

JERZY DON
Uniwersytet Wrocławski

KALEDONIDY I WARYSCYDY SUDETÓW ZACHODNICH*

Sudety zaliczane są na współczesnych mapach tektonicznych (np.: 50, 80), jak i w szeregu aktualnie ukazujących się publikacjach (np.: 15, 48) ogólnie do waryscydów środkowej Europy. Pogląd ten pierwsi ugruntowali F.E. Suess (65) oraz H. Cloos (14). Niemniej w rozwoju Sudetów równie duży wpływ miały wcześniejsze orogenezy. Już w 1916 r. E. Zimmermann (92) zwrócił uwagę, iż główne fałdowanie w Sudetach odbyło się przed sedymentacją kulmu. Na duży wpływ orogenezy kaledońskiej w budowie środkowej części tego górotworu wskazał E. Bederke (2). W Ziemi Kłodzkiej leżą bowiem niezmetamorfizowane osady górnego dewonu transgresywne na intensywnie sfałdowanych, zmetamorfizowanych oraz erozyjnie głęboko ściętych seriach zaliczanych ówczynie do kambro-

syluru. W koblencu, podobna transgresja objęła Sudety Wschodnie.

W obrębie orogenu kaledońskiego zachował się jeszcze starszy fragment Sudetów, zbudowany z migmatycznych gnejsów sowiogórskich. E. Bederke zwrócił uwagę, iż otaczające go serie kambro-sylurskie uległy w jego bezpośrednim sąsiedztwie stosunkowo najslabszej metamorfozie. Zjawisko to tłumaczył osłaniającą działalnością wspomnianego bloku śródgórskiego. W jego NW narożu utworzyła się w górnym dewonie depresja Świebodzic,

* Referat zgłoszony na konferencję: „Europe on the Geological Map” – Third Meeting of the European Geological Societies in Erlangen, FRG, May 24 th – 31 st 1983 (Don. 23).

wypełniana grubymi seriami fanglomeratów, dla których obszarami alimentującymi były zarówno gnejsy sowiogórskie, jak i zmetamorfizowane serie kambro-syluru Gór Kaczawskich. Nieco później, bo w dolnym karbonie, zaczęła się tworzyć depresja śródsudecka, zasypywana w części północnej (wzdłuż aktywnego uskoku Domanowa) brekcjami sedymentacyjnymi, przechodzącymi ku S w fanglomeraty złożone z otoczków fyllitów, litytów, a wyżej również masowo zielenców, pochodzących z erozji zmetamorfizowanych uprzednio serii Gór Kaczawskich (93). Na podstawie tych oraz podobnych obserwacji E. Bederke (3) podzielił Sudety na część zachodnią – kaledońską oraz wschodnią – waryscyjską. Za strefę graniczną przyjął nasunięcie ramszowskie.

Badania Bederke'go wywarły duży wpływ na dalszy rozwój poglądów dotyczących ewolucji Sudetów. Uświadomiły bowiem, iż przebiegała ona w kilku etapach. Dalsze dyskusje koncentrowały się głównie na zasięgu i zakresie przeobrażeń powodowanych przez poszczególne orogenezy, przy czym ogólnie przyjmowano piętrowy model budowy Sudetów. H. Teisseyre (72, 74) zwracał uwagę na ograniczony rozwój kaledonidów sudeckich, pozbawionych większych intruzji granitoidowych oraz formacji molasowych. Łączył je w jeden ciągły cykl orogeniczny kaledono-waryscyjski.

Jeszcze mniejszą rolę fałdowaniom kaledońskim przypisywał J. Oberc (54, 56). Związał on serie mezozonalnie przeobrażone wokół masywu sowiogórskiego oraz epizodalnie zmetamorfizowane warstwy radzimowickie Gór Kaczawskich z fałdowaniami orogenezy staro- a częściowo młodoassyntyjskiej (kadomskiej), natomiast pozostałe serie przedgórnokarbońskie przeobrażone epizodalnie lub nie zmetamorfizowane z fazami waryscyjskimi. W ujęciu tego autora (55) jedynym w Sudetach orogenezem młodo-kaledońskim są południowe Karkonosze oraz ewentualnie metamorfik kłodzki. Zgodnie z tą opinią zobrazowana została budowa Sudetów na najnowszej mapie tektonicznej Europy (10).

Pogląd o dużym znaczeniu orogenezy waryscyjskiej w Sudetach Zachodnich ugruntowały odkrycia pelagicznych osadów górnego dewonu (83, 84) oraz osadów wapiennych i szarogłazowych wizenu (13) wśród epizodalnie przeobrażonych serii Gór Kaczawskich, których główne fałdowanie łączono dotąd z orogenezą kaledońską (2, 74). Podobnie jak wcześniej w Zgorzeleckich Górach Łupkowych (6, 7) uznano fazę sudecką z przełomu dolnego i górnego karbonu odpowiedzialną za przerwanie rozwoju geosynklinalnego, sfałdowanie i metamorfozę epizodalną również w Górach Kaczawskich (13, 86). Tym samym powstał nowy wymagający wyjaśnienia problem pochodzenia brekcji sedymentacyjnych i otoczków zmetamorfizowanych skał w fanglomeratach i zlepieńcach górnego dewonu oraz dolnego karbonu depresji Świebodziec i depresji śródsudeckiej. J. Oberc (57) zasugerował, iż materiał ten dostarczyły erodowane w tym czasie serie proterozoiczne podłoża geosynkliny kaczawskiej, wydzwignięte w obrębie tzw. kordyliery południowo-kaczawskiej. W fazie sudeckiej kordylierę tę zakryć miały nasuwające się od N płaszczowiny kaczawskie.

Za taką interpretacją nie przemawia jednak ani skład litologiczny otoczków, ani też sytuacja geologiczna w strefie granicznej omawianych jednostek strukturalnych. Jeszcze większe trudności powstają przy próbach wyjaśnienia zasadniczych różnic w czasowo równoległym rozwoju geologicznym metamorfiku kłodzkiego i struktury bardzkiej. Zwrócił już na to uwagę E. Bederke (2), sugerując równocześnie, iż jednostki te – podobnie jak krystalinik

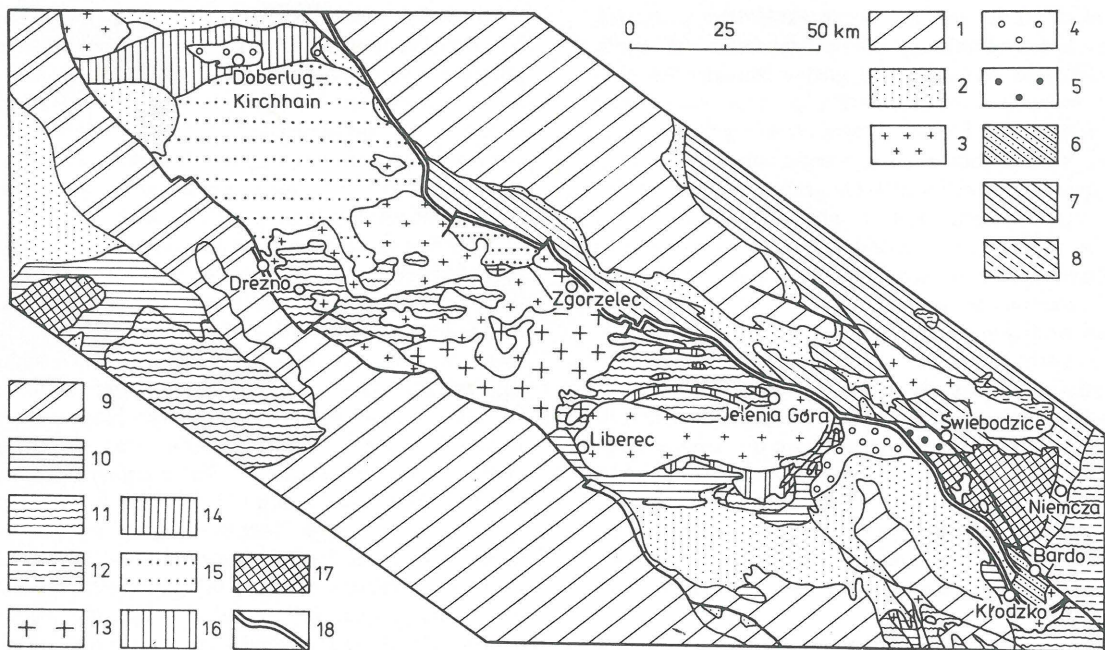
izerski i metamorfik kaczawski – ograniczone były powierzchniami niestabilności („Unstetigkeitsflächen”). Pogląd o kaledonidach sudeckich poparł niedawno M. Mierzejewski (49), zaliczając do nich metamorfik południowych Karkonoszy oraz metamorfik kłodzki. Rozwój hercyńskiego orogenu w strefie Gór Kaczawskich i Bardzkich tłumaczy przesuwaną się stopniowo poprzez Sudety ku N falą tektoniczną, obejmującą w paleozoiku całą Europę Centralną.

