

PALEOZOIK POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSKI

The Paleozoic of southwestern Poland

Andrzej GROCHOLSKI

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski
Al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	69
Wstęp	69
Kambr	72
Ordowik	73
Sylur	76
Dewon	76
Karbon dolny	79
Karbon górny–perm dolny	81
Uogólnienia i wnioski	82
Literatura	84
Summary	88

STRESZCZENIE. Zestawiono wyniki najnowszych badań stratygraficznych i litologiczno-facjalnych nad osadami paleozoicznymi z terenu Polski południowo-zachodniej i obszarów przyległych. Wysunięto tezę, że utwory Barrandienu reprezentują osady morza marginalnego oddzielonego od otwartego oceanu łukiem wysp, którego fragment ciągnie się dziś od metamorfiku kłodzkiego po blok karkonosko-łużycki. Fragmenty paleozoicznej skorupy oceanicznej występują

współcześnie w obrębie regionu Gór Kaczawskich i Bardzkich oraz w północnej części bloku przedsudeckiego. Wysunięto hipotezę, że skorupa ta (wraz ze spoczywającym na niej blokiem gnejsowym Gór Sowich) przyłgnęła, być może w strefie ukośnego przesuwu, do kontynentalnej skorupy Masywu Czeskiego na pograniczu dewonu środkowego i górnego. Poważne poziome przemieszczenia mas skalnych miały miejsce w turneju i w namurze A.

WSTĘP

Badania nad wiekiem i zróżnicowaniem facjalnym utworów określanymi ogólnie jako paleozoiczne, a wchodzących w skład cokołu waryscyjskiego regionu dolnośląskiego, przyniosły szereg nowych, często zaskakujących rezultatów. Prowadzą one do wniosków dotyczących rozwoju tego regionu, który stanowi północno-wschodnią część Masywu Czeskiego i jest zarazem wschodnim odcinkiem wewnętrznej strefy fałdowej waryscydlów europejskich, znanej pod nazwą strefy sasko-turyngskiej. Przylegająca od południa strefa moldanubska uważana jest za masyw śródgórski lub za fragment osiowej części pasma waryscydlów europejskich (Ellenberger, Tamain 1980), podczas gdy przylegająca od północy strefa reno-hercyńska ma stanowić zewnętrzną, miogeosynklinalną część tego pasma.

Tak w klasycznym ujęciu teorii geosynklin przedstawia się zróżnicowanie waryscydlów południowo-zachodniej Polski. Inny model, sformułowany na podstawie tektoniki płyt, przedstawił w 1980 r. Cwojdzinski. Celem niniejszego artykułu nie jest jednak rozstrzygnięcie problemów tektonicznych, lecz analiza porównawcza profili osadów paleozoicznych Sudetów i ich przedpola oraz Masywu Czeskiego i bloku łużyckiego (por. fig. 1). Analiza ta prowadzi do uporządkowania najnowszych informacji z zakresu stratygrafii i zróżnicowania facjalnego, a w dalszej konsekwencji umożliwi wykazanie różnic i podobieństw w budowie geologicznej regionu dolnośląskiego i pozostałej części Masywu Czeskiego. Uzyskane w ten sposób informacje powinny stać się podstawą do rozważań tektonicznych. Szczególnego znacze-

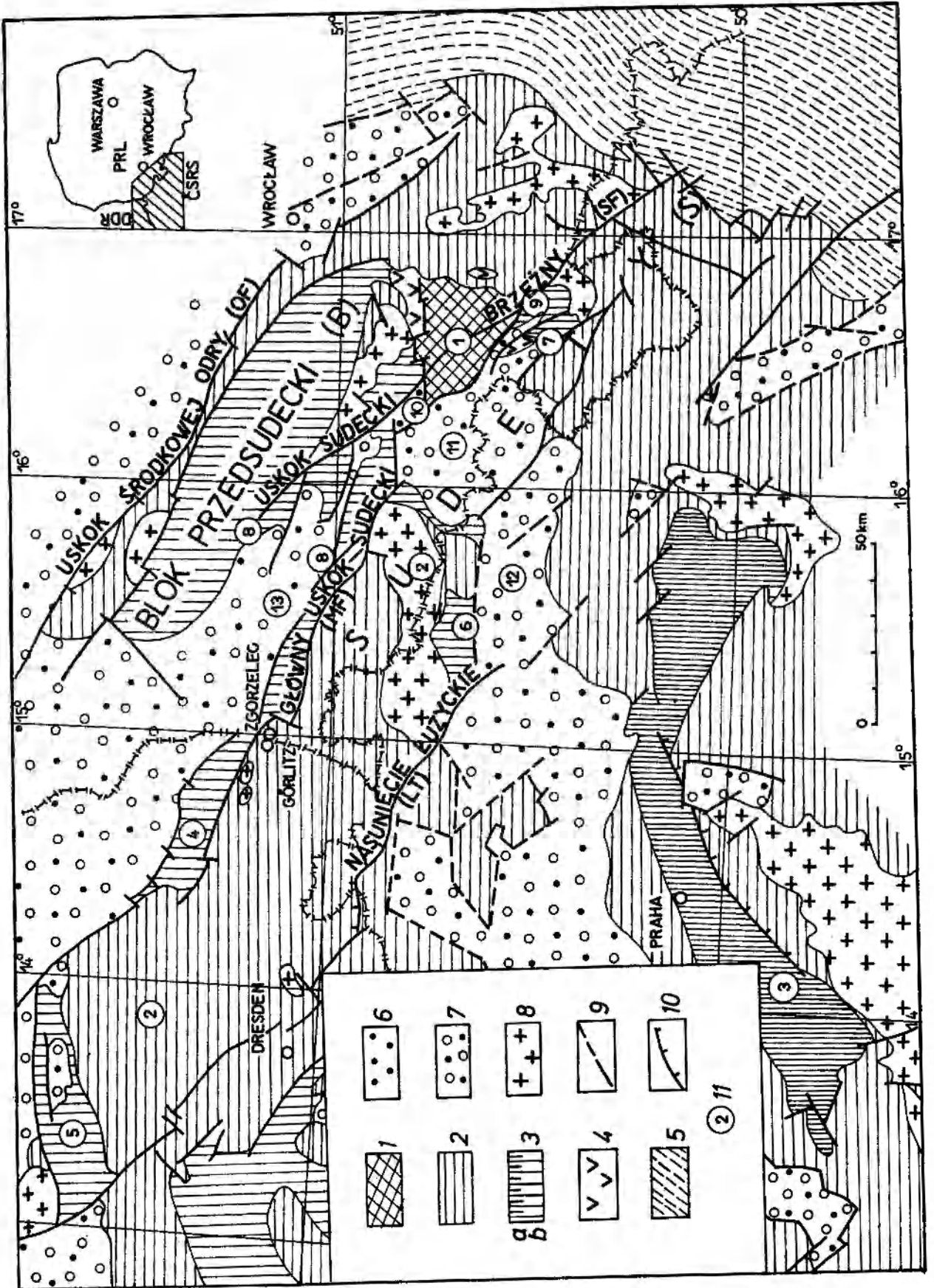


Fig. 1. Sztuki geologiczny Polski południowo-zachodniej i obszarów przyległych 1 — proterozoik bloku gnejsowego Gór Sowich; 2 — proterozoik i najmniejszy paleozoik z intruzjami granitoidów kambryjsko-ordowickich w Sudetach i na Łużycach; 3 — paleozoik: a — kambryj-dewon środkowy w Barrandii, b — kambryj-dewon karbon w Sudetach Środkowych, zachodnich i w Zgorzeleckich Górach Łupkowych; 4 — wczesnopaleozoiczne: gabra i serpentynity; 5 — lewon i dolny karbon w strefie morawsko-śląskiej; 6 — górny dewon i najmniejszy karbon w depresji Świebodzkiej; 7 — uwarty karbonu górnego i permia dolnego w wykształceniu miasowym; 8 — mikadowayjskie intruzje granitoidów; 9 — uskoki stwierdzone i przypuszczenia; 10 — nasunięcia; 11 — ważniejsze jednostki tektoniczne. Numery w kółkach: 1 — blok gnejsowy Gór Sowich; 2 — blok karkonosko-łużycki; 3 — Barrandia; 4 — Zgorzelecko-Góry Łupkowe; 5 — niska Torgau-Doberlug-Görlitz; 6 — metamorfik południowej osłony Karkonoszy (Żelazne Hory); 7 — metamorfik kłodzki; 8 — region Górowo-Kaczawskich; 9 — region Górowo-Bardzickich; 10 — depresja Świebodzkiej; 11 — zapadlisko Sudetów Środkowych; 12 — zapadlisko podkarkonoskie; 13 — zapadlisko Sudetów północnych.

Geological sketch-map of southwestern Poland and adjoining areas. 1 — Proterozoic of Góry Sowie gneiss block; 2 — Proterozoic and lowermost Paleozoic of Sudetes and Lusatia, intruded with Cambrian-Ordovician granitoids; 3 — Paleozoic: a — Cambrian to Middle Devonian in Barrandian area (Prague basin), b — Cambrian to Lower Carboniferous in Middle and West Sudetes and Görlitzer Schiefergebirge; 4 — Lower Paleozoic gabbros and serpentinites; 5 — Devonian and Lower Carboniferous of Moravo-Silesian zone; 6 — Upper Devonian and lowermost Carboniferous of Świebodzice depression; 7 — molasse development of Upper Carboniferous and Lower Permian; 8 — Late Variscan granitoid intrusions; 9 — faults, reworked and supposed; 10 — thrusts; 11 — main tectonic units; Encircled numbers: 1 — Góry Sowie gneiss block; 2 — Karkonosze-Lusatia block; 3 — Barrandian area; 4 — Görlitzer Schiefergebirge; 5 — Torgau-Doberlug-Görlitz basin; 6 — metamorphics of the Karkonosze granitic southern envelope (Żelazne Hory); 7 — Kłodzko metamorphic unit; 8 — Góry Kaczawskie area; 9 — Góry Bardzicka area; 10 — Świebodzice depression; 11 — Middle Sudetic basin; 12 — Sub-Karkonosze basin; 13 — North Sudetic basin. Lette: symbols of main tectonic units and faults: S — Sudetes; B — Fore Sudetic block; OF — Middle Odra fault; SF — Sudetic Marginal fault; MF — Main Sudetic fault; LT — Lusatian thrust.

nia nabrało ostatnio zagadnienie etapów rozwoju waryscydy, w tym problem fazy sudeckiej, której efekty w Sudetach środkowych uchodzą według jednych autorów (H. Teisseyre 1959; Grocholski 1960; Dziedzic 1960) za znikome, według innych zaś (Don 1984) faza ta wywarła istotny

wpływ na współczesną strukturę cokołu waryscyjskiego Polski południowo-zachodniej. Przedstawione niżej informacje mogą mieć też znaczenie dla rozważań na temat tak modnych dziś koncepcji terranów.

KAMBR

W Sudetach Zachodnich, w regionie Gór Kaczawskich występują mięszsze kompleksy skał węglanowych znane pod nazwą wapieni wojcieszowskich. Skały te były przedmiotem badań wielu geologów, m. in. Błocka (1938), H. Teisseyre'a (1963, 1980), którzy zwrócili uwagę na zazębienie się w stropie wapieni z łupkami chlorytowymi. Badania Baranowskiego, Lorenca (1981) i Lorenca (1983) wykazały, że wapienie wojcieszowskie odpowiadają facjalnie „rafom stratygraficznym” (wg Dunhama 1970 *vide* Lorenc 1983) lub „isolated carbonate complexes on submarine volcanic risses” (Krebs 1974 *vide* Lorenc 1983). Powstanie tak wykształconych kompleksów skał węglanowych wiąże cytowani autorzy z konfiguracją dna basenu sedymentacyjnego uwarunkowaną podmorską działalnością wulkaniczną. Warto tu odnotować, że na podstawie badań geochemicznych Narębskiego (1980) zasadowe wulkanity kompleksu zieleńcowego Gór Kaczawskich odpowiadają bazaltom hawajskim wewnątrzpłytkowym, a więc bazaltom wysp oceanicznych, podczas gdy analogiczne utwory wchodzące w skład formacji z Leszczyńca we wschodniej części bloku karkonosko-łużyckiego odpowiadają pod względem geochemicznym toleitom łuku wysp.

