

JÓZEF OBERC

## Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich

TREŚĆ: Wstęp — Podstawowe założenia teoretyczne — Kierunki fałdowań w różnych fazach orogenicznych: fałdowania przedtakońskie; fałdowania kaledońskie; ogólne uwagi o Kaledonidach i ich stosunku do młodszych fałdowań przedtakońskich; intruzje skał zasadowych; fałdowania waryscyjskie; ruchy poasturyjskie — Uwagi końcowe — Literatura cytowana

### WSTĘP

Artykuł niniejszy został przesłany na XX sesję Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Meksyku. Rozważania zawarte w nim odnoszą się do jednostek tektonicznych wyższego rzędu, tworzących wschodnią część Sudetów Zachodnich (Sudety Środkowe) oraz sąsiadującą z nimi część Sudetów Wschodnich. Sudety traktowane są tu sensu lato, tzn. łącznie z obszarami położonymi na północ od brzeżnego uskoku sudeckiego, które nazywam blokiem przedsudeckim. Są to obszary (tabl. I):

1. Kra gnejsów sowiogórskich wraz z mylonityczną strefą Niemczy oraz postdeformacyjnymi intruzjami, którymi kra jest otoczona i częściowo podbudowana.

2. Strefa zbudowana głównie z łupków łyszczykowych i gnejsów, przykryta miejscami osadami młodopaleozoicznymi i kredowymi, obejmująca Góry Bystrzyckie i Orlickie, położone na zachód od rowu tektonicznego górnej Nysy.

3. Analogiczna do poprzedniej strefa łupków łyszczykowych i gnejsów na wschód od rowu Nysy, która tworzy pasmo Śnieżnika, przedłuża się ku północy na obszar bloku przedsudeckiego. Tu obejmuje ona obszary położone między strefą Niemczy a intruzją granitu Strzelina.

4. Strefa metamorficzna w pobliżu Kłodzka i na północny zachód od tego miasta, zbudowana z serii suprakrystalnych uznawanych za kambro-ordowik.

5. Kaledonidy przedsudeckie, które stanowią przedłużenie ku wschodowi na obszar bloku przedsudeckiego kaledońskiej części Gór Kaczaw-

skich. Obszar ten zbudowany jest z płytko zmetamorfizowanych utworów starszego paleozoiku po gotland włącznie.

6. Struktura bardzka położona na południowy wschód od gnejsów Gór Sowich, zbudowana z niezmetamorfizowanych kinetycznie kompleksów gotlandzko-dolnodewońskiego i dolnokarbońskiego. Powyższe kompleksy są ze sobą intensywnie przełańdowane.

7. Niecka śródsudecka zbudowana z osadów karbonu, permu, dolnego triasu oraz kredy górnej. Ten duży element synklynalny rozwidla się ku południowi palczasto na szereg synklin, między którymi pojawiają się elementy antyklynalne, reprezentowane przez utwory starsze.

8. Depresja Świebodzie, położona na północ od gnejsów sowiogórskich, zbudowana z osadów górnego dewonu i starszej części dolnego karbonu przełańdowanych ze zmetamorfizowanym kambro-sylurem Gór Kaczawskich.

9. Sudety Wschodnie zbudowane na omawianym odcinku z utworów dewonu i karbonu dolnego, wśród których pojawiają się elementy krystaliczne analogiczne do strefy 2 i 3. Ich granicę zachodnią stanowi nasunięcie ramzowskie. Na naszym terenie wzdłuż tego nasunięcia występuje młodsza od niego intruzja granitu strzelińskiego.

Powyższe jednostki zbudowane są z serii skalnych od prekambru po kredę włącznie, reprezentujących różne stopnie głębokościowe i facje metamorfizmu. Występują tu też serie niezmetamorfizowane. Różnowiekowe fałdowania doprowadziły do powstania zawilej budowy tektonicznej. Jedną z jej cech charakterystycznych są zmienne kierunki różnowiekowych fałdów ustawionych względem siebie niekiedy pod kątem prostym.

Tematem niniejszej rozprawy są kierunki fałdów w powyższej budowie w ujęciu historycznym. Wiek różnych fałdowań nie zawsze może być określony szczegółowo. Jest to zależne od dokładności datowania serii skalnych, mniejszej w seriach zmetamorfizowanych i osadowych, nie udokumentowanych paleontologicznie. W rozważaniach uwzględniono tylko te ruchy, po których pozostały formy tektoniczne. Możemy tu więc wszędzie mówić o fałdowaniu, — o ruchach górotwórczych. Powstałe formy tektoniczne bywały w czasie późniejszych ruchów przebudowywane, niekiedy według nowych założeń. Na zagadnienie przebudowy zwracano uwagę tylko w przypadkach, kiedy w obrębie starej budowy powstawały fałdy o odmiennych kierunkach.

Wiadomości zawarte w niniejszej pracy nie wyczerpują przeto zagadnienia ruchów skorupy ziemskiej w strefie granicznej Sudetów Wschodnich i Zachodnich. Nie uwzględniono tu bowiem tych ruchów, które za-

znaczają się jedynie w nieznaczących kątach niezgodności i w zjawiskach sedymentologicznych.

#### PODSTAWOWE ZAŁOŻENIA TEORETYCZNE

Przy analizie materiału pod kątem widzenia historii fałdowań skorupy ziemskiej i kierunków nacisków na obszarach objętych pracą trzymano się następujących założeń:

a) Przy fałdowaniu swobodnym osi fałdów układają się prostopadle do kierunku nacisku. Lokalnie występujące kierunki odmienne, niekiedy nawet równoległe do kierunku nacisku, mogą być spowodowane gwałtownym zanurzaniem się osi jednostek antyklinalnych oraz obecnością fleksur i uskoków poprzecznych. Zmiany kierunków tektonicznych są też spowodowane oporami w podłożu, czyli elewacjami podłoża lub głębokimi depresjami, w które wlewają się fałdy. Opory podłoża są już objawami fałdowania ramowego.