Ostatnie badania prowadzone w Sudetach uwydatniły jeszcze bardziej zauważony przez Bederke'go (2) brak czasowych korelacji procesów geologicznych między szeregami sąsiadujących ze sobą geologicznych jednostek (ryc.). Dobrym przykładem tego jest odmienny rozwój facjalno-strukturalny serii Gór Kaczawskich z ciągłą sedymentacją od kambru, ewentualnie eokambru, do dolnego karbonu włącznie, sfałdowanych i epizodalnie zmetamorfizowanych w fazie sudeckiej (13, 57, 86), w porównaniu z graniczącym od południa blokiem karkonosko-izerskim ($Pt_3 - Cm_1$?; $O - S + D_1$?; D_3), w którym sedymentacja przerwana została fałdowaniami sardyjskimi (11, 12), połączonymi z rozległą intruzją magm granitów izersko-rumburskich (5), a główne fałdowanie wraz z nasilającą się ku E dynamometamorfozą miało miejsce w najniższym dewonie (D_1) podczas fałdowań późnokaledońskich (66, 55).

Intruzji granitów izersko-rumburskich (Cm_2)O – Borkowska et. al. 5), ani też procesom silnej ich dynamometamorfozy (między D_1 a D_3) nie odpowiadają w równoległej rozwijającej się geosynklinie Gór Kaczawskich ($ECm - C_1$) żadne równorzędne wydarzenia. Z kolei główna dla Gór Kaczawskich faza sudecka (C_1/C_2) nie wpłynęła w sposób istotny na tektonikę i metamorfozę serii bloku karkonosko-izerskiego, ani nawet na przerwanie sedymentacji osadów karbonu w sąsiadującej od S depresji śródsudeckiej (30, 34, 71, 95). Idąc dalej w kierunku SE podobne przykłady odmiennego rozwoju facjalno-strukturalnego można przytoczyć między depresją śródsudecką a graniczącymi od N i NE depresją Świebodziec, Górami Sowimi i Górami Bardzkimi.

Szczególnie znamienity przykład braku czasowej korelacji zjawisk i procesów geologicznych obserwuje się między sąsiadującymi ze sobą jednostkami Gór Bardzkich i metamorfiku dorzecza Ścinawki (kłodzkiego). Założony na obszarze bardzkim w ordowiku basen przetrwał z ciągłą sedymentacją do dolnego karbonu włącznie (44, 45, 53, 59). W sylurze i dolnym dewonie wchodził on w skład rozległej miogeosynkliny połączonej swobodnie z obszarami oceanicznymi (59) i wypełniany był głębokomorskimi osadami pelagicznymi facji bawarskiej, częściowo w warunkach redukcyjnych. W dewonie środkowym i górnym oraz w turneju facje pelagiczne (45) zastępowane były stopniowo osadami turbiditowymi, a następnie diastroficznymi typu fliszowego (51, 55). Sedymentację przerwały w górnym wizenie silne fałdowania związane z fazą sudecką, którym nie towarzyszyły przejawy regionalnej metamorfozy (55).

Całkiem inny rozwój facjalno-strukturalny obserwujemy w graniczącym od S metamorfiku dorzecza Ścinawki i okolic Kłodzka (87). Budują go fyllity ordowiku (?) i syluru, przeławicane w górnej części wapieniami krystalicznymi z fauną koralową ludlowu (41, 42) oraz łupki chlorytowo-serycytowe, metadiabazy i keratofiry, przechodzące prawdopodobnie do najniższego dewonu (90). Tworzą one staropaleozoiczne piętro strukturalne, intensywnie sfałdowane i epizodalnie zmetamorfizowane przed sedymentacją zlepieńców i wapieni górnego dewonu, pod-



Szkic geologiczny Sudetów Zachodnich i Łużyc.

Geological sketch map of the western Sudetes and Lusatia.

1 – osady triasu–kredy, 2 – utwory górnego karbonu–permu, 3 – granitoidy karbońskie, 4 – osady dolnego karbonu depresji śródsudeckiej i niecki Doberlug–Kirchhain (Łużyce), 5 – osady górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic, 6 – osady struktury bardzkiej ($O? - C_1$), 7 – epizoidalnie zmetamorfizowane serie Gór Kaczawskich i bloku przedsudeckiego ($ECm - C_1$), 8 – serie strefy mylonitycznej Niemczy ($Pt_3 - C?$), 9 – serie skalne strefy tektonicznej Łaby ($Pt_3 - D_1 C_1?$), 10 – epizoidalnie zmetamorfizowane serie południowych Karkonoszy oraz dorzecza Ścinawki i okolic Kłodzka ($O - S, D_1?$), 11 – gnejsy iżersko-rumburskie, bystrzyckie i śnieżnickie ($Cm - O$), 12 – mezozonalnie zmetamorfizowane serie bloku przedsudeckiego ($Pt_3 - Cm$), 13 – granitoidy ($Pt - Cm/O_2$), 14 – utwory kambru dolnego i środkowego (?) strefy synkinalnej Torgau–Doberlug–Gölnitz (Łużyce), 15 – formacje szarogłazowe Łużyc ($Pt_3 - Cm_1?$), 16 – mezozonalnie (w przewodzie) zmetamorfizowane serie suprakrustalne bloku karkonosko-izerskiego ($Pt_3 - Cm_1?$), będące ekwiwalentem serii strońskiej ($Pt_3 - Cm_1$) metamorfiku Ziemi Kłodzkiej, 17 – gnejsy bloku sowiogórskiego i granulity Saksonii, 18 – rozłam śródsudecki.

