

Bolesław WAJSPRYCH¹

ALLOCHTONICZNE SKAŁY PALEOZOICZNE
 W OSADACH WIZEŃSKICH GÓR BARDZKICH
 (SUDETY)

(6 fig.)

*Allochthonous paleozoic rocks in the Visean of the
 Bardzkie Mts. (Sudetes)*

(6 Figs.)

Treść. Utwory ordowiku, syluru i dewonu Gór Bardzkich wchodzą w skład potężnego kompleksu osadowego o chaotycznej strukturze — melanżowego kompleksu Zdanowa. W skład melanżu wchodzi również osadowe skały dolnego karbonu, skały krystaliczne oraz ofiolity. W profilu melanżu Zdanowa wydzielono trzy jednostki skalne różniące się budową. Najniższą jednostkę formują utwory olistostromowe (ogniwo megabrekcji z Orzecha), które stopniowo przechodzą ku górze w megabrekcje typu olistotrymmata (ogniwo megabrekcji z Ostroga). Strop melanżu budują duże jednostki tektono-sedymentacyjne typu płaszczowin sedymentacyjnych (olistonappes). Melanż został osadzony w zbiorniku bardzkim w końcowych fazach rozwoju tego zbiornika przypadających na niższą część późnego wizenu. Obszarem źródłowym skał osadowych przedkarbońskich była wschodnia część formującego się w tym czasie orogenu Gór Kaczawskich. Skały dolnokarbońskie zostały dostarczone z niszczonych fragmentów samego zbiornika bardzkiego.

WSTĘP

Góry Bardzkie położone w Sudetach środkowych zajmują obszar o powierzchni około 250 km² (fig. 1). Od północy graniczą z gnejsową krą Sowich Gór, na południu zaś z masywem granitoidowym Kłodzka — Złotego Stoku. Granicę zachodnią stanowi blok gabrowo-diabazowy Nowej Rudy-Słupca i metamorfik kłodzki. Od wschodu Góry Bardzkie obcięte są uskokiem sudeckim brzeżnym, poprzez który graniczą z serpentynitowo-gabrowym (ofiolitowym) masywem Grochowej-Braszowic. Nazwy powyżej cytowanych jednostek geologicznych przyjęto według Teisseyre'a et al. (1953) i Oberca (1957).

¹ Pracownia Geologii Starych Struktur ZNG PAN, 50-205 Wrocław, ul. Cybulskiego 30.

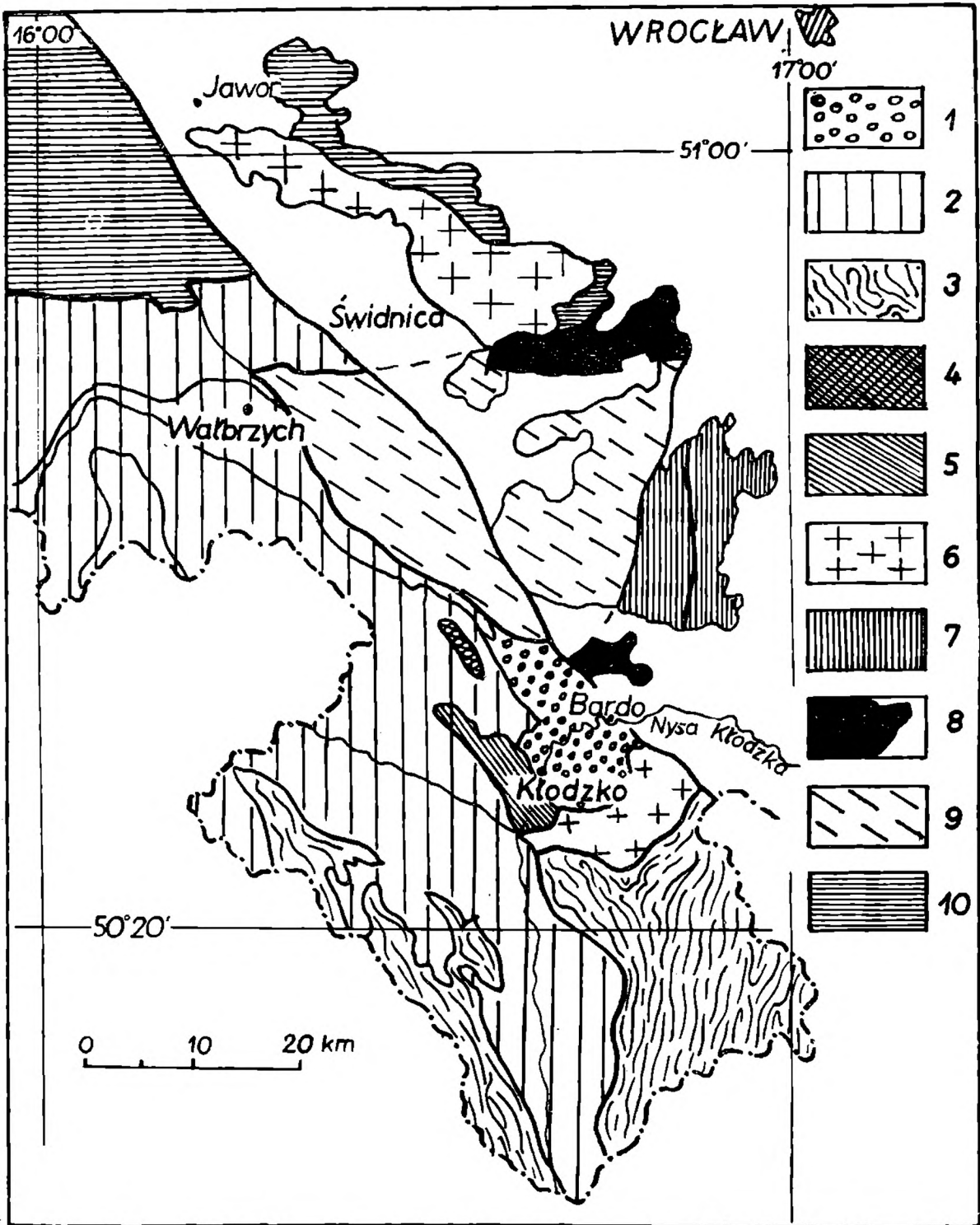


Fig. 1. Przeglądowa mapa geologiczna Sudetów środkowych (wg Sawickiego i Teisseyre'a, 1969; uproszczone). 1 — Góry Bardzkie; 2 — depresja śródsudecka (karbon, perm, trias i górna kreda); 3 — metamorfik Złotego Stoku; 4 — blok gabbro-diabazowy Nowej Rudy—Ślupca; 5 — metamorfik kłodzki; 6 — masywy granitoidowe; 7 — strefa Niemczy i metamorfik Kamieńca; 8 — serpentynity; 9 — gnejsowa kra Gór Sowich; 10 — epimetamorfik Gór Kaczawskich

Fig. 1. Schematic geological map of the Middle Sudetes (after Sawicki and Teisseyre, 1969; simplified). 1 — Bardzkie Mts.; 2 — Intra-Sudetic Basin (Carboniferous, Permian, Triassic, Upper Cretaceous); 3 — Złoty Stok metamorphic complex; 4 — Gabbro-diabase Block of Nowa Ruda—Ślupiec; 5 — Kłodzko metamorphic complex; 6 — granitoid massives; 7 — Niemcza zone and metamorphic complex of Kamieniec; 8 — serpentinites; 9 — Sowie Mts. „gneissic floc”; 10 — Kaczawskie Mts. epimetamorphic complex

Ważnym elementem prezentowanej dalej koncepcji jest budowa geologiczna Gór Kaczawskich. Góry Kaczawskie położone są w Sudetach zachodnich i zbudowane są z utworów eugeosynklinalnych, sfałdowanych i zmetamorfizowanych w strefie epi. Głównym elementem w składzie litologicznym tych utworów są skały pierwotnie osadowe (łupki mułowcowe, ilaste, ilasto-krzemionkowe) oraz skały kompleksu wulkaniczno-osadowego typu zieleńców. Zagadnienie fałdowania w Górach Kaczawskich łączy się już bezpośrednio z prezentowaną koncepcją autora i będzie dyskutowane w zakończeniu pracy.

We wszystkich dotychczasowych opracowaniach budowy geologicznej i rekonstrukcjach paleogeograficznych Sudetów Góry Bardzkie są traktowane jako fragment rozległej kaledońsko-warycyjskiej geosynkliny. W prezentowanej pracy zostanie ogólnie przedstawiona nowa koncepcja, w myśl której skały starsze od karbonu w Górach Bardzkich znajdują się w pozycji allochtonicznej.

Praca wykonana została w ramach problemu międzyresortowego I.— 16 — „Geodynamika obszarów Polski”.

Autor jest głęboko wdzięczny Profesorowi Stanisławowi Dżułyńskiemu za konsultacje i dyskusje w terenie, bez których niemożliwe byłoby napisanie tej pracy. Docentowi Rafałowi Unrugowi autor wdzięczny jest za wprowadzenie w metodykę pracy i problematykę geologii fliszu oraz za dyskusje i krytyczne przeczytanie manuskryptu. Profesorowi Jerzemu Znosce autor dziękuje za krytyczne przeczytanie tekstu i cenne uwagi dotyczące przedstawionego tu problemu. Szczególnie serdeczne podziękowania autor składa Koleżance Dr Joannie Haydukiewicz za ścisłą współpracę przejawiającą się wspólnymi często badaniami terenowymi i stałą konsultacją uzyskiwanych wyników. Dyskusje te jak również same wyniki prowadzonych przez nią badań stratygraficznych są niewątpliwie jednym z najistotniejszych źródeł prezentowanej w tej pracy koncepcji. Koleżance mgr A. Pacholskiej i Kolegom dr J. Mroczkowskiemu i mgr Sz. Porębskiemu autor dziękuje za dyskusje, zaś koleżance mgr B. Wojnar winien jest serdeczne podziękowania za pomoc w zredagowaniu tekstu.

GEOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU

Spośród skał budujących Góry Bardzkie dokumentacji paleontologicznej nie mają dotychczas tylko kwarcyty i piaskowce, zaliczone jeszcze przez Dahlgrüna i Finckha (1924) do ordowiku. W dotychczasowej literaturze Góry Bardzkie uważane są z twór poligeniczny, uformowany w przeciągu bardzo długiego czasu (od ordowiku do dolnego karbonu włącznie). W tym czasie sedymentacja była wielokrotnie przerywana

ruchami górotwórczymi. Oberc (1957, str. 15) w strukturze Gór Bardzkich wydziela dwa orogeny nałożone na siebie: młodokaledoński i waryscyjski. Orogeny te formować się miały w efekcie wielu faz górotwórczych. Zdaniem tego autora orogen młodokaledoński tworzą sfałdowane, lecz nie zmetamorfizowane skały syluru oraz dewonu dolnego i środkowego, natomiast orogen waryscyjski budują dwie formacje osadowe: wapienna, wieku górnodewońskiego i ilasto-szarogłazowa dolnego karbonu. Formacje te oddzielone są od siebie luką stratygraficzną (op. cit.).

Litostratygrafia osadów Gór Bardzkich przedstawia się następująco: najstarszymi osadami są najprawdopodobniej wspomniane wyżej kwarcyty i piaskowce zaliczane do ordowiku. Sylur jest reprezentowany przez ilaste łupki graptolitowe i lidyty. Osady leżące wyżej, ze względu na brak fauny oraz jednorodne wykształcenie litologiczne, były początkowo traktowane jako jedno wydzielenie litostratygraficzne, określane terminem warstwy zdanowskie (Herzogswalderschichten; Dathe, 1904). Oberc (1953, 1957) całość tych osadów zaliczył do dewonu dolnego i wydzielił w ich obrębie pięć odmian facjalnych: łupki zdanowskie, łupki mikołajowskie, warstwy wojciechowickie, warstwy z Wilczy i warstwy brzeźnickie. Po osadzeniu warstw zdanowskich, zdaniem cytowanego badacza (Oberc, 1957, 1973), nastąpiło fałdowanie poprzedzone takimi zmianami w zbiorniku sedymentacyjnym jak jego spłylenie i wysłodzenie. W tym miejscu warto nadmienić, że warstwy zdanowskie wykształcone są jako łupki ilaste czy ilasto-mułowcowe, ilasto-krzemionkowe i krzemionkowe, przy czym w całym profilu tych osadów bardzo częste są radiolaryty (Skandy, 1972; Haydukiewicz, 1974). Ta sama autorka stwierdziła również, że ku stropowi warstw zdanowskich wyraźnie wzrasta udział osadów czysto krzemionkowych. Wskazuje to na utrzymanie się głębokomorskiego reżimu sedymentacji przez cały dewon.