W płytszych strefach fałdowań, gdzie tworzą się uskoki, fleksury, brachyantykliny, widoczne są częściej odstępstwa od zasady prostopadłości osi fałdów do kierunków nacisku. W głębszych strefach fałdowań (metamorfik) odstępstwa te będą zaznaczać się rzadziej.

b) Przy fałdowaniu ramowym fałdy układają się do pewnego stopnia niezależnie od kierunku nacisku. Ułożenie to spowodowane jest przebiegiem brzegu mas fałdujących, oporowych lub śródgórskich. Objawy fałdowania ramowego zanikają z odległością od ramy zarówno w kierunku poziomym jak i pionowym. Przy pojawieniu się ram nacisk jednokierunkowy rozkłada się na składowe. Objawy fałdowania ramowego były eliminowane w rozważaniach nad kierunkami nacisków.

c) Fałdowanie ma charakter fazowy, przy czym zasięg poszczególnych faz nie zawsze jest wielki. Na małym obszarze, który jest tu omówiony, poszczególne fazy zdają się zaznaczać równocześnie. Faza jest rozumiana jako krótkotrwała na ogół okres fałdowania oddzielający dłuższe okresy, w których gromadzą się napięcia. Wyładowanie napięć w formie fazy następuje po przewyciężeniu oporu. Fałdowanie obejmuje kilka faz.

d) Kierunek kompresji górotwórczej może się zmieniać w kolejnych fazach na jednym obszarze w szerokich granicach (do 90°). Prowadzi to do przebudowy starszych struktur. Stopień przebudowy zależny jest od intensywności młodszego fałdowania i oporów, jakie stawia starsza struktura. W skrajnym przypadku może w obrębie struktury starszej powstać nowa wiązka fałdów nie posiadająca swojej serii sedymentacyjnej. Przebudowa taka jest regułą, jeśli na przedłużeniu strefy fałdowej znajduje się starsza struktura o odmiennym przebiegu fałdów. W ten sposób dochodzi do krzyżowania się kierunków fałdów.

e) Jeśli w bezpośrednim sąsiedztwie występują dwie różnowiekowe struktury tektoniczne o odmiennym kierunku fałdów, wiąże się je z dwoma różnie skierowanymi naciskami.

f) Wszelkie intruzje wiążą się z ruchami skorupy ziemskiej (głównie górotwórczymi), które w różnych typach budowy mogą zaznaczać się w różny sposób. Intruzje mające cechy syn- i posttektonicznych mogą być równoczesne, a ich charakter związany jest jedynie z różnym położeniem względem fałdującego się górotworu. Intruzje syntektoniczne o mniejszych wymiarach występują w jego osi i dostosowują się do przebiegu fałdów. Tekstury kierunkowe spowodowane są ruchem magmy po częściowym jej wykryształizowaniu. Obejmować one mogą nawet całość intruzji. W tzw. intruzjach posttektonicznych, które występują na peryferiach górotworu w obrębie jednostek przedstawiających się przy dzisiejszym poziomie intersekcyjnym jako masy fałdujące lub oporowe i mają wymiary większe, obserwujemy kierunkowe tekstury tylko w strefach pobliskich osłony lub większych kier. Kry te są fragmentem synklinalnych obniżen dolnej powierzchni osłony zgodnych z zasadniczym kierunkiem intruzji. Strefa tekstur kierunkowych bywa tutaj nie węższa, niż w tzw. intruzjach syntektonicznych. W przypadku, kiedy intruduje magma w stadium słabo posuniętego wykryształizowania, tekstury kierunkowe mogą nie powstać. Różnice w chemizmie tych dwu typów intruzji spowodowane są asymilacją intensywniejszą w intruzjach leżących w osiowej części górotworu niż na jego peryferiach. Z powyższych względów należałoby w nomenklaturze eliminować pojęcia czasowe (syn- i post-) i zastąpić je pojęciami przestrzennymi (np. intruzje jądrowe i peryferyczne) lub opierającymi się na sposobach wydobywania się magmy ku górze.

#### KIERUNKI FAŁDOWAŃ W RÓŻNYCH FAZACH OROGENICZNYCH

##### *Fałdowania przedtakońskie*

Pierwsze fałdowania, których wiek może być wyznaczony dość dokładnie, przypadają na omawianym obszarze na fazę takońską. Najwyraźniej zaznaczyła się ona w okolicach Kłodzka, gdzie jej obecność zauważył G. Fischer (1942). Nastąpiła ona po sfałdowaniu i metamorfozie fylitów okolic Bożkowa (Eckersdorfer Phyllite autorów niemieckich), zaliczanych do ordowiku. Z kolei następuje transgresja gotlandu na obszarach struktury bardzkiej. Osady gotlandu nie są tu już przeobrażone.

Przed fazą takońską zaznaczają się w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich dwa cykle orogeniczne, których nie możemy dokładnie datować, a jedynie ustalić ich wiek względem siebie i względem fazy takońskiej. Będą tu one określane jako starsze i młodsze fałdowania przedtakońskie. Młodsze z nich przebiegało co najmniej w dwóch fazach.

*Starsze fałdowania przedtakońskie (obszar gnejsów sowiogórskich)*

Najstarsze fałdowania zaznaczają się na terenie zbudowanym z gnejsów sowiogórskich. Na powierzchni jednostka ta jest nierównomiernie odsłonięta, lepiej w części południowo-zachodniej, która jest podniesiona w czasie ruchów trzeciorzędowych i tworzy Góry Sowie. Jednostka tektoniczna, zbudowana z gnejsów sowiogórskich, ma na powierzchni kształt równobocznego trójkąta. Jego bok północny przebiega równoleżnikowo, wschodni — południkowo. Trzeci bok ma ogólny kierunek NW-SE.