1 – Triassic–Cretaceous rocks, 2 – Upper Carboniferous–Permian rocks, 3 – Carboniferous granitoids, 4 – Lower Carboniferous rocks in Intra-Sudetic Basin and Doberlug–Kirchhain Basin (Lusatia), 5 – Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks in Świebodzice Depression, 6 – sediments of Bardo structure ($O? - C_1$), 7 – epizoidalnie metamorphosed series of Kaczawa Mts and Fore-Sudetic Block ($ECm - C_1$), 8 – series of Niemcza mylonitic zone ($Pt_3 - C?$), 9 – rock series of tectonic zone of Elbe ($Pt_3 - D_1 C_1?$), 10 – epizoidalnie metamorphosed series of southern Karkonosze, Ścinawka river drainage basin and vicinities of Kłodzko ($O - S, D_1?$), 11 – Iżera-Rumburg, Bystrzyca and Śnieżnik gneisses ($Cm - O$), 12 – mesozonalnie metamorphosed series of Fore-Sudetic Block ($Pt_3 - Cm$), 13 – granitoids ($Pt - Cm/O_2$), 14 – Lower and Middle Cambrian rocks in Torgau–Doberlug–Gölnitz synclinal zone (Lusatia), 15 – Lusatian graywacke formations ($Pt_3 - Cm_1?$), 16 – (mainly) mesozonalnie metamorphosed supracrustal series of Karkonosze-Iżera Block ($Pt_3 - Cm_1?$), representing an equivalent of Stronie series ($Pt_3 - Cm_1$) of Kłodzko metamorphic area, 17 – gneisses of Sowie Góry block and granulites of Saxony, 18 – Main Intra-Sudetic (MIS) Fault.

czas orogenezy późnokaledońskiej (2). Pod utworami piętra staropaleozoicznego ($O_3, S - D_1$) występują w bliżej nieznaney sytuacji mezozonalnie zmetamorfizowane utwory piętra górnoproterozoiczno-dolnokambryjskiego ($Pt_3 - Cm_{1+2}$), szeroko rozprzestrzenione na obszarze Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Orlickich (91, 36, 38, 39, 40) tworząc łącznie z epizoidalnie przeobrażonymi seriami wyższego piętra metamorfik Ziemi Kłodzkiej (28, 29).

Należy w tym miejscu zwrócić uwagę na bardzo duże podobieństwo ewolucji metamorfiku Ziemi Kłodzkiej z metamorfikiem karkonosko-izerskim, wyrażające się zarówno w następstwie podobnych serii litologicznych, jak i w podobnym podziale na piętra strukturalne ($Pt_3 - Cm_1?$; $O - S + D_1?$; D_3) oraz w istnieniu podobnych powierzchni niezgodności (między Cm i O oraz $D_{1(?)}$ i D_3). Późnokaledońskie fałdowanie (między D_1 a D_3), połączone z dynamometamorfozą kłodzkiej części Sudetów nie miało większego wpływu na rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu bardzkiego, i na odwrót – fałdowania związane z fazą sudecką ograniczyły się w tej części Sudetów jedynie do Gór Bardzkich i bloku gnejsów sowiogórskich (55, 57). Tak więc między metamorfikiem Ziemi Kłodzkiej

a strukturą bardzką, podobnie jak między metamorfikiem iżersko-karkonoskim a metamorfikiem kaczawskim, zaznacza się wyraźny brak korelacji procesów geologicznych.

Góry Kaczawskie oddziela od bloku karkonosko-izerskiego główny uskok śródsudecki (Innersudetische Hauptverwerfung – G. Berg, 4). Na całej jego długości zaznacza się w skali regionalnej wyraźny skok facji metamorficznych. Istnienie tego uskoku było ostatnio kwestionowane, gdyż w wielu miejscach w strefie kontaktu skał mezozonalnego metamorfiku iżerskiego ze skałami epizodalnego metamorfiku kaczawskiego stwierdzono stopniowe przejście o charakterze metasomatycznym i strukturalnym (62, 32, 33, 63, 64). Stąd próbowano wiązać ewolucję serii skalnych obu jednostek geologicznych w jeden zgodny i ciągły cykl facjalno-strukturalny (74, 64).

Graficznym wyrazem wspomnianych tendencji jest Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego 1:200 000 (47) oraz mapy załączone w publikacjach H. Teisseyre'a (73, 74), na których jednostki te nie są oddzielone linią dyslokacyjną. Z przytoczonych opisów petrograficzno-strukturalnych wynika jednak, że proces metasomatozy objął

tu silnie tektonicznie zaangażowane skały obu jednostek geologicznych i zanikał szybko na zewnątrz tej strefy (32, 58). Lokalnie wywalcowane gnejsy izerskie przechodzą tu w mylonity „kwarcytowe”, a serie kaczawskie w łupki fyllonityczne i lyszczkowe, w których zaznacza się strefowo silna krystalizacja z przejściami do paragnej-sów i smugami drobnoziarnistych granitów, najprawdopodobniej utworzonych wzdłuż głębokich powierzchni przesunięć w wyniku tarcia i dodatkowo wydzielonego tu ciepła. Równocześnie w strefie tej stwierdzono brekcje oraz gliny tektoniczne powstałe z rozartych i wtórnie niezmineralizowanych skał (58).

Z przytoczonych opisów wynika, iż mamy tu do czynienia ze strefą tektoniczną o długotrwałym i wielofazowym rozwoju, przy czym kontakty metasomatyczne odzwierciedlają wczesne etapy tworzenia się tej strefy na dużych głębokościach, natomiast niezdiagnozowane gliny tektoniczne powstały stosunkowo niedawno i w znacznie płytszych jej horyzontach. Asturyjski etap ewolucji tej strefy, scharakteryzowany szczegółowo przez J. Oberca (52, 55), jest zaledwie jednym z krótkich epizodów w jej życiu.

Na podstawie analogii z rozłami altajskimi, a szczególnie z rozłami tołbonurskim (19) pragnę zwrócić uwagę na możliwość innej niż dotychczas interpretacji genezy, charakteru oraz roli, jaką główna dyslokacja śródsudecka odegrała w rozwoju Sudetów. Uważam, że strefa ta posiada wszelkie cechy głębokiego i długowiecznego rozłamu, oddzielającego jednostki geologiczne o odmiennym rozwoju strukturalno-facjalnym (ryc.). Charakteryzuje się bowiem znaczną rozciągłością, dużą głębokością, długotrwałym i wielofazowym rozwojem. Dlatego też strefie tej towarzyszą równocześnie zjawiska charakterystyczne dla procesów zachodzących w głębokich strefach dyslokacyjnych, jak mylonitizacja, dynamometamorfoza, czy też blasteza, związana z uruchomieniami tam procesami metasomatozy i rekrytalizacji (62, 32, 63, 64) oraz utwory płytkich stref dyslokacyjnych, jak kataklazyty, brekcje i plastyczne gliny tektoniczne (58).

Procesy te oraz związane z nimi przeobrażenia ograniczone są do strefy zwykle kilkaset metrów szerokiej, charakteryzującej się cechami litologicznymi i teksturalnymi wspólnymi dla rozdzielanych jednostek geologicznych. Zwrócili na to uwagę J. Gorczyca-Skała (32) i W. Smulikowski (63) w strefie kontaktowej bloku izerskiego z metamorfikiem kaczawskim oraz E. Bederke (2) i I. Wojciechowska (89) w strefie kontaktowej metamorfiku okolic Kłodzka z regionalnie niezmetamorfizowanymi seřiami Gór Bardzkich. Pokrywające metamorfik kłodzki wapień górnego dewonu (2), jak i górnodewońskie osady pelagiczne Gór Bardzkich (89), uległy w strefie tej płytkiej metamorfozie oraz strukturalnej przebudowie, naśladującej mezostruktury metamorfiku kłodzkiego. Te ostatnie obserwacje są szczególnie interesujące, gdyż dowodzą, iż wzdłuż omawianej strefy rozłamowej lokalne procesy metamorficzne przebiegały niezależnie i wcześniej od ewolucji sedymentacyjno-diastraficznej w pozostałej części struktury bardzkiej, w której obrębie w ogóle nie doszło do procesów metamorfozy regionalnej.

Silniejsza metamorfoza serii kaczawskich w strefie przyrozłamowej (32, 33) oraz stwierdzone tam mezostruktury naśladujące styl deformacji krystaliniku izerskiego (64), mogą – podobnie jak w Górach Bardzkich – świadczyć o wyprzedzającej w czasie ewolucji tej strefy w stosunku do podstawowej części metamorfiku kaczawskiego. Fakt ten tłumaczy pojawienie się przed fazą sudecką otoczków zmetamorfizowanych serii kaczawskich

w górnodewońskich zlepieńcach depresji Świebodzic, jak i w dolnokarbońskich brekcjach sedymentacyjnych i fanglomeratach w strefie dyslokacji Domanowa (67) północnej części depresji śródsudeckiej, bez potrzeby odwoływania się do hipotetycznej kordyliery południowokaczawskiej z erodowanymi seriami metamorficznego proterozoiku (57), którego litologia musiałaby przypominać litologię paleozoicznych serii kaczawskich.

