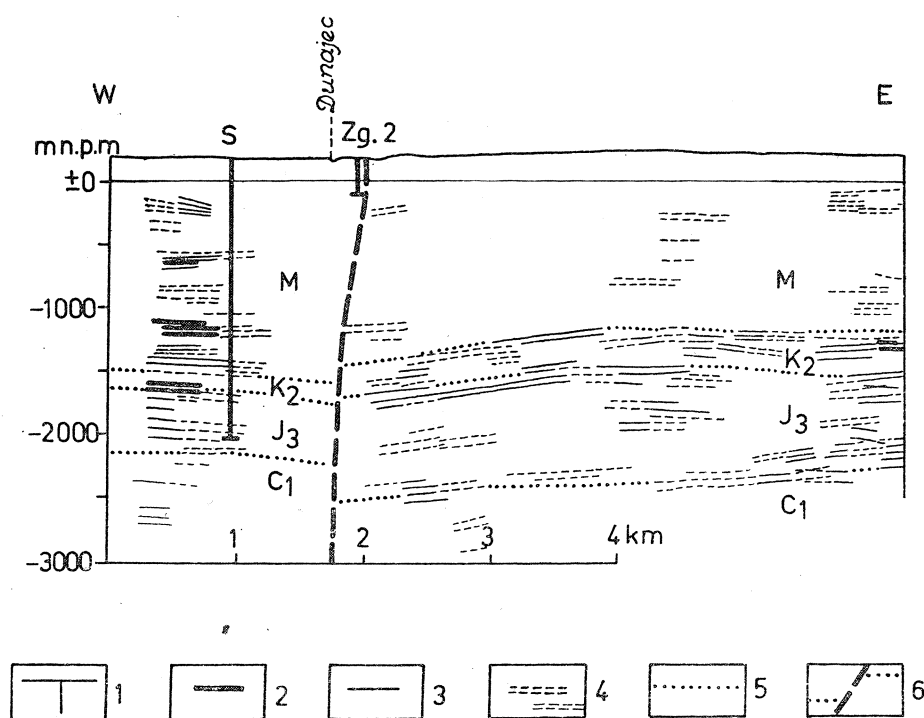


Fig. 8. Przekrój sejsmiczno-geologiczny (VI) sejsmika według J. Jurczyka, 1964). (Arch. PGGN w Krakowie). 1 — otwór wiertniczy rzutowany na przekrój; 2 — 4 — refleksy sejsmiczne: 2 — wagi III; 3 — wagi II; 4 — wagi I; 5 — granice geologiczne; 6 — uskoki; M_4 — baden; K_f — kreda fliszowa; K_2 — kreda górna przedgórze; J_3 — jura górna; C_1 — karbon dolny

Fig. 8. Geological cross-section (VI) based on seismic data from Jurczyk, 1964. 1 — bore-hole projected on cross-section. Seismic reflection: 2 — of the 3d range; 3 — 3d range; 4 — 2d range; 5 — geological boundaries; 6 — faults; M_4 — Bodonian; K_f — Cretaceous Flysch; K_2 — Foreland Upper Cretaceous; J_3 — Upper Jurassic; C_1 — Lower Carboniferous

Do podobnych wyników doszli J. P o b o r s k i i K. S k o c z y l a s - C i s z e w s k a (1963). Z analizy tektoniki złoża soli w Wieliczce wyciągnęli wniosek, że utwory serii solnej, znajdujące się w złożu, osadzały się w pasie szerokości około 10 km w południowej części panwi ewaporacyjnej przykrywającej częściowo utwory fliszowe.