Obszar gnejsów sowiogórskich zbudowany jest głównie z paragnej-sów oligoklazowych. Według Smulikowskiego (1952) materiałem wyjściowym dla tych skał były osady piaszczysto-ilaste. Miejscami przeszły one w różne odmiany gnejsów migmatycznych. Spotyka się poza tym w obrębie gnejsów Gór Sowich granulity, gnejsy hornblendowe, amfibolity granatowe i gabrowe oraz granity palingenetyczne. Kwarcyty i wapienie spotyka się bardzo rzadko.

Ortognejsy występują w południowo-zachodniej części jednostki sowiogórskiej, a rzadko po stronie wschodniej. Powstały one z granitów, które były intrudowane i zdeformowane w czasie młodszych fałdowań przedtakońskich.

Powyzszy zespół skał jest intensywnie sfałdowany, a różnorodne zjawiska metamorfozy wskazują, że był zanurzony w czasie swej ewolucji tektonicznej do znacznych głębokości. Wewnętrzna budowa tego kompleksu nie jest poznana, jednostki tektoniczne nie są wydzielone. Zdjęcia geologiczne, wykonane przez Dathego (mapy 1904), Finckha (mapy 1924, Barsch i Finckh 1925) i Meistersa (mapy 1932a), pozwalają stwierdzić, że ułożony jest on w fałdy przebiegające na ogół WNW-ESE, do W-E. Jednostki tektoniczne nie są w formacji gnejsowej wydzielone. Spotykane odmienne kierunki zgnejsowania są najprawdopodobniej związane z późniejszą przebudową jak również z uskokami czy specjalnymi formami tektonicznymi.

Dla wytłumaczenia tego rodzaju budowy, fałdowanej swobodnie w czasie najstarszej na tym obszarze orogenezy, konieczne jest przyjęcie nacisków skierowanych NNE-SSW, do południkowych.

Późniejsze fałdowania doprowadziły miejscami do zaburzenia tego obrazu. Zwłaszcza widoczne jest to zjawisko w części wschodniej jednostki gnejsowej, gdzie kierunki odginają się stopniowo ku NNE. Pierwszym, który to odgięcie zauważył, był Meister (mapy 1932a).

Jak wyżej wspomniano, o budowie jednostki omawianej wiemy bardzo niewiele; szerzej było dyskutowane jej stanowisko tektoniczne. F. E. Suess (1935) i F. Kossmatt (1925) uważali, że jest ona nasunięta od południa w czasie ruchów waryscyjskich jako fragment masy moldanub-

skiej. Bederke (1929a) udowodnił jednak, że już w dewonie górnym znajduje się ona na obecnym miejscu.

*Młodsze fałdowania przedtaońskie* (Region Gór Bystrzyckich, Orlickich, Śnieżnika, Bialskich, Złoty, obszar na wschód od Niemczy, krystalinik Sudetów Wschodnich)

Region, którego kierunki fałdów będą omawiane w niniejszym rozdziale, składa się z potężnego kompleksu suprakrustalnego, zbudowanego z łupków łuszczkowych, w które wtrącone są podrzędne soczewy kwarcytów, wapieni, amfibolitów i paragnejsów. Drugim ważnym ogniwem, wchodzącym w skład tej budowy, są najczęściej gruboziarniste ortognejsy, młodsze od cyklu suprakrustalnego i razem z nim zgnejsowane. Omawiany region fałdowań rozpada się w obrębie Sudetów Zachodnich na dwie części oddzielone od siebie młodym rowem tektonicznym górnej Nysy, zbudowanym z osadów górnokredowych. W obrębie utworów starokrystalicznych zachodzą między tymi dwoma obszarami pewne różnice, które muszą być tutaj omówione. Ich traktowanie w dotychczasowej literaturze wprowadza bowiem moment ilości cykli orogenicznych.

Na wschód od rowu tektonicznego górnej Nysy wydzielił G. Fischer (1936a) dwa różnowiekowe kompleksy, które muszą być związane z dwoma cyklami orogenicznymi. Młodszy z nich algoneko-kambryjski (Seitenberger Gruppe + Schneeberggneis Fischera) odpowiada składem litologicznym temu, co powiedziano na początku ustępu. Drugi — starszy (archaik) składa się z tzw. gnejsów gieraltowskich (Gersdorfer Gruppe), których osłonę stanowi seria Młynowca (Mühlbach Serie Fischera), najstarsza w całym górotworze. Szczegółowe badania autora na obszarze krystaliniku Śnieżnika wykazują, że poglądy Fischera na stratyografię tych terenów nie dadzą się utrzymać. Nie wchodząc w szczegóły tego zagadnienia streszczę najważniejsze wnioski:

a) Seria Młynowca (młynowiecka) jest częścią kompleksu łupków łuszczkowych szczególnie silnie sfeldszpatyzowaną. Zawiera ona wtrącenia skał charakterystycznych dla kompleksu łupków łuszczkowych takich jak kwarcyty i amfibolity, których obecności Fischer przeczy.

b) Gnejsy gieraltowskie są wynikiem granityzacji kompleksu łupków łuszczkowych, szczególnie tam, gdzie były one wcześniej sfeldszpatyzowane. Nie tworzą one oddzielnego kompleksu ani poziomu.

c) Feldszpatyzację przeddeformacyjną i granityzację, dzięki której powstała część gnejsów gieraltowskich, spowodowała magma granitowa śnieżnicka. Inne odmiany gnejsów gieraltowskich powstały przez podeformacyjną granityzację łupków łuszczkowych.