W obrazie kartograficznym opisana strefa rozłamowa zaznacza się w sposób ewidentny. Na odcinku izersko-kaczawskim rozgranicza w sposób ostry na skalę regionalną serie należące do odmiennych facji metamorficznych. W kierunku NW na obszarze NRD oddziela ona Zgorzeleckie Góry Łupkowe (Görlitzer Schiefergebirge) od bloku łużyckiego (Innerlausitzer Hauptverwerfung – 7, 31). Zgorzeleckie Góry Łupkowe stanowią przedłużenie metamorfiku kaczawskiego. Sedymentacja geosynkлинаlna trwała tam od ordowiku do dolnego karbonu włącznie, a poprzedzona była lokalnie ograniczonym rozwojem łupków, wapieni i szarogłazów dolno- oraz ewentualnie śródkowokambryjskich (7). Jak podkreśla H. Brause (7), sedymentacja tych serii, o łącznej miąższości ok. 20 000 m, ograniczyła się do wąskiej strefy geosynkлинаlnej i przez cały okres rozwoju tej struktury nie wykraczała poza jej obręb. Podobnie jak w Górach Kaczawskich podłoże tych serii nie jest znane. Zostały one intensywnie sfałdowane i z nasileniem ku E epizonalnie zmetamorfizowane podczas fazy sudeckiej (6, 7).

W kierunku SE natomiast omawiany rozłam wyraźnie odgranicza wschodnią okrywę Karkonoszy od Gór Kaczawskich w przełomie Bobru. O głębokim założeniu tej strefy świadczy znajdujący się tam komin intruzji perydotytowej, opisany przez J.H. Teisseyre (79). Dalszym przedłużeniem omawianej strefy dyslokacyjnej jest wspomniany już uskók Domanowa (93, 67) oddzielający serie metamorfiku kaczawskiego od osadów kumbu depresji śródsudeckiej. Na tym odcinku aktywnie kontrolował on sedymentację dolnego karbonu północnej części depresji śródsudeckiej (67, 68). Jeszcze dalej w kierunku SE strefa ta zaznacza się w uskoku Strugi (78), odgraniczającym depresję Świebodzic od depresji śródsudeckiej. Uskok ten wpłynął na rozwój sedymentacji osadów górnego dewonu w depresji Świebodzic (60), a w dolnym karbonie również w depresji śródsudeckiej (68). Następnie omawiana strefa oddziela gnejsy Gór Sowich od depresji śródsudeckiej (52) oraz niezmetamorfizowane serie paleozoiczne Gór Bardzkich od epizonalnie zmetamorfizowanych utworów paleozoicznych dorzecza Ścinawki i okolic Kłodzka (powierzchnia lub strefa niestabilności wg Bederke'go – 2).

Dla rozwoju Sudetów rozłam śródsudecki ma dużo większe znaczenie niż brzeżny uskók sudecki, jest bowiem znacznie starszy i w odróżnieniu od niego oddziela konsekwentnie jednostki geologiczne o odmiennym rozwoju facjalno-strukturalnym. W jednostkach położonych na S od tego rozłamu zaznaczyła się wyraźnie faza sardyjska oraz nasilająca się w kierunku wschodnim dynamometamorfoza późnokaledońska, ale brak na tym obszarze przejawów fazy sudeckiej. Natomiast faza ta wpłynęła zasadniczo na rozwój jednostek geologicznych położonych na N od tego rozłamu.

Podsumowując można by powiedzieć, iż rozłam śródsudecki dzieli Sudety Zachodnie na skonsolidowany podczas fałdowań kaledońskich segment kłodzko-izersko-łużycki i na wczesnohercyński segment bardzko-kaczawsko-zgorzelecki. W obrębie pierwszego z tych segmentów, wcześniej skonsolidowanego, rozwinęły się bowiem grube serie słabo zaburzonych tektonicznie molas dolnokar-

bońskich, wypełniające NW część depresji śródsudeckiej (68, 69, 70) oraz nieckę Doberlug–Kirchhain na Łużycach (31), podobnie nie objętą fałdowaniami fazy sudeckiej (7). W sposób zasadniczy różnią się od nich fałdowaniami w stylu fałdowań serie dolnokarbońskiego fliszu geosynkliny Zgorzeleckich Gór Łupkowych, Gór Kaczawskich oraz Gór Bardzkich. Ten stosunkowo jasny obraz zaburzony jest częściowo w sąsiedztwie bloku gnejsów sowiogórskich, gdzie osady typu molas wypełniały w górnym dewonie i dolnym karbonie również depresję Świebodzie przy aktywnym oddziaływaniu uskoku Strugi, należącym do strefy rozłamu śródsudeckiego.

W związku z podziałem Sudetów Zachodnich na dwa różnowiekowe segmenty orogeniczne (kaledoński i waryscyjski), chciałbym krótko ustosunkować się do problemu orogenezy assyntyjskiej (kadomskiej) w Sudetach. Jak już wspominałem orogenezie tej przypisuje bardzo duże znaczenie J. Oberc (53–57), wiążąc z nią utworzenie zasadniczego szkieletu pra-Sudetów, ukształtowanego wokół moldanubskiego bloku gnejsów sowiogórskich w postaci trzech gałęzi zbiegających się na zewnątrz jego trzech naroży. Gałęzie te zbudowane są w opinii cytowanego autora głównie z silnie sfałdowanych serii suprakrustalnych proterozoiku, których metamorfoza mezozonalna połączona była z metasomatycznym rozwojem rozległych kompleksów gnejsowych (53, 54, 55). W seriach tych powszechne są dwa zwykle poprzeczne do siebie systemy deformacji mezoskopowych (fałdów, lineacji oraz foliacji, złupkowania względnie zgnejsowania), które wspomniany autor koreluje z dwiema fazami tej orogenezy, a mianowicie ze staro- i młodoassyntyjską, wiążąc je z przełomem proterozoik–eokambr oraz eokambr–kambr (np.: „parakinematyczna B-lineacja staro- względnie młodoassyntyjska”).

Tak postawiony problem orogenezy assyntyjskiej budzi wiele wątpliwości, na co zwrócili już uwagę M. Dumic (28, 29) i M. Michniewicz (48). Pierwsze dotyczą fałdowań na granicy eokambr–kambr, dotychczas nie udokumentowanych w sposób jednoznaczny. W dobrze odsłoniętych profilach obserwuje się zarówno w Europie, jak i w Azji oraz Afryce ciągłość sedymentacyjną na granicy tych dwóch okresów. Natomiast następna powszechna niezgodność po przedeokambryjskiej (= przedwendyjskiej) orogenezie bajkalskiej (= ryfejskiej, kadomskiej, względnie assyntyjskiej w późniejszym ujęciu), połączona z paleogeograficznymi zmianami środowisk, występuje między środkowym kambrem a ordowikiem i związana jest z fazą sardyjską lub orogenezą salairską (ałtajską – J. Don – 17) w Azji. O takim następstwie zjawisk diastroficznych świadczą również obserwacje zebrane w Górach Świętokrzyskich oraz w metamorfiku małopolskim (61, 46), jak i we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (94, 9, 43).