Wapieniom wojcieszowskim przypisuje się wiek środkowokambryjski na podstawie znalezionej prymitywnej formy koralowca *Cambrotrypa sudetica* (Gunia) (Gunia 1967). Wapienie wojcieszowskie, podobnie jak wulkanity kambryjskiej formacji zieleńcowej, zmniejszają w kierunku zachodnim miąższość i zasięg. W okolicy Pilchowic na zachód od Jeleniej Góry występują już tylko soczewki wapieni z *Cambrotrypa* sp. (Gorczyca-Skała 1966) oraz skały zieleńcowe wśród łupków grafitowych, kwarcowo-albitowych i kwarcowo-albitowo-muskowitowych. Po południowej stronie Karkonoszy, w Żelaznych Horach, osady mułowcowo-ilaste i szarogłazowe z soczewkami wapieni dotknięte są słabą metamorfozą regionalną. Przypisuje się im wiek dolno-środkowokambryjski (Suk *et al.* 1984). Na północny zachód od Pilchowic, w kierunku Zgorzelca, łupki kwarcowo-albi-

towo-serycytowe i inne towarzyszące im skały przechodzą, jak stwierdza Smulikowski (1972), w szarogłazy łużyckie.

W okolicy Zgorzelca na osadach ogniwa z Kamenz, wchodzącego w skład późnoproterozoicznej formacji szarogłazów łużyckich, leżą lokalnie wykształcone wapienie podobne do wojcieszowskich. Zawierają one wkładki ilaste, w których stwierdzono dolnokambryjską faunę trylobitową, m. in. *Olenellus zimmermanni* (Schwarzbach) (Pietsch 1962; Brause 1969).

W synklinorialnej strefie Torgau-Doberlug-Gölnitz rozpoznano w wierceniach kambr dolny, węglanowy z archeocjatami. Stwierdzona miąższość wapieni, wśród których podrzędnie występują diabazy, wynosi około 500 m. Wyżej, lecz w innym wiercieniu, występuje sekwencja mułowcowo-kwarcytowa o cechach osadu fliszowego i rozpoznanej miąższości do 635 m. Zawiera ona faunę, m. in. trylobity charakterystyczne dla niższej części kambru środkowego (Brause 1969). Łączna miąższość kambru dolnego i środkowego w obrzeżeniu masywu łużyckiego szacowana jest na 1500–2000 m (por. fig. 2). Nie wyjaśniona jest sprawa zazębienia się osadów ilasto-mułowcowych zachodniej części Gór Kaczawskich z osadami zaliczanymi do warstw z Kamenz, gdyż jak się powszechnie uważa, osady kambru na Łużycach leżą niezgodnie na warstwach z Kamenz. Być może więc, że zazębienie się takie miało miejsce w strefie przejściowej między dwoma różnymi zbiornikami akumulacyjnymi.

W Masywie Czeskim, w klasycznym obszarze Barrandienu najniższe osady paleozoiczne leżące na utworach górnego proterozoiku to śródlądowe zlepienie i piaskowce formacji Žitce-Hluboš interpretowane jako dolny kambr, jakkolwiek brak tu fauny morskiej. Niewątpliwie środkowokambryjska fauna trylobitowa występuje wyżej w obrębie formacji z Jince. Na kambr górny przypada intensywna działalność wulkaniczna określana jako subsekwentny, kwaśny wulkanizm subaeralny (Svoboda 1964).

Reasumując można stwierdzić, że na południe

od Sudetów późnoproterozoiczna działalność wulkaniczna typu spilitowego i sedimentacja mięjszych kompleksów utworów detrytycznych zakończyły się jeszcze przed paleozoikiem. W Barrandienie na późnoproterozoicznych utworach leżą niezgodnie grubookruchowe osady zaliczane tradycyjnie do kambru dolnego, a wyżej

osady niewątpliwego kambru środkowego. Na Łużycach odpowiednikiem wiekowym serii pod- i nadspilitowych są szarogłazy łużyckie, na których leżą detrytyczne i węglanowe osady kambru. W Górach Kaczawskich wulkanizm spilitowo-keratofirowy trwał po dolny, a być może i po środkowy kambr włącznie.

ORDOWIK

Na mapie geologicznej Sudetów (Sawicki 1965) wykazano znaczne rozprzestrzenienie osadów ordowiku, jednakże wyraźne potwierdzenie paleontologiczne ich wieku znaleziono jedynie w obrębie tzw. północnego pnia Gór Kaczawskich w jednostce Rzeszówka. Stwierdzono tu mianowicie wśród składników w tzw. melanżu, w cienkich (5–20 cm) wkładkach syderytowych występujących w łupkach serycytowych, obecność dwu populacji konodontów. Starsza z nich – dolnoordowicka, prawdopodobnie na wtórnym złożu, reprezentowana jest przez formy charakterystyczne dla północnoatlantyckiej prowincji faunistycznej. Młodsza, miarodajna dla określenia wieku osadu jest środkowo- lub górnoordowicka i zawiera formy charakterystyczne dla środkowokontynentalnej prowincji amerykańskiej (Urbanek 1977). Utwory te uznane zostały za osad pelagiczny (Baranowski 1977). Brak dowodów na obecność osadów dolnego ordowiku nie jest zapewne przypadkowy, zważywszy znaczny stopień zaawansowania badań mikropaleontologicznych, jakkolwiek nie oznacza też, że osady tej epoki nie zostaną jeszcze odkryte.

Należy tu wspomnieć o najnowszych wynikach badań nad warstwami radzimowickimi. Baranowski* termin ten ogranicza do osadów występujących w jednostce Bolkowa i reprezentujących cały zespół facji, w tym m. in. olistostromy, ciemne łupki grafitowe i krzemionkowe. Zespół ten, zdaniem cytowanego autora, jest charakterystyczny dla podnóża zbocza kontynentu lub dla dna rowu oceanicznego. Jak wynika z bardzo skąpych danych paleontologicznych zebranych przez Urbanek (*vide* Baranowski), opisany osad nie może być starszy od górnego kambru.

W południowej części bloku karkonosko-izerskiego, w Czechosłowacji, do ordowiku zalicza się górną część warstw z Radčic, jakkolwiek brak jest dowodów paleontologicznych co do wieku

tych warstw. Leżą na nich z wyraźną niezgodnością warstwy z Ponikly, reprezentowane w niższej części profilu przez fyllyty z lokalnie wykształconymi kwarcytami, a nawet zlepieńcami z otoczkami granitoidów izerskich. Wyższa część profilu reprezentowana jest przez fyllyty, wyżej łupki krzemionkowe i wapienie z fauną graptolitową ludlowu (fig. 2). W stropie występują fyllyty chlotrytowe (Chaloupský 1983).

W Barrandienie występuje pełny profil ordowiku, wykształconego tu w płytkowodnej facji piaszczystej i facji głębszego morza – iłowcowo-mułowcowej. W dolnej i środkowej części profilu częste są wtrącenia bazaltoidów (por. fig. 2). Łączna miąższość utworów ordowiku sięga do 3000 m. W całym profilu występuje obfita fauna z przeważającymi formami bentonicznymi, głównie trylobitów i brachiopodów należących do chłodnej prowincji śródziemnomorskiej (Suk *et al.* 1984).

Na Łużycach dolny ordowik, udokumentowany paleontologicznie, wykształcony jest lokalnie i znany jako kwarcyty z Dubrau (Dubrauer Quarzit). Do górnego lub mówiąc ściślej najwyższego ordowiku zalicza się kwarcyty i piaskowce występujące w sągu udokumentowanych paleontologicznie osadów syluru. Tak więc na Łużycach luka stratygraficzna obejmuje prawie cały profil ordowiku, a w każdym razie jego niższą i środkową część. Na ten okres przypada w obrębie bloku karkonosko-izerskiego rekrytalizacja metamorficzna granitoidów izerskich, której wiek według datowań Borkowskiej *et al.* (1980) określono na 462 Ma. Warto odnotować, że spora część prób paragnejsów, granitognejsów i pegmatytów bloku gnejsowego Gór Sowich badana metodą K-Ar wykazała wiek w granicach 463–489 Ma, co zdaniem Depciucha, Lisa i Sylwestrzaka (1980) świadczy o jakimś „wydarzeniu termicznym”.

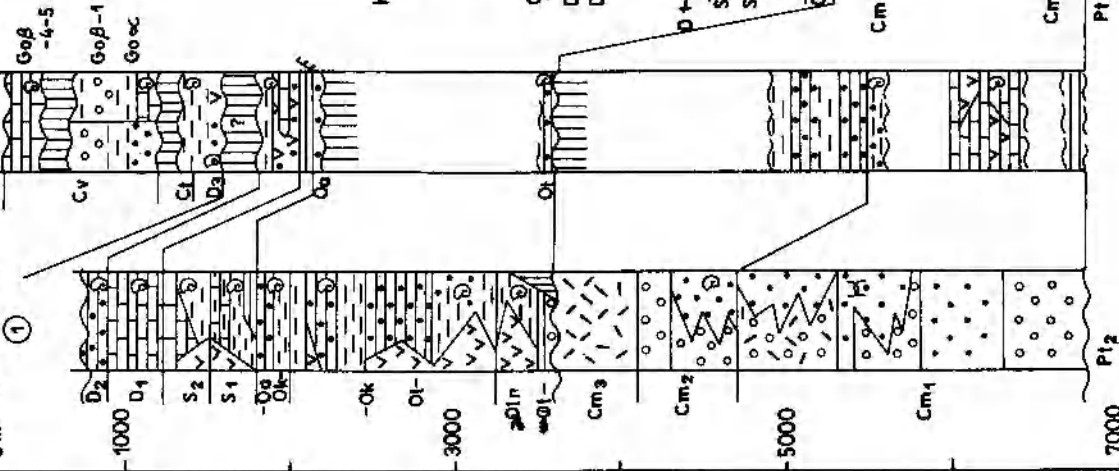
Na stopniowe wynurzenie się w okresie ordowiku kompleksu gnejsów i granitoidów izerskich

* Referat wygłoszony na posiedzeniu Wrocławskiego Oddziału Polskiego Towarzystwa Geologicznego w dn. 20 maja 1985r.

LŹYCE, CZĘŚĆ NIŻNIA

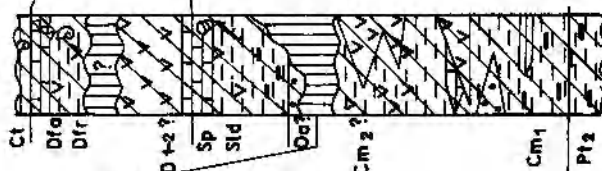
②

BARRANDIEN



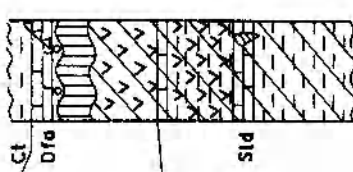
KARKONOSZE
CZĘŚĆ SW

③



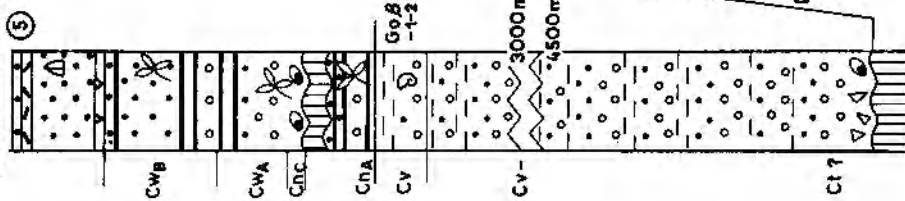
METAMORFIK
KŁODZKI

④



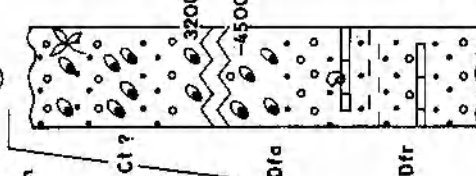
ZAPADLIŚKO
SUDETÓW ŚRODKOWYCH

⑤



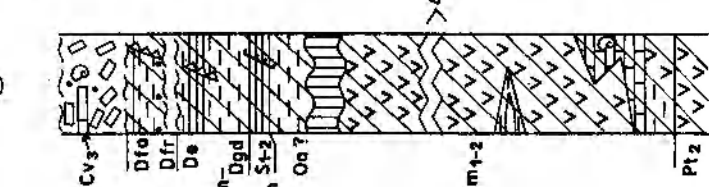
DEPRESJA
ŚWIEBODZIC

⑥



GÓRY
KACZAWSKIE

⑦



GÓRY
BARDZKIE

⑧

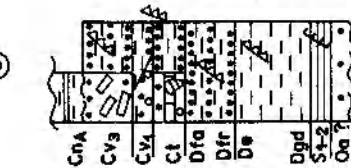


Fig. 2. Profile syntetyczne utworów paleozoicznych Polski południowo-zachodniej i obszarów przyległych. 1 — zlepienie i piaskowce; 2 — zlepienie gruboziarniste; 3 — brekcje sedymentacyjne; 4 — olistostromy; 5 — piaskowce; 6 — kwarcyty; 7 — łupki krzemionkowe i radiolaryty; 8 — osady detrytyczne o cechach fliszu; 9 — mułowce i ilowce; 10 — mułowce i ilowce węgliste; 11 — osady węglowne; 12 — osady węglowne; 13 — wulkany zasadowe i obojętne; 14 — wulkany kwaśne; 15 — przejawy inetamorfizmu; 16 — brak sedimentacji; 17 — niezgodność kąto wa; 18 — brak informacji o spagu lub stopie; 19 — przerwa w profilu; 20 — przerwa w profilu; 21 — mikroflora; 22 — makrofauna w ogólności; 23 — koralowce; 24 — graptolity; 25 — konodonty; 26 — stylonogi łądow lub trakcyjne. Symbole stratygraficzne: Cm — kamień w ogólności; O — ordowik w ogólności; Ot — tremadok; Cln — lanvirn; Ol — landeii; Ok — karadok; Os — aszgil; S — sylur w ogólności; Sld — landower; Sp — priedoli; D — dewon w ogólności; Dgd — żedyn; De — eifel; Dfr — fran; Dfa — farnian; C — karbon w ogólności; Ct — turnej; Cv — wizen; Cn — namur; Cw — westal; P. — proterozoik