Jest rzeczą znaną, że poziom ewaporatów, wykształconych w facji chlorkowej, występuje tylko w obrębie najniższej łuski Biadolin. Łuski Wojnicza i Dębna zawierają tylko utwory facji siarczanowej z tym, że w łusce Dębna stwierdzono również fację węglanowo-siarczanową (otwór Bd. 5), a nawet przypuszczalnie fację klastyczną. Wynika z tego, że w obrębie łuski Dębna znalazły się utwory południowej części panwi ewaporacyjnej, a niższe łuski zawierają osady występujące pierwotnie na obszarach położonych coraz to dalej na północ. Podobne zróżnicowanie facji w poszczególnych łuskach miocenskich stwierdzili J. P o b o r s k i i K. S k o c z y l a s - C i s z e w s k a (1963) w Chełmie nad Rabą.

Trudności w rozdzieleniu utworów dolnego i środkowego badenu na podstawie mikrofauny mogą wynikać z różnych warunków poleoekologicznych panujących w różnych częściach zbiornika. W południowej jego części, gdzie przez cały czas sedymentacji ewaporatów panowały warunki płytkiego, dość ruchliwego morza, w którym sedymentacja klastyczna odbywała się bez przerwy, świat organiczny (przede wszystkim formy bentoniczne) podlegał stopniowym zmianom, warunki batymetryczne i zasolenie wód mogły być podobne w całym badeniu. Sytuację komplikują ponadto pseudoasocjacje powstałe przez osadzenie na wtórnym złożu szczątków mikrofauny pochodzących z warstw starszych.

F. Mitura i Z. Moskała-Martini (op. cit.) znaleźli w okolicy Okocimia koło Brzeska i na południe od Jadownik oraz w Porąbce Uszewskiej piaszczyste osady, zaliczone do warstw grabowieckich, leżące na utworach fliszowych. Również w otworze 01.1 (przekrój IV) ponad warstwami inoceramowymi leży kompleks osadów klastycznych zawierający mikrofaunę warstw chodenickich. Utwory te tworzą tzw. parautochton stropowy (wg terminologii B. Świderskiego, 1952) — osadzony na fliszu i przywleczony wraz z nim w czasie ruchu płaszczowin karpackich. Występowanie podobnych płatów utworów miocenkich stwierdzono w Żegocinie, Iwkowej, Gromniku, czy Brzozowej (F. Bieda, 1936; K. Skoczylas-Ciszewska, 1960) oraz w szeregu miejsc na wschód od Tarnowa.

W okolicy Bochni ze względu na małe ilości odkrywek i znikomą ilość w pełni udokumentowanych wierceń nie można jednoznacznie ustalić czasu powstania nasunięć miocenkich. Miały one miejsce po osadzeniu się warstw chodenickich, gdyż są one silnie sfałdowane i przemieszczone ku północy. K. Skoczylas-Ciszewska i J. Poborski w wielu pracach (op. cit.) podkreślają transgresyjne ułożenie warstw grabowieckich na sfałdowanych warstwach chodenickich, uzasadniając swe poglądy między innymi odsłonięciem w Zgłobicach, które według dzisiejszego rozpoznania nie może już być dowodem.

W. Sikora i W. Szotowa (1969) we wkopie wykonanym w Chełmie nad Rabą nie stwierdzili niezgodności kątowej pomiędzy warstwami chodenickimi a grabowieckimi. Warstwy grabowieckie leżą tam na wyraźnie ściętej powierzchni warstw chodenickich z tym, że żyłki gipsu, występujące w obrębie warstw chodenickich nie przedłużają się ku górze i nie wchodzą w obręb warstw grabowieckich. Na pokruszonej synsedymentacyjnie warstwie grubości 50 cm leży żwirowiec ilasty, będący wynikiem spływu mułowego, przechodzący w iły i piaski. Kontakt obu warstw ma charakter erozji podmorskiej, a nie transgresji.