W ostatnich latach poglądy na stratygrafię utworów przedkarbońskich uległy radykalnym zmianom. Haydukiewicz (1974, 1977) na podstawie badań konodontów wykazała, że osady określane jako warstwy zdanowskie reprezentują cały dewon. Znalazła ona również osady wskazujące na przedłużenie się tego typu sedymentacji w wczesny karbon (Haydukiewicz, 1977). Te wnioski spowodowały konieczność rewizji podstawowych poglądów na rozwój górotworu bardzkiego. Oberc (1977) wydzielił dwa etapy rozwoju struktury Gór Bardzkich: geosynklinalny, obejmujący wyższą część syluru i cały dewon oraz postgeosynklinalny, wczesnkarboński. Obydwa te etapy rozdzielone są tektoniczną fazą, najprawdopodobniej nassauską (Oberc, 1977, fig. 3, str. 60, 61; patrz również pierwsza kolumna figury 3 prezentowanej pracy).

STRATYGRAFIA I SEDYMENTACJA UTWORÓW DOLNEGO KARBONU GÓR BARDZKICH

W profilu geologicznym dolnego karbonu Gór Bardzkich autor wydzielił trzy podstawowe jednostki stratygraficzne (kolejno od dołu ku górze): formacja brekcji i zlepieńców z Nowej Wsi, formacja piaskowców ze Srebrnej Góry i melanżowy kompleks Zdanowa (fig. 3). Wymienione jednostki formują nadrzędną formalną jednostkę litostratygraficzną, określaną jako grupa Gór Bardzkich (Wajsprych, 1978). W dalszym ciągu pracy będzie również używany termin oliston Gór Bardzkich jako genetyczny odpowiednik opisowego terminu formalnego — grupa Gór Bardzkich. Pojęcie oliston zostało tu przyjęte za Hoedemaekerem (1973) dla oznaczenia kompleksów osadowych powstałych w efekcie resedymencji na dużą skalę.

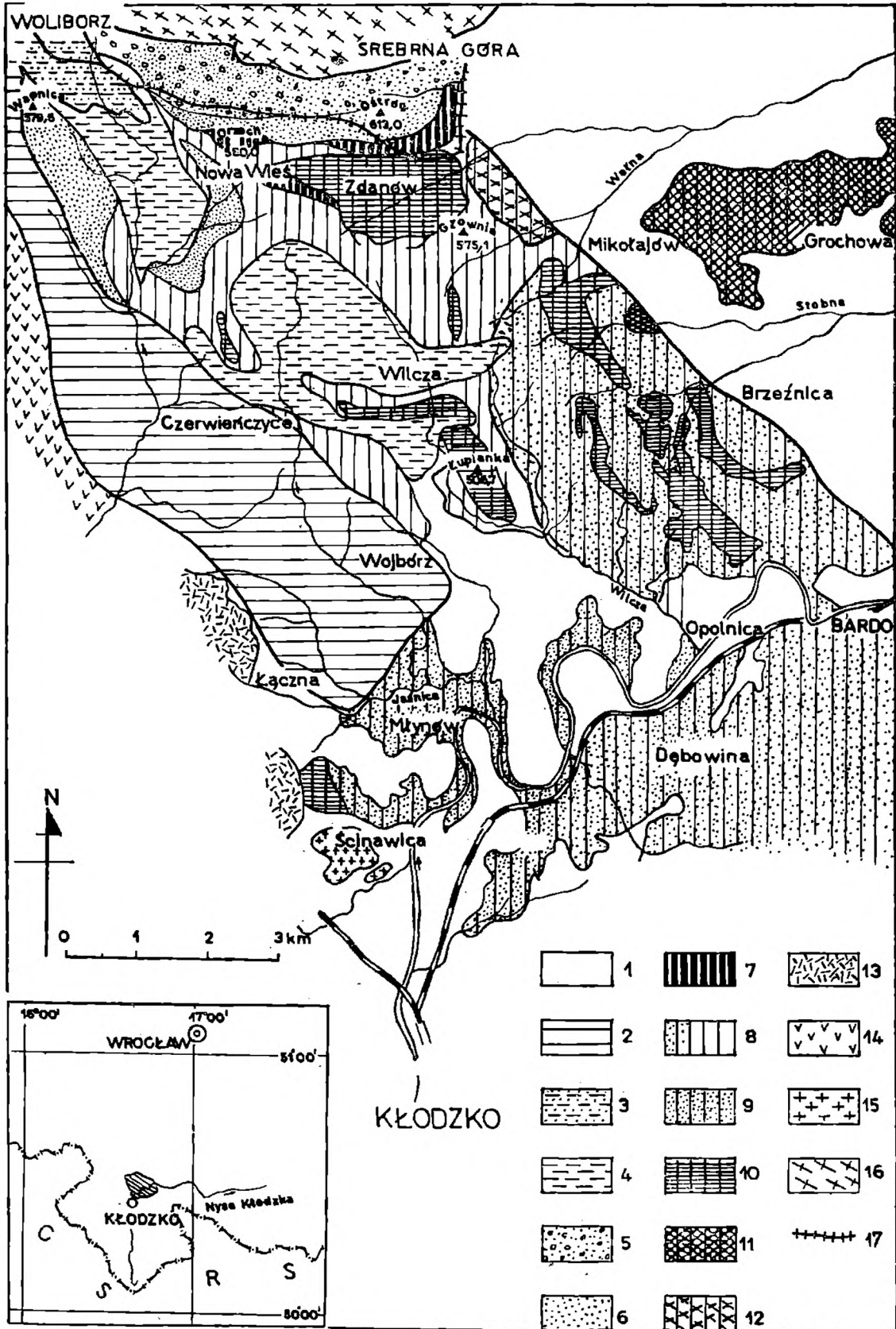
Formacja z Nowej Wsi reprezentowana jest przez brekcje, zlepieńce i podrzędnie piaskowce o składzie arkozowym w części dolnej i wapiennym w części górnej. Ich miąższość wynosi co najmniej 300 m, ale tylko w strefie bezpośrednio sąsiadującej z krą gnejsową Sowich Gór. Ku południowi od tej strefy, to znaczy w kierunku od brzegu zbiornika, miąższość ta szybko maleje. Zdaniem autora utwory formacji z Nowej Wsi powstały w efekcie grawitacyjnego ześlizgu luźnego gruzu skalnego z kry gnejsowej Sowich Gór. Materiał wapienny i organogeniczny, budujący stropową część formacji z Nowej Wsi, pochodzi z szelfu zbiornika, jaki w tym czasie rozpościerał się na północ od kry gnejsowej Sowich Gór.

Piaskowce ze Srebrnej Góry (fm)¹ są typowymi osadami fliszowymi powstałymi w facji fliszu dystalnego. Całkowita ich miąższość wynosi około 400 do 450 m. Sedymentacja fliszowych osadów formacji ze Srebrnej Góry związana była z procesem fałdowania Gór Kaczawskich (Wajsprych, 1978). Materiał detrytyczny z tego obszaru dostarczany był do zbiornika Gór Bardzkich poprzez obszar kry gnejsowej Sowich Gór. Kra przez cały prawie czas sedymentacji stanowiła dno północnej części tego zbiornika. Na obszar Gór Kaczawskich, jako na obszar źródłowy, wskazują zarówno kierunki transportu wynikające ze struktur sedymentacyjnych jak również skład petrograficzny piaskowców ze Srebrnej Góry (fm). Badania mikroskopowe wykazały, że podstawową grupę składników stanowi detrytus skał łupkowych, głównie łupków ilastych, ilasto-krzemionkowych i krzemionkowych, a także radiolarytów i wulkanitów. Są to skały typowe dla eugeosynklinalnego kompleksu osadowo-wulkanicznego Gór Kaczawskich (Teisseyre et al., 1957).

Melanżowy kompleks Zdanowa (zastępczo będzie używany również termin skrócony — melanż Zdanowa) jest utworem o skomplikowanej, chaotycznej strukturze i bardzo zróżnicowanym składzie petrograficznym

¹ Formalna nomenklatura litostratygraficzna wg Birkenmaiera (1975)

oraz dużej miąższości, ocenianej na około 3000 m (Wajsprych, 1977).
 W skład zespołu skalnego formującego melanz Zdanowa wchodzi fragmenty skał osadowych ordowiku, syluru, dewonu i dolnego karbonu,



a także skał wulkanicznych i krystalicznych. Warto tu podkreślić identyczność składu detrytycznego materiału budującego osady fliszowe ze składem melanżu. Stwierdzono ją nie tylko na podstawie badań mikroskopowych osadów fliszowych, lecz także makroskopowych porównań grubodetrytycznego materiału skalnego z niektórymi ławic fliszowych, a szczególnie z utworów typu zlepieńców mułowcowych (pebbly mudstone sensu Crowell, 1957). W niektórych warstwach tych utworów średnica okruchów skalnych dochodzi do kilkunastu centymetrów.

Termin melanż został przyjęty, zgodnie z intencjami jego autora (Greenly, 1919), jako termin czysto opisowy, oznaczający utwór będący mieszaniną bardzo różnych składników (patrz również Hsü, 1968 i Hoedemaeker, 1973).

Stratygrafia osadów dolnego karbonu Gór Bardzkich oparta jest na oznaczeniach fauny występującej w dwóch poziomach wapieni, określanych jako dolny i górny wapień węglowy.

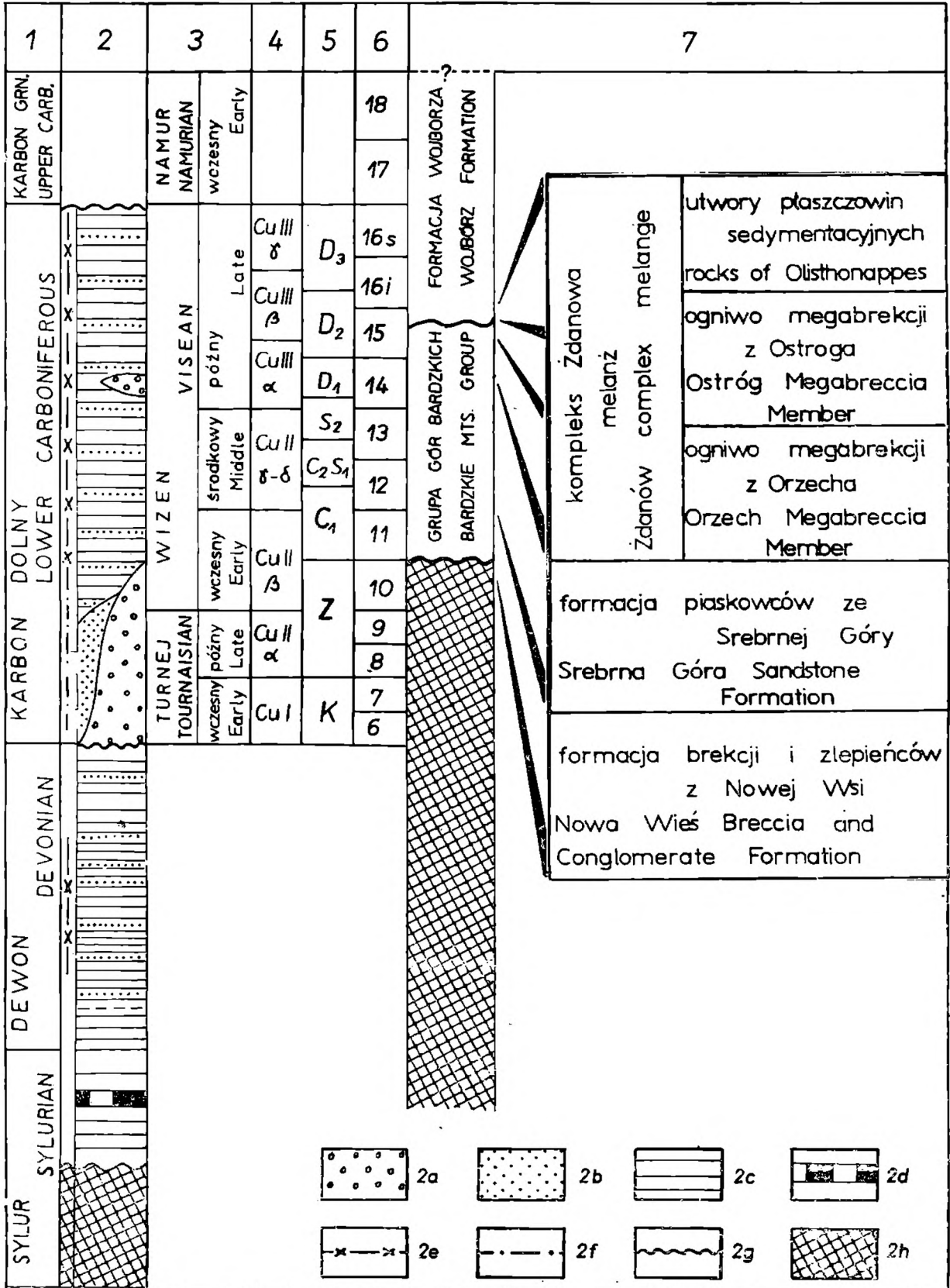
Osady określane dotychczas jako dolny wapień węglowy są de facto brekcjami i piaskowcami wapiennymi leżącymi w stropowej części formacji z Nowej Wsi i powstałymi w efekcie resedymtacji strefy szelfowej innego zbiornika (eugeosynkliny Gór Kaczawskich — Wajsprych, 1978). Wiek tych wapieni przyjęto jako wiek rozpoczęcia się sedymentacji w zbiorniku Gór Bardzkich, jakkolwiek pod wapieniami jest jeszcze około 300 m osadów. Osady te wykształcone są jako sedymentacyjne brekcje gnejsowe oraz zlepieńce i piaskowce gnejsowe, również powstałe w efekcie resedymtacji, która miała charakter grawitacyjnego ześlizgu luźnego gruzu skalnego z obszaru kry gnejsowej Sowich Gór. Wydaje się, że proces ten był tak szybki, że trudno mu przypisywać jakiś uchwytany przedział czasu geologicznego. Wniosek ten usprawiedliwia przyjęcie wieku fauny z brekcji wapiennych stropowej części formacji