Wydaje się, że podobne wnioski o ciągłości rozwoju serii osadowych na przełomie prekambriu i kambriu w Sudetach można wyciągnąć na podstawie wyników stratygraficznych badań mezozonalnie przeobrażonych serii Ziemi Kłodzkiej oraz wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich T. Guni (1974–1983) i na podstawie badań B.W. Timofiejewa (81) nad wiekiem formacji szarogłazowej Łużyc. Problem ten wiąże się bezpośrednio z wiekiem wspomnianych deformacji mezostrukturalnych. Nie budzi wątpliwości związek mezostruktur w seriach sylursko-dolnodewońskich (?) południowych Karkonoszy z orogenezą późnokaledońską (35, 57, 86). Podobny styl deformacji obserwuje się w seriach niższego piętra strukturalnego w pozostałej części bloku karkonosko-izerskiego,

gdzie intruzywne granity izersko-rumburskie wieku ordowickiego (5) uległy dynamometamorfozie przed górnym lub nawet środkowym dewonem (66).

Ten sam styl i następstwo deformacji obserwuje się w epizonalnie przeobrażonych utworach staropaleozoicznych piętra strukturalnego (O_2 , S– D_1) metamorfiku dorzecza Ścinawki (87, 90), na które transgredowały osady górnego dewonu (2) oraz w mezozonalnie przeobrażonych seriach niższego piętra strukturalnego metamorfiku Ziemi Kłodzkiej (74, 75, 28, 29). Podobnie jak w bloku karkonosko-izerskim autor wiąże w metamorfiku Ziemi Kłodzkiej z fałdowaniami sardyjskimi przerwanie sedymentacji serii strońskiej (Pt_3 – $Cm_{1+2?}$), pierwsze jej sfałdowanie (F_1) oraz intruzje magm granitów porfirowatych**, zgodnie z powstałymi wtedy powierzchniami penetratywnej foliacji S_1 (J. Don – 22). Powierzchnie kontaktowe tych intruzji są z reguły ostre i przecinają różne horyzonty litologiczne serii strońskiej, począwszy od jasnych kwarcytów (podstawowych?) po wapienie krystaliczne, dominujące w części stropowej (91). Te ostatnie zostały przeobrażone w pobliżu powierzchni kontaktowych w erlany (24), natomiast w brzeżnych partiach intruzji utworzyły się do 300 m szerokie strefy drobnieziarnistych odmian aplitowych (77).

Dopiero w drugim etapie deformacji (F_2) podczas orogenezy późnokaledońskiej granity śnieżnickie zostały powszechnie dynamicznie przeobrażone w linijnie wywalcowane i częściowo zmylonityzowane gnejsy oczkowe z charakterystyczną lineacją roddingową (L_2). Nastąpiło to podczas przeładowania ich z łupkami serii strońskiej w płaszczowinach nasuwanych po dolnym dewonie w kierunku wschodnim na podsuwającą się strefę morawsko-śląską (65), w której obrębie rozpoczęło się wtedy formowanie hercyńskiej geosynkliny Sudetów Wschodnich (82).

W końcowej fazie rozwoju płaszczowin, zawierających eklogity wywleczone wraz z granulitami z głębi wzdłuż najaktywniejszych powierzchni przemieszczeń (25), nastąpiło ich poprzeczne fałdowanie F_3 , spowodowane wzrastającym niedoborem przestrzeni bocznej i połączone z wypiętrzeniem fałdowanego orogenu późnokaledońskiego (20, 21, 22). Deformowane serie łupków strońskich i gnejsów śnieżnickich (F_2 – F_3) ulegały wtedy w korzeniowych partiach orogenu oraz wzdłuż aktywnych powierzchni przemieszczeń (21) silnej rekrystalizacji i selektywnej migmatytyzacji prowadzącej do rozwoju gnejsów gierałtowskich, wśród serii metamorfiku Śnieżnika regionalnie najslabiej dynamicznie zaangażowanych (16, 21 – F_3). Równocześnie granulity i eklogity uległy w partiach zewnętrznych retrogresywnej metamorfozie w warunkach facji amfibolitowej.

Wspomniany proces migmatytyzacji był przypuszczalnie dodatkowo podsycany fluidami (hydratytyzacja granulitów!) wyciskanymi z metamorfizowanych osadów geosynkinalnych (nasiąkniętych wodą!) podsuwającej się strefy morawsko-śląskiej (25). Ponieważ proces ten związany był ze wzrostem objętości wyjściowego układu doprowadził do rozwoju wielkopromiennych form brachyantyklinalnych o charakterze embrionalnych kopuł (16), lokalnie grzybopodobnych, których jądra zajmują strukturalnie najmłodsze skały metamorfiku Śnieżnika, czyli migmatyczne gnejsy gierałtowskie.

** Pierwsze publikowane datowanie izotopowe metodą izochron Rb–Sr (8) granitów śnieżnickich przeobrażonych dynamicznie w gnejsy śnieżnickie określa ich wiek na 487 ± 11 mln lat, czyli podobnie do wyników oznaczeń wieku izotopowego granitów rumburskich i gnejsów izerskich (5).

Antyformy te stosunkowo prostą i zwartą budową odbiegają znacznie od polifazowej ($F_1 + F_2 + F_3$) tektoniki oddzielających je stref o charakterze synform, wypełnionych silnie liniśnie sfałdowanymi utworami suprakrustalnej serii strońskiej wraz z występującymi w niej ławami gnejsów śnieżnickich (18). Opisane następstwo rozwoju i deformacji serii skalnych metamorfiku Śnieżnika jest szczególnie dobrze czytelne w szerokich strefach palczastego załębiania się gnejsów gieraltowskich z ich osłoną, czyli z gnejsami śnieżnickimi oraz łupkami serii strońskiej. Rozwinięta w seriach osłony – a szczególnie wyraźnie w gnejsach śnieżnickich – lineacja roddingowa L_2 , wydłużona zwykle południkowo zgodnie z osiami przesuujących się w kierunku wschodnim płaszczowin, zanika stopniowo w gnejsach gieraltowskich wraz z rozwojem procesów migmatytyzacji na korzyść nakładającej się na nią niezgodnie lineacji rekrystalizacyjnej L_3 . Ta ostatnia staje się przy odpowiednio daleko posuniętym stopniu tego procesu jedyną strukturą liniową w migmatytach gieraltowskich (20, 21).

Opisanym mezostruktorem $F_2 + F_3$ metamorfiku Śnieżnika odpowiadają następstwem oraz kierunkami mezostruktury w epizonalnym metamorfiku dorzecza Ścinawki (87, 90) z przełwiczeniami krystalicznych wapieni, w których obrębie wśród partii słabiej przeobrażonych odkryto stosunkowo bogatą faunę koralową syluru (41, 42). Jak już wspomniano leżą na nich niezgodnie niezmetamorfizowane zlepieńce i wapienie górnego dewonu, w których pierwsze deformacje korelowane są z czwartym etapem fałdowań serii metamorficznych Ziemi Kłodzkiej, charakteryzującym się rozwojem stosunkowo już sztywnych odkształceń typu kink-band (88). Tak więc zarówno w epizak i w mezoazonalnie przeobrażonych seriach supra-, a szczególnie infrakrustalnych Ziemi Kłodzkiej, podobnie jak w metamorfiku izersko-południowokarkonoskim (66, 55), główne mezostruktury tworzyły się w trakcie fałdowań późnokaledońskich, między dolnym a górnym dewonem, a nie podczas orogenezy assyntyjskiej (54). Wniosek ten potwierdzają badania stratygraficzne wspomnianych serii suprakrustalnych (35–42, 66, 81) oraz dotychczasowe określenia wieku izotopowego serii infrakrustalnych (1, 5, 8). Fałdowania te M. Dumicz (29) związał ze środkowodewońską fazą orkadzką, na co m.in. wskazywały przeinterpretowane wyniki oznaczeń wieku izotopowego migmatycznych gnejsów gieraltowskich (1).