Sfałdowanie warstw grabowieckich na obszarze między Brzeskiem a Wojniczem, odległym zaledwie o 20—30 km od okolic Bochni, nie pozwala na przyjęcie poglądu o górnobadeńskim wieku ruchów fałdowych w Karpatach, podczas których zostały sfałdowane, złuszkowane i nasunię-

te utwory miocenske omawianego rejonu. Według badań M. Komorowskiej-Błaszczyskiej (1966), przy współudziale E. Łuczowskiej, w okolicy Pilzna w budowie sfałdowanego górotworu miocenskego biorą udział osady dolnego sarmatu. Dalej ku wschodowi, między Dębicą i Przemyślem fałdowania miały miejsce również po osadzeniu się niższej części dolnego sarmatu (B. Cisek, J. Czernicki, 1964; M. Komorowska-Błaszczyska, 1967).

Można uznać już za udowodnione, że za czas działania dosuwawczych ruchów Karpat, których wynikiem było powstanie „górotworu Salidów”, tak pięknie przedstawionego przez K. Tołwińskiego (1956), górotworu ciągnącego się u czoła Karpat i w pełni potwierdzonego wynikami wierceń, należy uznać wyższą część dolnego sarmatu.

Niniejszy artykuł jest podsumowaniem dotychczasowych badań geologicznych prowadzonych na stosunkowo małym obszarze, lecz stanowiącym klucz do rozwiązania wewnętrznej tektoniki sfałdowanych utworów miocenskich ze względu na największą z dotychczas rozpoznanych amplitudę ich nasunięcia i stosunkowo dobre rozpoznanie wiertnicze. Należy go traktować jako próbę przedstawienia stylu tektoniki, a nie jej szczegółów. Wydzielone łuski mają wewnętrzną budowę na pewno bardziej skomplikowaną, niż to przedstawiono na załączonych przekrojach.

Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Krakowie
Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego „Geonafte”
Ośrodek w Krakowie

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Alexandrowicz S. (1964), Rozwój zapadliska przedkarpackiego w świetle wyników badań nad stratygrafią miocenu południowej Polski. *Geof. geol. naft.* 7—9, Kraków.
- Baran J. (1956), Nowe dane dotyczące serii solnej między Wieliczką i Bochnią. *Prz. geol.* 10, Warszawa.
- Bieda F. (1936), Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 12, Kraków.
- Cisek B., Czernicki J. (1964), Budowa geologiczna i rozwój facjalny miocenu strefy zewnętrznej przedgórza Karpat środkowych. *Geof. geol. naft.* 8—9, Kraków.
- Cisek B., Czernicki J. (1965), Występowanie soli kamiennej w rejonie Pilzna. *Prz. geol.* 8, Warszawa.
- Czarniecki St. i Kwiatkowski St. (1963), Uwagi o rozmieszczeniu facji w dolnym karbonie zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33, 3, Kraków.
- Dzuleński S., Ślaczka A. (1964), Odwrócona seria miocenska w Zgłobicach. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN. Oddz. w Krakowie.*
- Garlicki A. (1960), Złoże soli kamiennej Łęzkowice—Siedlec w zatoce gdowskiej. *Prz. geol.* 1, Warszawa.

