

Powstanie i likwidacja przedgranitoidowego sinistralnego uskoku przesuwczego na granicy struktury bardzkiej z metamorfikiem Gór Żłoty (Sudety)

Józef Oberc*

Jednostki geologiczne i krótka historia Sudetów na północ i wschód od Kłodzka

Dla zrozumienia geologii Sudetów Kłodzkich istotne znaczenie ma wirgacja fałdów, którą Cloos [8] nazwał wirgacją Sudetów, a Teisseyre [41] — wirgacją łądecką. Ten drugi termin jest współcześnie najczęściej używany, aczkolwiek wirgacja ma istotne znaczenie nie tylko dla okolic Łądką, lecz dla struktury Sudetów i wschodniej części obszaru przedsudeckiego.

Górnoproterozoiczna seria skalna, składająca się z łupków dwumikowych z amfibolitami, wapieniami i kwarcytami oraz gnejsów występujących w Górach Bystrzyckich, Śnieżnickich, Bialskich i Żłoty, w czasie ruchów zwanych na tych terenach kadomskimi, a dawniej — assyntyjskimi [30, 33], została ułożona w wiązkę fałdów w przybliżeniu południkowych. W okolicach Kletna wiązka ta rozdzieliła się na dwie gałęzie. Jedna z nich (gałąź wschodnia [30]) biegnie ku północnemu wschodowi. Należą do niej serie mezozonalne m.in. w okolicy Żłotego Stoku. Druga gałąź (orlicko-izerska [30]), do której na interesującym nas terenie rozgałęzienia należą Krowiarki, biegnie ku północnemu zachodowi. Wewnątrz ramion wirgacji wymieniona seria mezozonalna jest ułożona w fałdy zamykające się w kształcie podkowy, w budowie której dużą rolę odgrywają amfibolity. Północno-zachodnie ramię wspomnianej podkowy przedłuża się w kierunku doliny Ścinawki Kłodzkiej, gdzie amfibolity, a w mniejszej mierze i gnejsy, stanowią dolne piętro struktury kłodzkiej (por. niżej).

Ryciny 1 i 2 przedstawiają dwa — oparte na foliacji (granicach litologicznych) i lineacji rekrystalizacyjnej — obrazy wirgacji łądeckiej. Znaczne miejscami różnice sensu tektonicznego uzyskanych obrazów przemawiają za słuszością tezy, że zostały one spowodowane trwającymi po uformowaniu się lineacji ruchami fałdowymi.

W strefie rozgałęzienia wiązki fałdów kadomskich, budowa wirgacji Sudetów została silnie wtórnie zaburzona. Po głównym fałdowaniu powstały tu poprzeczne lub diagonalne, w przybliżeniu równoleżnikowe (WNW–ESE) fałdy nałożone o wergencji południowej i równoległe do nich znaczne dyslokacje. Tworzą one strefę Białej Łądeckiej [30, 32], na której kończy się badana ostatnio przez Dumicza [19] strefa Żłoty Stok–Skrzynka, cechująca się silną deformacją skał.

Obszar między gałęziami wirgacji łądeckiej aż po blok sowiogórski był szczególnie labilny w czasie starszego i środkowego paleozoiku. Tu rozwinęły się w tym czasie dwa zbiorniki geosynkinalne. Skały eugeosynkinalnego zbiornika południowego w czasie ruchów kaledońskich zostały przeobrażone w facji zieleńcowej i epidotowo-amfibolitowej [24] i ułożone w wiązkę fałdów o kierunku WNW–ESE

i wergencji południowej. Wraz z wciągniętymi w tę budowę wspomnianymi amfibolitami i gnejsami, tworzą one jednostkę, która nosi różne nazwy: metamorfik kłodzki młodszy [42], metamorfik dolny Ścinawki Kłodzkiej [45], wreszcie struktura kłodzka [32]. Ze schyłkowymi etapami rozwoju zbiornika kłodzkiego wiąże się wokółsowiogórska formacja ofiolitowa [37]. Nie zmetamorfizowane miogeosynkinalne serie drugiego, północnego, bardzkiego głębokomorskiego w górnej części fliszowego zbiornika (O do C₁), w czasie fazy sudeckiej zostały ułożone w wiązkę fałdów o kierunku WNW–ESE i o wergencji głównie południowej. Południowa część tej jednostki ma budowę płaszczowinową [36]. Płaszczowina bardzka została nasunięta na górny, epikontynentalny, wapienny dewon (kłodzki). Dewon kłodzki leży niezgodnie na strukturze kłodzkiej, zerodowanej uprzednio do poziomu facji zieleńcowej i epidotowo-amfibolitowej. Struktura kłodzka, łącznie z dewonem kłodzkim, stanowi platformę epikaledońską [37].

Wiązka fałdów fazy sudeckiej (struktura bardzka [28]), w czasie ruchów asturyjskich została w części środkowej intensywnie przebudowana. Dzięki naciskom od wschodu, powstała wiązka południkowych fałdów nałożonych o wergencji zachodniej [28, 32].