Dochodzimy więc do wniosku, że po wschodniej stronie rowu Nysy, podobnie jak po zachodniej, mamy do czynienia z jednym kompleksem,

który podlegał wtórnym procesom feldszpatyzacji i granityzacji silniej, aniżeli ten sam kompleks po stronie zachodniej rowu.

Dla wytłumaczenia dzisiejszego stanu opisanych serii skalnych nie wystarcza przyjęcie jednego sfałdowania. Pierwsze — po osadzeniu serii suprakrustalnej doprowadziło do jej sfałdowania, pod koniec którego powstały liczne pokładowe intruzje granitów. Drugie — po zakrzepnięciu tych skał spowodowało ich deformację i powstanie jednostek tektonicznych w tej formie, w jakiej dziś je obserwujemy z tym, że miejscami zostały one przebudowane.

W strefie Złotego Stoku („Die Bewegungszone Schönau-Reichenstein“ Fischera) ortognejsy wykształcone są odmiennie, niż w pozostałych obszarach krystaliniku. Fischer (1942) wydziela tu gnejs z góry Haniak (Hanniggneis) i gnejsy leptytowe. Są to odmiany mylonitów, powstałe z kwaśnych skał magmowych o drobnoziarnistej strukturze i o znacznie drobniejszym ziarnie, aniżeli ortognejsy masywu Śnieżnika. Magma dokonała tu inwazji, będąc mniej przekryształizowaną niż śnieżnicka, i oziębiała się szybciej, aniżeli w pozostałych częściach terenów omawianych, najprawdopodobniej w pobliżu powierzchni ziemi (facja brzeżna aplitowa — aplogranity). Te drobnoziarniste mylonityczne ortognejsy przedłużają się od okolic Złotego Stoku ku zachodowi. Podobne do nich odmiany wchodzi w skład tzw. gnejsów doliny Ścinawki (Gneise der Steinalzone autorów niemieckich).

Innym zagadnieniem spornym, które tutaj należy poruszyć, to sprawa południowo-zachodniej części krystaliniku kłodzkiego (Jungkristallin Fischera — 1942) zaliczanego do naszej strefy 4, a zbudowanego z amfibolitów, łupków hornblendowych, kwarcytów, gnejsów i łupków łyszczykowych, które przeszły w fylity. Na powierzchni ukazuje się on w dolinie Ścinawki i oddzielony jest od naszej strefy 2 osadami czerwonego spągowca i kredy. Wykazuje on według wspomnianego autora (1942) podobieństwo do wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy. Zdaniem moim byłoby bardziej przekonywujące połączyć je z pobliskim krystalinikiem Gór Bystrzyckich i Orlickich. Tutejsze łupki hornblendowe są bardzo podobne do odmian występujących w okolicy Kudowy.

Po tych uwagach, które były niezbędne ze względu na dotychczasowe poglądy na kompleks starokrystaliczny, przejdziemy do omówienia kierunków tektonicznych.

Na zachód od rowu Nysy — na obszarze Gór Bystrzyckich i Orlickich utwory krystaliczne jako całość przebiegają południkowo. Kierunki zbliżone do równoleżnikowych, obserwowane lokalnie, wiązałbym — podobnie jak w okolicach Stronia — z późniejszą przebudową. Ku północy kryją się powyższe utwory metamorficzne pod osadami permu i kredy

i ukazują się ponownie w dolinie Ścinawki, o czym była już mowa. Tutaj są one ustawione WNW-ESE do W-E, lecz przedłużenia ich ku NW należy spodziewać się wzdłuż południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich.

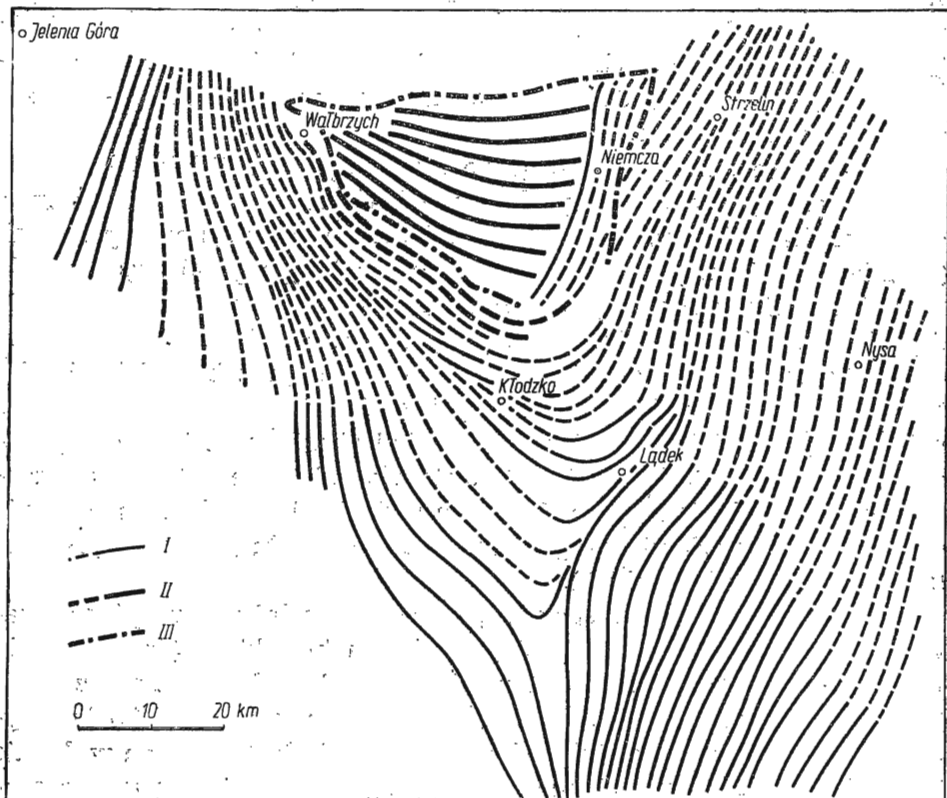


Fig. 1

Gnejsy Sowich Gór w obrębie fałdów przedtakońskich młodszych  
I młodsze kierunki przedtakońskie, II starsze kierunki przedtakońskie, III zarys  
kry gnejsowej na powierzchni