Synthetic profiles of Paleozoic strata of southwestern Poland and adjoining areas. 1 — conglomerates and sandstones; 2 — coarse-grained conglomerates; 3 — sedimentary breccia; 4 — olistostromes; 5 — sandstones; 6 — quartzites; 7 — siliceous shales and radiolarites; 8 — flysch-like clastics; 9 — siltstones and claystones; 10 — coaly siltstones and claystones; 11 — coal-bearing shales; 12 — carbonates; 13 — mafic and intermediate volcanics; 14 — acid volcanics; 15 — signs of metamorphism; 16 — no sedimentation; 17 — angular unconformity; 18 — no data about the bottom of top; 19 — break in profile; 20 — microflora; 21 — macroflora in general; 22 — corals; 23 — graptolites; 24 — conodonts; 25 — Cambrian arthropods. Stratigraphic symbols: Cm — Cambrian in general; O — Ordovician in general; Ot — Tremadocian; Oln — Lanvirian; Ol — Llandeilian; Ok — Caradocian; Os — Ashgillian; S — Silurian in general; Sld — Llandovery; Sp — Priedoli; D — Devonian in general; Dgd — Gzdmnian; D: — Eifelian; Dfr — Frasnian; Dfa — Famennian; C — Carboniferous in general; Ct — Tournaisian; Cv — Viséan; Cn — Namurian; Cw — Westfalian; Pt — Proterozoic

wskazują datowania metodą traków, wykonane i opracowane przez Jarmołowicz-Szulc (1984), a także obecność granitoidów izerskich występujących jako otoczaki w zlepieńcach zaliczanych do górnego ordowiku (Chaloupský 1963). Blok kar-

konosko-izerski i masyw łużycki łącznie ze Zgórzeleckimi Górami Łupkowymi w ordowiku oddzielały zapewne obszar otwartego morza na północy od stosunkowo płytkiego zbiornika morskiego z przejawami wulkanizmu na południu.

SYLUR

Osady tego okresu należą do jednych z najlepiej poznanych i udokumentowanych, głównie na podstawie graptolitów, lecz także i konodontów. Rozpoznano je w regionie Gór Kaczawskich i Bardzkich, w obrębie bloku przedsudeckiego, w południowym obrzeżeniu bloku karkonosko-izerskiego i w metamorfiku kłodzkim. W Górach Kaczawskich i Bardzkich występuje, jak wynika z licznych publikacji, pełny profil syluru, choć odsłonięty fragmentarycznie w różnych częściach wymienionych regionów. Chorowska, Radlicz i Tomczyk (1981) opisali w południowo-zachodniej części Gór Kaczawskich pełny profil syluru łącznie z osadami najwyższego ordowiku i najniższego dewonu. Występują tu łupki ilaste i ilastokrzemionkowe z podrzędnymi wkładkami tufów diabazowych i diabazów. Miąższość całego profilu po zrekonstruowaniu wynosi 110 m (fig. 2). Są to osady głębokomorskie, pelagiczne. Głębokomorskie osady z pogranicza syluru i dewonu w Górach Bardzkich opisali w 1980 r. Chorowska i Oberc. Osady syluru na Łużycach wykształcone są podobnie jak w Górach Bardzkich i Kaczawskich. Jaeger (1964) pisze, że warstwy paleozoiczne w Sudetach Zachodnich odpowiadają nawet w szczegółach takim samym warstwom w warwicyjskiej strefie sasko-turyngskiej, przy czym uważa, że dla syluru w Sudetach charakterystyczna jest tzw. „facja turyngska”, podczas gdy dla dewonu charakterystyczna jest „facja bawarska”.

Odmienne wykształcony jest sylur w obrębie metamorfiku kłodzkiego, bardzo blisko sąsiadujący tu z profilem abisalnych osadów syluru w Górach Bardzkich. W odsłonięciu usytuowanym na NW od Kłodzka, w Bożkowie został opisany (Gunia, Wojciechowska 1971) profil osadów syluru z bogatą fauną koralową, na podstawie której określono wiek osadów jako ludlow. W udokumentowanej paleontologicznie części profilu dominują wapienie występujące wśród łupków chlorytowych i fyllitów. Są to prawdopodobnie utwory rafowe i towarzyszące im wulkanity.

W Barrandienie występuje pełny profil osadów syluru wykształconych w niższej części jako ilowce wapniste, ilowce i drobnodziarniste mulowce, wyżej jako ilowce wapniste, częściowo tufogeniczne (fig. 2). W ludlowie ilowce zazębiają się z wapieniami bioklastycznymi i mikrytowymi. W najwyższej części profilu występują wyłącznie wapienie mikrytowe i bioklastyczne o miąższości 15–80 m. W całym profilu o łącznej miąższości 200–600 m utwory wulkaniczne zazębiają się ze skałami osadowymi o wykształceniu charakterystycznym dla zbiorników płytkowodnych (Suk *et al.* 1984).

W sylurze blok karkonosko-izerski i metamorfik kłodzki, jak się zdaje, nadal pełnią rolę bariery oddzielającej obszar otwartego głębokiego morza od płytkowodnego, lecz systematycznie obniżanego zbiornika Barrandieniu.

DEWON

Jak już wspomniano wyżej, w Górach Bardzkich udokumentowano profil od górnego syluru aż po środkowy zigen. Podstawą dokumentacji była fauna graptolitowa (Teller 1960; Jaeger 1964; Kurałowicz 1976) oraz konodontowa (Chorowska, Oberc 1980). W północnej części Gór Bardzkich stwierdzono na podstawie konodontów osady eiflu i najniższego żywetu oraz fran (od zony gigas) i famen (po zonę styriacus, poziom górny) J. Haydukiewicz (1979), która rozpoznała faunę i dokonała zaszeregowania stratygra-

ficznego osadów, jest przekonana, że występuje tu pełny profil osadów dewonu. Są one wykształcone jako łupki krzemionkowo-ilaste i krzemionkowe z radiolariami i interpretowane jako osad pelagiczny głębokomorski o łącznej miąższości około 200 m (fig. 2).

Dokładniejszych informacji na temat wykształcenia osadów dewonu dostarczył profil otworu Żdanów IG-1 usytuowany w odległości około 2 km na południe od intersekcyjnej granicy gnejsów sowiogórskich i utworów paleozoicznych

Gór Bardzkich. Jak wynika z opisu zespołu autorów (Chorowska *et al.* 1985) w wymienionym otworze występują w interwale głębokościowym 5,5–964,6 m allochtoniczne serie dewonu dolnego po górny oraz w interwale 1719,1–1900,6 m parautochtoniczne (nieznacznie przemieszczone) utwory niskiego turneju z przejściem do najwyższego famenu.

Z badań stratygraficznych (konodonty i graptolity) oraz mikrofacjalnych wykonanych przez cytowanych autorów (głównie przez Chorowską i Radlicza) wynika, że w profilu otworu Żdanów IG-1 mamy do czynienia z: 1) utworami dewonu dolnego – od żedynu po ems. Są one wykształcone jako iłowce czarne, czekoladowe i zielonawe oraz chalcedonity o łącznej miąższości rzeczywistej około 20 m; 2) utworami dewonu środkowego (eifel) z przejściem do dewonu dolnego. Osady te reprezentowane są przez iłowce i mułowce szare i zielonawe o miąższości rzeczywistej 300–350 m. Utwory dolnego i środkowego dewonu uznane zostały za osady częściowo tufogeniczne, głębokomorskie, batialne.

Dewon górny reprezentowany jest przez zielonawe iłowce i mułowce z radiolariami oraz przez szarogłazy, częściowo tufogeniczne, o łącznej miąższości rzeczywistej około 300 m. Osady paraautochtoniczne najwyższego famenu i dolnego turneju wykształcone są zupełnie inaczej, reprezentowane są mianowicie przez szarogłazy, zlepieńce z materiałem detrytycznym podłoża krystalicznego oraz przez wapienie. Zinterpretowano je jako osady facji płytkowodnych, przybrzeżnych, m. in. subfacji glonowo-otwornicowej, a lokalnie facji plażowej.

W południowej części Gór Bardzkich w otworze Boguszyn IG-1 przewiercono 2000 m osadów dewonu. Są one tu silnie zaburzone tektonicznie i wykształcone dosyć monotennie, tak że ich miąższość rzeczywista jest trudna od określenia. W rozpoznanym profilu stwierdzono (Chorowska *et al.* 1984) na podstawie konodontów dewon górny – fran (około 1360 mb profilu) i dewon środkowy, bliżej nie sprecyzowany (około 640 mb). Występują tu czarne łupki fyllitowe i mułowce, często krzemionkowe z laminami chalcedonitów, oraz tufy ryolitowe. Utwory te są charakterystyczne dla tej części profilu, którą zinterpretowano jako dewon środkowy. Utwory dewonu górnego wykształcone są podobnie jak w otworze Żdanów IG 1 i reprezentowane są przez iłowce szarozielonawe i czarne oraz szarogłazy. Zinterpretowano je jako utwory fliszu dystalnego.

W południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Bardzkich, w obrębie metamorfiku kłodzkiego, do dewonu dolnego i środkowego zaliczono bez dokumentacji paleontologicznej łupki chlorytowo-epidotowe, epidotowo-amfibolowe i amfibolowe z wkładkami jasnych wapieni (Wojciechowska 1982). Reprezentują one prawdopodobnie dewon dolny i środkowy – leżą w nakładzie udokumentowanych paleontologicznie utworów ludłowu (por. fig. 2). Na wspomnianych łupkach leżą w miejscowości Łączna niezmetamorfizowane osady detrytyczne z okruchami skał podłoża oraz osady węglanowe górnego dewonu. W innych odsłonięciach na pograniczu metamorfiku kłodzkiego i serii paleozoicznych Gór Bardzkich wapienie dewonu występują jako utwory autochtoniczne lub paraautochtoniczne na podłożu krystalicznym.

Wśród osadów dewonu rozpoznanych wokół bloku gnejsowego Gór Sowich na szczególną uwagę zasługuje górny dewon tzw. sekwencji Świebodzić wykształcony w jednostce tektonicznej tej samej nazwy, a usytuowanej między regionem Gór Kaczawskich i Sowich. Porębski (1981) wyróżnia część dolną sekwencji o miąższości 1200–1500 m reprezentowaną przez polimiktyczne zlepieńce przewarstwione miąższymi pakietami mułowców i piaskowców ze sporadycznymi soczewkami wapieni biogenicznych. Na podstawie zawartej w nich bogatej fauny wiek osadu określa się jako najwyższą część górnego franu oraz dolny i górny famen (Gunia 1968). Jak stwierdza Porębski (1981), w tym wczesnym okresie rozwoju sekwencji terrygeniczne stożki zwirowe wkraczały na dno basenu, które stanowiły muły osadzone w warunkach zbliżonych do euksynicznych. W składzie petrograficznym zlepieńców jako główne składniki wyróżniono (H. Teisseyre 1968): skały bloku gnejsowego Gór Sowich – 24,7%, osady górnego dewonu na wtórnym złożu – 16,7% i wulkanity Gór Kaczawskich – 13,4%.

Część górna sekwencji o miąższości 2000–3000 m wykształcona jest jako gruboławicowe zlepieńce z przewarstwieniami piaskowców. Są to zdaniem Porębskiego (1981) osady podwodnych partii delt stożkowych, które były zasilane przez stożki aluwialne rozwinięte na przedpolu aktywnej strefy uskokowej. Ograniczała ona od północy hipotetyczny „masyw południowy”. Godny uwagi jest znaczny udział otoczków pochodzących ze skał bloku gnejsowego Gór Sowich: 80% w tzw. kulumie z Książa i średnio 35% w tzw. zlepieńcu z Chwaliszowa (H. Teisseyre 1968).