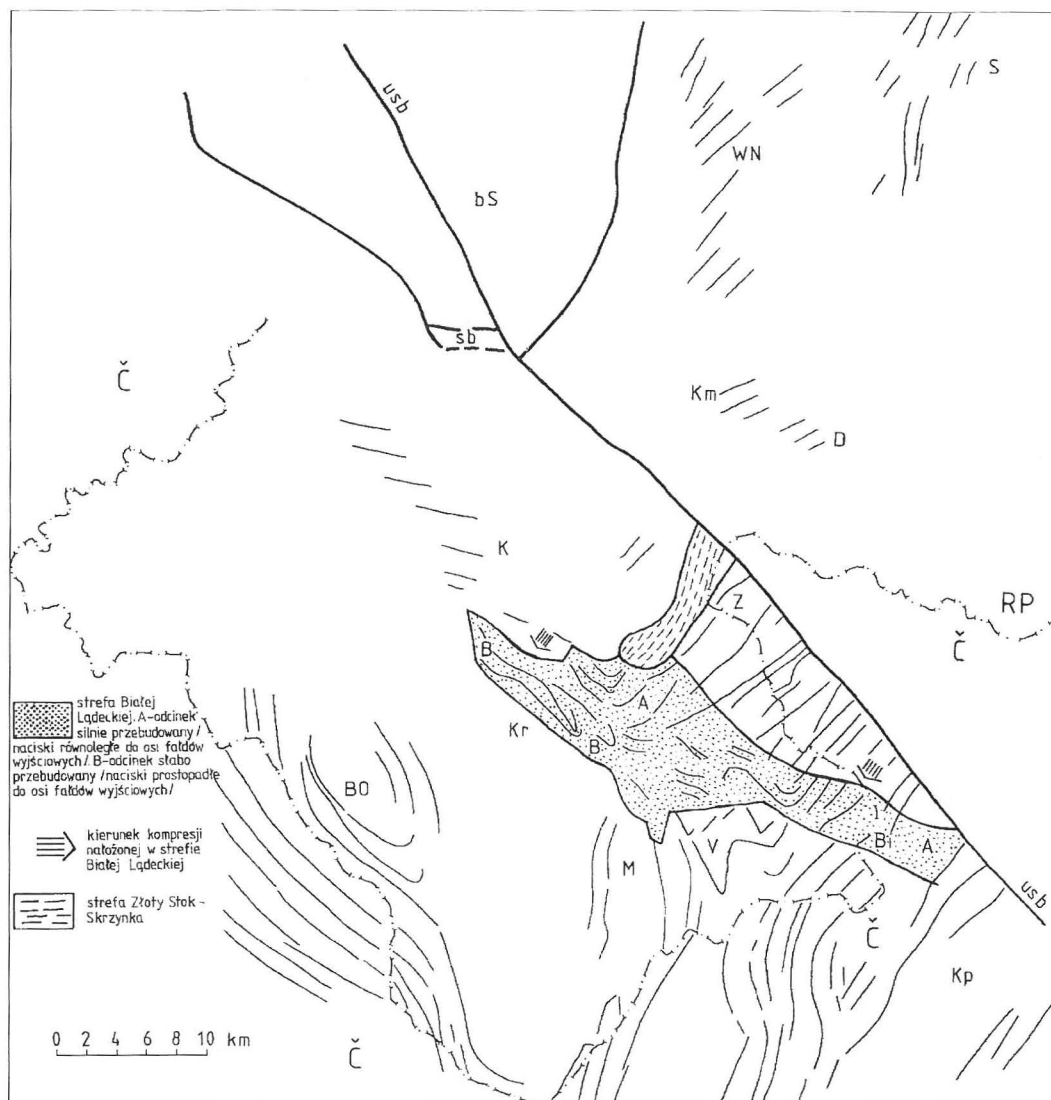
W ten sposób krótko scharakteryzowana, budowa waryscyjska (częściowo kaledońska) została przykryta w zasadzie nie sfałdowanymi seriami (C₂–Tr₁, K'₂), które stanowią pokrywę platformy epiwaryscyjskiej [37].

Intruzja granitoidów kłodzko-żłotostockich

Jednostce tej poświęca autor sporo uwagi. Spowodowała ona poważne zmiany w wyżej scharakteryzowanej strukturze waryscyjskiej Sudetów Kłodzkich. Doniosła rola intruzji w tematyce waryscydów kłodzkich jest nawet uwzględniona w tytule pracy.

Pod koniec kompresji asturyjskiej, z którą wiąże się zazwyczaj intruzję kłodzko-żłotostocką ([7, 40, 29, 32, 46, 13]; Borucki [6] — 301 Ma — metodą K–Ar, Depciuch [17] — 298 Ma — metodą K–Ar), w budowę waryscydów okolic Kłodzka wtargnęła intruzja granitoidów (301, 298 Ma — [6, 17]), których geologią zajmowali się Bederke [1] i wymienieni wyżej geolodzy, a petrografią Wieser [44], Wierchowski [43] i Kowalski [26]. Intruzja ma w intersekcji kształt — według jednych badaczy — sierpa, według innych — klina wygiętego ku SE, a zwięźającego się ku W dość gwałtownie na zachód od Nysy Kłodzkiej. Z tego kształtu wynika kontakt (termiczny) wewnętrzny ze strukturą bardzką i zewnętrzy z metamorfikami Gór Żłoty i Krowiarek. Intruzja kłodzko-żłotostocka kontaktuje termicznie ze strukturą kłodzką: ta występuje w jej stropie, lecz sięga tylko po okolice Jaskółki na wschód od Kłodzka [22]. Pierwotnie struktura kłodzka miała większy zasięg, zapewne po okolice Przełęczy Kłodzkiej (por. rozdział o uskoku Dżbanów–Przełęcz Kłodzka). Intruzja ciągnie się między uskokiem sudeckim brzeżnym, przecinającym też strukturę bardzką, a Górą

*Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 20-205 Wrocław



Ryc. 1. Kadomska wirgacja Sudetów (ła-decka) w metamorfi-ku mezozonalnym, na podstawie granic litologicznych. Dane z Mapy geologicznej regionu dolnośląskiego (red. L. Sawicki) i Geologiczne mapy ČSRS. Oznaczenia literowe: Bi — Góry Bialskie, BO — Góry Bystrzyckie, Góry Orlickie, bS — blok sowiogórski, sb — część bloku sowiogórskiego pod strukturą bardzką, Č — Czechy, D — Doboszowice, K — kryształnik mezozonalny struktury kłodzkiej, Kp — metamorfik Kepnika, Kr — Krowiarki, Km — okolice Kamieńca Ząbkowickiego, M — metamorfik Międzygórza, P — metamorfik Pradziada, RP — Polska, S — Wzgórze Strzebińskie, usb — uskok sudecki brzeżny, V — miejsce rozgałęzienia wiązki fałdów (początek wirgacji), WN — Wzgórze Niemczańskie, Z — Góry Złote

Czerwoniak (385 m npm), położoną na południe od Kłodzka już na zachód od doliny Nysy Kłodzkiej. Tutaj osłone jej stanowią amfibolity dolnego piętra struktury kłodzkiej. Tu znajduje się też ostre zakończenie intruzji. Wymiary tej jednostki wynoszą więc 18 x 6–7 km.

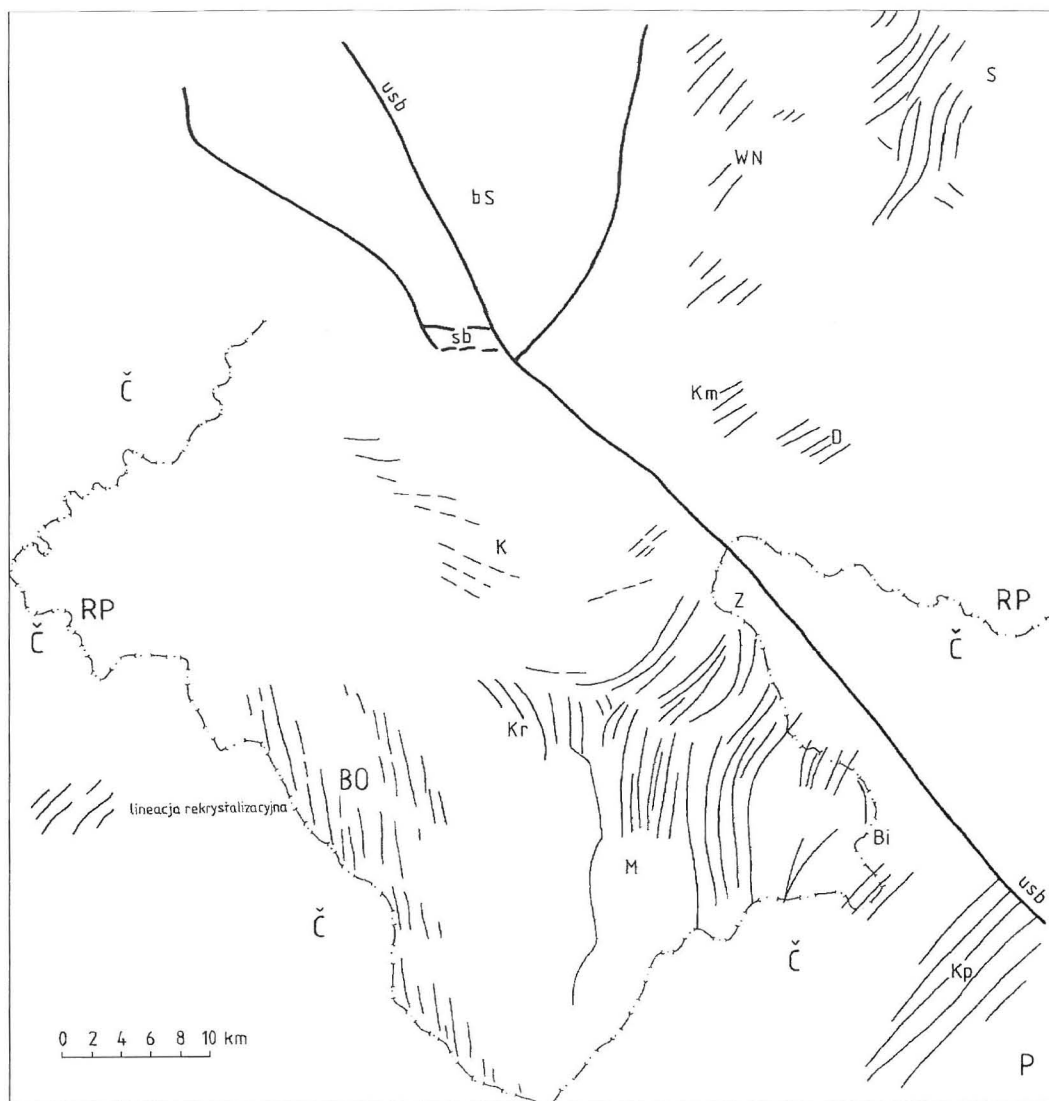
Intersekcja granic intruzji jest bardzo urozmaicona. Było to wiadome od dawna, ale Wojciechowska ([46], ryc. 4, 9) dorzuciła wiele szczegółów. Obraz ten został spowodowany płaskimi upadami powierzchni intruzji pod osłonę, urozmaiconą rzeźbą terenu, a częściowo też pointruzyjnymi uskoki. Wzdłuż kontaktu wewnętrznego odgałęziają się apofizy w głąb struktury bardzkiej. W Górach Złotych powierzchnia intruzji zapada płasko pod kryształnik osłony [18, 14]. Na zachód od Skrzynki upad skał osłony jest skierowany ku północy, tj. pod osłonę [14, 15].