Po wschodniej stronie rowu Nysy serie starokrystaliczne wykazują kierunki południkowe lub SSW-NNE, przedłużające się na obszar bloku przedsudeckiego po okolice między Strzelinem a Niemczą, gdzie zanurzają się pod utwory trzecio- i czwartorzędu. Strefa ta, zachowując analogiczne kierunki, sięga po nasunięcie ramzowskie, a nawet poza nie, gdzie wchodzi w skład Sudetów Wschodnich jako krystalinik Pradziada (Desny) i masywu Kepernik oraz ich odpowiedników w bloku przedsudeckim (strefa śląsko-morawska).



Wewnątrz pomiędzy opisanymi dwiema gałęziami pojawia się łukowato wygięta równoległa strefa Złotego Stożku. Jeśli przedłużymy ją pod młodszymi utworami w dolinę Ścinawki, uzyskamy nieciągły, być może łuk, wygięty ku S (fig. 1). Na zewnątrz tego łuku znajdują się fałdy okolic Żelazna i Ołdrzychowic w Krowiankach, wykazujące kierunki północno-zachodnie. Taki przebieg opisanych fałdów wskazuje na otulanie jakiejś starszej masy, którą w podłożu struktury bardzkiej i kłodzkiego metamorfizmu młodszego może być tylko masa gnejsów sowiogórskich. Na jej krańcu południowym górotwór zbudowany z łupków łuszczczykowych i gnejsów rozwidła się (wirgacja). Jedno ramię biegnie ku NNW, drugie ku NNE. Szczegóły tej budowy są nieznane z powodu przykrycia przez utwory młodsze. (Tego samego typu utwory występują też we wschodnich Karkonoszach). Wynika z tego, że gnejsy sowiogórskie stanowią masę śródgórską w młodszym przedtakońskim górotworze, przebiegającym w zasadzie południkowo. O północnym zamknięciu tej masy śródgórskiej przez łupki łuszczkowe i gnejsy wiemy niewiele, gdyż kryje się ono pod młodszymi utworami Kaledonidów przedsudeckich. Ponieważ gnejsy sowiogórskie były najprawdopodobniej przykryte seriami analogicznymi do fałdowanych serii łupków łuszczkowych i gnejsów, możemy przypuszczać, że masa śródgórska gnejsów Sowich Gór wyciśnięta jest z podłoża młodszego przedtakońskiego górotworu i ukazuje się w jądrze elementu mającego charakter potężnej antykliny, a właściwie wysadu.

Niewątpliwy wpływ opisanej masy śródgórskiej na fałdowanie strefy łupków łuszczczykowych i ortognejsów widzimy w okolicach Niemczy. Przebiega tędy południkowo strefa skał uznanych przez Finckha (mapy 1932) i Meistera (mapy 1932) za osady starego paleozoiku, które miały według nich zachować się w rowie tektonicznym. Utwory te intrudowane są młodszymi od głównego fałdowania gabrami, serpentynitami i granodiorytami. Badania Scheumanna (1937) dowiodły, że ów domniemany paleozoik, to mylonity powstałe z gnejsów sowiogórskich. W obrębie tych utworów zachował się na zachód od Przerzeczyna Zdroju duży fragment niezmylonityzowanych gnejsów. Wschodnią granicę strefy mylonityzacyjnej, gdzie kontaktuje ona z kompleksem łupków łuszczczykowych, uważałbym za nasunięcie (nasunięcie Niemczy). Mylonityzacją byłaby więc objęta część wyciskanych ku górze i nasuwających się mas gnejsowych. Przebieg mylonitów Niemczy i zapadających pod nie łupków łuszczczykowych z gnejsami jest prostopadły do kierunku fałdów w obrębie gnejsów sowiogórskich. W pobliżu kontaktu tych dwu jednostek biegi w gnejsach skracają ku NE. Zjawisko to jest wynikiem przebudowy starszych fałdów w obrębie gnejsów sowiogórskich w czasie młodszego fałdowania przedtakońskiego.

Zjawiska mylonityzacji są szeroko rozprzestrzenione również wzdłuż południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich, aczkolwiek bezpośredni kontakt z górotworem zbudowanym z łupków łuszczkowych i gnejsów jest zakryty osadami paleozoicznymi. Mylonityzację tę podkreślają Meister (mapy 1932) i Fischer (1936b) oraz Smulikowski (1952). Fakt ten przemawiałby za poglądem o stanowisku gnejsów sowiogórskich jako masy śródgórskiej. Jej brzegi uległy w czasie młodszych fałdowań przedtakońskich procesowi mylonityzacji.

Na zakończenie rozdziału należy zastanowić się, jaki kierunek nacisku przyjąć dla młodszych fałdowań przedtakońskich, w których widoczne są kierunki południkowe, a lokalnie nawet WNW-ESE i W-E. Wydaje mi się, że najbardziej miarodajne byłyby kierunki prostopadłe do przebiegu strefy mylonitycznej Niemczy. Wzdłuż niej bowiem zostały ścięte prostopadłe kierunki starszego fałdowania przedtakońskiego i ustawione prostopadłe do niego. Tu istnieją przekonujące dowody, że fałdowanie strefy łupków łuszczkowych jest młodsze niż gnejsów sowiogórskich. W kierunku prostopadłym do przebiegu strefy Niemczy szedł najsilniejszy nacisk, rozwijała się mylonityzacja. Jako kierunek kompresji przyjmujemy dla tych fałdowań kierunek ESE-WNW do równoleżnikowego.