Przypuszcza się, że osady górnej części sekwencji Świebodziec zasięgiem stratygraficznym obejmują nie tylko górny dewon, lecz także najniższą część dolnego karbonu, za czym zdaje się przemawiać znalezisko flory *Lepidodendron* sp. (Zimmermann 1936).

W Sudetach Zachodnich, w regionie Gór Kaczawskich, udokumentowano na podstawie konodontów utwory od emsu po famen. Są one tu wykształcone podobnie jak w północnej części Gór Bardzkich jako łupki ilaste, krzemionkowe i ilasto-krzemionkowe z radiolarydami. Są to osady pelagiczne, głębokomorskie (fig. 2). Wydzielono je kosztem ordowiku, a ich łączna miąższość szacowana jest na około 200 m (Urbanek 1977, 1978; Baranowski 1977; Baranowski, A. Haydukiewicz, Urbanek 1982). W południowo-zachodniej części regionu opisano ciągle profil od syluru do dolnego dewonu (Chorowska, Radlicz, Tomczyk 1981).

Na południe od Gór Kaczawskich, w południowej części bloku karkonosko-izerskiego, stwierdzono ciemne fyllity częściowo tufogeniczne z makrofauną franu i famenu. Wyżej występują wapienie z pełną sekwencją konodontów famenu (Suk *et al.* 1984).

W północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego dewon rozpoznano w kilku otworach wiertniczych. W próbkach z otworu Biskupin IG-1 i Nowa Kuźnia IG-1 rozpoznano na podstawie badań palinologicznych dewon dolny, środkowy i górny (po fran środkowy). Jerzmański (w: *Biskupin IG-1...*, 1975) wyróżnił tu dwa kompleksy litologiczne: osadowo-detrytyczny i osadowo-wulkaniczny. Pierwszy z wymienionych to fyllity i łupki serycytowe, podrzędnie warstewki węglanowe. Drugi jest reprezentowany w otworze Biskupin IG-1 przez łupki zieleńcowe, diabazy i brekcje. Utwory te, zdaniem Jerzmańskiego (*op. cit.*), są wykształcone w typowej podmorskiej facji eruptywnej i stanowią niższą część profilu osadów dewonu.

W najdalej ku północnemu zachodowi wysuniętej części bloku przedsudeckiego, w otworze Jelenin, stwierdzono łupki ilasto-krzemionkowe, miejscami radiolaryty z wkładkami dolomitycznymi i tufogenicznymi. Chorowska (1978) rozpoznała tu obfity zespół konodontów franu. Godny uwagi jest fakt, że łupki z otworu Jelenin zawierają dużo nie zrekrystalizowanego chalcedonu (Grocholski 1976, 1982), są to więc skały niezmetamorfizowane, choć silnie zaburzone tektonicznie (upady do 50°). Famen rozpoznała cytowana autorka w otworze Klempinka usytuowanym w obrębie monokliny przedsudeckiej, w odległoś-

ci około 20 km na północny zachód od otworu Jelenin.

Wymienione profile nawiązują poniekąd do udokumentowanych faunistycznie profili górnego dewonu znanego z wielu otworów na Łużycach. Występują tam mianowicie ciemnoszare łupki ilaste z wkładkami kwarcytów i rogowców, rzadziej miąższymi ławicami tufów diabazowych i niegrubymi ławicami wapieni. Ogólna miąższość tych osadów waha się w granicach 40–150 m.

Na Łużycach udokumentowane są również utwory dolnego dewonu o miąższości 100–150 m. Są to miąższe pokrywy diabazów i tufów diabazowych z przewarstwieniami łupków szarych, zielonawych i czerwonych.

W Sudetach Wschodnich, w Hrubym Jeseniku, przyjmuje się, że dewon leży transgresywnie na starszym podłożu. Najniższa część profilu wykształcona jest jako kwarcyty, miejscami zlepieńcowate, zawierające płytkowodną faunę sigenu; są to tzw. kwarcyty z Drakova (Suk *et al.* 1984). Wyżej występują ciemne łupki z przewarstwieniami wapieni i skał wulkanicznych, głównie dacytów. Miejscami obserwuje się aglomeraty tufowe z blokami do 2 m, gdzie indziej skały drobnodetrytyczne z wyraźnym frakcjonalnym warstwowaniem – flisz łupkowy, i wreszcie kompleksy skał wulkanicznych. Ostatnio wymienione – to zieleńce, bazaltoidy, dacyty i riolity. Na podstawie skąpych danych paleontologicznych przyjmuje się fran jako górną granicę wieku tych utworów.

Zróznicowanie facjalne wymienionych utworów poznane zostało zaledwie w ogólnym zarysie, a ich pierwotna miąższość nie jest jak dotąd określona. Zdaniem Chába i Opletala (*inf. ustna*), utwory te przynajmniej częściowo mogą reprezentować sekwencję ryftową. Wyżej leżą utwory o cechach fliszu normalnego znane pod nazwą warstw z Andelskiej Hory. Początek ich sedymentacji przypada na górny dewon, prawdopodobnie famen (Suk *et al.* 1984).

Opisane wyżej osady dewonu są silnie zaangażowane tektonicznie i – jak wykazały najnowsze badania (Cháb, Opletal 1984; Cháb *et al.* 1984) – wchodzi w skład kilku płaszczowin, przeszły też kilka etapów deformacji i metamorfozy. Druga, główna faza przeobrażeń przekroczyła granicę facji zieleńcowej i amfibolitowej.

Na południe od hipotetycznego „masywu południowego”, w obrębie Barrandienu, trwała w dewonie sedymentacja osadów płytkowodnych, węglanowych, częściowo rafowych, zastąpionych w wyższej części profilu dewonu dolnego i w

dewonie środkowym przez osady ilaste i piaszczyste morza głębszego, marginalnego (fig. 2). Morze to od obszaru sedymentacji głębokomorskiej, pelagicznej, w którym zdeponowane zostały utwory Gór Bardzkich i Kaczawskich, oddzielała strefa, dla której brak dokumentacji paleontologicznej dla osadów dewonu. Występują tu natomiast obficie skały wulkaniczne, którym przypisuje się wiek dolno- lub środkowodewoński. Na utworach tych leżą szczątkowo zachowane, niezmetamorfizowane osady, głównie węglanowe, dewonu górnego. Strefę tę określono jako „masyw południowy”. Potężny impuls tektoniczny, jaki w górnym dewonie zaznaczył się na północnej, tektonicznej krawędzi tego obszaru (depresja Świebodziec), nie znalazł wyraźnego odzwierciedlenia w sekwencji osadów górnego dewonu Gór Kaczawskich i północno-zachodniej części Gór

Bardzkich, zaznaczył się natomiast znacznym udziałem frakcji piaszczystej w profilu otworu Boguszyn IG-1, usytuowanym w południowej części Gór Bardzkich i w sedymentacji wyraźnie fliszowej warstw andelohorskich w Sudetach Wschodnich. Osady Łuzyc i północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego reprezentują zapewne obszar przejściowy pomiędzy „masywem południowym” a obszarem sedymentacji pelagicznej, głębokomorskiej. Na uwagę zasługuje udział wulkanitów zarówno w dolnym, jak i górnym dewonie obszaru przejściowego. Nie wyjaśniona jest kwestia luki stratygraficznej na granicy środkowego i górnego dewonu obszaru przejściowego. W zakończeniu należy zwrócić uwagę na fakt, że w osadach dewonu górnego w otoczeniu bloku gnejsowego Gór Sowich pojawiają się otoczaki gabra i gnejsów sowiogórskich.

KARBON DOLNY

W zapadlisku Sudetów Środkowych (w niecce śród-sudeckiej) być może już w turneju, a z pewnością w wizenie, zarysowało się zapadlisko śródgórskie. Brak jest jak dotąd dokumentacji paleontologicznej starszej części osadów wypełniających to zapadlisko. Na to, że powstało ono po dolnym turneju, wskazują pojedyncze otoczaki pochodzące z sąsiedniej depresji Świebodziec. Cykliczna sedymentacja osadów detrytycznych wykształconych w facjach: rzecznej, rzeczno-jeziornej i jeziornej (A. K. Teisseyre 1975) trwała po górny wizen. Powstanie tej miąższej, bo osiagającej około 4000–7000 m, asocjacji kontrolowanej było w głównej mierze przez czynniki tektoniczne – wypiętrzenie się grzbietów wokół zapadliska typu „basin and range” (A. K. Teisseyre 1975).

W górnym wizenie miała miejsce krótkotrwała (piętro $Go\alpha_1$ po $Go\beta_{1a}$) ingresja morska. Jej efektem było zdeponowanie osadów zróżnicowanych facjalnie – zlepieńcowo-szarogłazowych z fauną płytkowodną, określanymi jako deltowe, i dobrze udokumentowanych osadów formacji ze Szczawna (H. Teisseyre 1958), które Żakowa (1963) określiła jako warstwy ze Starego Zdroju. Są to morskie osady terrygeniczne, przeważnie mułowcowo-ilaste, noszące cechy fliszu, m. in. ślady splywów grawitacyjnych. Miąższość tych warstw oceniana jest na 400–500 m. Wyżej występują tzw. warstwy przejściowe wg H. Teisseyre'a (1958) lub warstwy z Jabłowa wg Żakowej (1963). Brak w nich fauny morskiej, obecne są natomiast

obfite szczątki roślinne i zaznacza się stopniowe przejście do zespołu osadów śródlądowych, węglonośnych dolnego namuru A, znanych jako warstwy wałbrzyskie. Brak tu więc przejawów działalności fazy sudeckiej umiejscawianej przez większość autorów na granicy dinantu i silezu. W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym zdaniem Kotasa (1982) „w zasięgu występowania utworów produkowanych, nie stwierdzono niezgodności stratygraficznych czy przerw w sedymentacji między osadami karbonu dolnego i górnego”. Dodać należy, że w opinii niektórych geologów niemieckich (Brause 1969) fałdowania lub mówiąc bardziej ogólnie ruchy fazy sudeckiej miały miejsce w górnym wizenie w okresie odpowiadającym poziomowi $Go\beta$ (por. fig. 2). W zapadlisku Sudetów Środkowych osady dinantu i silezu nie są sfałdowane, uległy jednak deformacjom związanym z pogłębianiem się zapadliska i lokalnie z intruzją westfalskich wulkanitów tworzących lakkolity Chełmca w niecce wałbrzyskiej.

W obrębie bloku gnejsowego Gór Sowich rozpoznano morskie osady górnego wizeniu odpowiadające facjalnie warstwom ze Starego Zdroju (ze Szczawna, Żakowa 1963). W północnej części regionu Gór Bardzkich, w opisanym wyżej otworze Żdanów IG-1, stwierdzono, że na gnejsach sowiogórskich leżą osady detrytyczne i węglanowe niskiego turneju. Zlepieńce powstałe w strefie plażowej zawierają bloki i okruchy gnejsów sowiogórskich. Wapienie powstały w obrębie rafy glonowo-koralowej (Chorowska *et al.* 1985).

Osady te, jakkolwiek wykazują wyraźne powiązania genetyczne (pochodzenie materiału klastycznego) z podłożem, nie występują jednak w położeniu pierwotnym i z tego względu określono je jako parautochton.

Górnowiąski wiek wykazują osady o zróżnicowanej litologii, występujące w północnej części regionu Gór Bardzkich. Chorowska i Radlicz (1984) wyróżnili tu zazębiające się ze sobą następujące typy osadów:

a. Zespół osadów deltowych, reprezentowanych przez zlepieńce gnejsowe (Srebrna Góra).

b. Redeponowane osady stożków napływowych reprezentowane przez zlepieńce wapienne z otoczkami wapieni famenu i dolnego turneju (Nowa Wieś, Srebrna Wieś).

c. Materiał osadzony przez prądy zawieszono – wapień gruzłowy zawierający fauny mieszane górnodewońskie i dolnokarbońskie – po górny wizen włącznie (Nowa Wieś). Cytowani autorzy w wyniku rewizji oznaczeń stratygraficznych zrezygnowali z wyróżniania w Dzikowcu osadów typu olitostromy (inf. ustna).

Większość wymienionych wyżej utworów, jak również famen i dolny turnej nawiercony w otworze Żdanów IG-1 na głęb. 1756,0–1861,3 m to osady nerytyczne związane genetycznie z krystalicznym obramowaniem regionu Gór Bardzkich i w związku z tym określone jako autochton lub paraautochton. Utwory takie, jak wyżej opisane, i wapień z Łącznej w obrębie metamorfiku kłodzkiego oraz gruboklastyczne osady wizenu w obrębie bloku gnejsowego Gór Sowich osadzały się od górnego dewonu po górny wizen, lecz zachowane są dziś szczątkowo. Obok, a częściowo ponad nimi, występują np. w otworze Żdanów IG-1 głębokomorskie osady fliszu, przeważnie fliszu dystalnego, reprezentujące dolny karbon od turneju po wysokie, lecz bliżej nie sprecyzowane horyzonty, górnego wizenu. Rozpoznano też głębokomorskie osady syluru i dewonu (Chorowska *et al.* 1985). Wymienione wyżej utwory określono jako allochtoniczne. Pozostawiając na razie otwartą kwestię, czy owo „przemieszanie” różnowiekowych utworów paleozoicznych, stwierdzone w profilu otworu Żdanów IG-1, jest bezpośrednim efektem endotektoniki, czy nastąpiło w rezultacie ruchów masowych (Chorowska *et al.* 1985), można już dziś stwierdzić, że miało ono miejsce po górnym wizenie, prawdopodobnie w dolnym namurze A.