Granitoidy kłodzko-złotostockie wykazują znaczne zróżnicowanie petrograficzne. Wierzchowski [43] wyróżnił: granodiority, granodiority gnejsowate, monzodiority kwarcowe, skataklastyczne granodiority, tonality, granity, dioryty, monzonity, monzonity kwarcowe, kataklazyty, granitoidy porfirowate; starsze od granitoidów są piroksenity oliwinowo-hornblendowe i hornblendy piroksenowe.

Spośród skał żyłowych należy wymienić: pegmatyty, aplity, mikrogranodiority porfirowate, mikrogranity, mikrodiority, spessartyty i wogezyty.

Różne jednostki geologiczne osłony dostarczyły różnych typów skał kontaktowych. W polu kontaktowym ze strukturą bardzką powstały hornfelsy: andaluzytowo-kordierytowe, kordierytowe, pinitowo-biotytowe, grafitowo-kwarcowe, kwarcowo-piroksenowe, plagioklazowe, akty-nolitowo-kwarcowo-plagioklazowe, łyszczykowo-kwarcowe, biotytowo-kwarcowo-plagioklazowe, skały krzemiano-wo-kalcytowe, piroksenowo-granatowe oraz łupki plamiste. Wzdłuż kontaktu zewnętrznego powstały hornfelsy: kordierytowe, granatowo-kordierytowe, hercynitowo-korundowe, wollastonitowe, piroksenowo-plagioklazowe, skały krzemianowo-kalcytowe, amfibolity: zwyczajne, biotytowe, piroksenowe, skały piroksenowo-plagioklazowe, gnejsy amfibolowe, amfibolowo-biotytowe, granatowo-biotytowe, kwarcytowe, skały prenitowe i łupki biotytowo-plagioklazowe. Najslabiej odsłonięte są kontakty ze skałami górnego piętra struktury kłodzkiej; najczęściej są to kontakty z paleoryolitami słabo zmienionymi.

Cechą charakterystyczną granitoidów są struktury płasko- i linijnie równoległe, wyznaczone przez minerały barwne, głównie biotyt. Dlatego dawniej autorzy uważali te skały za gnejsy (hornblendowe). Według Wiesera [44] i Oberca [32] są one odziedziczone po protolitych (eduktach). Wojciechowska [46] i Cwojdzński [16] traktują je jako segregacje magmowe. Na ich podstawie Wojciechowska



Ryc. 2. Kadomska wirgacja Sudetów (lądecka) w metamorfiku mezozonalnym na podstawie przebiegu lineacji rekryształizacyjnej. Dane w regionie Gór Bystrzyckich na podstawie pracy M. Dumicza (1964). Oznaczenia literowe, jak na ryc. 1

(*l. cit.*) wyznacza kopuły w okolicach Laskówki, Chwalisław i Marcinowa.

Pospolicie w granitoidach występują różnej wielkości enklawy, wśród których Wierchołowski [43] wyróżnia pod względem struktury: enklawy drobno-, średnio- i gruboziarniste. Pod względem kształtu autor ten wydziela enklawy elipsoidalne i nieregularne. Urozmaicony jest podział enklaw pod względem petrograficznym: enklawy amfibolitów (najczęstsze i prawie we wszystkich odmianach granitoidów), enklawy kwarcowo-biotytowe, kwarcowo-skaleniowe, gnejsowe i hornfelsów piroksenowych.

Szczegółowe mapy geologiczne w skali 1 : 25 000 [22, 23, 10, 13, 14, 20] wykazały w obrębie skał magmowych masywu kłodzko-złotostockiego liczne kartowalne ciała, zbudowane ze skał osadowych, kontaktowo zmienionych i metamorficznych, przeobrażonych kinetycznie w warunkach facji amfibolitowej, a potem zmienionych kontaktowo przez intruzję. Największe z nich poprzecinane przez odgałęzienia intruzji (apofizy) przebiegają wzdłuż osi intruzji, dzieląc ją na strefy wewnętrzną i zewnętrzną. Stanowią one synklinalne partie osłony stropowej. Ich długość osiąga 5 km (między Marcinowem a Chwalisławem). Ciała te były interpretowane jako ostańce stropowe [44, 29, 32, 46]. Cwojdzński [16] traktuje je jako makroenkławy, które do poziomu, w jakim je obserwujemy, zostały wyniesione z głębi w procesie zajmowania przestrzeni przez intruzję. Ciała te,

rozpatrywane jako ostańce stropowe, mają wielkie znaczenie dla znajomości paleotektoniki terenu. Intersekcja ich granic jest w przybliżeniu równoległa do ogólnych granic intruzji. Redukując wpływy kontaktu termicznego, można skały ostańców stropowych nawiązać do skał osłony bocznej. Przeobrażenia kontaktowe skał ostańców są takie, jak przeobrażenia skał osłony bocznej (por. wyżej).