W stosunku do kierunku kompresji poprzedniej orogenezy naciski w czasie młodszych fałdowań przedtakońskich są prostopadłe, o czym wnosimy z prostopadłego ustawienia fałdów obu tych orogenów. Te stosunki tektoniczne przypominają przebieg fałdów Fennoskandii. Fałdy w gnejsach sowiogórskich przebiegają podobnie jak w Sfekofenidach równoleżnikowo, w kompleksie zaś łupków łuszczkowych i gnejsów południkowo, podobnie jak w młodszych Karelidach.

Skręcanie fałdów w dolinie Ścinawki ku NW byłoby objawem fałdowania ramowego, wynikiem dostosowywania się fałdów do południowo-zachodniego brzegu śródgórskiej masy gnejsów Sowich Gór. Wpływ tej ramy widoczny jest jeszcze w Górach Orlickich. Kierunki północno-zachodnie w dolinie Ścinawki oraz w fałdach okolic Żelazna są związane z wynurzaniem się gnejsów sowiogórskich w strefie wirgacji.

#### *Fałdowania kaledońskie*

*Fałdowania takońskie* (Kaledonidy kłodzkie — metamorfik kłodzki młodszy)

W jednym z poprzednich rozdziałów podano argumenty, na podstawie których zostały wydzielone fałdowania takońskie. Serie sedymentacyjne podległe tym fałdowaniom występują na powierzchni w okolicach Kłodzka i Bożkowa. Ku NW zanurzają się one pod młodsze osady niecki śródsudeckiej. Serie te składają się z dwóch członów. Niższy z nich sta-

nowi formacja eruptywna (diabazy i tufy) z wapieniami porównywana przez Bederkego (1933) z wyższym kambrem Gór Kaczawskich. Wyższy — jest reprezentowany przez fylity okolic Bożkowa. Być może, że te

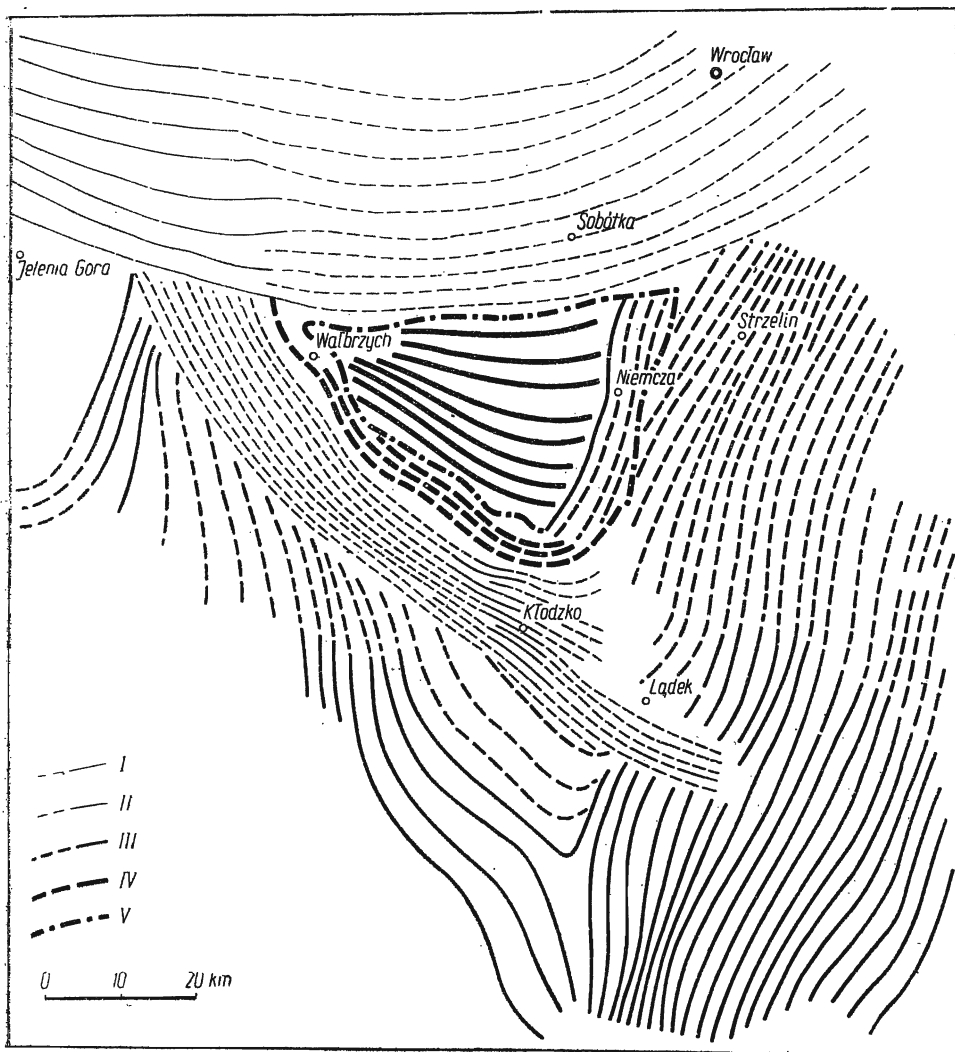


Fig. 2

Fałdy kaledońskie i ich stosunek do kierunków starszych

I kierunki młodo-kaledońskie, II kierunki takońskie, III kierunki przedtakońskie młodsze, IV kierunki przedtakońskie starsze, V zarys kry gnejsowej na powierzchni