Fig. 2. Mapa geologiczna północnej części Gór Bardzkich. 1 — trzeciorzęd i czwartorzęd; 2 — czerwonony spągowiec; 3 — górny karbon; 4 — późny wizen północno-zachodniej części Gór Bardzkich (formacja z Wojborza); 5 do 12 — utwory grupy Gór Bardzkich (wizen): 5 — brekcje i zlepieńce z Nowej Wsi (fm); 6 — piaskowce Srebrnej Góry (fm); 7 — ogniwo megabrekcji z Orzecha (olistostroma); 8 — melanż nierozdzielony, głównie utwory olistotrymmatowe ogniwa z Ostroga; 9 — pokrywy ślizgowe i płaszczowiny sedymentacyjne z piaskowcami dolnokarbońskimi w przeładze; 10 — jednostki tektoniczno-sedymentacyjne zbudowane głównie ze skał przedkarbońskich; 11 — serpentynity; 12 — gnejsy Mikołajowa; 13 — diabazy; 14 — gabra; 15 — keratofiry; 16 — gnejsy Sowich Gór; 17 — trasa kolejki zębatej

Fig. 2. Geological map of the northern Bardzkie Mts. 1 — Tertiary and Quaternary; 2 — Lower Permian (Rotligendes); 3 — Upper Carboniferous; 4 — Late Visean rocks of the northwestern Bardzkie Mts (Wojbórz Formation); 5 to 12 — rocks of the Bardzkie Mts Group (Visean): 5 — breccias and conglomerates of the Nowa Wieś Formation; 6 — sandstones of the Srebrna Góra Formation; 7 — megabreccias (olistostrome) of the Orzech Mt. Member; 8 — melange (undivided), mainly megabreccias (olistothrymmata) of the Ostróg Mt. Member.; 9 — slide sheet and sedimentary nappes (olistonappes), with Lower Carboniferous sandstones dominant; 10 — tectono-sedimentary units comprised of pre-Carboniferous rocks; 11 — serpentynites; 12 — Mikołajów gneisses; 13 — diabases; 14 — gabbros; 15 — keratophires; 16 — Sowicie Mts. gneisses; 17 — ancient rack-railway line

z Nowej Wsi jako wieku rozpoczęcia sedymentacji w zbiorniku Gór Bardzkich.

Wiek dolnego poziomu wapienia węglowego określony został przez



Paeckelmanna (1931) na wczesny wizen — poziom Productus Sublaevis (obecnie Levitusia humerosa). Późniejsze badania Guni i Góreckiej (1960), Góreckiej i Mameta (1970) oraz częściowo Chorowskiej (1973) potwierdzają pogląd Paeckelmanna. Górecka i Mamet (op. cit.) uściślili wiek tych wapieni na zonę 11 wczesnego wizenu, co w przybliżeniu odpowiada granicy zon C₁ i C₂S₁ w brytyjskim podziale koralowo-brachiopodowym (fig. 3), a więc granicy pomiędzy dolnym i górnym Avonianem w brytyjskiej stratygrafii dinantu (patrz George, 1969). W podziale europejskim jest to granica pomiędzy wczesnym i środkowym wizenem.

Górną granicę wieku utworów grupy Gór Bardzkich wyznacza z pewnym przybliżeniem wiek górnego wapienia węglowego. Wapień ten jest reprezentowany przez cienki i nieciągły poziom wapieni zawierających faunę koralową in situ (Fedorowski, 1971). Wapień ten występuje w spągowej części osadów należących do formacji Wojborza, stanowiącej nadkład utworów grupy Gór Bardzkich (patrz fig. 3). Jakkolwiek obydwie jednostki litostratygraficzne są rozdzielone wyraźną niezgodnością sedymentacyjną, to charakter zmian sedymentacji w strefie kontaktu wyklucza istnienie przerwy czasowej pomiędzy osadzeniem tych jednostek. Pozwala to na potraktowanie wieku górnego wapienia węglowego jako przybliżonego wieku zakończenia sedymentacji utworów grupy Gór Bardzkich.

Dla górnego wapienia węglowego charakterystyczny jest *Productus giganteus* Mart. wskazujący wraz z innymi skamieniałościami na poziom III a wizenu (Schütze, 1882 i Frech, 1899 — fide Oberc, 1957). Górecka i Mamet (1970, str. 162) na podstawie otwornic wyznaczyli tu obecność zony 15, a Fedorowski (1971) stwierdził, że zespół koralów w tych wapieniach jest typowy dla horyzontu D₂ cytowanego już podziału koralowo-brachiopodowego. Jak widać na załączonej tabeli (fig. 3), wszystkie te oznaczenia są zgodne ze sobą i wyznaczają dosyć ostrą granicę czasową przypadającą na środkową część wizenu późnego. Zgodnie z tym, co powiedziano powyżej, jest to równocześnie czas zakończenia sedymentacji olistonu Gór Bardzkich.

Fig. 3. Wiek i litostratygrafia utworów grupy Gór Bardzkich (Podziały chronologiczne zestawiono wg Rhodes et al., 1969 i Rhodes i Austin, 1971: kolumny 4 i 5, oraz wg Mameta, 1976: kolumny 3 i 6. 1 — wiek; 2 — litostratygrafia w Górach Bardzkich wg Oberca (1977, Fig. 3): 2a — zlepieńce, 2b — piaskowce, 2c — łupki ilaste, 2d — łupki krzemionkowe i lidyty, 2e — flisz, 2f — molasa, 2g — dyskordancja, 2h — luki sedymentacyjne; 3 — ogólny podział dolnego karbonu; 4 — podział europejski, poziomy (stufen) amonitowe; 5 — poziomy koralowo-brachiopodowe; — 6 poziomy otwornicowe; 7 — wiek i litostratygrafia grupy Gór Bardzkich

Fig. 3. Age and lithostratigraphy of the Bardzkie Mts. Group (chronological divisions summarized after Rhodes et al., 1969, and Rhodes and Austin, 1971: column 4 and 5, and after Mamet, 1976: column 3 and 6). 1 — Age; 2 — lithostratigraphy in the Bardzkie Mts, after Oberc (1977 Fig. 3); 2a — conglomerates; 2b — sandstones; 2c — clayey shales; 2d — siliceous shales; 2e — flysch; 2f — molasse; 2g — discordance; 2h — sedimentary gap; 3 — general division of Lower Carboniferous; 4 — European division, Ammonitoid Stufen; 5 — Coral-Brachiopod zones; 6 — Foraminiferal zones; 7 — Age and lithostratigraphy of the Bardzkie Mts. Group

Reasumując, sedymentacja utworów grupy Gór Bardzkich miała miejsce w wizenie i obejmowała schyłek wizenu wczesnego (zona 11), cały wizen środkowy oraz dolną część wizenu późnego (zona 15), (fig. 2).

Granice pomiędzy podrzędnymi wydzieleniami grupy Gór Bardzkich mają już charakter tylko orientacyjny i wyznaczone zostały na podstawie oceny szybkości sedymentacji poszczególnych wydziałów litostratygraficznych.

LITOLOGIA I STRUKTURA MELANŻU

Najpełniejszy profil osadów dolnego karbonu odsłania się w północnej części Gór Bardzkich, wzdłuż trasy zaznaczonej na mapach sprzed 1939 roku jako trasa kolejki zębatej. W kilkunastu dużych przekopach, zlokalizowanych wzdłuż tej trasy, odsłaniają się kolejno, od zachodu ku wschodowi, brekcje i zlepieńce z Nowej Wsi (fm) oraz piaskowce ze Srebrnej Góry (fm). W rejonie miejscowości Zdanów i na obszarze pomiędzy Zdanowem i Mikołajowem odsłaniają się różne fragmenty kompleksu melanżowego.

Dolna część kompleksu melanżowego wykształcona jest jako osady złożone z materiału detrytycznego o bardzo różnej wielkości, od pelitu do bloków o średnicy do kilkudziesięciu, a w wyjątkowych przypadkach nawet kilkuset metrów. Rozkład uziarnienia w osadzie jest wyraźnie bimodalny. Materiał pelityczny, głównie ilasty, wymieszany jest ze stosunkowo drobnookruchowym detrytusem skalnym o średnicy od części milimetra do kilkunastu centymetrów, formując tło skalne (matrix), w którego obrębie występują wielkie bloki skalne. Struktura osadu jest absolutnie chaotyczna, jego zaś miąższość w rejonie Zdanowa według oceny z danych kartograficznych wynosi około 450 m. Utwory te w pełni odpowiadają klasycznej definicji olistostromy według Floresy (1955, 1959; patrz również Abbate et al., 1970 i Hoedemaeker, 1973).

W stropowej części warstwy olistostromowej zachodzą bardzo istotne zmiany. Maleje zawartość materiału ilastego, a wzrasta ilość grubszego materiału detrytycznego. Równocześnie rośnie wielkość składników. Te zmiany prowadzą w sposób ciągły do przejścia olistostromy w utwór o charakterze megabrekcji, zbudowanych z wielkich bloków o średnicy od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Charakterystyczną cechą tych utworów jest bardzo niewielki udział drobnoziarnistej matrix w ich budowie. Skład megabrekcji jest identyczny ze składem całego melanżu, jednakże w niektórych partiach dominują skały dewońskie, a w innych piaskowce dolnego karbonu (fig. 4C). Utwór o podobnych cechach teksturalnych i strukturalnych został opisany przez Richtera i Mariolakosa (1973) z obszaru Grecji jako olistotrymmata².

² Olistothrymma — fragment ślizgowy, liczba mnoga — olistothrymmata (według Richtera, 1973).

Opisane powyżej utwory tworzą dwie jednostki litostratygraficzne wyraźnie różniące się od siebie wykształceniem litologicznym: dolną zbudowaną z utworów olistostromowych i zdefiniowaną jako megabrekcja z Orzecha (og) i górną, zbudowaną z utworów typu olistotrymmata, zdefiniowaną jako megabrekcje z Ostroga (og). Obydwie te jednostki mają charakter formalny. Użyty w ich nazwach termin megabrekcje należy traktować jako opisowy odpowiednik genetycznych terminów olistostroma i olistotrymmata.