Wśród ostańców stropowych na uwagę zasługują hornfelsy z Jaskowej Górnej. Wierchołowskiemu przypominają one kontaktowo-metamorficzne skały okolic Barda Śląskiego. Problem ten wymaga dokładnego zbadania pod kątem pierwotnego (przedintruzyjnego) zasięgu struktury bardziej ku południowi. Stanowisko i mechanizm intruzji kłodzko-złotostockiej było rozpatrywane w literaturze. Pomijając prace najstarsze, zwróćmy uwagę na wyniki Bederkego [1, 2, 5]. Autor ten uznał masyw kłodzko-złotostocki za intruzję syntektoniczną i korkondantną w strefie granicznej Sudetów Zachodnich, gdzie panują kierunki tektoniczne NW–SE, i Sudetów Wschodnich (kierunki NE–SW). Ruch magm, zdaniem Bederkego [1], postępował w kierunku NW i wraz z pokrewnymi „syenitami” strefy Niemczy intruzja kłodzko-złotostocka jest związana z wielką szczeliną o kierunku N–S. W intruzjach tych są reprezentowane skały szeregu monzonitowo-adamellitowego. Podobny obraz przyjął Wieser [44]. Zdaniem Cloosa [8, 19] intruzja ma charakter harpolitu względnie fakolitu.

Wojciechowska [46] przypisuje dużą rolę transportowi magmy z dołu, a Cwojdzński [14, 16] — spod struktury bardzkiej. Z tego kierunku miały być również wynoszone przez magmę z głębi makroenkawy, uznawane przez Oberca [29], Wiesera [44] i Wojciechowską [46] za ostańce stropowe (por. wyżej).

Związki między intruzją kłodzko-złotostocką a intruzjami w strefie Niemczy przyjął Oberc [29, 36]. W tej grupie intruzji ruch magmy był skierowany ogólnie ku E. Na tym tle zachodnie zakończenie intruzji kłodzko-złotostockiej stanowi fragment prostopadły do ogólnego wschodniego kierunku przemieszczenia. Ta część intruzji nie pasuje do planu strukturalnego fazy asturyjskiej, mimo że wiąże się z tą fazą. Transport na terenach między nasunięciem orłowskim (w GZW) a wschodnim brzegiem bloku sowiogórskiego i strefą fałdów południkowych w strukturze bardzkiej (por. wyżej) był skierowany głównie ku wschodowi, a tylko lokalnie ku zachodowi jako transport wsteczny (struktura bardzka i spiętrzenie Šternberk–Horní Benešov w Niskim Jesioniku). Być może równoleżnikowe zakończenie zachodnie intruzji kłodzko-złotostockiej jest związane z intersekcją wychodzącej ku południowi w powietrze płyty granitoidów. Przy wysunięciu tej tezy autor opiera się na danych Cwojdzńskiego [14, 15]. Według tego autora, na SW od Skrzynki i na arkuszu Krosnowice osłona zapada pod granitoidy ku NE, a więc tak jak upady w strukturze kłodzkiej. Na terenie tej części intruzji (Żelazno–Marcinów) struktury fluidalne wskazują taki sam, tj. wschodni kierunek główny płynięcia, jak koło Laskówki i Mąkolna, gdzie nie ma wątpliwości co do wschodniego kierunku transportu magmy (por. [16], ryc. 24, 25, 27). Płytowo-klinowy kształt dużego zachodniego odcinka intruzji jest modelem dla pozostałej większej jej części.

Znaczne różnice charakteru form występowania granitoidów kłodzko-złotostockich i strefy Niemczy są związane z bardzo głęboką erozją bloku przedsudeckiego, głębszą niż Sudetów [8, 31]. W strefie Niemczy zachowały się głębsze żyłowe formy występowania granitoidów. Płytsze, rozległe (jak masyw kłodzko-złotostocki) partie intruzji uległy erozji na bloku przedsudeckim (por. [36], s. 175).

Przebieg zewnętrznego kontaktu jest ogólnie zgodny z kierunkami fałdów południowej i wschodniej części osłony. Natomiast wzdłuż kontaktu wewnętrznego, gdzie występują liczne apofizy, fałdy struktury bardzkiej, pomijając szczegóły, natrafiają na brzeg intruzji promieniście.

Zjawisko tektoniki intruzyjnej osłony jest słabo rozwinięte. Autorzy podkreślają znaczną pasywność osłony północnej i intensywne płynięcie magmy wzdłuż osłony południowej [16].

Charakter przedgranitoidowej, wschodniej granicy struktury bardzkiej

Wschodnia część struktury bardzkiej jest zbudowana z licznych fałdów o kierunku WNW–ESE i wergencji południowej. Z rozważań nad zasięgiem i wewnętrzną tektoniką płaszczowiny bardzkiej [36, 38] wynika, że fałdy między Podzamkiem a Laskówką stanowią nie przebudowaną w czasie fazy asturyjskiej część płaszczowiny bardzkiej. Część tej jednostki między Podzamkiem a nasunięciem kłodzkim została intensywnie przebudowana w czasie kompresji asturyjskiej [38]. Natomiast wschodni, interesujący nas na tym miejscu segment struktury bardzkiej, zbudowany z fałdów o osiach równoległych do kierunku nacisków asturyjskich, napierał ku zachodowi, powodując wspomnianą przebudowę [32, 38].