W regionie Gór Kaczawskich rozpoznano w miejscowości Rząsiny nerytyczne, węglanowe osa-

dy górnego wizenu (Chorowska 1982) oraz w jednostce Rzeszówka utwory, których genezę określono jako tektoniczno-sedymentacyjną. Zawierają one klasty osadów syluru i dewonu. Czas powstania tych utworów nie jest bliżej określony (Baranowski 1977).

W Sudetach Wschodnich lub mówiąc ściślej w strefie morawsko-śląskiej obserwuje się, jak już wspomniano, przejście od osadów górnego dewonu do dinantu bez wyraźnej zmiany facji i to zarówno w osadach asocjacji łupkowej (formacja z Ponikiew), jak i węglanowej (formacja z Lisen), a także w utworach asocjacji fliszowej (warstwy z Andelskiej Hory). Wyżej wyróżnia się kilka jednostek litostratygraficznych, wykształconych zarówno w asocjacji węglanowej, jak i fliszowej. Zdaniem Kotasa (1982) niektóre fakty zdają się wskazywać na przerwę sedymentacyjną w spągu wizenu, w obrębie asocjacji węglanowej. Miąższość asocjacji fliszowej nie jest bliżej znana ze względu na jej silne przeładowanie i nie w pełni rozpoznaną stratygrafię. Przyjmuje się, że wynosi ona kilka tysięcy metrów.

W Górnosląskim Zagłębiu Węglowym, gdzie w bezpośrednim podłożu utworów produktywnych wyróżnia się litofację mułowcowo-iłowcową (warstwy malinowickie) i piaskowcową (warstwy zabrskie), miąższość asocjacji fliszowej szacuje się na 200–1500 m (Kotas 1982). Jak już wspomniano wyżej, w zasięgu występowania utworów produktywnych Zagłębia Górnosląskiego nie stwierdzono niezgodności stratygraficznych czy przerw w sedymentacji między asocjacją fliszową a asocjacją molasową, należącą już do silezu.

Na terenie Łużyc stwierdzono w kilku otworach (Jetscheba, Uhsyt) przejście od górnego dewonu do turneju. Granica przebiega w obrębie łupków ilastych z przewarstwieniami kwarcytów wyraźnie nawiązujących pod względem litologicznym do górnodewońskich kwarcytów z Kamnaberg. Wczesnoturnejski wiek tej sięgającej do 40 m miąższości serii udokumentowany jest na podstawie otwornic (Brause 1969). Wyżej w profilu (otwór Jetscheba) występują ilowce lub raczej łupki ilaste dolnego i środkowego wizenu.

Osady wykształcone jako „kulm” – szarogłazy, zlepieńce, mułowce i ciemne ilowce z przewarstwieniami bitumicznych wapieni i cienkimi wkładkami tufów – pojawiają się po raz pierwszy w górnym wizenie. Wspomniane wapień są dobrze udokumentowane paleontologicznie. Zaszeregowano je do piętra goniatytowego Go α (CuIII). Ponad wapieniami, jak stwierdza Brause

(1969), występuje w Zgorzeleckich Górach Łupkowych kilkusetmetrowy kompleks zlepieńców, szarogłazów i ilowców. Ta mięjsza sekwencja, zawierająca materiał detrytyczny dewonu i syluru, nie jest datowana paleontologicznie. Utwory te są na ogół, choć nie wszędzie, intensywnie sfałdowane i złupkowane (Brause 1969). Fałdowanie to było starsze niż osady westfalu B (warstwy z Ludwigsdorf) niesfałdowane i słabo zdiagenezowane. Bliższe określenie wieku fałdowania możliwe jest przez nawiązanie do terenu Fogtlandu, gdzie osady górnego wizenu, odpowiadające wiekowo opisanym wyżej utworom z terenu Łużyc, przykryte są przez drobnoklastyczne osady – warstwy z Borna-Heinichen, reprezentujące poziom CuIII β . Podobny wiek przypisuje się na podstawie fauny warstwom z Gölitz, nawierconym w otworze Doberlug. Jedne i drugie warstwy nie są zdeformowane, są zatem młodsze od „głównego fałdowania sudeckiego”. Faza sudecka, jak wynika z rozważań Brausego (1969) miała miejsce nie na pograniczu dolnego i górnego karbonu, lecz jeszcze w górnym wizenie, w poziomie Gof β (por. fig. 2).

W podłożu osadów permu monokliny przed-sudeckiej stwierdzono obecność osadów dolnego i górnego karbonu. Na dolnokarboński (wizeński) wiek wskazuje makrofauna rozpoznana jak dotąd w dwu otworach. Reprezentuje ją m. in. *Goniatites crenistria* (Phill.) (otw. Sułów), *Nomismoceras villiger* (Phill.), *Entogonites grimmeri* (Kittl.) i *Posidonia becheri* (Bron) (otw. Kowalowo) (Górecka et al. 1978). W licznych otworach udokumentowano na podstawie sporomorf osady z pogranicza namuru i westfalu oraz westfalu. Utwory dolnego karbonu i namuru A wykształcone są jako szarogłazy i drobnoziarniste zlepieńce, nie były jednak poddane analizie mikrofacjalnej i z tego względu trudno porównywać je do utworów

znanych w Sudetach. Makrofauna, jak się zdaje, wskazuje na fację nerytyczną, zbliżoną do tej, jaka reprezentowana jest w Sudetach Środkowych wokół bloku gnejsowego Gór Sowich. Zagadką nie wyjaśnioną jak dotąd pozostaje pochodzenie pelagicznych, głębokomorskich osadów górnego wizenu północnej części Gór Bardzkich.

Z naszkicowanego wyżej rozmieszczenia i zróżnicowania facjalnego dinantu zrekonstruować można następujący przebieg zjawisk tektonicznych w Sudetach Środkowych:

W depresji Świebodzic, na pograniczu famenu i turneju, deponowane były w warunkach niepokoju tektonicznego grubookruchowe zlepieńce, na które jeszcze w turneju nasunięte zostały kambrjskie serie spilitowe Gór Kaczawskich. Kolejnym etapem było zarysowanie się zapadliska Sudetów Środkowych, w którym osadzone zostały utwory śródlądowe o znacznej miąższości. W zapadlisko to, jak również na sąsiadujący z nim blok gnejsowy Gór Sowich, wkroczyła w górnym wizenie krótkotrwała ingresja morska. Wtargnęła ona prawdopodobnie od południa, gdzie na terenie Gór Bardzkich notowane są płytkowodne na ogół, jednak zróżnicowane facjalnie, osady turneju i wizenu. Utwory te określono jako autochtoniczne w zapadlisku Sudetów Środkowych lub paraautochtoniczne w północnej części Gór Bardzkich. Niewyjaśnione jest miejsce powstania allochtonicznych, wizeńskich osadów o cechach fliszu dystalnego rozpoznanych w północnej części Gór Bardzkich.

Śródlądowe osady dolnego namuru kończą cykl rozpoczęty jeszcze w wizenie. Brak jest dowodów na istnienie fazy sudeckiej, wiele wskazuje jednak na poważną przebudowę tektoniczną regionu, jaka miała miejsce w namurze A, a więc w fazie Gór Kruszcowych.

KARBON GÓRNY–PERM DOLNY

W zapadlisku Sudetów Środkowych na osadach namuru A leżą gruboziarniste zlepieńce warstw z Białego Kamienia. Rozpoczynają one nowy megacykl sedymentacyjny wykraczający znacznie poza zasięg osadów dinantu i dolnego namuru. Szereg przesłanek zarówno stratygraficznych, jak i paleogeograficznych wskazuje na to, że akumulacja osadów nowego cyklu rozpoczęła się w namurze C, co nie wyklucza możliwości zachowania się lokalnie, w formie szczątkowej, osadów wyższego namuru A i namuru B, nie

należących jednak do nowego cyklu (Grocholski 1974). W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym na paralicznych osadach namuru A leżą osady serii piaskowcowej reprezentujące pierwszy megacykl sedymentacji limnicznych osadów węglonośnych. Początek tego cyklu przypada na namur B.

W Sudetach Środkowych warstwy białokamięńskie (ogniwo zlepieńców z Białego Kamienia) przechodzą ku górze w węglonośne osady westfalu A i B, znane w literaturze jako warstwy żaclerskie. Kolejny megacykl sedymentacyjny rozpoczy-

na się w westfalu C i trwa po stefan. Słabe dotychczas przejawy działalności wulkanicznej nasilają się (Grocholski 1965, 1983). W okresie autunu na terenie zapadliska Sudetów Środkowych wykształciły się jeszcze dwa lub według niektórych autorów trzy megacykle sedymentacyjne. W czasie trwania drugiego (trzeciego) megacyklu doszło do nasilenia się przejawów działalności wulkanicznej. Powstały miększe pokrywy trachybazaltów, latytów, tufów riolitowych i ignimbrytów.

W podłożu osadów permu monokliny przed-sudeckiej stwierdzono osady detrytyczne – iłowce, mułowce i piaskowce zawierające sporomorfy górnego karbonu. Oprócz nielicznych zespołów wskazujących na namur A, o czym wspomniano wyżej, Górecka (Górecka *et al.* 1978) wyróżniła dość licznie reprezentowaną grupę prób z różnych wierceń, którą określa jako należącą do pogranicza namuru B/C, skłaniając się jednak (*op. cit.* s. 81) do interpretowania ich wieku jako najwyższy namur–najstarszy westfal. Zdaje się to wskazywać pośrednio na lukę stratygraficzną i przerwę sedymentacyjną obejmującą górny namur A i dolny lub nawet cały namur B. Trzecia liczna grupa datowań palinologicznych obejmuje piaskowce szarogłazowe, mułowce i iłowce, których wiek określono jako westfal C.

Formowanie się zapadliska w Sudetach Środkowych, a także zapadlisk w północnym i południowym obrzeżeniu bloku karkonosko-łużyckiego, było synchroniczne z wypiętrzeniem się masywów granitoidowych w silesie i autunie (Grocholski 1983; Mierzejewski 1985). Momenty przejścia tych masywów przez izotermę $+300^{\circ}$ rejestrują datowania izotopowe metodą K-Ar. Wykazały one dla granitoidów Karkonoszy wiek 297 Ma (Depciuch, Lis 1971), a dla granitoidów Strzegomia-Sobótka 266 Ma (Depciuch 1971).

Zdaniem Mierzejewskiego (1985) komora magmy macierzystej intruzji karkonoskiej powstała już w górnym dewonie, intruzja zaś miała miejsce w wizenie. Morawski (w: Kural, Morawski 1968) przyjmuje, że zajęcie miejsca przez magmę intruzji Strzegom-Sobótka miało miejsce w turneju. Z dużą dozą prawdopodobieństwa można przyjąć, że intruzje magm granitoidowych wiążą się z procesami tensji (rozciągania), jakie towarzyszyły formowaniu się basenu Sudetów Środkowych. Rozpoczęło się ono w najwyższym turneju i trwało w ciągu wizenu. Kolejne etapy dźwignania się zakrzepłych już częściowo intruzji przypadają na siles i autun. Otczaki granitoidów Karkonoszy pojawiają się masowo w osadach saksonu.

UOGÓLNIENIA I WNIOSKI

Ważniejsze informacje zawarte w przedstawionej wyżej analizie porównawczej profili utworów paleozoicznych Sudetów i ich otoczenia, jak również wynikające z nich wnioski, ująć można następująco:

1. Utwory paleozoiczne w granicach omawianego terenu (fig. 1) leżą na zróżnicowanym starszym podłożu. Stanowią je w obrębie Barrandien, w Masywie Czeskim, kompleksy wulkaniczno-osadowe górnego proterozoiku. W obrębie bloku karkonosko-łużyckiego serie osadowe paleozoiku leżą na późnoproterozoicznych kompleksach skał osadowych (szarogłazy łużyckie) i wczesnopaleozoicznych granitoidach. W regionie Gór Kaczawskich i w obrębie bloku przedsudeckiego podłoża osadów paleozoicznych stanowią serie wulkaniczne i osadowe, które tworzyły się zapewne od górnego proterozoiku aż po kambry Środkowy.