Jako typowe odsłonięcie olistostromowych osadów ogniwa Orzecha opisano odsłonięcie z południowych zboczy góry Orzech (fig. 2). Jest to jedno z tych niewielu odsłonień w Górach Bardzkich, w których w sposób oczywisty jest widoczne, że ilasto-krzemionkowe łupki górnego dewonu (datowanie — Haydukiewicz, 1977) tworzą olistolit o długości około 100 m i grubości 8—12 m, położony w obrębie drobnodetrytycznych brekcji, o ilasto-piaszczysto-zlepieńcowatej matrix. Ze względu na wielkość tego olistolitu, zgodnie z klasyfikacją Görlera i Reuttera (1968), można go określić jako megaolistolit. Skład frakcji detrytycznej matrix jest bardzo zróżnicowany, występuje tu zarówno detrytus skał dewońskich, jak i piaskowców dolnego karbonu.

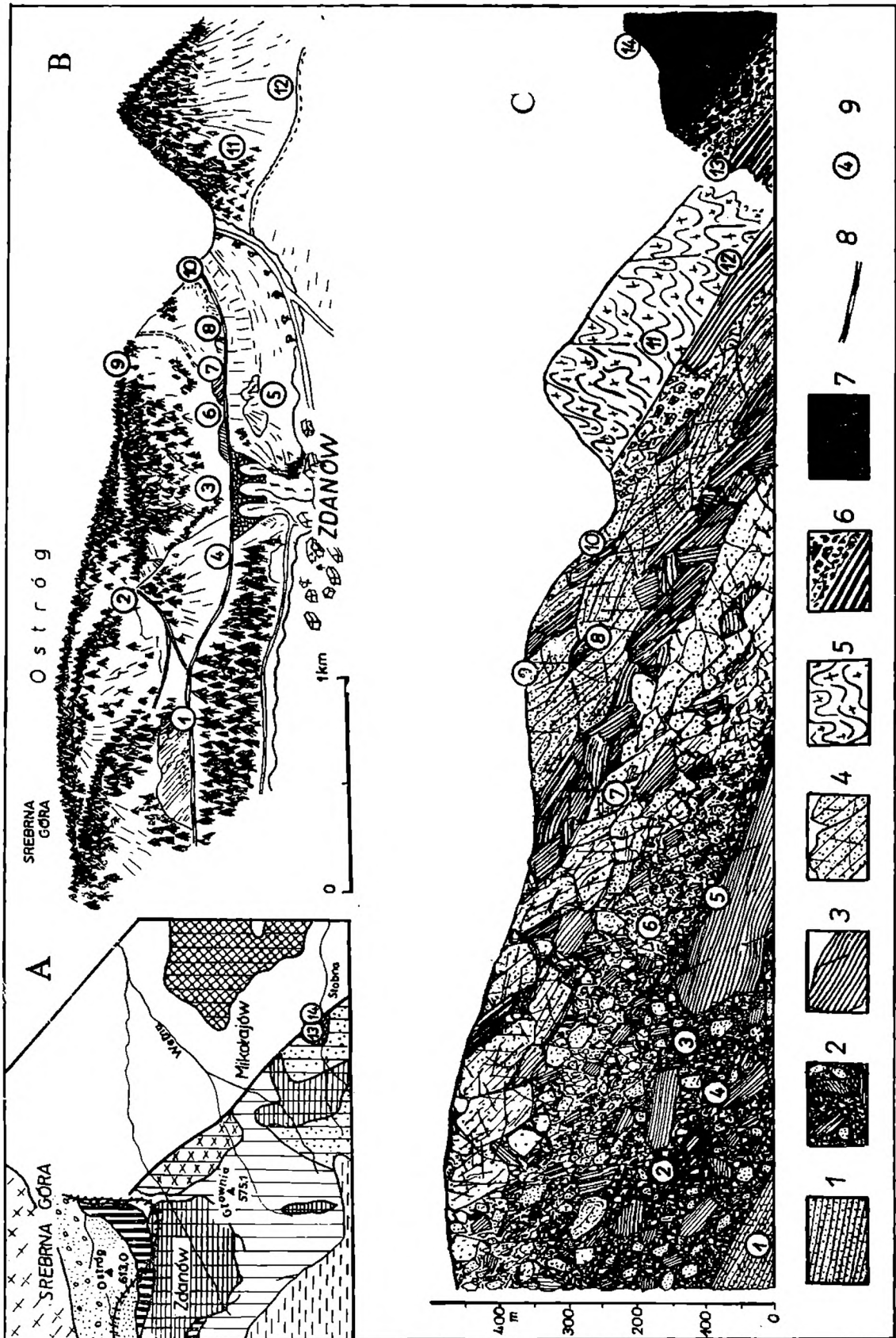
Bardzo interesujący fragment osadów olistostromowych widoczny jest w odsłonięciach w przekopie kolejki zębatej, w pobliżu wsi Zdanów. Schematyczny profil, zestawiony na podstawie tych odsłonień, przedstawia fig. 4. Najniższą część opisywanego profilu stanowią typowe utwory olistostromowe, wykształcone jako zlepieńce o dużej zawartości materiału pelitycznego. Bardzo częste są tu olistolity skał osadowych o średnicy od kilku do kilkunastu metrów. Ciemnozielone łupki ilasto-krzemionkowe środkowego dewonu, odsłaniające się w punkcie 4 (patrz fig. 3), stanowią najprawdopodobniej olistolit o średnicy kilkudziesięciu metrów.

Zestawienie odsłonień olistostromy, zlokalizowanych w rejonie wsi Zdanów wskazuje, że odsłaniający się na stosunkowo dużym obszarze (około 4 km²) płat utworów staropaleozoicznych (ordowik — środkowy dewon), interpretowany dotąd jako wypiętrzenie podłoża dolnokarbońskich osadów (tzw. wysad Zdanowa, według Oberca, 1957) jest potężnym ciałem allochtonicznym o charakterze pokrywy ześlizgowej³. W dalszym ciągu pracy autor będzie się posługiwał terminem pokrywa ślizgowa Zdanowa. Pozycję pokrywy ślizgowej Zdanowa w profilu pionowym kompleksu melanżowego przedstawia fig. 4.

Profil typowy (stratotyp) megabrekcji z Ostroga odsłania się w kilku punktach położonych na obszarze pomiędzy Zdanowem i Mikołajowem (fig. 2). W okolicach Zdanowa, gdzie odsłaniają się niższe partie tego

³ Termin „pokrywa ześlizgowa” odpowiada „slide sheet” Harrisona i Falkona (1934) i Harrisona (1936).

ogniwa, dominującym składnikiem megabrekcji są duże (do kilku czy kilkunastu metrów średnicy) bloki (olistotrymmy) skał łupkowych dewonu, głównie dewonu środkowego. W kierunku Mikołajowa odsłaniają



się coraz wyższe elementy ogniwa Ostroga. W tym też kierunku wzrasta ilość fragmentów piaskowców dolnokarbońskich.

Jednym z największych elementów ogniwa megabrekcji z Ostroga jest potężny olistolit (czy też olistotrymma wg nomenklatury Richtera i Mariolakosa, op. cit.) zbudowany z gnejsów. Gnejsy te określane jako gnejsy Mikołajowa mają być zdaniem dotychczasowych autorów (Oberc, 1957; Grocholski, 1961) wypiętrzoną i nasuniętą fragmentem podłoża geosynklinalnych utworów Gór Bardzkich. Autor niniejszej pracy, korzystając z podziału Görlera i Reuttera (op. cit.), wprowadził dla tych gnejsów określenie gigantolistolit Mikołajowa, jako że długość tego olistolitu przekracza 1000 m. Pozycję gigantolistolitu Mikołajowa w profilu pionowym melanżu obrazuje fig. 4C.

DYSKUSJA

Opisany powyżej fragment profilu melanżu Zdanowa ma zasadnicze znaczenie dla rozpoznania stylu budowy górotworu bardzkiego. Allochtoniczność wielkich fragmentów przeddolnokarbońskich sekwencji skalnych, a w dużej mierze także skał dolnokarbońskich, nie ulega zdaniem autora wątpliwości. Świadczą o tym dane wynikające bezpośrednio z pojedynczych, dużych odsłoneń, jak np. na górze Orzech (megaolistolit Orzecha), czy też z systemu odsłoneń, jak w przypadku pokrywy ześlizgowej Zdanowa. Oczywiście, można jeszcze postawić pytanie, czy całość utworów przedkarbońskich jest allochtoniczna. Dla dokładnego oddania sytuacji należy stwierdzić, że w wielu przypadkach brak jest bezpośrednich danych potwierdzających allochtoniczność. Odnosi się to szczególnie do mniejszych fragmentów (oczywiście w skali mapy geologicznej 1:25 000) skał, które w pewnych obszarach Gór Bardzkich występują w dużych ilościach. W takich przypadkach jednak, najczęściej wystar-

Fig. 4. Profil typowy melanżowego kompleksu Zdanowa. A — mapa geologiczna okolic Srebrnej Góry. Objasnienia jak na Fig. 2; B — szkic morfologiczny okolic Srebrnej Góry z lokalizacją ważniejszych odsłoneń; C — schemat budowy kompleksu melanżowego Barda na obszarze typowym. 1 — osady fliszowe formacji Srebrnej Góry; 2 — megabrekcje ogniwa Orzecha (olistostroma); 3 — olistolity i pokrywy ślizgowe skał przedkarbońskich; 4 — olistolity i pokrywy ślizgowe piaskowców dolnokarbońskich; 5 — gnejsowy gigantolistolit Mikołajowa; 6 — osady złożone z detrytycznego materiału serpentynitowego; 7 — serpentynity; 8 — trasa kolejki zębatej; 9 — lokalizacja punktów obserwacyjnych

Fig. 4. Type profile of the Zdanów Melange Complex. A — geological map of the vicinity of Srebrna Góra (see Fig. 2 for explanations); B — geomorphological sketch of the vicinity of Srebrna Góra with outcrops localization; C — scheme of the Bardo Melange structure in type area. 1 — flysch deposits of the Srebrna Góra Formation; 2 megabreccias of the Orzech Member (olistostrome); 3 — olistolithes and slide sheets of pre-Carboniferous rocks; 4 — olistolithes, olistothrymmas and slide sheets comprised of Lower Carboniferous sandstones; 5 — gneissic gigantolistolithe of Mikołajów; 6 — sediments composed of serpentinite fragments; 7 — serpentinite; 8 — ancient rack-railway line; 9 — localization of outcrops

czających informacji dostarczają: sposób występowania takich fragmentów skalnych, ich stosunek do utworów dolnego karbonu, jak również sam styl budowy geologicznej i tektoniki większego wycinka obszaru. Zwykle obserwuje się wtedy chaotyczną strukturę, przejawiającą się nieciągłością wydzieleni litologicznych i dysharmonijną tektoniką. Bardzo często na takim obszarze obserwuje się duże nagromadzenie wyłącznie odwróconych skrzydeł fałdów o orientacji wykluczającej możliwość istnienia tu jakichkolwiek regularnych fałdów. A wszystkie te cechy są typowe, czy wręcz diagnostyczne dla allochtonicznych kompleksów melanżowych (Maxwell, 1959; Hsü, 1968).

Doskonałym przykładem obszaru posiadającego wszystkie wymienione wyżej cechy jest północno-wschodnia część Gór Bardzkich, położona pomiędzy miejscowościami Mikołajów, Wilcza, Bardo i Brzeźnica. Budowę geologiczną tego obszaru przedstawia wycinek mapy geologicznej w skali 1:25 000 wraz z przekrojem (fig. 5), wykonane przez Finckha w 1926 roku. Zarówno mapa, jak i przekrój obrazują trudności, z jakimi borykał się Finckh, próbując wyjaśnić genezę tak zawiłego obrazu intersekcyjnego budowy geologicznej tego obszaru. A trzeba dodać, że autor ten przyjął sytuację wielce uproszczoną, nie uwzględniając takich podstawowych cech struktury jak normalne czy odwrócone położenie serii skalnych oraz orientacja podstawowych elementów tektonicznych.