Podobnie jak między Łączną a Kłodzkim, gdzie płaszczowina bardzka została nasunięta na pokrywę platformy epikaledońskiej, zbudowaną z wapieni górnego dewonu (kłodzkiego), tak i koło Podzamka podłoże płaszczowiny zdaje się być reprezentowane przez wapienie krystaliczne — odpowiedniki stratygraficzne dewonu kłodzkiego, silnie zmetamorfizowane przez granitoidy kłodzko-złotostockie.

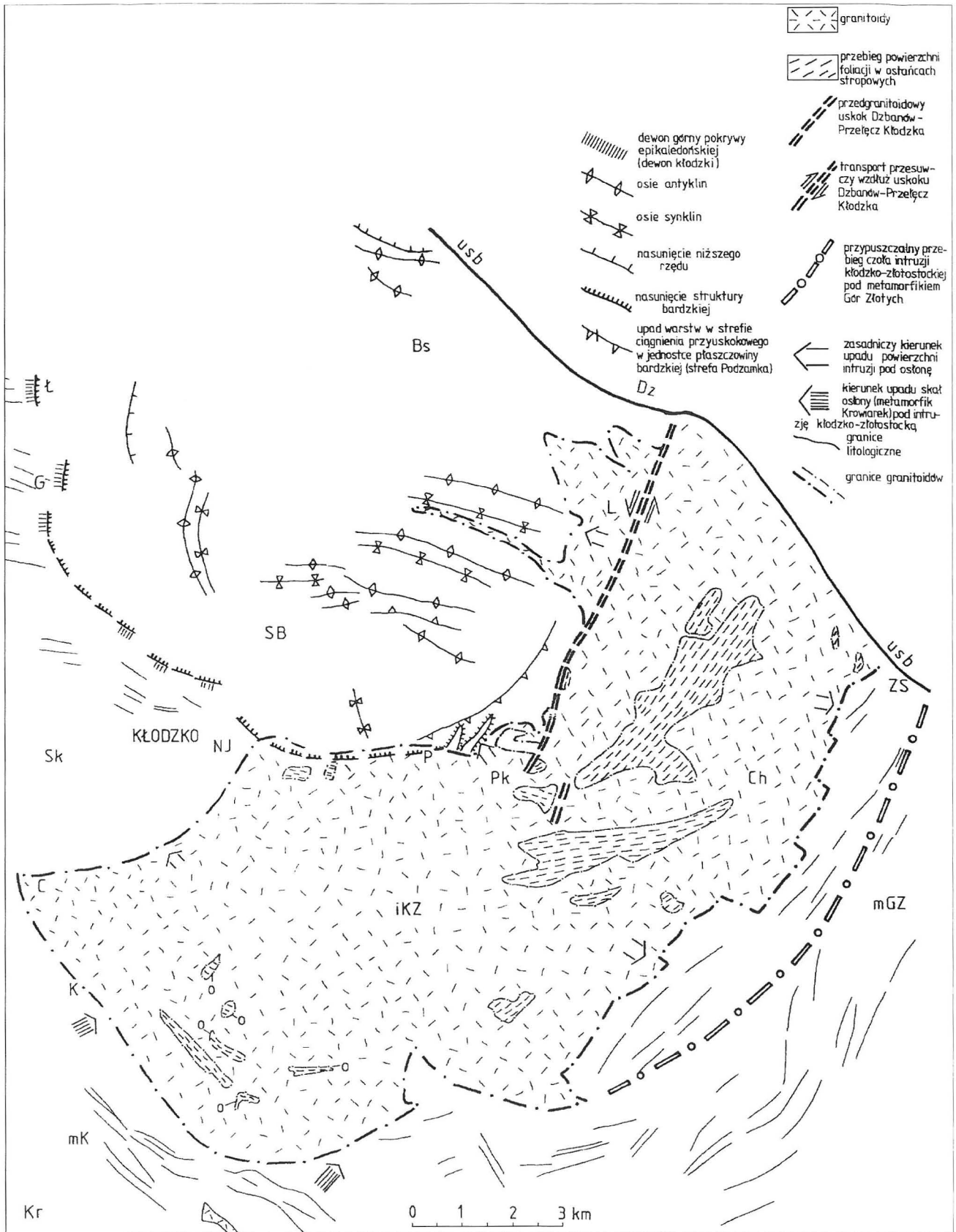
Wapienie Podzamka były badane przez Juskowiaka [25]. Ich przynależność stratygraficzna nie ma dokumentacji. Autorzy arkusza mapy 1 : 250 000, obejmującego te tereny [22], ułokowali je w rubryce kambr — algonk. Oberc [29] wiązał je z dolnym karbonem. Łopot ([27], ryc. 1) zaliczył wapienie z Podzamka do dewonu, nie podając do której jego części. Autor przedkładanej pracy uważa je warunkowo za ekwiwalent górnego dewonu (kłodzkiego). Na arkuszu Kłodzko mapy 1 : 25 000 Emerle-Tubielewicz [20] zaznaczył dwie wychodnie wapieni z Podzamka podobnie jak Oberc [29]. Mają one przebieg NNE–SSW i WSW–ENE. Zakończenie wschodniej z tych wychodni na sąsiednim arkuszu Złoty Stok przedstawił Cwojdzński [10] w formie wychodni o kierunku NNE–SSW. Są to kierunki typowe dla przebudowy asturyjskiej. Wapienie dostały się więc w głąb struktury bardzkiej z podłoża płaszczowiny bardzkiej. Ich stanowisko tektoniczne jest takie, jak wapieni między Łączną a Kłodzkim. W obu przedstawionych ujęciach kartograficznych wapienie z Podzamka sięgają na niewielką odległość w głąb struktury bardzkiej.