- Garlicki A. (1962), Wyniki dotychczasowych prac terenowych w poszukiwaniu miocénskiej serii solnej w zatoce gdowskiej. *Kwart. geol.* 6, Warszawa.
- Garlicki A. (1964 a), Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia na zachód od Wieliczki. *Kwart. geol.* 8, Warszawa.
- Garlicki A. (1964 b), Seria solna między Skawiną a Wieliczką (spraw. Posiedz. Inst. Geol.) *Kwart. geol.* 8, Warszawa.
- Garlicki A. (1966), Uwagi o występowaniu skał dolomitycznych w miocenie okolic Wieliczki i Bochni. *Spraw. posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*.
- Garlicki A. (1971), Facial Map of the Tortonian Evaporite Horizon in Poland, *Acta geol. Acad. Scient. Hung.* 15, Budapest.
- Gaweł A. (1962), Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczki. *Inst. Geol. Pr.* 30, Warszawa.
- Jawor E., Stemulak J. (1961), Piaskowce cenomanu na przedgórzu Karpat i ocena perspektyw ich gazonośności. *Biul. inf. PGPN*, Kraków.
- Karnkowski P., Głowacki E. (1961), O budowie geologicznej utworów podmiocénskich Przedgórza Karpat środkowych. *Kwart. geol.* 5, Warszawa.
- Kirchner Z. (1956 a), Próba korelacji mikrofaunistycznej poziomów miocenu Mielca i Pilzna. *Prz. geol.* 1, Warszawa.
- Kirchner Z. (1956 b), Stratygrafia miocenu Przedgórza Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta geol. pol.* 6, Warszawa.
- Kirchner Z. (1962), Schemat podziału miocenu Przedgórza na wschód od Krakowa. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Kirchner Z., Moryc W. (1966), Zarys budowy geologicznej okolic Tarnowa—Ładnej. *Geof. i geol. naft.* 7—8, Kraków.
- Kisłowski A. (1964), Utwory solne w okolicy Bochni—Brzeska na tle badań geofizycznych. *Prz. geol.* 5, Warszawa.
- Komorowska-Błaszczńska M. (1966), Front karpacki w przekroju Wiśłoki. *Spraw. z Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Komorowska-Błaszczńska M. (1967), Zaburzone utwory dolnego sarmatu w profilach nasunięcia brzeżnej strefy Karpat. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Kruczek J., Połtowicz S. (1964), Seria solna w otworze Sierakowice nad Dunajcem. *Geof. geol. naft.* 10—12, Kraków.
- Kozikowski H., Morawska K. (1957), Miocen ze Zgłobic k/Tarnowa w świetle badań geologicznych i mikropaleontologicznych. *Acta geol. pol.* 7, Warszawa.
- Łydka K., Siedlecki S. (1963), On Algonkian Deposits in the Environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sc.* 11 No 2. *Geology*. Warszawa.
- Mitura F., Moskała-Martini Z. (1954), Tymczasowe sprawozdanie z badań geologicznych na Przedgórzu Karpat w rejonie Brzesko—Wojnicz w latach 1952—53 na arkuszu Bochnia. Z badań niektórych surowców mineralnych Z. 2 *Inst. Geol. Biul.* Warszawa.
- Moryc W. (1954), Zarys budowy geologicznej w rejonie Bochnia—Tarnów na podstawie przeprowadzonych wierceń w latach 1952—1953. *Maszynop. Arch. PPN w Krakowie*.
- Moryc W. (1965), Uwagi do stratygrafii i rozwoju utworów jury środkowej na Przedgórzu Karpat w strefie Dąbrowa Tarnowska—Szczucin, *Geof. geol. naft.* 10—12.
- Moryc W. (1971), Trias Przedgórza Karpat środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 41, z. 3, Kraków.
- Ney R. (1968), Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *PAN Kom. Nauk. Geol. Pr. geol.* 45, Warszawa.