Przedstawiony powyżej obraz budowy północno-wschodniej części obszaru Gór Bardzkich zdaje się potwierdzać prezentowaną tu ideę allochtonicznej pozycji utworów przedkarbońskich. Najważniejsze jednak znaczenie dla udokumentowania tej idei ma opisany wcześniej profil (fig. 4C), z którego wynika allochtoniczny charakter największych jednostek strukturalnych zbudowanych ze skał przedkarbońskich, jak: pokrywa ślizgowa Zdanowa, megaolistolit Orzecha czy gigantolistolit Mikołajowa. Budowa geologiczna górskiego masywu Łupianki wykazuje bardzo duże podobieństwo do budowy okolic Zdanowa (fig. 1), co sugeruje, że również cały ten masyw, zbudowany ze skał ordowiku, syluru i dewonu jest jednostką allochtoniczną typu pokrywy ześlizgowej.

Ogólnie, te dwa wyprowadzone wyżej wnioski, to znaczy wniosek o allochtonicznej pozycji tych największych jednostek strukturalnych w Górach Bardzkich oraz wniosek o melanżowym (a więc również allochtonicznym) charakterze budowy obszarów typu północno-wschodniej części Gór Bardzkich, są zdaniem autora wystarczającą podstawą do uznania allochtonicznej pozycji całości utworów przedkarbońskich w Górach Bardzkich.

Opisane powyżej utwory olistostromowe i olistotrymmatowe nie stanowią jedynych elementów składowych allochtonu w Górach Bardzkich. Powyżej utworów olistotrymmatowych ogniwa Ostroga autor stwierdził potężne jednostki tektoniczno-sedymentacyjne, których skała oraz stru-

ktura w pełni uzasadniają przyjęcie dla nich terminu płaszczowina sedymentacyjna czy też płaszczowina ześlizgowa⁴.

Autor niniejszej pracy, dla jednostek tego typu zaproponował termin *olisthonappe* (Wajsprych, 1979), jakkolwiek uważa, że obydwie terminy *płaszczowina sedymentacyjna* i *płaszczowina ześlizgowa* bardzo

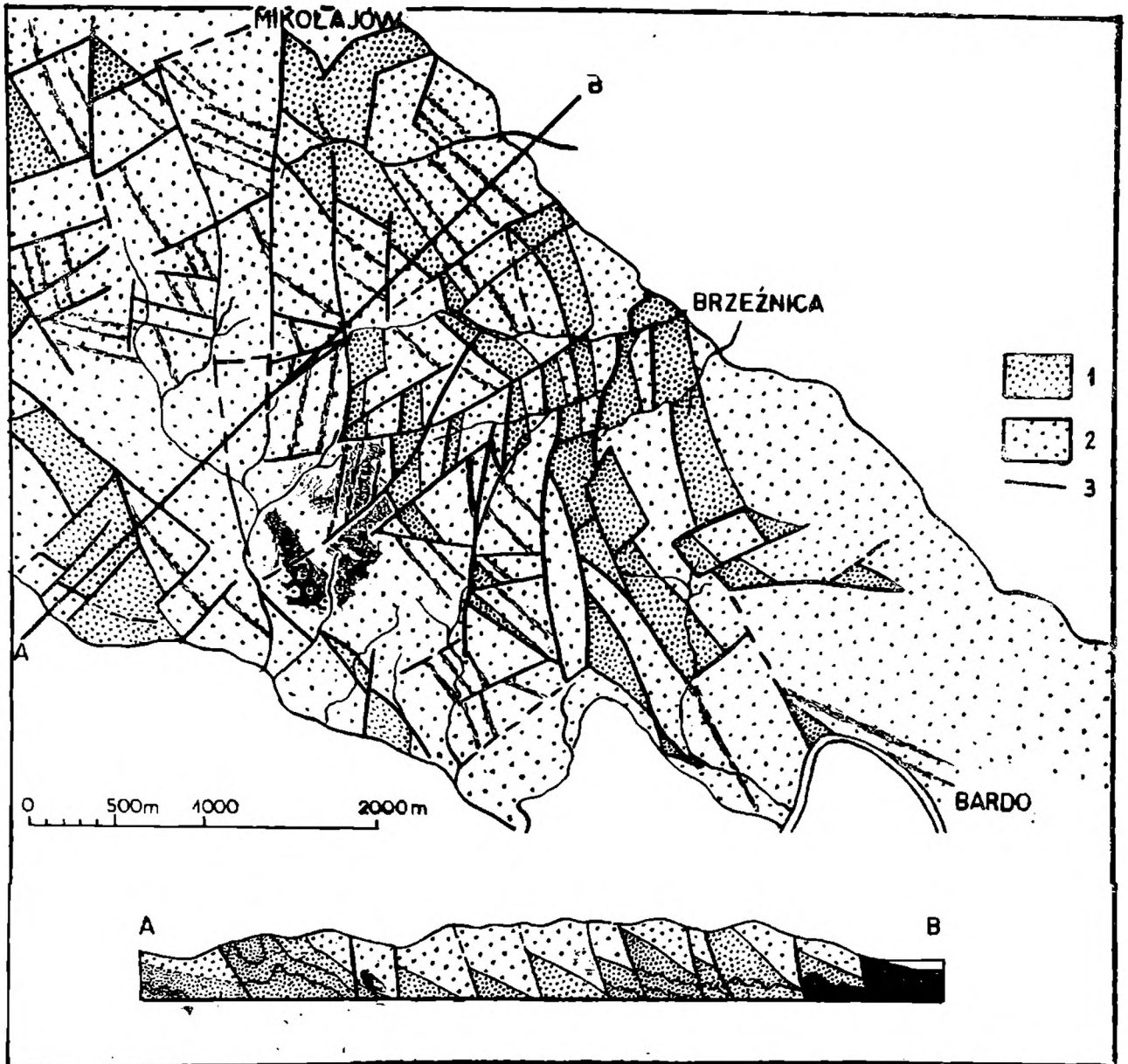


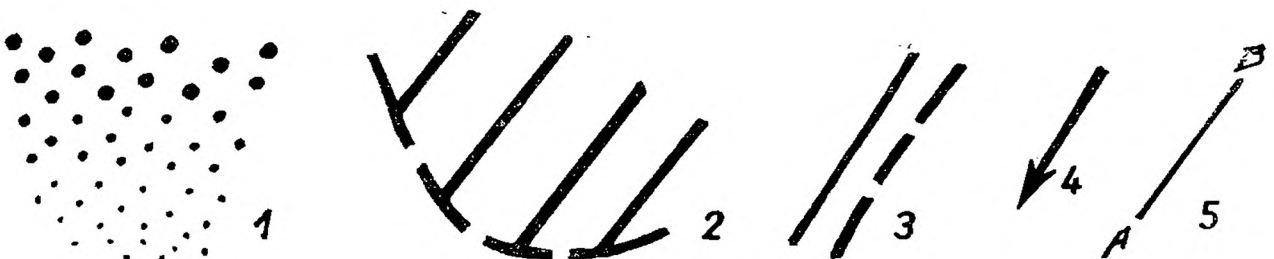
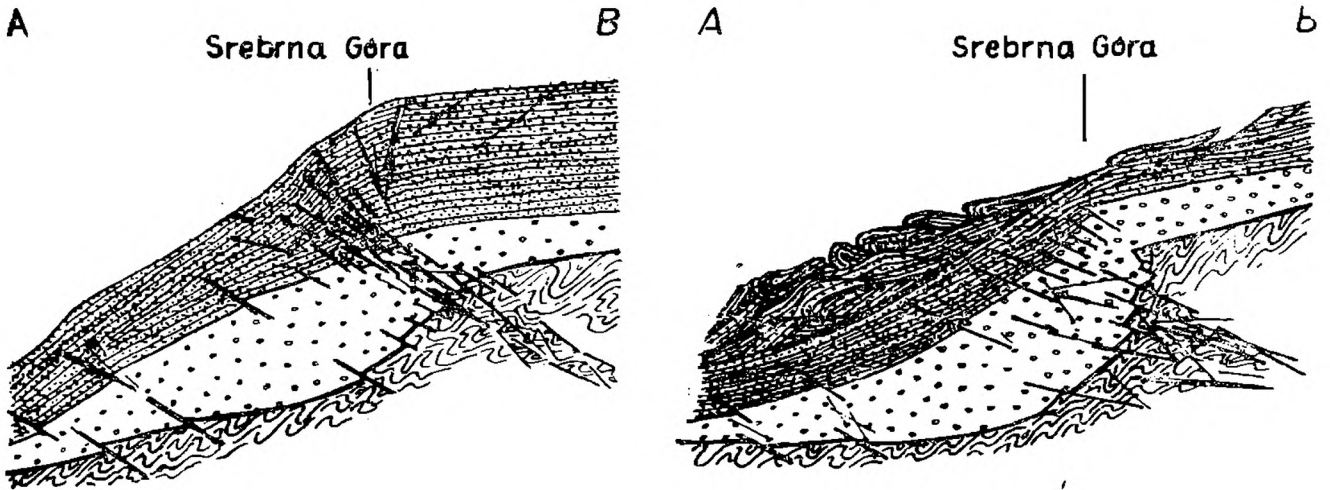
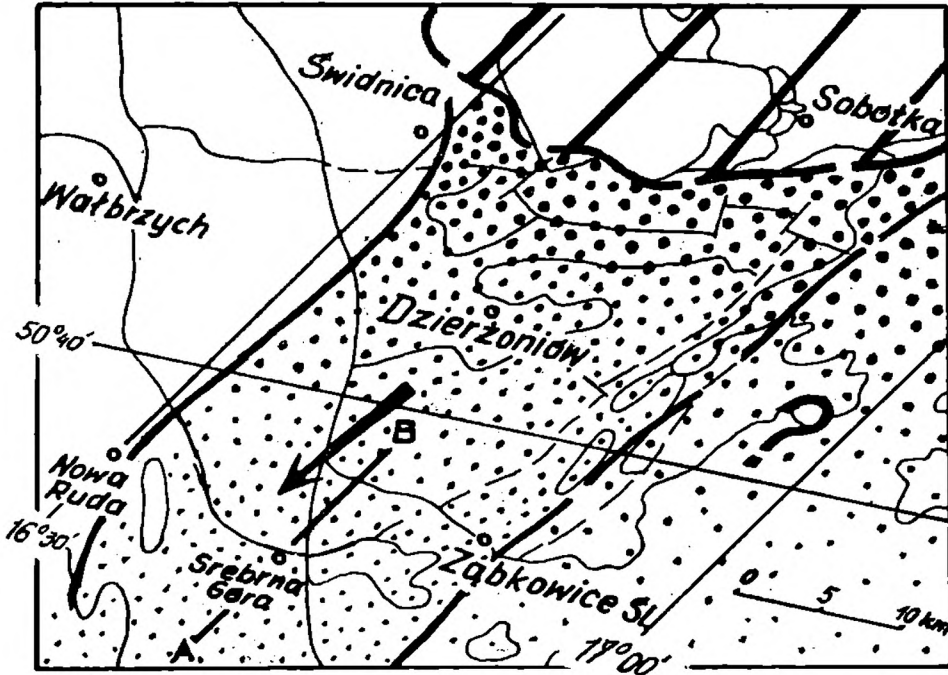
Fig. 5. Wycinek mapy geologicznej arkusza Zabkowice Śląskie i przekrój geologiczny (wg Finckha, 1926). 1 — utwory przedkarbońskie; 2 — utwory dolnego karbonu; 3 — uskoki

Fig. 5. Geological map (fragment of Zabkowice Śląskie sheet) and geological cross-section (after Finckh, 1926). 1 — pre-Carboniferous rocks; 2 — Lower Carboniferous rocks; 3 — faults

⁴ Terminy „płaszczowina sedymentacyjna” i „płaszczowina ześlizgowa” odpowiadają „sedimentary nappe” i „sliding nappe”, użytym przez Schwana (1974, str. 253).

plastycznie oddają istotę opisywanych struktur. Natomiast termin olisthonappe, jak się wydaje, dzięki przedrostkowi olistho-, lepiej pasuje do zwartego systemu pojęć opisujących utwory powstałe w efekcie delapsji, to znaczy procesów resedymtacji poprzez grawitacyjne ześlizgi (termin delapsja zaproponowany został przez Hoedemaekera, 1973).