Przedgranitoidowy uskok przesuwczy między Dzbanowem a okolicami Przełęczy Kłodzkiej

Na zachód od linii Dzbanów–Przełęcz Kłodzka, w czasie fazy sudeckiej, formowała się budowa fałdowa (na północy) i płaszczowina bardzka (na południu). Fałdy i płaszczowina miały i mają biegi WNW–ESE (por. wyżej). Struktura bardzka graniczyła w tym czasie z metamorfikiem Gór Złotych, którego kadomskie fałdy (lineacja rekrytalizacyjna) mają kierunek osi NNE–SSW. Na ich granicy, dzięki naciskowi fałdów struktury bardzkiej, skierowanemu ku SSW, wytworzył się uskok poprzeczny (w stosunku do fałdów na skrzydle zachodnim) i jednocześnie w przybliżeniu podłużny w stosunku do fałdów w metamorfiku (wschodnie skrzydło uskoku). Jest to więc uskok podłużno-poprzeczny [39]. Ponieważ fałdy struktury bardzkiej przemieszczały się ku południowi (o ruchach metamorfiku w tym czasie brak danych), omawiany uskok charakteryzujemy jako podłużno-poprzeczno-przesuwczy uskok sinistralny. Facje osadowe struktury bardzkiej wskazują, że jej serie sięgały na pewno poza ten uskok, gdzie zostały rozmyte wskutek późniejszego podniesienia wschodniego skrzydła uskoku Dzbanów–Przełęcz Kłodzka. Z faktu że na przedłużeniu wschodnim struktury bardzkiej nie wytworzyły się w metamorfiku (ani w skałach stanowiących obecnie ostańce stropowe) fałdy nałożone ani odpowiednio gesta sieć złuskozań, wynika że w czasie fazy sudeckiej było fałdowane tylko zachodnie (bardzkie) skrzydło uskoku Dzbanów–Przełęcz Kłodzka. Pierwsza, krótka wersja wysuniętych tu tez została przedstawiona w jednej z poprzednich prac autora [35].

Strefa tektoniczna Podzamka — ciągnięcie warstw przy uskoku przesuwczym

Zbliżając się od zachodu (od Podzamka) ku południowemu wschodowi, tj. do naroża struktury bardzkiej, stwierdzamy najpierw biegi warstw typowe dla wschodniego



Ryc. 3. Pozycja przedgranitoidowego uskoku Dżbanów-Przełęcz Kłodzka na tle budowy sąsiednich jednostek geologicznych: iKZ — intruzja kłodzko-złotostocka, mGZ — metamorfik Gór Złotych, mK — metamorfik Krowiarek, sK — struktura kłodzka, sB — struktura bardzka, usB — uskoki sudecki brzeżny. Wykorzystano materiały: [10, 11, 13, 21, 29, 46]. Pozostałe oznaczenia literowe: Bs — Bardo Śląskie, C — Czerwoniak, Ch — Chwałistaw, Dz — Dżbanów, G — Gołogłowy, K — Krosnowice, L — Laskówka, Ł — Łączna, NJ — Jaszkówka, P — Podzamek, PK — Przełęcz Kłodzka, ZS — Złoty Stok.

segmentu tej jednostki. Stopniowo skręcają one ku NE, w końcu niemal ku N. Jest to kierunek zbliżony do kierunku uskoku Dżbanów–Przełęcz Kłodzka. Upady warstw są skierowane na zewnątrz powstałego łuku, tzn. w kierunku intruzji kłodzko-złotostockiej i uskoku Dżbanów–Przełęcz Kłodzka.

Opisana struktura nosi nazwę strefy tektonicznej Podzamka [29]. W świetle skierowanego ku południowi transportu jednostek struktury bardzkiej w czasie fazy sudeckiej i jej budowy płaszczowinowej, tj. znacznych przemieszczeń poziomych, uzasadniona jest interpretacja strefy tektonicznej Podzamka jako wynik ciążnienia warstw w sąsiedztwie uskoku przesuwczego Dżbanów–Przełęcz Kłodzka.

W świetle przedstawionego materiału, nasuwają się dwie możliwości interpretowania kierunku biegu wapieni z Podzamka: 1) zostały one objęte nasunięciem warstw przy ruchu przesuwczym wzdłuż uskoku Dżbanów–Przełęcz Kłodzka w czasie fazy sudeckiej; 2) pozycja wapieni wiąże się z przebudową asturyjską. Bardziej prawdopodobne wydaje się rozwiązanie pierwsze.

Rola uskoku przesuwczego Dżbanów–Przełęcz Kłodzka w czasie fazy asturyjskiej i jego likwidacja

Bezpośrednio po ustaniu nacisków asturyjskich zaczęła się dźwigać NNE część intruzji kłodzko-złotostockiej. Wschodnia, szeroka część jej płaszcza była zbudowana z metamorfiku Gór Złotych, sięgającego ku zachodowi dalej niż dzisiaj, bo po dyslokację Dżbanów–Przełęcz Kłodzka; bardzo blisko tej dyslokacji występują jeszcze znacznych rozmiarów ostańce stropowe, zbudowane ze skał typu metamorfiku złotostockiego.