ostatnie oddzielone są od niżej leżącej formacji eruptywnej niezgodnością. Na granicy tych dwóch członów występują kwarcyty, które są niewątpliwie utworem płytkowodnym lub przybrzeżnym. Powyższe utwory

zostały ułożone w zespół fałdów przebiegających w okolicach Kłodzka w przybliżeniu równoleżnikowo, i przełańdowane z niżej leżącym kompleksem łupków łyszczykowych i gnejsów, a w części północnej być może i z gnejsami sowiogórkimi, czego jednak przy dzisiejszym poziomie intersekcyjnym się nie obserwuje. Jest wielce prawdopodobne, że pod niecką śródsudecką wyginają się one ku NW zgodnie z przebiegiem brzegu gnejsów sowiogórkich (fig. 2). Na powierzchni zdają się ukazywać na wschód od tzw. uskoku śródsudeckiego we wschodniej części bloku Karikonoszy. Powyższy przebieg fałdów zmienia się w stosunku do wschodniej gałęzi poprzednich fałdowań przedtakońskich o około 90°. Fałdy takońskie przebiegają zgodnie z południowo-zachodnią krawędzią gnejsów sowiogórkich czyli z odgięciem fałdowań przedtakońskich, spowodowanym przebiegiem brzegu masy śródgórkiej. O ile w tamtym przypadku był to objaw fałdowania ramowego, to w czasie fałdowań takońskich kierunek ten staje się typowym.

Fałdowanie takońskie doprowadziło miejscami do przebudowy stref fałdowych powstałych wcześniej. Najlepiej zjawisko to jest widoczne w obrębie krystaliniku Śnieżnika. O ile fałdy przebiegające ku północnemu zachodowi w okolicach Żelazna należy wiązać czasowo z fałdowaniem strefy łupków łyszczykowych i gnejsów, a przestrzennie — z wynurzaniem się spośród tego orogenu gnejsów sowiogórkich, o tyle kierunki równoleżnikowe okolic Stronia i Gierałtowa (strefa Białej Łądeckiej) związane są z takońską przebudową. Zaznaczają się one na przedłużeniu ku wschodowi fałdowań takońskich okolic Kłodzka już poza strefą wpływu wynurzania się gnejsów sowiogórkich. Fałdowanie takońskie nie ma tu swojej serii sedymentacyjnej. Występujące na południe od Stronia kierunki pośrednie między przedtakońskimi a takońskimi byłyby objawem mniej zaawansowanej przebudowy.

Na mapie Fischera (1936a) w okolicach Stronia przeprowadzona jest poprzecznie do starszych fałdów dyslokacja, określana przez niego jako „Bielendorfer Sprung“. Autor ów wiąże ją z fałdowaniem waryscyjskim, co nie jest zgodne z wyżej podanym ujęciem.

#### *Fałdowania młodokaledońskie (Kaledonidy przedsudeckie)*

Obszar, na którym najwyraźniej zaznaczyły się fałdowania młodokaledońskie, jest słabo odsłonięty, głęboko ścięty przez erozję i zrównany w czasie mezozoiku. Na dużych przestrzeniach opisywane fałdy są przykryte osadami trzeciorzędu i czwartorzędu. Ostatnio badania przeprowadził tu H. J. Fabian (1939).

Punktem wyjścia dla rozważań tektonicznych nad tym terenem są Góry Kaczawskie, których przedłużeniem są Kaledonidy przedsudeckie. Te dwa obszary stanowią jedną całość przeciętą brzeżnym uskokiem su-

deckim. Jednostki tektoniczne Kaledonidów przedsudeckich nie mogą być wydzielone z powodu silnego zakrycia tej budowy. Inwentarz stratygraficzny Kaledonidów przedsudeckich stanowią utwory staropaleozoiczne, z których udokumentowane paleontologicznie (na obszarze Gór Kaczawskich) są jedynie najmłodsze z nich łupki graptolitowe gotlandu. Najstarsze utwory uznawane za wyższy kambr stanowi formacja eruptywna. Utwory ordowiku reprezentowane są przez fylity, kwarcyty i szarogłazy. Późniejsze intruzje, zwłaszcza waryscyjskie granity Strzegomia, spowodowały na znacznych przestrzeniach metamorfozę kontaktową tych skał (powstanie amfibolitów, hornfelsów, łupków gruzełkowych i plamistych).

Seria staropaleozoiczna została pod koniec gotlandu sfałdowana w wiązkę fałdów w przybliżeniu równoleżnikowych, tworzących łuk bardzo słabo wygięty ku południowi. Przebieg tej jednostki jest zgodny z północnym brzegiem kry gnejsowej i kierunkami panującymi w jej obrębie. We wschodniej części warstwy budujące tę jednostkę wykazują dość gwałtowne wygięcie ku NE w miejscu, gdzie zbliżają się do pasa fałdów przedtakońskich, który ma tu bieg NNE-SSW. W okolicy tej zdają się więc zbiegać dwie strefy różnowiekowych fałdów. Wygięcie wspomniane zdaje się być wynikiem oporów, jaki fałdom młodokaledońskim stawiał łańcuch przedtakoński.

#### *Fałdowania dewońskie (Kaledonidy bardzkie)*

Po fałdowaniach takońskich transgreduje na obszarze struktury bardzkiej gotland, reprezentowany przez piaskowce (w spągu), lidyty i czarne łupki graptolitowe z wkładkami lidytów. Można przypuszczać, że facja ta trwa do końca gotlandu. Powyżej poziomu 34, którego istnienie udowodniła L. Malinowska (1955), leży jeszcze kilkanaście metrów łupków czarnych, w których dotychczas graptolitów nie znaleziono. Odpowiadają one najwyższym poziomom graptolitowym. Ruchy młodokaledońskie zaznaczyły się tylko spłyceniem zbiornika, względnie zbliżeniem jego brzegów. Na łupkach graptolitowych osadza się bez przerwy kompleks określany jako warstwy ze Zdanowa (Herzogswalder Schichten), co najmniej 200 m gruby, w zasadzie ilasty, który musimy zaliczyć do dolnego dewonu. Przypuszczać należy, że reprezentuje on cały dolny dewon.