2. Profile utworów paleozoicznych wykazują duże różnice w wykształceniu facjalnym i miąższości osadów, jak również w stopniu i charakterze przeobrażeń. Don (1984) pisze o skonsolido-

wanym podczas fałdowań kaledońskich (faza sardyjska-salairska) segmencie kłodzko-izersko-łużyckim oraz o wczesnohercyńskim segmencie bardzko-kaczawsko-zgorzeleckim. Grocholski (1986) dostrzega istotne różnice w budowie tych obszarów i wyróżnia rejon południowy – karkonosko-kłodzki i rejon północny – kaczawsko-bardzki. Odrębny, różny pod wielu względami jest profil paleozoiku w Barrandien, w Masywie Czeskim.

3. Zróżnicowanie profili w obrębie wymienionych wyżej trzech obszarów akumulacji przedstawia się następująco:

W obrębie Masywu Czeskiego (profil 1 na fig. 2) wykształcony jest prawie pełny profil osadów paleozoicznych od kambry po Środkowy dewon. Osiągają one tu miąższość sumaryczną około 7000 m, zawierają liczne wtrącenia wulkanitów i bogatą faunę morską. Osady te tworzyły się w sukcesywnie obniżanym zbiorniku morskim uformowanym na podłożu sialicznym. Basen ten, rozpatrywany na tle innych obszarów akumulacji, zinterpretować można jako morze marginalne.

W obrębie bloku karkonosko-łużyckiego (profile 2, 3, 4 na fig. 2) profile osadów paleozoicznych są niepełne, zawierają liczne luki stratygraficzne, przewarstwienia osadów płytkowodnych i miąższe kompleksy skał wulkanicznych. Warunki tu panujące zinterpretowano jako charakterystyczne dla łuku wysp oddzielających wspomniane morze marginalne od otwartego oceanu. Obok cech litologicznych i facjalnych argumentem przemawiającym za tą tezą jest charakterystyka geochemiczna wulkanitów wschodniej osłony granitoidów Karkonoszy. Chemizm jest charakterystyczny dla łuku wysp (Narębski 1980). Wbrew utartym poglądom sekwencje skalne Zgorzeleckich Gór Łupkowych i Żelaznych Hor, mimo pewnego podobieństwa, skłonny jestem wiązać z warunkami panującymi w strefie łuku wysp, a nie z warunkami obszarów sąsiadujących od południowego wschodu i wschodu.

Profile utworów paleozoicznych Gór Kaczawskich i Bardzkich (profile 7 i 8 na fig. 2) zostały zrekonstruowane na podstawie wielu fragmentarycznych odsłonięć. Zawierają one pełny lub prawie pełny profil osadów paleozoicznych w odcinku od górnego ordowiku po dolny karbon. Są to osady pelagiczne, głębokomorskie, miejscami abysalne ily radiolariowe, miejscami detrytyczne osady o cechach fliszu dystalnego. Utwory te o stosunkowo niewielkiej miąższości są silnie zaburzone tektonicznie i stwierdzono, że lokalnie wchodzi w skład melanzu (Baranowski 1977) i – co jest szczególnie charakterystyczne – współwystępują z kompleksami spilitowo-keratofirowymi o nie określonej bliższej miąższości. Wulkanitom tym przypisuje się wiek kambryjski, należy jednak liczyć się z kompleksami młodszymi. Pod względem geochemicznym skały te odpowiadają bazaltom wysp oceanicznych (Narębski 1980). Paleozoiczne zespoły skalne regionu Gór Kaczawskich i Gór Bardzkich zinterpretowano jako charakterystyczne dla den oceanicznych. Don (1985) uważa, że w obrębie regionu („ryftu”) kaczawskiego panował w paleozoiku: „reżim facjalno-strukturalny zbliżony lub typowy dla obszarów o podłożu oceanicznym”. Za tezą o podłożu oceanicznym przemawiają poglądy Znoski (1981) i Majerowicza (1979), który w grupie górskiej Ślęży (gabra i serpentynity), w obrębie bloku przed-sudeckiego dostrzega cechy kompleksu ofiolitowego. Dodatkowych argumentów dostarczają wyniki badań Borkowskiej przeprowadzonych w gabrowym masywie Nowej Rudy. Masyw ten sąsiaduje od NW z regionem Gór Bardzkich. W rezultacie badań petrogenetycznych i geochemicznych Bor-

kowska (1985) stwierdza: „mimo że chemizm skał gabroidowych masywu Nowej Rudy różni się od chemizmu typowych ofiolitów Colemana, istniejące zbieżności skłaniają do uznania ich pochodzenia ze skorupy oceanicznej za prawdopodobne”. Wspomnieć tu jeszcze należy, że z osadami paleozoicznymi Gór Bardzkich sąsiadują serpentynity i gabra także i od NE.

4. Wymienione w poprzednim punkcie kompleksy skał magmowych i towarzyszące im osady pelagiczne, głębokomorskie, które zinterpretowano jako charakterystyczne dla den oceanicznych są elementami obcymi, allochtonicznymi w stosunku do segmentu kłodzko-izersko-łużyckiego (karkonosko-łużyckiego) reprezentującego skorupę kontynentalną. Z segmentem tym owe elementy allochtoniczne graniczą – jak zauważył Don (1984) – wzdłuż głównego uskoku sudeckiego (MF na fig. 1).

5. Element nawiązujący pod względem strukturalnym i petrogenetycznym do utworów moldanubskich, budujących trzon Masywu Czeskiego, to blok gnejsowy Gór Sowich, określony w starszej literaturze jako „kra gnejsowa Gór Sowich”. Blok ten, jak wskazują wyniki badań grawimetrycznych i magnetycznych, spoczywa na serpentynitach i gabroidach, które to skały odsłaniają się bądź zostały nawiercone w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi tego bloku.

6. Profile osadów paleozoicznych (górnny dewon i dolny karbon, profile 4, 5, 6 i 8 na fig. 2), występujących w otoczeniu bloku gnejsowego Gór Sowich, dostarczają informacji na temat zdarzeń tektonicznych, w wyniku których uformował się współczesny zrąb struktury Sudetów Środkowych. Na przeobrażonych seriach wulkaniczno-osadowych metamorfiku kłodzkiego (udokumentowany ludlow – prawdopodobny dewon) leżą nie zmienione wapienie i osady detrytyczne fame-nu (profil 4 na fig. 2). W górnodewońskiej sekwencji osadowej depresji Świebodzic pojawiają się po raz pierwszy otoczaki gnejsów sowiogórskich i gabroidów. Nasuwa się przypuszczenie, że po środkowym dewonie warunki paleogeograficzne w Sudetach Środkowych uległy raptownej zmianie. W formie hipotezy roboczej wysunąć można przypuszczenie, że do trzonu krystalicznego Masywu Czeskiego (skorupa kontynentalna) przyłgnał, być może w strefie ukośnego przesuwu, płat skorupy oceanicznej (serpentynity, gabra) wraz ze spoczywającym na nim mikrokontynentem (krą gnejsową Gór Sowich). W tym ujęciu określenie „kra” nabiera ponownie aktualności. Od tego momentu blok gnejsowy Gór Sowich

jest ściśle związany z historią rozwoju Sudetów Środkowych. Pochodzą z niego otoczaki w utworach autochtonicznych i paraautochtonicznych górnego dewonu i turneju.

7. Dalszy przebieg zdarzeń tektonicznych w Sudetach Środkowych zrekonstruować można w następujący sposób: Po przyłgnięciu skorupy oceanicznej wraz ze spoczywającym na niej blokiem gnejsowym Gór Sowich, rozwinęła się w północnej części tego bloku aktywna strefa uskoka dostarczająca w górnym dewonie i najniższym dinancie materiału detrycznego do depresji Świebodzić (profil 6 na fig. 2). Ograniczała ona od północy hipotetyczny masyw południowy, na który wkraczały jednak płytkie zalewy (zatoki?) morskie. O ich obecności świadczą paraautochtoniczne, nerytyczne osady famenu i turneju stwierdzone w północnej części regionu Gór Bardzkich w otworze Żdanów IG-1.

W turneju miały miejsce fałdowania fazy nassauskiej i – jak stwierdza H. Teisseyre (1968): „towarzyszyła im tektonika grawitacyjna, której efektem były ześlizgi brzeżnych struktur kaczawskich w kierunku fałdującej się depresji Świebodzić”. Być może wówczas „przyłgnęły”, a w każdym razie zostały ściślej zespolone z Masywem Czeskim serie spilitowo-keratofrowe Gór Kaczawskich i towarzyszące im osady głębokomorskie.

W następstwie tych ruchów rozwinęło się w wizenie zapadlisko Sudetów Środkowych. Wypełniły je miększe kompleksy osadów śródlądowych (profil 5 na fig. 2). W górnym wizenie morze ponownie wkroczyło na teren Sudetów Środkowych. Zróznicowanie fałdalne osadów górnego wizeniu w północnej części Gór Bardzkich (Chorowska, Radlicz 1984) świadczy o żywej dynamice procesów akumulacji przybrzeżnej w tym regionie.

W namurze A, prawdopodobnie w dolnym namurze A (faza Gór Kruszcowych), miały miejsce wielkie przemieszczenia mas skalnych, w wyniku których nasunięte zostały na paraautochton północnej części Gór Bardzkich allochtoniczne

osady syluru, dewonu i dinantu, w tym także górnego wizeniu. Efektem tych ruchów jest m. in. superpozycja utworów dewonu w stosunku do osadów dinantu stwierdzona w otworze Żdanów IG-1. Jest kwestią otwartą, czy owo „przemieszczanie” nastąpiło jako bezpośredni efekt endotektoniki, czy też jest ono wynikiem ruchów masowych, jak to sugeruje Chorowska (Chorowska *et al.* 1985) i Wajsprych (1978).

8. Przedstawiona w p. 6 hipoteza robocza o przyłgnięciu skorupy oceanicznej segmentu kaczawsko-bardzkiego do sialicznej skorupy Masywu Czeskiego (w segmencie kłodzko-izersko-lużyckim) wyjaśnia wiele dotychczas nie rozwiązanych lub trudnych do wyjaśnienia kwestii poruszonych w opracowaniu Guni (1985) dotyczącym pozycji geologicznej bloku sowiogórskiego. Przedstawiona w niniejszym opracowaniu koncepcja otwiera równocześnie wiele nowych problemów wymagających rozwiązania bądź sprawdzenia. Przede wszystkim skąd, z jakiego kierunku przybył ów fragment skorupy oceanicznej z mikrokontynentem – krą Gór Sowich. Piszący te słowa wyklucza raczej kierunek południowy. Kolejne pytania to: Kiedy i w wyniku jakich przemieszczeń przyłgnął segment kaczawski? Jaki jest związek przestrzenny i czasowy ruchów stwierdzonych w Sudetach Środkowych z tektoniką płaszczowinową i kolejnymi stadiami metamorfizmu rozpoznanymi w Hrubym Jeseniku w Sudetach Wschodnich? I wreszcie: jaka jest pozycja tektoniczna tzw. metamorfiku środkowej Odry lub mówiąc bardziej ogólnie formacji wrocławskiej w ujęciu Grocholskiego (1982), reprezentowanej przez serie osadowe i wulkaniczne przeobrażone w facji amfibolitowej?

Rozwiązanie tych różnorodnych problemów wymaga użycia zespołu nowoczesnych metod badawczych stosowanych przy sprawdzaniu hipotez dotyczących „suspected terranes”, a więc przede wszystkim badań paleomagnetycznych, datowań izotopowych, jak również analizy mikrofacjalnej osadów występujących na szeroko pojętym przedpolu Sudetów.

LITERATURA

- BARANOWSKI Z., 1977: *Stan badań sedymentologicznych serii metamorficznych pochodzenia osadowego wschodniej części Gór Kaczawskich*, [w:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego*. Materiały Konferencji Terenowej. Wrocław.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., URBANEK Z., 1982: Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych metamorfiku Gór Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, 341, s. 141–167.
- BARANOWSKI Z., LORENC S., 1981: Pozycja geologiczna wapieni wojcieszowskich względem serii zieleńcowej (spilitowo-keratofrowej). The geological position of Wojcieszów Limestones in relation to greenstone (spilitic-keratophytic) series of southeastern Kaczawskie Mts. Sudetes. *Geol. Sudetica*, 16, 2, s. 49–57.