W podsumowaniu chciałbym jeszcze raz podkreślić, iż budowa geologiczna, a szczególnie tektonika kłodzko-izersko-łużyckiego segmentu kaledońskiego z jednostkami wydłużonymi ogólnie równoleżnikowo (z odchyleniem ku SWW–NEE) różni się zasadniczo od budowy bardzko-kaczawsko-zgorzeleckiego segmentu hercyńskiego, w którego obrębie dominuje kierunek SE (ryc.). W obu tych segmentach rozwijały się odmiennie facje osadowe i w sposób odmienny przebiegały procesy wgłębne, a to zarówno związane z magmatyzmem zasadowym, jak i granitoidowym. Po fazie sudeckiej, począwszy od górnego karbonu, rozwój Sudetów w obu tych segmentach był coraz bardziej do siebie zbliżony, aż do całkowitej unifikacji w triasie. Tak więc w permie zakończył się pełen tektogeniczny cykl rozwoju Sudetów, trwający poprzez cały paleozoik, w którym ewolucja obu sąsiadujących ze sobą segmentów przebiegała odmiennie.

Różnice w ich rozwoju były największe w środkowym paleozoiku, kiedy to podczas kaledońskich fałdowań serii skalnych segmentu kłodzko-izersko-łużyckiego w geosynklinie hercyńskiej na obszarze później ukształtowanego segmentu bardzko-kaczawsko-zgorzeleckiego osadzały się

bez istotnych zakłóceń głębokomorskie osady facji pelagicznych. Natomiast zarówno początkowa, jak i końcowa historia tych segmentów była podobna. Fakt ten, jak i fakt, iż rozwój obu tych segmentów przebiegał w czasie i przestrzeni równolegle obok siebie, przemawia za oddziaływaniem na pra-Sudety sił i procesów o skali ponadregionalnej – a więc raczej globalnej, i o cyklu bardzo długim, obejmującym cały paleozoik. W tych proporcjach rozwój przeciwstawianych sobie segmentów był najprawdopodobniej przyczynowo związany jednym ogólnym cyklem globalnych procesów tektogenicznych i w tym sensie słuszne jest wprowadzenie przez H. Teisseyre'a (72, 74, 76) pojęcia kaledono-waryscyjskiej orogenezy w Sudetach. Pasjonujący ten problem wraz z próbą wyjaśnienia przyczyn odmiennego rozwoju procesów geologicznych o obu wydzielonych segmentach będzie tematem odrębnego artykułu (J. Don – 26).

LITERATURA

1. B a k u n - C z u b a r o w N. – Geochemical characteristic of eclogites from the environs of Nowa Wieś in the region of Śnieżnik Kłodzki. Arch. Miner. 1968 z. 1.
2. B e d e r k e E. – Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschr. Geol. Paläont. 1924, 7.
3. B e d e r k e E. – Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. Geol. Rundschau 1929, 20.
4. B e r g G. – Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der Erzlagerstätten in den Nordsudeten. Abh. K. Pr. G. K.-A., N.F. 1913, 74.
5. B o r k o w s k a M., H a m e u r t J., V i d a l P h. – Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol. 1980 nr 2.
6. B r a u s e H. – Die orogene Entwicklung im Variscikum der Lausitz. Teil 1: Das variscische Entwicklungsschema im Lausitzer Altpaläozoikums. Ber. Geol. Ges. DDR 1965, 10.
7. B r a u s e H. – Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. Abh. Deut. Akad. Wiss. zu Berlin, Jg. 1968, 1, 1969.
8. B r e e m e n O. v a n, A f t a l i o n M., B o w e s D. R., D u d e k A., M i s a ř Z., P r o v o n d r a P., V r a n a S. – Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sciences 1982, 73.
9. B u k o w y S., J u r a D. – Powierzchnia starszego paleozoiku regionu ślasko-krakowskiego. Prz. Geol. 1982 nr 7.
10. C a r t e T e c t o n i q u e I n t e r n a t i o n a l e d e l' E u r o p e e t r e g i o n s a v o i s i n a u t e s, 2^e E d i t i o n, A c a d. S c. U R S S, U N E S C O, C C G M., M o s k w a 1981.
11. C h a l o u p s k y J. – Konglomeraty v krkonošském krystaliniku. Sb. Ustř. Ust. Geol. 1962, 28.
12. C h a l o u p s k y J. – Geologická mapa Krkonošského narodního parku 1:50 000. Ustř. Ust. Geol. 1968.
13. C h o r o w s k a M. – Viséan limestones in the metamorphic complex of the Kaczawa Mts. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1978 z. 2.
14. C l o o s H. – Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin 1922.

15. Cwojdzinski S. – Ewolucja geologiczna Polski Południowo-Zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geol. Sudet. 1980 nr 1.
16. Don J. – Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. Ibidem 1964 nr 1.
17. Don J. – Kiembrijskaja skladczatosts w Mongolii. Salairidy ili Altaidy? Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. geol.-geogr. 1970 nr 4.
18. Don J. – The Różane Mts. Fold in the Krowiarki (Łądek – Śnieżnik Metamorphik Massif in the Sudetes). Ibidem 1972 nr 4.
19. Don J. – Geologia Ałtaju Mongolskiego w dorzeczu Choit-Cencher-goł. Biul. Inst. Geol. nr 302 1977.
20. Don J. – The New Data on Interrelations between the Śnieżnik and Gieraltów Gneisses (Sudetes). Estudios Geol. 1977 33 Madrid.
21. Don J. – Die Entwicklung der Migmatite in der Zone der Übergangsgneisse von Międzygórze (Metamorphikum des Śnieżnik – Sudety). in: Deformation und Metamorphose von Gesteinen II. Veröffentlichungen des Zentralinstitutes für Physik der Erde 1982 72 Potsdam.
22. Don J. – Tektonika łupków strefy Siennej oraz problem stosunku gnejsów do wydzielonych w metamorfiku Śnieżnika etapów deformacji. Geol. Sudet. 1982 nr 1–2.
23. Don J. – The Sudetic Phase and its Significance to the Geological Division of the Sudetes. Meeting of European Geological Societies 3, Europe on the Geological Map. University Erlangen–Nuremberg, FRG, 30.5–4.6.1983. Abstracts.
24. Don J. – Tektonika łupków strefy Kamienicy (środkowa część metamorfiku Śnieżnika). Maszynopis w Arch. Inst. Nauk Geol. PAN Warszawa 1981.
25. Don J. – The tectonic position of the eclogites within the Międzygórze migmatites (Śnieżnik metamorphic massif – Sudetes). in press.
26. Don J. – Model ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku (propozycja). Prz. Geol. (w druku).
27. Dumicz M. – Znaczenie fałdów typu similar w analizie strukturalnej metamorfiku sudeckiego. Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP Brunensis, Geologia I, 1976, 6.
28. Dumicz M. – Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Materiały Konf. Teren. Międzyzlesie. Wyd. Uniw. Wrocław. 1976.
29. Dumicz M. – Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. Geol. Sudet. 1979 nr 2.
30. Dziedzic K. – Niektóre problemy geologiczne związane z kulmową ostrogą Jabłowa (Sudety Środkowe). Acta Geol. Pol. 1960 nr 3.
31. Geologische Übersichtskarte 1:400 000 – Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt, Leipzig. Zentr. Geol. Inst. in Berlin 1972.
32. Gorczyca-Skała J. – Structural Research in the Boundary Area between the Kaczawa Mts. and the Izera Region. Bull. Acad. Pol. Sci. Serie geol. et geogr., 1966, 14, 3.
33. Gorczyca-Skała J. – Eokambr i starszy paleozoik południowej części Gór Kaczawskich w okolicy Pilichowic-Zapory i Wlenia. Przewodnik do XL Zjazdu PTG – Zgorzelec 1967.
34. Grocholski A. – Budowa geologiczna zachodniej okolicy Wałbrzycha. Kwart. Geol. 1960 nr 3.
35. Gunia T. – Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzic. Geol. Sudet. 1968 nr 4.
36. Gunia T. – Mikroflora prekambryjskich wapieni polic Duszniak Zdroju (Sudety Środkowe). Roczn. Pol. Tow. Geol., 1974 z. 1.
37. Gunia T. – Mikroskamieniałości z metamorfiku na wschód od Niemczy. Geol. Sudet. 1982 nr 2.
38. Gunia T. – Mikroskamieniałości z łupków kwarcytowych okolic Goszowa w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Środkowe). Ibidem, 1983 nr 2.
39. Gunia T. – Mikroflora z wapieni krystalicznych okolicy Nowego Waliszowa (Krowiarki – metamorfik Śnieżnika – Sudety). Ibidem 1984 nr 2.
40. Gunia T., Wierchołowski B. – Mikroproblematyki z paragnejsów Gór Bystrzyckich (Sudety). Ibidem 1979 nr 2.
41. Gunia T., Wojciechowska I. – Silurian Anthozoa localized in the Metamorphic of the Middle Sudetes (preliminary investigations). Bull. Acad. Pol. Sci. 1964 nr 4.
42. Gunia T., Wojciechowska I. – Zagadnienie wieku wapieni i fyllitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). Geol. Sudet. 1971 vol. 5.
43. Harańczyk C. – Krakowidy jako górotwór kaledoński. Prz. Geol. 1982 nr 11.
44. Haydukiewicz J. – Stratigraphy of the Zdánów series in the northern part of the Bardo unit on the basis of conodonts. Geol. Sudet. 1979 nr 2.
45. Haydukiewicz J. – Pelagiczne utwory turneju w południowo-zachodniej części Gór Bardzkich. Ibidem 1981 nr 1.
46. Karnkowski P. – Główne fazy orogeniczne przedgórza Karpat. Prz. Geol. 1983 nr 12.
47. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego 1:200 000 (Red. L. Sawicki) Wyd. Geol. 1967.
48. Michniewicz M. – Próba interpretacji wczesnych etapów tektogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wgłębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. Geol. Sudet. 1981 nr 2.
49. Mierzejewski M. – Hypothetical Rotative Pattern of the Sudetes Mts as a Result of an Orogenic Wave Shift and Thermal Plume Action. Bull. Acad. Pol., Serie sci. de la terre, 1981 nr 4.
50. Międzynarodnaja Tiektoniczeskaja Karta Ewropy 1:2 500 000 (Red. N.S. Szatski). Gosudarstwiennyj Geol. Kom. SSSR 1962, Moskwa 1964.
51. Oberc J. – Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Wyd. Geol. 1957.
52. Oberc J. – Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. Kwart. Geol. 1964 nr 3.
53. Oberc J. – Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Pr. Inst. Geol. t. 47 1966.
54. Oberc J. – Górotwór staroasyntyjski na Dolnym Śląsku. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław 1966 t. 2.
55. Oberc J. – The Caledonian and Variscan Epochs in the Variscan Orogen of South-West Poland. (in:) Geology of Poland, IV – Tectonics. Wyd. Geol. 1977.
56. Oberc J. – Besteht ein kaledonisches Tektozen in Südpolen? N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Jg. 1977 1 Stuttgart.
57. Oberc J. – Early to Middle Variscan development of the West Sudetes. Acta Geol. Pol. 1980 nr 1.
58. Oberc-Dziedzic T. – Kontakt krystaliniku izerskiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicy Lubo-