Wyniki badań geologicznych wskazują, że na całym obszarze Gór



Bardzkich występują najprawdopodobniej trzy takie płaszczowiny sedymentacyjne. Cechą wspólną tych jednostek jest bardzo duży udział skał dolnego karbonu w ich budowie. Bardzo istotny jest również fakt, że całość utworów dolnego karbonu wchodzących w skład płaszczowin sedymentacyjnych jest wykształcona w facji fliszowej. Ponadto obszar zajęty przez dolnokarbońskie osady fliszowe budujące płaszczowiny sedymentacyjne, a tym samym znajdujące się w pozycji allochtonicznej jest znacznie większy od obszaru zajętego przez autochtoniczne osady fliszu dolnego karbonu. W świetle tych danych w pełni zrozumiałą jest fakt, że obraz rozkładu facji, jak wynika z analizy cech sedymentologicznych i składu petrograficznego na całym obszarze Gór Bardzkich, jest pełen sprzeczności. Sprzeczności te były bardzo trudne do wyjaśnienia na podstawie modelu kaledońsko-warycyjskiej struktury Gór Bardzkich, natomiast założenie allochtoniczności eliminuje je w prosty sposób. Warto też nadmienić, że te właśnie sprzeczności w rozkładzie facjalnym osadów dolnego karbonu stanowiły podstawę tak szerokiego rozwiązania problemu allochtoniczności w Górach Bardzkich. W chwili obecnej, kiedy nie jest jeszcze w pełni rozpoznana południowa część Gór Bardzkich (to znaczy obszar położony na południe od rzeki Nysy Kłodzkiej), za osady autochtoniczne z całą pewnością możemy uznać tylko osady formacji z Nowej Wsi i formacji ze Srebrnej Góry, występujące na niewielkim obszarze położonym wzdłuż granicy z krą gnejsową Sowich Gór i w części północno-zachodniej Gór Bardzkich w rejonie miejscowości Dzikowiec (fig. 2). Na całym pozostałym obszarze północnej części Gór Bardzkich skały dolnego karbonu znajdują się w pozycji allochtonicznej. Zagadnienie obszarów źródłowych tych skał nie zostało do tej pory w pełni rozwiązane, to znaczy nie zostało dotąd rozwiązane pochodzenie wszystkich petrograficznych odmian dolnokarbońskich piaskowców występujących w Górach Bardzkich. Zdaniem autora, zasadnicza część omawianych piaskowców pochodzi z obszaru północnej części pierwotnego zbiornika Gór Bardzkich, która rozpościerała się na obszarze kry gnejsowej Sowich Gór (fig. 6). Zgodnie z tym poglądem w końcowej fazie rozwoju

Fig. 6. Paleogeograficzny szkic pierwotnego zasięgu zbiornika Gór Bardzkich i schemat ideowy obrazujący sposób formowania się allochtonicznej pozycji piaskowców dolnego karbonu (typu piaskowców formacji Srebrnej Góry). 1 — obszar zbiornika Gór Bardzkich. Zmiany grubości kropek szrafury odzwierciedlają zmiany facjalne w basenie fliszowym; 2 — obszar źródłowy dla osadów grupy Gór Bardzkich; 3 — granice zbiornika Gór Bardzkich. Przypuszczalny lateralny zasięg sedymentacji fliszowej typu piaskowców formacji Srebrnej Góry jest przedstawiony linią przerywaną; 4 — kierunek głównego transportu materiału detrytycznego; 5 — linia przekroju

Fig. 6. Paleogeographic sketch of primary extent of Bardzkie Mts. Basin and idealized schemes showing origin of allochthonous position of Lower Carboniferous sandstones. 1 — area of Bardzkie Mts. Basin, changes in dott diameter reflect variation in sedimentary facies; 2 — source area for the Bardzkie Mts. Group deposits; 3 — margins of Bardzkie Mts. Basin, supposed lateral extent of flysch sedimentation (of the type of Srebrna Góra Sandstone Formation) is shown by dashed line; 4 — main transport directions for detrital material; 5 — cross-section line

zbiornika Gór Bardzkich kra gnejsowa Sowich Gór została wypiętrzona i wychylona ku południowi, a przykrywające ją osady dolnego karbonu zsunęły się w głębsze partie zbiornika (fig. 6C). Pod względem składu petrograficznego te osady są identyczne z piaskowcami ze Srebrnej Góry i nie stoi nic na przeszkodzie, by je uznać za piaskowce formacji ze Srebrnej Góry, tyle że znajdujące się w pozycji allochtonicznej. Identyeczność składu petrograficznego stanowi dużą trudność w rozdzieleniu utworów autochtonicznych od allochtonicznych. Obok danych kartograficznych bardzo istotnym kryterium jest tu charakter facjalny tych osadów. Piaskowce przytransportowane z obszaru kry Sowich Gór są osadami proksymalnymi w stosunku do autochtonicznych osadów formacji ze Srebrnej Góry, co wynika już z uproszczonego schematu paleogeograficznego przedstawionego na figurze 6 a. Duża część piaskowców dolnokarbońskich w Górach Bardzkich różni się jednak bardzo wyraźnie swoim składem petrograficznym od piaskowców ze Srebrnej Góry (fm). Wymienić tu można piaskowce z rejonu Brzeźnicy (formujące strukturę określaną jako sedymentacyjna płaszczowina Brzeźnicy) oraz piaskowce z okolic Młynowa w dolinie Nysy Kłodzkiej, które najprawdopodobniej również znajdują się w pozycji allochtonicznej. Przez analogie z interpretacją pochodzenia allochtonicznych piaskowców ze Srebrnej Góry (fm), jest wielce prawdopodobne, że również wspomniane piaskowce z rejonu Brzeźnicy i Mikołajowa pochodzą z innych niszczonych w tym samym czasie partii zbiornika Gór Bardzkich. O tym, że osady te mogą pochodzić z jednego zbiornika świadczy fakt, że całość tych osadów jest wykształcona w facji fliszu. Pełna rekonstrukcja całego zbiornika i tym samym rozwiązanie zagadnień obszaru źródłowego tych piaskowców będzie możliwa dopiero po szczegółowym opracowaniu całego obszaru Gór Bardzkich.

W przeprowadzonej powyżej dyskusji zostały przedstawione przesłanki dające podstawę do określenia allochtonicznej pozycji całości skał osadowych ordowiku, syluru i dewonu w Górach Bardzkich, jak również przeważającej części skał osadowych dolnego karbonu. Ponadto ustalono allochtoniczność dużego ciała gnejsowego odsłaniającego się w północno-wschodniej części Gór Bardzkich, w rejonie Mikołajowa. Dla pełni obrazu konieczne jest krótkie scharakteryzowanie jeszcze jednego składnika allochtonu bardzkiego, a mianowicie serpentynitów, a mówiąc ściślej ofiolitów. Zagadnienie to jest obecnie przygotowywane do publikacji.

W górnym odcinku potoku Stobna, w północno-wschodniej części Gór Bardzkich, w stropowej części kompleksu melanzowego autor stwierdził osady zbudowane w 100% z materiału ofiolitowego (fig. 2). W dużej mierze są to osady prądów zawieszinowych. Budowa geologiczna większego obszaru wskazuje ponadto, że serpentynitowo-gabrowy masyw Grochowej-Braszowic (termin według Oberca, 1972), położony na pół-

nocny wschód od Gór Bardzkich (fig. 1 i 2) jest elementem allochtonicznym. Element ten zdefiniowany jako ofiolitowa płaszczowina sedymentacyjna⁵ (Wajsprych, 1979) położony jest w stropowej części melanżowego kompleksu Zdanowa. Oznacza to, że północną i wschodnią granicę Gór Bardzkich jako jednostki geologicznej należy przesunąć ku północy i wschodowi, tak aby objęty został cały obszar występowania serpentynitów masywu Grochowej-Braszowic.

Reasumując, w skład allochtonu Gór Bardzkich wchodzi skały osadowe ordowiku, syluru, dewonu i dolnego karbonu, skały krystaliczne (gnejsy gigantolistolitu Mikołajowa) oraz ofiolity (ofiolitowa płaszczowina sedymentacyjna Grochowej-Braszowic). Skały osadowe ordowiku, syluru i dewonu pochodzą w całości z obszaru Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Obszarem źródłowym gnejsów gigantolistolitu Mikołajowa była niewątpliwie kra Sowich Gór, natomiast ofiolity zostały przetransportowane z północy i są fragmentem ofiolitowego masywu Gogołów-Jordanów rozciągającego się wzdłuż północnej krawędzi kry gnejsowej Sowich Gór (fig. 1). Skały osadowe dolnego karbonu występujące w pozycji allochtonicznej w Górach Bardzkich pochodzą najprawdopodobniej z różnych fragmentów samego zbiornika Gór Bardzkich, niszczone w końcowych fazach rozwoju tego zbiornika.

Generalnie, w melanżowym kompleksie Zdanowa wydzielić można dwie grupy składników, to znaczy grupę składników zupełnie nie związanych z sedymentacją w zbiorniku Gór Bardzkich i grupę składników pochodzących już z tego zbiornika a powstałych w efekcie procesu określonego często jako autokanibalizm zbiorników fliszowych. Hsü (1968) kierując się podobnym kryterium⁶, wydziela w obrębie melanżu *exotic rocks* oraz *native rocks*. Jako odpowiedniki polskie tych terminów autor proponuje terminy *skały* albo *składniki egzotyczne* oraz *skały* albo *składniki rodzime*. Zgodnie z tym składnikami egzotycznymi allochtonu Gór Bardzkich są skały osadowe ordowiku, syluru i dewonu oraz gnejsy i ofiolity, natomiast składnikami rodzimymi są skały osadowe dolnego karbonu.

⁵ Termin „płaszczowina” w odniesieniu do dużych ciał allochtonicznych zbudowanych ze skał zasadowych i ultrazasadowych jest często spotykany w literaturze: Graciansky (1969, 1972) — *nappe des diabases, nappe des peridotite*; Abbate et al. (1973) — *ophiolite nappes*; Glennie et al. (1973) — *Semail Ophiolite Nappe*; Bernoulli et al. (1974) — *diabase nappe, peridotite nappe*.

⁶ „...Each melange includes both exotic and native blocks and a matrix. Native blocks are disrupted brittle layers which were once interbedded with the ductily deformed matrix. Exotic blocks are tectonic inclusions detached from some rock-stratigraphic units foreign to the main body of the units”.

Powyższa definicja wskazuje, że pomimo różnic w pojmowaniu genezy melanżu (tektonicznej według Hsü, 1968; i sedymentacyjnej według autora niniejszej pracy) terminy te, jako czysto opisowe, w obydwóch przypadkach melanżu zachowują swój sens, wynikający z tej definicji.

ZAKOŃCZENIE

Jednym z elementów przedstawionej powyżej koncepcji allochtonicznej natury sekwencji skalnych ordowiku, syluru i dewonu w Górach Bardzkich jest zagadnienie obszarów źródłowych tych skał. Zagadnienie to zostało rozwiązane na bazie ogólnego modelu sedymentacji dolnego karbonu w zbiorniku Gór Bardzkich, szczegółowo prezentowanego w innej pracy autora (Wajsprych, 1978). Zgodnie z tym modelem powstanie olistonu Gór Bardzkich uwarunkowane było procesami orogenezy Gór Kaczawskich. Formujące się Góry Kaczawskie były głównym źródłem detrytycznego materiału skalnego budującego zarówno melanżowy kompleks Zdanowa jak i fliszowe osady yformacji ze Srebrnej Góry (identyczność składu petrograficznego obydwóch tych jednostek podkreślano już w trakcie ich opisu). Oznacza to, że zasadnicze fałdowanie Gór Kaczawskich przebiegało w przedziale czasowym, w jakim formował się oliston Gór Bardzkich, to znaczy w czasie obejmującym schyłek wizenu wczesnego, cały wizen środkowy i niższą część wizenu późnego (patrz fig. 3).