- Biskupin IG 1, Nowa Kuźnia IG 2, Chocianów IG 3, 1975: (red.) J. Jerzmański [w:] *Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 23. Warszawa.
- BLOCK W., 1938: Das Altpaläozoikum des ostlichen Bober-Katzbachgebirges. *Geotekt. Forsch.*, H. 2, s. 56–104.
- BORKOWSKA M., 1985: Skąły gabrowe masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały. Gabbroic rocks and their minerals from the Nowa Ruda massif. *Geol. Sudetica*, 20, 1, s. 1–32.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL P., 1980: Origin and age of Izera Gneisses and Rumburk Granites in the Western Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, 30, 2, s. 121–146.
- BRAUSE H., 1969: Das verdeckte Altpaläozoikum der Lau-sitz und seine regionale Stellung. *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Kl. Bergbau, Huttenw. Montangeol.* 1, s. 1–143.
- BREEMEN O. van, AFTELION M., BOWES O. R., DU-DEK A., MISAŘ Z., POVANDRA P., VRANA S., 1982: Geological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia and their significance in the evolution of Central Europe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73; s. 89–108.
- CHÁB J., OPLETAL O., 1984: Přikrovova stavba východního okraje Červenohorského sedla v Hrubým Jeseníku. Nappe tectonics of the eastern margin at the Červenohorské sedlo belt Hruby Jeseník Mts. (Altwatergebirge), northern Moravia, Czechoslovakia. *Věst. U. U. G.*, 59, 1, s. 1–10.
- CHAB J. et al., 1984: Problemy tektonického a metamorfniho vývoje východní části Hrubého Jeseníka. Problems of the tectonic and metamorphic evolution of the eastern part of Hrubý Jeseník Mts. (Altwatergebirge), northern Moravia, Czechoslovakia. *Sbor. geol. věd.*, 39, s. 27–72.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeraty v krkonošském krystaliniku. Conglomerates in the Krkonoše Crystalline Massif. *Shorn. Ustř. Ust. Geol.*, 28, s. 143–190.
- 1983: Stratiformní Železné rudy a polimetalická kyzova mineralizace v železnobrodském krystaliniku. Stratiform iron ores and polymetallic sulfide mineralization in the Železný Brod Crystalline Complex. *Věst. Ustř. Ust. Geol.*, 58, 1, s. 321–331.
- CHOROWSKA M., 1978: Devon zachodniej części obszaru przedsudeckiego, [w:] *Przew. 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol.* s. 108–113. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1982: Badania stratygraficzne formacji metamorficznych Sudetów. Stratigraphic Investigations of Metamorphic Formations of the Sudetes. *Biul. Inst. Geol.*, 341, s. 117–139.
- CHOROWSKA M., OBERC J., 1980: The stratigraphy and tectonics of the Uppermost Silurian and Lower Devonian of the Zdanów Section (Góry Bardzkie; Sudety Mts.) in the light of conodont studies. *Kwart. Geol.*, 24, 2, s. 193–216.
- CHOROWSKA M., RADLICZ K., TOMCZYK H., 1981: Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). Ordovician, Silurian and Devonian rocks at Lubań. *Kwart. Geol.*, 25, 2, s. 243–264.
- CHOROWSKA M., MILEWICZ J., RADLICZ A., RYDZEWSKI A., 1984: *Badania wglębnej budowy geologicznej wschodniej części Dolnego Śląska. Dokumentacja wynikowa otworu Boguszyń IG 1*. Arch. Dok. Źródł. IG, Wrocław.
- CHOROWSKA M., RADLICZ K., 1984: Karbońskie wapień i zlepieńce w zachodniej części struktury bardzkiej. Carboniferous limestones and conglomerates in western part of the Bardo Structure. *Kwart. Geol.*, 28, 2, s. 251–290.
- CHOROWSKA M., MACIEJEWSKI S., MILEWICZ J., RADLICZ K., SIEMIĄTKOWSKI J., 1985: *Badania wglębnej budowy geologicznej Sudetów – struktura bardzka. Dokumentacja wynikowa otworu Zdanów IG 1*. Arch. Dok. Źródł. IG, Wrocław.
- CWOJDZIŃSKI S., 1980: Ewolucja geologiczna Polski Południowo-Zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geological evolution of South-Western Poland interpreted in terms of plate tectonics. *Geol. Sudetica*, 15, 1, s. 43–66.
- DEPCIUCH T., 1971: Wiek bezwzględny granitoidów strzegomskich określony metodą K-Ar. Absolute age (K-Ar) of granitoids from the Strzegom area. *Kwart. Geol.*, 15, 1, s. 862–869.
- DEPCIUCH T., LIS J., 1971: Wiek bezwzględny K-Ar granitoidów masywu Karkonoszy. Absolute (K-Ar) age of the Karkonosze Granitoid Massif. *Kwart. Geol.*, 15, 4, s. 855–861.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1980: K-Ar ages of the Owl Mts. Gneisses Raft. *Acta Geol. Pol.*, 30, 4, s. 501–517.
- DON J., 1984: Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. The Caledonides and Variscides in the Western Sudetes. *Prz. Geol.*, 8–9, s. 459–468.
- 1985: Model ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku (propozycja). Model of expansional development of the Western Sudetes Mts. in the Paleozoic (a proposal). *Prz. Geol.*, 3, s. 109–116.
- DZIEDZIC K., 1960: Niektóre problemy geologiczne związane z kulmową ostrogą Jabłowa (Sudety Środkowe). Quelques problèmes géologiques liés avec le promontoire de Culm de Jabłów (Sudetes Moyens). *Acta Geol. Pol.*, 10, 3, s. 339–350.
- ELLENBERGER F., TAMAIN A. L. G., 1980: *Hercynian Europe. Episodes Special Issue*, 1, s. 22–27.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966: Structural research in the boundary between the Kaczawa Mts. and the Izera Region. *Bull. de l'Acad. Pol. Sci. Ser. Geol., Geogr.*, 14, 3, s. 171–179.
- GÓRECKA T., JUROSZEK CZ., KARWOWSKI L., KŁAPCIŃSKI J., LORENC S., MIERZEJEWSKI M., SACHANBIŃSKI M., ŚLUSARCZYK S., 1977: Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. The crystalline rocks and Carboniferous deposits of the Foresudetic Monocline, the Żary Pericline and the adjacent part of Foresudetic Block. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wrocl.*, 22, 9.
- GÓRECKA T., GRODZICKI A., JUROSZEK CZ., KŁAPCIŃSKI J., LORENC S., MIERZEJEWSKI M., PARKA Z., SACHANBIŃSKI M., ŚLUSARCZYK S., TEMPLIN L., 1978: Utwory skalne podłoża permu wschodniej części monokliny przedsudeckiej. Pre-Permian rocks of eastern part of the Fore-Sudetic Monocline. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wrocl.*, 25, 11.
- GROCHOLSKI A., 1960: Uwagi na temat budowy geologicznej zachodniej okolicy Wałbrzycha. Notes on Geological Structure of Western Region of Wałbrzych. *Kwart. Geol.*, 4, 3, s. 631–646.
- 1965: Wulkanity niecki wałbrzyskiej w świetle badań strukturalnych. The Volcanic Rocks in the Wałbrzych Basin in the Light of Structural Studies. *Biul. Inst. Geol.*, 191, s. 5–67.
- 1974: Problemy stratygrafii silezu w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym. Stratigraphical problems of the Silesian in the Lower Silesian Coal Basin. *Kwart. Geol.*, 18, 1, s. 63–79.

- 1976: Zagadnienie waryscyjskiej przebudowy NE obrzeżenia Masywu Czeskiego. On Variscan reconstruction of NE margin of the Bohemian Massif. *Prz. Geol.*, 6, s. 357–362.
- 1982: Serie krystaliczne bloku przedsudeckiego i związane z nimi perspektywy surowcowe. Crystalline series of the Fore-Sudetic Block and the connected prospects for mineral resources. *Biul. Inst. Geol.*, 341, s. 97–116.
- 1983: The Carboniferous in South-Western Poland. *Prz. Geol.*, 6, s. 351–356.
- 1986: Proterozoic and Paleozoic of south-western Poland in a light of new data. *Biul. Inst. Geol.*, 355, s. 7–29.
- GUNIA T., 1967: *Cambrotrypa (Tabulata)* z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Cambrotrypa (Tabulata)* from metamorphic rocks of the Western Sudetes. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, 3, s. 417–428.
- 1968: Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzie. On the Fauna, Stratigraphy and Conditions of Sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzie Depression (Middle Sudetes). *Geol. Sudetica* 4, s. 115–220.
- 1985: Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię Sudetów Środkowych. Geological position of the Sowie Góry block and its influence on the paleogeography of the Paleozoic Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, 20, 2, s. 83–119.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1971: Zagadnienia wieku wapieni i fyllitów z Małego Bożkowa, Sudety Środkowe. On the age of limestones and phyllites from Mały Bożków (Central Sudetes). *Geol. Sudetica*, 5, s. 137–167.
- HAYDUKIEWICZ A., 1977: *Zagadnienie budowy płaszczynowej Gór Kaczawskich*, [w:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego*. s. 22–25. Wrocław.
- HAYDUKIEWICZ J., 1979: Stratigraphy of Zdanów Series in the northern part of the Bardo Unit on the basis of conodonts. *Geol. Sudetica*, 14, 2, s. 77–99.
- JAEGER H., 1964: *Monograptus hercynicus* in den Westsudeteten und das Alter Westsudeteten-Hauptfaltung, Teil I-II. *Geologie*, Jhg. 13, 3, 4, s. 249–277.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1984: Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Geochronological study of a part of the northern cover of the Karkonosze Granite by fission track methods. *Arch. Miner.*, 39, 2, s. 139–183.
- KOTAS A., 1982: Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, [w:] *Przewodnik 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, s. 45–71. Wyd. Geol., Warszawa.
- KURAL S., MORAWSKI T., 1968: Strzegom-Sobótka Granitic Massif. *Biul. Inst. Geol.*, 227, s. 33–85.
- KURAŁOWICZ E., 1976: Lower Devonian Graptolite Fauna from the Bardo Mts. (Sudetes). *Acta Geol. Pol.*, 26, 4, s. 485–488.
- LORENC S., 1983: Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. Petrogenesis of the Wojcieszów crystalline limestones (Góry Kaczawskie, Sudetes Mts.). *Geol. Sudetica*, 18, 1, s. 61–119.
- MAJEROWICZ A., 1979: Grupa Górska Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. The Ślęża Mountain Group versus recent petrological problems of ophiolites, [w:] *The selected stratigraphic, petrographic and tectonic problems of the region east of the Sowie Góry Gneissic Block and the Kłodzko Metamorphic Units*. s. 9–34. Wrocław.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1985: Denudacja Prakarkonoszy w permokarbonie i mezozoiku. Denudation of the ancient Karkonosze Mts. during Permocarboniferous and Mesozoic Era. *Geol. Sudetica*, 20, 1, s. 197–220.
- NARĘBSKI W., 1980: Paleotectonic setting of the Circum-Karkonosze Lower Paleozoic spilite-keratophyre suites based on geochemistry of iron group elements. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50, 1, s. 3–25.
- PIETSCH K., 1962: *Geologie von Sachsen*. VEB deutsch. Verl. Wiss. Berlin.
- PORĘBSKI S. J., 1981: Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzie (Sudety Zachodnie). Świebodzie succession (Upper Devonian-Lower Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan delta complex. *Geol. Sudetica*, 16, 1, s. 101–188.
- SAWICKI L., 1965: *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego (bez osadów czwartorzędowych)*. Geological map of Lower Silesia without Quaternary deposits. Inst. Geol. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1972: Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Petrogenetic and structural problems of the northern cover of the Karkonosze Granite. *Geol. Sudetica*, 6, s. 97–188.
- SUK M. et al., 1984: *Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic*. Geological Survey, Prague.
- SVOBODA J. (red.), 1964. *Regionalni geologie ČSRS*. Praha.
- TEISSEYRE H., 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych. Sedimentation, paleogeography and tectonics of Lower Carboniferous in the Middle Sudetes. *Kwart. Geol.*, 2, 3, s. 579–591.
- 1959: Zur dem Problem der Discordanz Zwischen den Waldenburger Schichten und dem Kulm in der Innersudetischen Mulde, *Geologie*, 8, 1, s. 3–12.
- 1963: Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków-Wojcieszów anticline – a representative Caledonien Structure in Western Sudetes. *Pr. Inst. Geol.*, 30, s. 459–499.
- 1968: Stratigraphy and tectonics of the Świebodzie Depression. *Biul. Inst. Geol.*, 222, s. 77–106.
- 1980: Precambrian in South-Western Poland. *Geol. Sudetica*, 15, s. 7–40.
- TEISSEYRE A. K., 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentary and paleogeography of the culm of alluvial fans in the Western Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, 9, 2, s. 90–125.
- TELLER L., 1960: Poziom *Monograptus hercynicus* z warstw zdanowskich w Górach Bardzkich. *Monograptus hercynicus* zone from the Zdanów beds of the Bardo Range (Sudeten). *Acta Geol. Pol.* 10, 3, s. 325–338.
- URBANEK Z., 1977: Stan badań nad stratyografią metamorfiku kaczawskiego, [w:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego*, s. 10–16. Wrocław.
- 1978: The significance of Devonian Conodont faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks of the northern part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudetica*, 13, 1, s. 7–26.
- WAJSPRYCH B., 1978: Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich. Allochthonous Paleozoic rocks in the Visean of the Bardzkie Mts. (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, 1, s. 99–127.
- WOJCIECHOWSKA I., 1982: Rozwój budowy geologicznej rejonu kłodzkiego w świetle badań mezotektonicznych.