- mierza. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław 1966 t. 2.
59. Porębska E. — Stratygrafia, litologia i sedymentacja ordowiku?, syluru i dewonu dolnego Gór Bardzkich. (in:) Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych. Wyd. Uniw. Wrocław. 1980.
 60. Porębski J.S. — Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzi (Sudety Zachodnie). Geol. Sudet. 1981 nr 1.
 61. Pożaryski W. — The Baikalian Orogen in Southern Poland. (in:) Geology of Poland, IV — Tectonics. Wyd. Geol. 1977.
 62. Schmuck W. — Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilichowic. Acta Geol. Pol. 1957 nr 1.
 63. Smulikowski W. — Eastern Part of Izera Gneiss Boundary against the Kaczawa Mts. Schist-Series (West Sudetes). Bull. Acad. Pol. Sci., Serie geol. et geogr. 1966 nr 4.
 64. Smulikowski W. — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Geol. Sudet. 1972 vol. 6.
 65. Suess F.E. — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grungebirge des Hohen Gesenkes. Dankschr. Akad. Wiss. Wien, mat.-nat. Kl. 1913 88.
 66. Svoboda J., Chaloupsky J. — Krystalinikum zapadnich Sudet. (in:) Regionalni geologie CSSR, Dil I, Česky Masiv, sv. I — Krystalinikum. Českosl. Akad. Ved Praha 1964.
 67. Teisseyre A.K. — Lower Carboniferous Breccias on the Northern Margin of the Intrasudetic Basin. Bull. Acad. Pol. Sci., Serie geol. et geogr. 1966 nr 1.
 68. Teisseyre A.K. — Charakterystyka sedimentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. Geol. Sudet. 1968 nr 4.
 69. Teisseyre A.K. — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Geol. Sudet. 1971 nr 5.
 70. Teisseyre A.K. — Sedymetologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Ibidem 1975 nr 2.
 71. Teisseyre H. — Zu dem Problem der Discordanz zwischen den Waldenburger Schichten und dem Kulm in der Innersudetischen Mulde. Geologie 8 1. Berlin 1959.
 72. Teisseyre H. — Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. Acta Geol. Pol. 1964 nr 4.
 73. Teisseyre H. — Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. Przewodnik do XL Zjazdu PTG — Zgorzelec 1967. Wyd. Geol.
 74. Teisseyre H. — Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. Geol. Sudet. 1968 nr 4.
 75. Teisseyre H. — Rozwój i sekwencje deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. Przewodnik XLVII Zjazdu PTG w Świdnicy, 1975. Wyd. Geol.
 76. Teisseyre H. — Precambrian in South-Western Poland. Geol. Sudet. 1980 nr 2.
 77. Teisseyre H., Frackiewicz W. — Objasnienia do szczegółowej mapy Sudetów — ark. Międzygórze, Wyd. Geol. 1977.
 78. Teisseyre J. — Budowa geologiczna elementu Strugi. Acta Geol. Pol. 1962 nr 3.
 79. Teisseyre J.H. — The old quarry of hornblende peridotite. (in:) Revue des problems geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie. Inst. des Sci. Geol. de l'Acad. Pol. Sci. Wyd. Geol. 1973
 80. Tiektoniczeskaja Karta Siewiernoj Ewrazji 1:5 000 000. Akad. Nauk SSSR, 1979. Red. Peiwe A.W., Janszin A.L. Wyd.: Ministerstwo Geologii SSSR, Moskwa 1980.
 81. Timofiejew B.W. — Über das Alter sächsischer Grauwacken. Zschr. Geol., 1958, 7 (Bubnoff — Festschrift). Berlin.
 82. Unrug R., Dembowski Z. — Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1971 z. 1.
 83. Urbanek Z. — Konodonty i ich znaczenie dla stratygrafii epimetamorficznego kompleksu NE części Gór Kaczawskich. Arch. Uniw. Wrocław. 1975.
 84. Urbanek Z. — The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks of northeastern part of the Góry Kaczawskie. Geol. Sudet. 1978 nr 1.
 85. Urbanek Z. — Stan badań nad stratygrafią metamorfiku kaczawskiego. (in:) Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. Mat. Konf. Teren. w Złotoryji, 1977. Wyd. Uniw. Wrocław. 1977.
 86. Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A. — Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. Geol. Sudet. 1975 nr 1.
 87. Wojciechowska I. — Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Ibidem 1966 nr 2.
 88. Wojciechowska I. — Metamorfik okolic Kłodzka i jego stosunek do osadów górnego dewonu. (in:) Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego. Mat. Konf. Teren. w Nowej Rudzie 1979. Wyd. Uniw. Wrocław. 1979.
 89. Wojciechowska I. — Problem sekwencji deformacji w serii łupkowo-kwarcytowej okolic Boguszyna. (in:) Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych. Mat. Konf. Teren. w Srebrnej Górze 1980. Wyd. Uniw. Wrocław. 1980.
 90. Wojciechowska I. — Rozwój budowy geologicznej rejonu Kłodzkiego w świetle badań mezoskopowych. Biul. Inst. Geol. t 341, 1982.
 91. Vangerow E.F. — Das Normalprofil des Algonkium und Kambrium in den mittleren Sudeten. Geol. Rundschau 1943 34. Stuttgart.
 92. Zimmermann E. — Die Eigenarten und geologische Aufnahmeschwierigkeiten des Bober-Katzbach-Gebirges. Jb. Pr. Geol. Landesanst. 1916 47 2.
 93. Zimmermann E. — Die Gänge und Stöcke von Porphyir im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. Jb. Pr. Geol. Landesanst. 1922 32 2.
 94. Znosko J. — Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. Biul. Inst. Geol. t. 274 1974.
 95. Żakowa H. — Nowe stanowisko fauny górnowieńskiej z Wałbrzycha Miasta. Kwart. Geol. 1960 nr 3.