Wyprowadzony powyżej wniosek pozwala na potraktowanie problemu wieku fałdowania w Górach Kaczawskich jako testu określającego w niezależny sposób stopień prawdopodobieństwa głównej tezy prezentowanej pracy, to znaczy tezy o allochtonicznym charakterze utworów ordowiku, syluru i dewonu w Górach Bardzkich. Jako pozytywnego wyniku takiego testu należałoby oczekiwać zgodności oceny wieku fałdowania Gór Kaczawskich, wynikającego z modelu sedymentacji w Górach Bardzkich z jednej strony i z danych stratygraficznych z obszaru samych Gór Kaczawskich z drugiej strony. Przeprowadzenie takiego porównania wymaga jednak zanalizowania wzajemnego stosunku sedymentacji i orogenezy.

Zgodnie z cytowanym już poglądem autora fałdowanie Gór Kaczawskich trwało przez stosunkowo długi okres czasu, a jego początek nastąpił pod koniec wczesnego wizenu. Nie oznacza to jednak, że w tym samym momencie na obszarze deformowanej eugeosynkliny musiała ulec przerwaniu sedymentacja. Należy raczej sądzić, że sedymentacja trwała tam w dalszym ciągu, z tym że bardzo ostrej zmianie uległo najprawdopodobniej środowisko sedymentacji. Można przypuszczać, że w analizowanym momencie, to znaczy pod koniec wczesnego wizenu, zakończyła się definitywnie spokojna sedymentacja typu pelagicznego, a rozpoczęła gwałtowna sedymentacja, którą można określić jako sedymentację synorogeniczną. Sedymentacja synorogeniczna, przybierając różne formy (o jej charakterze mówi wykształcenie poszczególnych elementów olistonu Gór Bardzkich) trwała już do końca orogenezy, to znaczy w przybliżeniu do czasu kiedy Góry Kaczawskie zostały wypiętrzone. Nastąpiło to w środkowej części późnego wizenu (Wajsprych, 1978).

Dotychczasowe dane stratygraficzne z obszaru Gór Kaczawskich tylko częściowo potwierdzają przedstawioną powyżej koncepcję. Urbanek (1975) udokumentowała obecność górnego dewonu, który reprezentowany jest przez zmetamorfizowane łupki ilaste i krzemionkowe, a Chorowska (1975) oraz Chorowska i Sawicki (1975) w zmetamorfizowanych wapieniach zachodniej części Gór Kaczawskich udokumentowała najniższy karbon. Dopiero najnowsze odkrycie Chorowskiej (inf. ustna), która stwierdziła obecność zmetamorfizowanych osadów górnego wizu w Górach Kaczawskich, ma istotne znaczenie dla diskutowanego problemu. Według wstępnej oceny autorki (Chorowska, inf. ustna) górnowizeńskie osady Gór Kaczawskich wykształcone są w facji fliszowej, a być może olistostromowej.

Wnioski dotyczące wieku i sposobu wykształcenia najmłodszych z dotychczas udokumentowanych osadów Gór Kaczawskich zdają się potwierdzać pogląd autora na problem wieku fałdowania w Górach Kaczawskich. Tym samym, zgodnie z założeniami skonstruowanego wyżej testu, wnioski te można również traktować jako argumenty na korzyść głównej tezy prezentowanej pracy, to znaczy tezy o allochtonicznej pozycji serii skalnych ordowiku, syluru i dewonu w Górach Bardzkich.

*Maszynopis nadesłano V 1977,
przyjęto do druku IX 1977*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Abbate E., Bortolotti P., Passerini P. (1970), Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geol.*, 4., 3/4, p. 521—558. Amsterdam.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. (1973), Major structural events related to ophiolites of the Tethys Belt, in: *Internat. Sympos. on Ophiolites in the Earth's Crust, Moscow 1973, Publication no. 31 of the Centro Studi Geol. Appennine.*
- Bernoulli D., Graciansky de P. Ch., Monod O. (1974), The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean Islands. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 67, 1, p. 39—90.
- Birkenmajer K. (ed.). (1975), *Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej.* Wyd. Geol., p. 63, Warszawa.
- Chorowska M. (1973), *Stratygrafia wapieni węglowych Gór Bardzkich na podstawie konodontów.* *Kwart. Geol.* 17, p. 917—918, Warszawa.
- Chorowska M. (1975), *Utwory dewonu górnego i karbonu dolnego na południowym obszarze Gór Kaczawskich.* *Prz. Geol.* 23, p. 128, Warszawa.
- Chorowska M., Sawicki L. (1975), *O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich.* *Kwart. Geol.* 19, p. 261—276, Warszawa.
- Crowell J. C. (1957), *The origin of pebbly mudstones.* *Bull. Geol. Soc. America.* 68, p. 993—1010, Boulder.
- Dahlgrün F., Finckh L. (1924), *Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien.* *Jb. d. Preuss. Geol. L. A.* 44. Berlin.

- Dathe E. (1904), Blatt Neurode und Erläuterungen, Berlin.
- Fedorowski J. (1971), Aulophyllidae (Tetracoralla) from the upper Visean of Sudetes and Holly Cross Mountains. *Paleontologia Polonica*. 24, Warszawa.
- Finckh L. (1926), Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Frankenstein, Berlin.
- Flores G. (1955), Discussion, in: *Proc IV World Petroleum Congr., Rome 1955*, Sec. I (A)2, p. 259—275, Roma.
- Flores G. (1959), Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. *Proc. V World Petroleum Congr., New York*. Sec. 1, p. 259—275, New York.
- George T. N. (1969), British Dinantion Stratigraphy. *Compte Rendu 6e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, Sheffield 1967, 1, pp. 193—218.
- Glennie K. W., Boeuf M. G. A., Hughes Clarke M. W., Moody-Stuart M., Pilaar W. F. H., Reinhardt B. M. (1973), Late Cretaceous nappes in Oman Mts. and their geologic evolution. *AAPG Bull.*, 57, p. 5—27.
- Görler K., Reutter K. J. (1968), Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. *Geol. Rundschau*. 52, p. 484—514, Stuttgart.
- Górecka T., Mamet B. (1970), Sur quelques microfaciés carbonatés paléozoïques des Sudètes polonaises (Monte de Bardo). *Rev. de Micropaleont.* 13, p. 155—164, Paris.
- Graciansky P. de (1967), Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne: relations entre les autres unités charriées et avec des terrains autochtones. *C. v. Acad. Sci.* 264, 2876—1879.
- Graciansky P. C. de (1972), Recherches géologique dans le Taurus Lycien Occidental. Thèse, Univ., Paris.
- Greenly E. (1919), The geology of Anglesey. *Mem. Geol. Survey Great Britain*, London.
- Grocholski W. (1961), Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsowego Sowich Gór. Tectonics of the South-Western border of the Sowie Mts. gneiss block (Sudetes Mts.). *Studia. geol. pol.* 8, Warszawa.
- Gunia T., Górecka T. (1960), O nowym stanowisku fauny dolnokarbońskiej w okolicy Wojborza. A new occurrence of Lower Carboniferous fossil fauna near Wojbórz (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30, p. 315—326, Kraków.
- Harrison J. V., Falcon N. L. (1934), Collapse structures. *Geol. Mag.* 71, p. 529—539, Cambridge.
- Harrison J. V. (1936), Gravity collapse structures and mountain ranges as exemplified in south-western Iran. *Quart. Geol. Soc.* 92, p. 91—102, London.
- Haydukiewicz J. (1974), Upper Devonian conodonts from Mikołajów Slates, Bardo Mts., Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 21, 3—4, p. 233—236, Warszawa.
- Haydukiewicz J. (1977), Stratygrafia serii zdanowskiej w północnej części struktury bardzkiej na podstawie konodontów. Praca doktorska, nie publikowana. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, p. 48, Wrocław.
- Hoedemaeker Ph. J. (1973), Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Martalla (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta geol.* 19, p. 207, Leiden.
- Hsü K. J. (1968), Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. Geol. Soc. Am.* 79, p. 1963—1975.
- Mamet B. L. (1976), An atlas of microfacies in Carboniferous carbonates of the Canadian Cordillera. *Geol. Surv. Bull.* 255, p. 131, Ottawa.
- Maxwell J. C. (1959), Turbidite, Tectonic and gravity transport, northern Apennine Mts., Italy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 43, p. 2701—2719, Tulsa.
- Oberc J. (1953), Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 21, p. 415—451. Kraków.

- Oberc J. (1957), Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów, Warszawa, p. 284.
- Oberc J. (1972), Budowa geologiczna Polski: Sudety i obszary przyległe. Tektonika T. IV, cz. 2, Wyd. Geol., Warszawa.
- Oberc J. (1973), Die Entwicklung der Sudeten und des vorsudetischen Blockes während des Devons und Karbons. *Zbl. Geol. Paläont.* Teil. I. H. 9/10, p. 317—355, Hannover.
- Oberc J. (1977), Besteht ein kaledonisches Tektogen in Südpolen? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1, p. 56—63, Stuttgart.
- Päckelmann W. (1931), Die Fauna des deutschen Unterkarbons. *Abh. d. Preuss. Geol. L. A. N. F.*, 131, Berlin.
- Rhodes F. H. T., Austin R. L. Druce E. C. (1969), British Avonian (Carboniferous) conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation. *British Mus. (Nat. Hist.) Bull., Geology Supp.* 5, p. 313, London.
- Rhodes F. H. T., Austin R. L. (1971), Carboniferous conodont faunas of Europe. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 127, p. 317—352, New York.
- Richter D. (1973), Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olistoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tectogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 143, 3, p. 304—344, Stuttgart.
- Richter D., Mariolakos I. (1973), Olisthothrymma, ein bisher nicht bekanntes tekto-sedimentologisches Phänomen in Flysch-Ablagerungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 142, p. 165—190, Stuttgart.
- Sawicki L., Teisseyre H. (1969), Mapa geologiczna Sudetów. Geological Map of the Sudetes. Skala 1 : 500 000, Warszawa.
- Schwan W. (1974), Flysch, Olisthostrome und Gleitdäcken im Harz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 125, p. 253—267, Hannover.
- Śkandy J. (1972), Preliminary results of micropaleontological studies on the Zdanów Series, (Central Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci.* 20, p. 221—225, Warszawa.
- Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J. (1957), Geologia regionalna Polski. 3. p. 300, Kraków.
- Urbanek Z. (1975), On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci.* 20, p. 167—171, Warszawa.
- Wajsprych B. (1979), Litostratygrafia formalna olistonu Gór Bardzkich, Sudety, Praca doktorska, nie publikowana. Archiwum ZNG PAN, Warszawa.
- Wajsprych B. (1979), Litostratygrafia formalna olistonu Gór Bardzkich, Sudety, wizen. Formal lithostratigraphy of the Oliston of the Bardzkie Mts., Sudetes, Visean. *Acta geol. pol.* in press, Warszawa.
- Żakowa H. (1963), Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. *Kwart. Geol. T.* 7, z. 1.

SUMMARY

Abstract: The entire Ordovician, Silurian, and Devonian rocks of the Bardzkie Mts. form a giant sedimentary complex with chaotic structure which is interpreted here as melange and distinguished as „melange complex of Zdanow”. Additionally, the crystalline rocks, ophiolites, and Lower Carboniferous sedimentary rocks are found within the melange. Three rock units, differing in structure, are distinguished in the melange profile. The lowermost unit is composed of olisthostrome deposits (megabreccias of the Orzech Mt. Member) which gradually pass upward into megabreccias of olisthorymmata type (megabreccias of the Ostróg Mt.

Member). At the top of the melange, large tectono-sedimentary units of sedimentary nappe (olistonappe) type are present. The melange was deposited at a final stage of the Bardzkie Mts. basin evolution, i.e., in the lower part of Late Visean. Source area for the pre-Carboniferous deposits is thought to be an eastern part of the then forming Kaczawskie Mts. orogeny. The Lower Carboniferous deposits were derived from destroyed fragments of the Bardzkie Mts. Basin itself.

GEOLOGICAL SETTING

Bardzkie Mts. represent, themselves, one of the large geological units of the Middle Sudetes. Its regional position in relation to some other major units of the region is shown in Figure 1. The unit is composed of the Ordovician, Silurian, Devonian, and Lower Carboniferous rocks. For simplicity, however, a division into the pre-Carboniferous and the Lower Carboniferous rocks will also be used here.