- Obuchowicz Z. (1963), Budowa geologiczna Przedgórze Karpat środkowych I.G. 30, cz. 4, Warszawa.
- Parachoniak W. (1954), Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. *Acta geol. pol.* 4, z. 1, Warszawa.
- Parachoniak W. (1961), Tufity miocenu Przedgórze Karpat. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Poborski J. (1961), Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 78, Warszawa.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska (1962), Tektogeneza miocennskich złóż soli na Podkarpaciu Zachodnim. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K. (1963), O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33, Kraków.
- Sikora W., Szotowa W. (1969), Kontakt warstw grabowieckich i chodęńskich na południowym zboczu góry Grodzisko w Chełmie nad Rabą. *Kwart. geol. sprawozd.* 13, 3, Warszawa.
- Skoczylas-Ciszewska K. (1960), Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. *Acta geol. pol.* 10, z. 4, Warszawa.
- Skoczylas-Ciszewska K., Poborski J. (1969), Wstępne wyniki geologicznych badań przy brzegu nasunięcia karpackiego w Baryczu k. Wieliczki. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Skoczylas-Ciszewska K., Poborski J. (1961), Z badań geologicznych nasunięcia karpackiego na miocen solonośny w Baryczu k. Wieliczki. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Skoczylas-Ciszewska K., Poborski J. (1962), Nasunięcie karpackie na miocen solonośny w świetle badań wyrobisk kopalni wielickiej. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Skoczylas-Ciszewska K., Poborski J. (1964), O miocenie podkarpacia między Baryczem i Skawiną, *Spraw. Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, Kraków.
- Sokołowski J. (1966), Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i Synklinorium mogileńsko-łódzkiego. *Inst. Geol. Pr.* 50, Warszawa.
- Sokołowski S. (1958), Mapa geologiczna Karpat polskich część zachodnia 1:200 000. *Wyd. Geol.* Warszawa.
- Świderski B. (1952), Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych, *Państw. Inst. Geol. Pr.* 8, Warszawa.
- Teisseyre W. (1927), Kilka słów o homologii brzegu karpackiego i o znaczeniu formacji solnej dla tektoniki Karpat. *Lwów*.
- Tołwiński K. (1956), Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. *Acta geol. pol.* 6, Warszawa.
- Wdowiarz J. (1951), Geologia Karpat i przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. (wraz z mapą geol. 1:50 000) *Inst. Geol. Pr.* 7, Warszawa.
- Zwierzycki J. (1951), Sole potasowe na północ od Wrocławia. *Inst. Geol. Pr.* 7, Warszawa.
- Żakowa H., Jachowicz A. (1963), Dolnokarbońska facja kulmowa w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. geol.* 7, 2, Warszawa.

SUMMARY

Abstract: This paper is a study of the Miocene deposits in front of the Carpathians. A part of the Miocene sequence is folded and thrust over the undisturbed autochthonous Miocene. It is suggested that the Miocene salt deposits acted as

a lubricant in folding and thrusting. The evaporites were formed in a basin that was situated to the south of the present margin of the Carpathians, and in front of the advancing nappes. During the deposition of the evaporites the Carpathian margin was at least 20 km to the south from its present position. The Miocene deposits in the study area are underlain by the Precambrian, Paleozoic and Mesozoic rocks.

The area under study is situated within the Carpathian foredeep, directly at the front of flysch tectonic units overthrust from the south. In the Miocene deposits filling the foredeep, a zone of folded Miocene (Badenian) has been distinguished, which consists of several scales thrust-ed over autochthonous deposits of the same age. The paper discusse the geology of the Mesozoic and Palaeozoic basement as well as the tectonics of the Miocene deposits.

LITHOSTRATIGRAPHY

In the basement of the Miocene deposits, formations from the Precambrian to the Upper Cretaceous have been recorded.

Precambrian

The oldest deposits are grey and grey-greenish claystones with mudstone intercalations, partly phyllitized. Dips of the strata are very high, amounting up to 70°. The deposits belong to the Rhiphean and were folded in the Late Precambrian.

Lower Carboniferous

There is a tectonic unconformity between the Lower Carboniferous deposits and the older rocks that they cover. They were formed in the Kulm and Kohlenkalk facies. The former consists of dark-grey claystones with thin intercalations of fine-grained sandstones with abundant plant detritus. The Kulm facies deposits are underlain by Kohlenkalk sediments that are made up of hard, light microcrystalline limestones. Locally reeflike structures are found. The sediments contain Visean fauna.

Lower Triassic

Lower Triassic deposits overlie directly the older rocks. They are composed of a conglomerate-sandstone series with sandy mudstone and claystone intercalations. The pebbles of Lower Carboniferous limestones, cherts and quartzites are cemented with clay matrix with a red colouring. Mudstone and claystone intercalations are red as well.