SUMMARY

In the Sudetes there are several geological units which, although adjacent to one another, do not display any spatial nor time correlation of processes of their development. For example, facies-structural development of the

Kaczawa Mts is found to be markedly different from that of the adjacent Karkonosze-Izera Block ($Pt_3-Cm_2?$; $O-S, D_1?$; D_3). The former region has been folded and epizonally metamorphosed in the Sudetic phase whereas in the latter sedimentation was temporarily interrupted by the Sardinian foldings (accompanied here by extensive intrusion of porphyraceous Izera-Rumburk granites) and major folding and eastwards increasing dynamomorphosis — between the Early and Late Devonian. Phenomena which would represent equivalents of emplacement of the granites or their subsequent intense dynamo-metamorphosis are not known from the adjacent basin of the Kaczawa Mts. In turn, the Sudetic phase had no significant effect on metamorphic and tectonic history of the Karkonosze-Izera rock series in the Kaczawa Mts and it even did not result in interruption of Carboniferous sedimentation in the adjacent Intra-Sudetic Basin. Other examples include contrasts in development of the Intra-Sudetic Basin and the adjacent Świebodzice Depression, Sowie Mts and Bardo Mts in N and NE. The contrasts are also striking in the case of unmetamorphosed rock series ($O-C_1$) of the Bardo Mts and the adjacent epizonal complex ($O?-S-D_1$) of the Kłodzko region in SW, folded and metamorphosed before the Late Devonian.

The Kaczawa Mts are separated from the Karkonosze-Izera Block by the Main Intra-Sudetic (MIS) Fault, which has been the subject of some controversy in the last years. According to the present Author, this fault displays all the features of a deep, long-living NW-SE oriented fracture separating geological units differing in facies-structural development. In NW it separates the Görlitz Synclinorium and Lusatian Block, and in SE — the Intra-Sudetic Basin and Kaczawa Mts, Świebodzice Depression and Sowie Mts Block, and still further to SE — the Kłodzko Metamorphic Complex and Bardo Mts. It should be noted that geological units occurring south of the MIS Fault display effects of the Sardinian phase and Late Caledonian dynamometamorphosis but not those of the Sudetic phase. In turn, the latter phase is strongly marked north of the MIS Fault. It follows that the fault divides the western Sudetes into two clearly distinct segments: Caledonian Kłodzko-Izera-Lusatian and Early Hercynian Görlitz (Zgorzelec)–Kaczawa–Bardo.

The geological units occurring south of the MIS Fault were previously assumed to be significantly affected by the Assyntian orogeny. However, recent paleontological studies have shown continuous sedimentation from the Eocambrian to Middle Cambrian in the Sudetes and Lusatia. Some break in sedimentation, associated with folding and acid intrusions, took place due to the Sardinian phase but the rock series were subjected differential to regional metamorphism not before the Late Caledonian orogeny. This is evidenced by unmetamorphosed Upper Devonian conglomerates and limestones resting on the metamorphic complex of Kłodzko, and Lower Carboniferous molasse of the Intra-Sudetic Basin and Doberlug-Kirchhain Basin (Lusatia), markedly differing in facies-structural development from folded (Sudetic phase) Lower Carboniferous successions of the Görlitz Synclinorium and Kaczawa Mts. Caledonian age of the folding is also indicated by style of deformation of pre-Sardinian supracrustal series and Sardinian intrusives, similar to that of the metamorphic series ($O-S-D_1$) of the Kłodzko region and the southern Karkonosze. In the metamorphic complex of Śnieżnik and Bystrzyckie-Orlickie Mts, similarly as in the Karkonosze-Izera Block, it was the Sardinian folding that ceased sedimentation of the Stronie Series

and caused emplacement of porphyraceous granites. In turn, the Caledonian orogeny was responsible for their subsequent dynamometamorphosis into augen gneisses of the Śnieżnik type and post-deformational development of migmatites of the Gierałtów type.

In the Caledonian segment of the western Sudetes the units are mainly W-E oriented. That is why its tectonics differ from that of the Early Hercynian segment, with generally NW-SE oriented units. After the Sudetic phase (after C_2), further development of these two segments became similar.

РЕЗЮМЕ

В Судетах наблюдается отсутствие объемной и временной корреляции геологических процессов между рядом соседствующих с собой геологических единиц. Примером этого является разное фашиально-структурное развитие свит Качавских гор ($Pt_3?V-C_1$), смятых в складки и эпизонально метаморфизованных в судетской фазе, по сравнению с примыкающей с юга Карконошско-Изерской глыбой ($Pt_3, Cm_1?, O-S, D_1?, D_3$), в которой осадконакопление было остановлено сардинийской складчатостью, связанной с обширной интрузией магм изерско-румбурских гранитов, а главная складчатость вместе с усиливающимся к В динамометаморфизмом имела место между нижним и верхним девоном. Интрузии изерско-румбурских гранитов, ни процессам их сильного динамометаморфизма, не соответствуют в параллельно развивающемся бассейне Качавских гор никакие равносильные события. В свою очередь, главная для Качавских гор — судетская фаза не повлияла существенным образом на метаморфизм и тектонику свит Карконошско-Изерской глыбы, ни даже на прекращение седиментации каменноугольных отложений в сопредельной на юге Внутрисудетской мульде. Следуя дальше на ЮВ, подобные примеры можно показать между Внутрисудетской мульдой и граничащими на С и СВ депрессией Съебодзиц, Совьими и Бардскими горами. Особенно ярко они выражены между неметаморфизованными свитами Бардских гор ($O-C_1$) и примыкающей с ЮЗ эпизональной Клодзкой метаморфической структурой ($O?-S-D_1$), смятой в складки и метаморфизованной пред верхним девоном.

Качавские горы от Карконошско-Изерской глыбы разделяет главный Внутрисудетский сброс, которого присутствие в последнее время оспаривалось. Автор считает, что этот сброс имеет все признаки глубокого и долгоживущего разлома, разделяющего геологические единицы разного фашиально-структурного развития. В СЗ направлении проходит он между синклинорием Гёрлиц и Лужицкой глыбой, в ЮВ же направлении разделяет Внутрисудетскую мульду поочередно от Качавских гор, депрессии Съебодзиц и Совьегорской глыбы, а затем Клодзскую метаморфическую зону от Бардских гор. Для развития Судет он имеет большее значение чем „краевой” Судетский сброс, поскольку в отличие от него последовательным образом разделяет единицы с различным фашиально-структурным развитием. В единицах, расположенных к югу от этого разлома, явно обозначилась сардинийская фаза, а также усиливающийся к В раннекаледонский динамометаморфизм, но в этой области отсутствуют проявления судетской фазы. Эта же фаза отделилась очень сильно на С от этого разлома. Подводя итоги, можно сказать, что Внутрисудетский разлом