Lithostratigraphy of the pre-Carboniferous rocks of the Bardzkie Mts. is as follows: the oldest are Ordovician sandstones and quartzites; overlying are the Silurian lydites and graptolitebearing shales; whole the above (younger) rock sequence, lithologically monotonous and lacking fauna, was considered by previous authors as a separate lithostratigraphic unit of Lower to Middle Devonian age and informal termed „Zdanów Beds”¹ (Oberc, 1957, 1973). More recently, however, Haydukiewicz (1974, 1977) has shown on the basis of conodont fauna that complete Devonian profile is represented within the Zdanów Beds.

The Zdanów Beds are comprised of shaly mudstones, clayey shales, clayey-siliceous and siliceous shales. Within this rock sequence, radiolarites are also found to be quite common in various parts of the profile (Skandy, 1972; Haydukiewicz, 1974). Towards the top of the Zdanów Beds a considerable increase in the amount of siliceous sediments is observed, this suggesting persistence of deep regime throughout the Devonian time. Lithostratigraphy of the Lower Carboniferous rocks of Bardzkie Mts. is discussed separately.

In all of the previous studies, the Bardzkie Mts. were considered as a fragment of broad Caledono-Variscan geosyncline. The Bardzkie Mts. unit was thought therefore to be of complex origin and interpreted as formed during a considerably long time (from Ordovician to Lower Carboniferous inclusive), with the sedimentation being frequently interrupted by orogenic movements. Such a model of the Bardzkie Mts. evolution was discussed in detail by Oberc (op. cit.). In his opinion, the earliest folding took place in the region discussed immediately after the deposition of Zdanów Beds, i.e., after the Lower Devonian. After the Middle Devonian, which was thought by this author to represent a stra-

¹ In lithostratigraphic division proposed by the present author this term is abandoned and its geographic component is used to name a new lithostratigraphic unit: melange of Zdanów complex.

tigraphic gap, two successive marine transgression (in the Upper Devonian and Lower Carboniferous, respectively) took place, these also being separated by a sedimentary gap.

It seems clear now that this picture of the Bardzkie Mts. evolution should be considerably changed when the results of Haydukiewicz (op. cit.) are taken into account. This is primarily because a continuity of sedimentation throughout the Devonian has been evidenced by the latter author.

New field observations of the present author indicate that the pre-Carboniferous rocks form part of a large allochthonous rock-complex (melange) and the Bardzkie Mts. basin originated perhaps not till the Lower Visean. Source area for the Ordovician, Silurian, and Devonian rocks of this complex is recognized to be the eastern part of the Kaczawskie Mts. (Wajsprych, 1978).

The Kaczawskie Mts. are composed of folded and epizonally metamorphosed eugeosynclinal deposits. Sedimentary rocks represent main lithological component of this sequence and these are predominated by clayey shales, clayey-siliceous and siliceous shales accompanied by rocks of volcano-sedimentary complex (mainly greenstones). The problem of the age of folding and metamorphism in this region is closely related to the present author's general concept and is therefore discussed in the end of this summary.

STRATIGRAPHY AND SEDIMENTATION OF THE LOWER CARBONIFEROUS DEPOSITS

In the vertical profile of the Lower Carboniferous deposits of Bardzkie Mts., three lithostratigraphic units are formally distinguished by the present author. In ascending order these are: the Nowa Wieś Formation, the Srebrna Góra Formation, and the Zdanów complex (Fig. 3). These three units together form a higher order lithostratigraphic unit, namely the Bardzkie Mts. Group. In this paper, an informal term „olisthon of the Bardzkie Mts.” is also used and this (genetic) term is an equivalent of the formal (descriptive) term „Bardzkie Mts. Group”. The term „olisthon” has been adopted here, according to Hoedemaeker's (1973) definition, to emphasize the resedimented nature of the entire rock-sequence comprising the Bardzkie Mts. Group. The stratigraphic position and the time interval of formation of the olisthon of Bardzkie Mts. are shown in Figure 3.

The Nowa Wieś Formation is represented by sedimentary breccias, conglomerates and subordinate sandstones, the sequence being composed of gneissic material and limestone material in its lower and upper portions, respectively. Field evidence (Wajsprych, op. cit.) suggest that the deposits resulted from gravitational sliding of loose debris from the surface of the Sowie Mts. „gneissic floe”.

The sandstones of Srebrna Góra Formation are typical flysch deposits developed in distal facies, their deposition being associated with the orogenic processes in the Kaczawskie Mts. eugeosyncline (Wajsprych, 1978).

The melange of Zdanów complex (shortened term „Zdanów Melange” is also used here) is a thick layer of deposits which exhibit complicated, chaotic structure and variable petrographic composition. The term „melange” is used here according to Greenly (1919) as a purely descriptive term designating a deposit being a mixture of highly variable components.

LITHOLOGY AND STRUCTURE OF THE MELANGE

The most completely developed vertical profile of melange complex is between the vicinities of Zdanów and Mikołajów, along an ancient rack-railway line (see Fig. 2).

The vertical profile of the Zdanów Melange shows a clear tripartition in the area. Its lowermost portion exhibits numerous features which are generally thought to be typical for olisthostrome (according to the definition of Flores, 1955, 1959; see also Abbate et al., 1970, and Hoedemaeker, 1973). The particular olistoliths are up to tens of metres in their diameter. An olistolith of Upper Devonian clayey-siliceous shales exposed on the Orzech Mts. is more than 100 m long, and 8 to 12 m thick.

The outcrops in the vicinity of Zdanów, when combined, show that the Silurian and Devonian rocks cropping-out in area of about 4 km² (Fig. 2) represent, themselves, an allochthonous rock body of slide-sheet nature (sensu Harrison and Falcon, 1934, and Harrison, 1936). This is termed, therefore, „Zdanów slide sheet” and seems to be included into the olisthostrome (Fig. 4).

One of most striking features of the olisthostrome deposits is the considerable amount of pelitic- and silt-material in their matrix composition. Only at very top of the olisthostrome a rapid decrease in the amount of the latter materials is observed, this being accompanied by a respective sharp increase in the mean size of the olisthostrome's components. These changes result in a continuous transition from the olisthostrome into a megabreccia, the latter being composed of large blocks which are several metres to tens of metres in diameter, although numerous rock-plates show diameter of hundred of metres. This deposit shows several analogies to the olistothrymmata of Richter (1973) and Richter and Mariolakos (1973). One of the largest components of the olistothrymmata unit above is the gneissic gigantolistolith of Mikołajów (sensu Görler and Reutter, 1968).

In formal lithostratigraphic division, the olistostrome deposits are distinguished as the megabreccias of the Orzech Mt. Member and the olistothrymmata deposits as the megabreccias of the Ostróg Mt. Member.

In the light of the evidence above, the allochthonous nature of the large fragment of pre-Carboniferous rocks seems to be clear. The problem remains, however, whether the entire of this rock sequence is of allochthonous origin. The problem, itself, appears difficult to solve particularly with respect to minor rock fragments (i.e., „minor” in 1:25 000 map scale). In the latter cases, however, an essential evidence is usually supported by: (1) the manner of occurrence of such rock fragments, (2) their relation to the Lower Carboniferous deposits, and (3) the style of geological structure and tectonics of the area. As a rule the chaotic structure of the deposits (manifested as spatial discontinuity of lithologies) and the disharmonic tectonics are observed there. Moreover, the rock series are frequently intensively overturned in such areas and the directional properties of various tectonic elements exclude presence of any kind of regular fold structures. All these features together are typical, if not diagnostic, for allochthonous rock complexes (Maxwell, 1959; Hsü, 1968). As an example, the geological map of the northeastern Bardzkie Mts. (Fig. 5) is presented here after Finckh (1926).

The problem of allochthonous nature of the Bardzkie Mts. rock sequence seems to be more complex in fact and it needs therefore to be considered, in future, in some additional details. Namely, at the top of the Zdanów Melange the present author found some giant tectono-sedimentary units to be present, the order of size and the structure of which both give reasons for the use of terms „sedimentary nappes” or „sliding nappes” (terms after Schwan, 1974, p. 253) for describing their character. It is proposed here to term them „olistonappes” (Wajsprych, 1979). In the Bardzkie Mts., three such olistonappes are probably present. Their common feature is a considerable amount of Lower Carboniferous rocks, the latter being entirely developed in flysch facies.

The allochthonous Lower Carboniferous sandstones (i.e., those present within the olistostrome, olistothrymmata, and olistonappes) occur on a far larger area than that occupied by autochthonous flysch deposits of the Srebrna Góra Formation. The latter occur only as a narrow belt along the margin of Sowie Mts. block and in the vicinity of Dzikowiec (Fig. 2). Source areas for the former deposits are not completely recognized so far. It is thought that a considerable part of them was derived from the area of the Sowie Mts. block which formed, at that time, the bottom of the northern portion of primary Bardzkie Mts. basin (Fig. 6). At a final stage of the basin evolution the Sowie Mts. gneissic floe was uplifted and inclined to the south, and sliding of its (Lower Carboniferous) sedimentary cover into deeper parts of the basin and taken place (Fig. 6). This interpretation is primarily based on the petrographic composition and facies analysis of the sandstones. Their composition appears identical to that of the autochthonous deposits of the Srebrna Góra Formation. As regards the sedimentary facies, both the sand-

stone sequences above represent flysch facies; however the allochthonous sandstones are clearly more proximal, whilst the autochthonous sandstones represent typical distal flysch-facies (Wajsprych, 1978). When transport from the north is considered (as evidenced by paleocurrent data; Wajsprych, 1978), localization of the proximal facies to the north from the distal one seems apparent. Thus, its location on the surface of the Sowie Mts. gneissic floe must be concluded.

Certain part of the Lower Carboniferous deposits (e.g., sandstones in the vicinities of Brzeźnica and Miynów, see Fig. 2) differs, however, in the petrographic composition from the sandstones of Srebrna Góra Formation. Their origin cannot be therefore adequately explained by the model shown in Figure 6. Looking for analogies to the model, these sandstones may be considered as coming from various parts of the Bardzkie Mts. basin and being derived in tectono-sedimentary settings similar to those explained by the model. It seems very probable that the evolution of the Bardzkie Mts. basin was associated, in its final stage, with destroying of its shelf areas and contemporaneous „down-flow” of shelf sediments into central, deeper parts of the basin. This problem is actually investigated by the present author.

In the northeastern Bardzkie Mts., in the vicinity of Miłkołajów deposits being entirely composed of serpentinite material are found. These are mainly represented by turbidites („serpentinite flysch”) and occur at the top of the melange complex of Zdanów. This fact, together with regional geological relations, suggests that the ophiolitic massif of Grochowa-Braszowice (Figs. 1, 2 and 4) represents an allochthonous element. It is defined as the ophiolitic sedimentary nappe (Wajsprych, 1979).

In summary, the components of the Zdanów melange can be grouped into two categories. One is represented by those which display no connection with the sedimentation in the Bardzkie Mts. basin. Second is represented by those melange components which come from the basin itself, their origin being due to the process which may be treated as an „autocannibalism of flysch basin”. These two groups above are named „egzotic components” and „native components”, respectively (terms according to Hsü, 1968). The egzotic components of the Bardo melange are composed of the Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks the crystalline rocks and the ophiolites, whilst the native ones are composed of the Lower Carboniferous sedimentary rocks.

CONCLUDING REMARKS

According to the general model of the Lower Carboniferous sedimentation in Bardzkie Mts. basin (Wajsprych, 1978), the development of Bardzkie Mts. olisthon was caused by the orogenic processes in the Kaczawskie Mts. eugeosyncline. As a consequence of these relations, a conclusion comes out that the orogenesis of the Kaczawskie Mts. eugeosyncli-

ne took place in the time interval of the Bardzkie Mts. olisthon formation, i.e., from the end of early Visean to the Middle Late Visean (see Fig. 3). One would not find, however, direct confirmation of this conclusion in the existing stratigraphic data. The most recent paleontological studies evidenced the presence of epimetamorphic Upper Devonian (Urbanek, 1975) and Lower Carboniferous (Chorowska, 1975) rocks in the Kaczawskie Mts. The problem itself should be considered, perhaps, from the standpoint of synorogenic sedimentation. It is thought here that during the whole time-interval of the Kaczawskie Mts. orogenesis the (synorogenic) sedimentation have taken place. From the other hand, the stratigraphy of rock-sequence of this type appears usually difficult to establish and should be based on a large number of data.

Translated by M. Lorenc

Institute of Geological Sciences
of the Polish Academy of Sciences
50-205 Wrocław ul. Cybulskiego 30