Intruzja kłodzko-złotostocka podniosła też nieco wschodnią część struktury bardzkiej. Formacje geologiczne tej jednostki pękały, a w powstałe pęknięcia podłużne wciśnięły się apofizy. Ich dolne partie widoczne między Dżbanowem a Laskówką rozszerzały się znacznie. Wyższe partie apofiz są cienkie i sięgają daleko ku zachodowi. Ujawniają to zdjęcia geologiczne [22, 29, 10, 46].

W ten sposób została zniszczona (zlikwidowana) dyslokacja Dżbanów–Przełęcz Kłodzka. Przyuskokowe części obydwu jej skrzydeł są dziś zajęte przez intruzję. Dyslokacja Dżbanów–Przełęcz Kłodzka nie może być dziś wykartowana. Pozostało więc tylko ją rekonstruować. W przedkładanej pracy zostały przedstawione jedynie efekty jej istnienia i przybliżona przedgranitoidowa jej pozycja.

Literatura

- BEDERKE E. 1922 — Preuss. Geol. L.A. N.F., 85: 39–70.
- BEDERKE E. 1927 — Fortschr. d. Geol. Paläont., 12: 225–229.
- BEDERKE E. 1929 — Rundsch., Leipzig, 20: 186–205.
- BEDERKE E. 1929 — Fortschr. d. Geol. Paläont., 23: 429–524.
- BEDERKE E. 1936 — Jb. d. Schl. Ges. für Vaterl. Kultur. Abt. Geol.: 98–101.
- BORUCKI J. 1966 — Kwart. Geol., 10: 1–18.
- BUBNOFF von S. 1931 — Fortschr. d. Geol. Paläont., 16: 407–497.
- CLOOS H. 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebr. Bornträger, Berlin.
- CLOOS H. 1936 — Einführung in die Geologie. Ibidem: 1–94.
- CWOJDZIŃSKI S. 1976 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000. Ark. Złoty Stok. Inst. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. 1977 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000. Ark. Trzebieżowice. Inst. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. 1977 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1 : 25 000. Ark. Złoty Stok. Wyd. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. 1978 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000. Ark. Krosnowice. Inst. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. 1979 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1 : 25 000. Ark. Trzebieżowice. Wyd. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. 1979 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1 : 25 000. Ark. Krosnowice. Wyd. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. 1979 — Ewolucja makroenkław na tle intruzyjnej i pointruzyjnej tektoniki kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Maszynopis pr. dokt. Arch. PiG, Wrocław.
- DEPCIUCH T. 1972 — Kwart. Geol., 16: 103–112.
- DON J. 1964 — Geol. Sud., 1: 79–177.
- DUMICZ M. 1989 — Ibidem, 23: 83–106.
- EMERLE-TUBIELEWICZ H. 1979 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000. Ark. Kłodzko. Inst. Geol.
- EMERLE-TUBIELEWICZ H. 1981 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1 : 25 000. Ark. Kłodzko. Wyd. Geol.
- FINCKH L., BEDERKE E., FISCHER G. 1932 — Preuss. Geol. L.A. Blatt Königshain.
- FINCKH L., FISCHER G. 1938 — Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Ibidem. Blatt Reichenstein.
- FINCKH L., MEISLER E., FISCHER G., BEDERKE E. 1942 — Erläuterungen zur Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 000. Blätter Glatz. Königshain, Reichenstein, Landeck. Reichsamt für Bodenforschung: 1–92.
- JUSKOWIAK O. 1959 — Kwart. Geol., 2: 235–265.
- KOWALSKI W.M. 1967 — Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, 42: 68–81.
- ŁAPOT W. 1989 — Geol. Sud., 23: 155–190.
- OBERC J. 1953 — Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Sudetach w 1951 r. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21: 415–432, 433–451.
- OBERC J. 1957 — Region Gór Bardzkich. Przewodnik dla geologów. Wyd. Geol.
- OBERC J. 1966 — Górów staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. Z geologii Ziemi Zachodnich. PWN, Wrocław: 57–86.
- OBERC J. 1968 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 203–217.
- OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol.
- OBERC J. 1977 — Geology of Poland, IV Tectonics. Wyd. Geol.: 73–95.
- OBERC J. 1979 — Neu. Jb. Geol. Paläontol., 4: 237–256.
- OBERC J. 1980 — Zeitschr. Geol. Wiss., Berlin, 8: 807–816.
- OBERC J. 1987 — Przewodnik 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol. AGH, Kraków: 165–180.
- OBERC J. 1991 — Acta Univ. Vrat. 1378. Pr. Geol.-Min., 29: 165–207.
- OBERC J. (w druku) — Asturyjski uskoki Przygórze–Laskówka (Sudety Środkowe); przesuwczy ruch deferencyjny obydwu skrzydeł w jednym kierunku. Acta Univ. Vrat.
- OBERC J. — Prz. Geol., 42: 81–87.
- PETRASCHECK W.E. 1938 — Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., 90: 20–25.
- TEISSEYRE H. 1956 — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Prz. Geol., 3: 97–104.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J. 1957 — Regionalna Geologia Polski. T. III Sudety, 1. Utwory przedtrzeciorzędowe. Pol. Tow. Geol., Kraków: 1–300.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1976 — Geol. Sud., 11: 1–147.
- WIESER T. 1958 — Kwart. Geol., 4: 673–687.
- WOJCIECHOWSKA I. 1966 — Geol. Sud., 2: 261–295.
- WOJCIECHOWSKA I. 1975 — Ibidem, 10: 61–121.