- Evolution of the geologic structure of the Kłodzko Region based on mesotectonic studies. *Biul. Inst. Geol.*, 341, s. 75–96.
- ZIMMERMANN F., 1936: Das Alter der Gneiskonglomerate des Fürstensteiner Kulms. *Jarb. preuss. Geol. Landesanst.* Bd. 56.
- ZNOSKO J., 1981: The problem of oceanic crust and ophiolites in the Sudetes, [w:] *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif*. Guide book of excursion, vol. 2. Potsdam-Freiberg.
- ŻAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and Facial Extents of the Lower Carboniferous in Sudetes. *Kwart. Geol.*, 7, 1, s. 73–94.

THE PALEOZOIC OF SOUTHWESTERN POLAND

Andrzej GROCHOLSKI

Geological State Survey, Lower Silesian Branch,
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław, Poland

Summary

ABSTRACT: The most recent data on stratigraphy and lithofacies analyses of Paleozoic strata of SW Poland as well as of the adjoining areas have been taken into account in order to introduce a hypothesis stating that the Barrandian (Prague basin) succession constitutes sedimentary infill of a marginal sea separated by an island arc from the open ocean. At present the remnants of this arc can be traced along the zone of Paleozoic inliers extending from the Klodzko metamorphic terrain on the east up to the Karkonosze-Lusatia block on the west, while the

fragments of Paleozoic oceanic crust occur in the Góry Kaczawskie and Góry Bardzkie Mts and also in the northern part of the Fore-Sudetic block. It is suggested here that the oceanic crust together with the overlying Góry Sowie Mts gneiss unit might have been accreted to the continental crust of the Bohemian Massif along an oblique strike-slip zone during the Middle to Late Devonian times. Significant strike-slip displacements took also place there during the Tournaisian and Namurian A.

INTRODUCTION

The studies on stratigraphy and lithofacies analyses concerning Paleozoic sequences of the Sudetes which have been carried out since the early 70-ties resulted in many new, often unexpected, conclusions. The objective of the present paper is to bring together and compare with one another the profiles of Paleozoic sedimentary successions of the Sudetes and their foreland (region of the Lower Silesia) with those of the

Lusatian block and of the Barrandien area (Prague basin), in the Bohemian Massif (Fig. 1). A comparative analysis allowed getting of the most recent results into sequence and — due to this disclosed differences in the geological structure between the region of the Lower Silesia and the adjacent areas — made it possible to conceive the lower presented conclusions and generalizations.

CONCLUSIONS

1. The Paleozoic strata of the region under discussion (Fig. 1) overlie an older basement of various kind. The basement of the Barrandien area is composed of volcanic-sedimentary complexes, Late Proterozoic in age. Over the area of the Karkonosze-Izera-Lusatia block the Paleozoic sedimentary succession overlies Late Proterozoic sedimentary strata (Lusatian Greywacke) and Early Paleozoic granitoids. In the Góry Kaczawskie area and over the Fore-Sudetic block the basement is defined by volcanic and sedimentary sequences which must have developed during the time span ranging from the Late Proterozoic up to the Middle Cambrian.

2. The profiles of Paleozoic sequences show considerable variations in their facies and thickness characteristics as well as in the degree and type of metamorphism. It is Don (1984) who distinguished the Klodzko-Izera-Lusatia segment of Caledonian consolidation (Sardinian-Salair phase) from the Early Hercynian segment of Góry Kaczawskie—Góry Bardzkie—Zgorzelec. Grocholski (1986), in his turn, perceived significant differences in the structure of both segments and termed them the southern or Karkonosze-Kludzko region and the northern or Kaczawa-Bardo one. Distinct, different in many respects, is the profile of Paleozoic succession of the Barrandien area, in the Bohemian Massif.

3. The main differences between the stratigraphic profiles in the three above defined areas of sediment accumulation are as follows:

Within the Bohemian Massif (profile 1 in Fig. 2) almost a complete profile of the Paleozoic is developed, ranging from the Cambrian up to the Middle Devonian. Its total thickness is of the order of 7000 m. The strata contain numerous intercalations of volcanics and are abundant in marine fauna. This succession was deposited in a progressively subsiding marine basin which had formed on a sialic basement. This basin, considered in its paleogeographical context, can be interpreted as a marginal sea.

Within the Karkonosze-Izera-Lusatia block (profiles 2, 3 and 4 in Fig. 2) the Paleozoic sequences are incomplete, containing numerous gaps, sheets of shallow-water sediments and thick volcanic complexes. The conditions which persisted there are here interpreted as typical of an island arc separating the marginal sea from the open ocean. Apart from the lithological and facies characteristics, this conclusion is supported by the geochemistry of metavolcanics from the metamorphic envelope bounding the Karkonosze granitoids from the east. Their chemistry is characteristic of the island arc volcanics (Narebski 1980). In contrast to the traditional views and in spite of some similarity of rock sequences of the Gorlitzer Schiefergebirge and Železne Hory to those of the areas located south and southeast of them, I am of the opinion that the development of the former sequences was affected by conditions typical of the island arc environment and not by those associated with the adjoining areas.

Profiles of Paleozoic successions of the Góry Kaczawskie

and Góry Bardzkie Mts (profiles 7 and 8 in Fig. 2) were restored on the basis of many fragmentary exposures. Taken together they contain a complete or almost complete Paleozoic profile at the interval ranging from the Upper Ordovician up to the Lower Carboniferous. The Paleozoic sequence is composed there of pelagic, deep-marine, abyssal at places, radiolarian clays and locally of clastics showing features of the distal flysch. These sediments constitute a relatively thin, strongly tectonized sequence and locally were found to form a melange (Baranowski 1977). Of particular interest is that they coexist with spilite-keratophyre complexes of thicknesses not exactly known. Although the Cambrian age is commonly ascribed to these volcanics, nevertheless they may be also younger units. In the geochemical respect these rocks correspond to the ocean island basalts (Narebski 1980). The Paleozoic rock associations of the Góry Kaczawskie and Góry Bardzkie regions are considered here typical of the ocean floor sequences. Don (1985) expressed the opinion that during the Paleozoic time within the Kaczawa region ("rift") there took place "a facies-structural regime close to or typical of basins underlain by the oceanic crust". This view of the oceanic-type basement is supported with data by Znosko (1981) and Majerowicz (1979) who described the Mt Ślęza gabbros and serpentinites, Fore-Sudetic block, as displaying features of an ophiolite complex. Additional arguments have been supplied by Borkowska (1985) who examined gabbro of the Nowa Ruda massif, adjacent to the Góry Bardzkie from the NW. Her petrogenetic and geochemical investigations resulted in the following statement: "In spite of the fact that the chemistry of gabbroic rocks of the Nowa Ruda massif differs from that of the typical Coleman's ophiolites, the existing similarities make me consider their oceanic crust origin to be likely". It also should be mentioned that the Paleozoic terrain of Góry Bardzkie is bordered from the northeast by serpentinite and gabbro massifs as well.

4. The igneous complexes listed in (3) together with the associated pelagic, deep-marine sediments, that have been interpreted as typical of ocean floor environment, are exotic, allochthonous elements with respect to the Kłodzko-Izera-Lusatia segment, the latter originally represented by the continental crust. They are separated from this segment by the Main Sudetic Fault (MF in Fig. 1), as recognized by Don (1984).

5. The element which, in respect to its structure and petrogenesis, corresponds to the Moldanubian sockle complexes of the Bohemian massif, is the gneiss block of the Góry Sowie Mts, in the older papers called "Góry Sowie gneissic floe". As indicated by gravimetric and magnetometric data, this block is underlain by serpentinitic and gabbroic rocks which crop out and/or were drilled in the immediate vicinity of the block's edges.

6. Stratigraphic profiles of the Paleozoic sequences (Upper Devonian and Lower Carboniferous, profiles 4, 5, 6 and 8 in Fig. 2) surrounding the Góry Sowie block contain information concerning the tectonic events which formed the present-day structure of the Middle Sudetes. The metavolcanic and metasedimentary series of the Kłodzko area (with documented Ludlovian to probable Devonian) are overlain with unmetamorphosed limestones and clastics of Famennian age (profile 4 in Fig. 2). The first sedimentary record of the Sowie Góry gneisses and gabbros is known from Upper Devonian conglomerates of the Świebodzice depression. A suggestion can be made that after the Middle Devonian a rapid change of the paleogeographic conditions took place over the area of Middle Sudetes. Further, a working hypothesis can be presented,

stating that to the main, continental body of the Bohemian Massif (continental crust) a fragment of the oceanic crust (serpentinites and gabbros) together with an overlying microcontinent – the gneissic "floe" of the Góry Sowie – has been accreted along an oblique strike-slip fault zone. In such a model a traditional term "floe" seems to be quite up-to-date again. Since that moment the Góry Sowie gneiss block has been intimately related to the overall development history of the Middle Sudetes and supplied pebbles known from autochthonic and parautochthonic sediments of the Upper Devonian and Tournaisian.

7. The further course of tectonic development of the Middle Sudetes may be described as follows:

After the accretion of the oceanic fragment partly covered by the Góry Sowie block an active fault zone formed along the northern rim of this block. This zone's activity resulted in the detrital material supply to the Świebodzice depression during the Late Devonian and in the beginning of Early Dinantian (profile 6 in Fig. 2). This same fault zone bordered from the north a hypothetical Southern Massif, which, however, was temporarily affected by shallow sea incursions (forming sea bights?). Their existence seems to be attested by parautochthonic, neritic sediments of Famennian and Tournaisian age recorded in the northern part of the Góry Bardzkie at the borehole Żdanów IG-1.

During the Tournaisian a Nassau-phase folding took place and after H. Teisseyre (1968) "it was accompanied by gravity tectonics which resulted in sliding of marginal structural elements of the Góry Kaczawskie into the Świebodzice depression which was just being folded". Maybe it is in this time that the spilite-keratophyre series of the Góry Kaczawskie and the accompanying deep sea sediments were accreted to the Bohemian massif.

This activity led to the formation of Middle Sudetes sedimentary basin during the Viséan. The basin was next filled with thick complexes of continental sediments (profile 5 in Fig. 2). In the Late Viséan the sea invaded again the area of the Middle Sudetes. Facies differentiation of the Upper Viséan sediments of the northern part of the Góry Bardzkie (Chorowska, Radlicz 1984) shows active dynamics of near-shore accumulation processes in that region.

In the Namurian A, presumably in the early Namurian A (Erzgebirge phase) there took place large-scale displacements of rock masses, due to which allochthonous Silurian, Devonian and Dinantian (including Upper Viséan) sediments were overthrust upon parautochthonic sedimentary sequences of the northern Góry Bardzkie Mts. The effect of these displacements is, among others, a superposition of the Devonian with respect to the Dinantian sediments as revealed by the borehole Żdanów IG-1. It remains an open question if these displacements were the direct result of endotectonism, either they were due to gravity-driven mass movements as suggested by Chorowska (in: Chorowska *et al.*, 1985) and Wajsprych (1978).

8. The working hypothesis presented at point 6, assuming the accretion of oceanic crust of the Kaczawa-Bardo segment to the sialic crust of the Bohemian massif (Kłodzko-Izera-Lusatia segment) explains many of the hitherto unsolved (or difficult to solve) questions indicated by Gunia (1985) in a paper dealing with the geological position of the Góry Sowie block. At the same time the concept here presented poses many new problems to be solved. First, from where did this fragment of oceanic crust with a microcontinent – the Góry Sowie "floe" come? The present writer suggests that the southern direction is rather excluded here. Next, when and

due to what kind of displacements was the Kaczawa segment accreted? What was the characteristics of tectonic activity of the Erzgebirge phase? What were spatial and temporal relationships of the movements recognized in the Middle Sudetes with the thrust tectonics and successive stages of metamorphism established in the Hruby Jeseník Mts in the East Sudetes? Finally, what is the tectonic position of the so called Middle Odra metamorphics or, to say in a more general way, of the Wrocław Formation *sensu* Grochowski (1982), represen-

ted by amphibolite-grade metamorphosed sedimentary and volcanic sequences?

The solution of these various problems needs application of modern investigation techniques currently used when testing hypotheses concerning "suspect terranes", namely paleomagnetic, and isotope dating methods as well as microfacies analysis of the sediments covering the – broadly understood – Fore-Sudetic area.

Translated by Paweł Aleksandrowski