Both the lack of material segregation in the lower part of the profile and the colour of rocks indicate a rapid sedimentation in semi-arid conditions in the piedmont zone.

Middle Jurassic

Fine-, medium- and coarse-grained sandstones have been recorded. They are grey light-grey, locally containing clay with an admixture of gravel, and conglomerate and mudstone intercalations. In the lower part

the sandstones are calciumfree, becoming calciferous towards the top. In the uppermost part of the profile there occur mudstones with intercalations of dark-grey marly micro- and fine-crystalline limestones.

Upper Jurassic

Upper Jurassic deposits are made up of carbonate sediments. They can be divided into three lithological units: lower, limestone-dolomitic, locally reef-like in character; middle, marly-limestone; and upper, consisting of organodetritic limestones with marl and dolomite intercalations.

Upper Cretaceous

The well marked abrasion surface of the Jurassic rocks is covered by Upper Cretaceous sediments, beginning with a series of quartz sandstones, locally containing clay and calcium and locally conglomerate intercalations. They fill erosional depressions and belong to the Cenomanien. They are overlain by a complex of sediments consisting of Turoonian limestones and Senonian marls.

Miocene

Miocene deposits begin with basal conglomerate appearing on the eroded basin slopes. The conglomerates are composed of pebbles of limestones and Upper Cretaceous marls. They are overlain by a series of claystones with mudstone and sandstone interstratifications and thin intercalations of clayey dolomites and tuffites. These deposits are assigned to the Lower Badenian. They underlie a series of Middle Badenian evaporites that appears as anhydrites, gypsums and rock salt interbedded with the above-mentioned sulphates. In the upper part of the profile there is a complex of clay-mudstone-sandstone deposits belonging to the so-called Chodenice and Grabowiec "beds" (Middle and Upper Badenian).

TECTONICS OF THE MIOCENE DEPOSITS

In the area between Brzesko and Wojnicz, two zones of Miocene deposits are noted: autochthonous and paraautochthonous, the latter being folded and thrust over autochthonous sediments.

In the folded zone three scales have been distinguished: 1. the scale of Dębno (southern) — upper; 2. the scale of Wojnicz — middle, and 3. the scale of Biadoliny (northern) — lower.

All the three scales are strongly folded and have lower limbs squeezed out.

The overthrust zone is 3—10 km wide. The lithology of evaporites in the Miocene scales shows that the scale of Dębno is made up of rocks deposited in the southernmost part of the basin (clastic and clastic-carbonate facies), the deposits of the scale of Wojnicz cover the area situated in the intermediate zone (carbonate-sulphate facies), whereas the scale

of Biadoliny contains sediments of the central part of the basin (sulphate-chloride facies).

If the deposits making up the scales were unfolded back to their original breadth, the width of the zone of sedimentation would be at least 20 km. At that distance the original shore of the sedimentary basin should be sought.

The lack of flysch units in the cores of folds suggests that the folded Miocene deposits in the area Brzesko-Wojnicz were laid down on the foreland of the Flysch Carpathians.

There is an angular and sedimentary conformity between all the stratigraphical units of the Miocene deposits. The earlier geological observations indicating a discordance between the Grabowiec and Chodenice "beds" resulted from erroneous interpretation of tectonic contacts.

Overthrusting of the Miocene deposits at distances of the order of 10 km from the edge of the Carpathians was due to the occurrence of rock salt, which had become plasticized as an effect of lateral compression (stress) and pressure of the Badenian overburden. Zones weakened by salt plasticization played a role of "leather-coat" the facilitated the movement of the folded deposits.

There is a strict correlation between the width of the folded zone and the lithology of evaporite series and the thickness of rock salt.

Tectonic movements that resulted in the folding and overthrusting of the Miocene deposits occurred in the upper part of the Lower Sarmatian, which is shown by the tectonic deformation of Lower Sarmatian deposits in the area situated east of Tarnów.

*translated
by H. Kisielewska*