Następują ruchy, które należy uznać za spóźnione fałdowania kaledońskie. Być może odpowiadają one wiekowo fałdowaniom orkadyjskim. Późniejsze fałdowania waryscyjskie tak dalece przebudowały te fałdy, że jedynie w okolicach Zdanowa (wysad Zdanowa) obserwujemy je w formie najbardziej zbliżonej do pierwotnej. Budowa wysadu wskazuje, że tworzyły się wtedy fałdy leżące, a przebieg ich zdaje się być równoleżni-

kowy lub do niego zbliżony. Fałdowanie to, podobnie jak tego typu osady dolnego dewonu, nie mają nigdzie odpowiedników w Sudetach; być może zaznaczyło się ono na Łużycach i w Czechach (paleozoik okolic Hlinska).

*Ogólne uwagi o Kaledonidach i ich stosunku do młodszych fałdowań przedtakońskich*

Przedstawiony materiał odnoszący się do fałdowań kaledońskich wskazuje, że rozwijały się one w trzech fazach, w czasie których masy skalne posuwały się ku NNE-SSW lub ku południowi. Zauważyć tutaj należy, że dla wytłumaczenia fałdów WNW-ESE (takońskich i dewońskich) wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi gnejsów Sowich Gór wystarczy przyjąć naciski południkowe. Tłumaczą one również zadowalające kierunki w Kaledonidach przedsudeckich. Przy tym samym nacisku wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi kry gnejsowej mogły powstawać fałdy przebiegające WNW-ESE (takońskie i dewońskie) czyli zgodne z południowo-zachodnim brzegiem gnejsów sowiogórskich.

Kaledonidy kłodzkie otulają krę gnejsów sowiogórskich od południa i południowego zachodu, Kaledonidy przedsudeckie — od północy. W ten sposób na zachodnim rogu trójkąta gnejsowego zbiegają się te dwie różnowiekowe gałęzie Kaledonidów tworząc rodzaj wirgacji. Jest ona ukryta pod młodszymi osadami paleozoicznymi w strefie kontaktu depresji Świebodzię i śródsudeckiej.

Opisane trzy zespoły fałdów kaledońskich trafiają ku wschodowi pod kątem prostym na łańcuch gór przedtakońskich. Podobnie ścinają one również fałdy zbudowane z łupków łyszczykowych, gnejsów i amfibolitów we wschodnich Karkonoszach. Fakt ten utrudnia więc przyjęcie tezy Schwarzbacha (1943) i Fischera (1942) o kaledońskim wieku gór zbudowanych z łupków łyszczykowych i gnejsów. Jeśli do tego dodamy bardzo poważne trudności paralelizacji utworów kompleksu niewątpliwie kaledońskiego z kompleksem łupków łyszczykowych i gnejsów, musimy uznać zarówno powyższe dwa kompleksy jak i ich fałdowanie za różnowiekowe. Poważną trudność stanowi również znaczna różnica stopnia i facji metamorfizmu. Z dużym więc prawdopodobieństwem możemy zaliczyć kompleks łupków łyszczykowych i gnejsów do prekambru. Takie ujęcie pokrywałoby się z przypuszczeniami Bederkego (1943) i Smulikowskiego (1952). Przekambryjskiego wieku jest, jak sądzę, również fałdowanie tego kompleksu i deformacja granitów na ortognejsy. Niewątpliwie jednak fałdowanie i deformacje łupków łyszczykowych i gnejsów są starsze od fałdowań takońskich. Trudno też przyjąć dla fałdowania łupków łyszczykowych i gnejsów fazę sardyńską. Jej wpływ odbiłby się bowiem w postaci kierunków południkowych na formacji eruptywnej kambru,

czego nie obserwujemy. W ten sposób na zasadzie kierunków tektonicznych można udowodnić, że orogen zbudowany z łupków łyszczkowych i gnejsów jest starszy od fałdowań takońskich i zacieśnić pojęcie Kaledoniów sudeckich. Równocześnie ogranicza się znacznie dzisiejszy zasięg kaledońskich fałdów w Sudetach.

### *Intruzje skał zasadowych*

Dookoła gnejsowej kry sowiogórskiej występują intruzje skał zasadowych: serpentynity i gabra. Na fakt ten zwrócił uwagę Finckh (1921). Występowanie żył gabra w serpentynitach w okolicy Ząbkowic wskazuje, że gabro jest młodsze. Przeobrażenie pierwotnych skał perydotytowych w serpentynity ma charakter autometamorfozy. Wiek omawianych intruzji trudny jest do określenia. Brak w tych skałach deformacji mechanicznych, tak wyraźnych w strefie mylonitycznej Niemczy, wskazuje, że są one niewątpliwie młodsze od fałdowań przedtakońskich. Obecność otoczków gabra w osadach górnego dewonu w Dzikowcu świadczy, że są to utwory przedgórnodewońskie (Cloos 1922). Pozostaje więc przyjęcie dla tych intruzji wiek kaledoński, przy czym trudne jest wiązanie ich z którąś z opisywanych faz górotwórczych. Niewątpliwie jest natomiast, że wiążą się one z bardzo głęboko sięgającymi pęknięciami skorupy ziemskiej, które umożliwiły wydostanie się w płytsze regiony tych słabo zdifferencjowanych derywatów magmowych. Skały te towarzyszą wszędzie brzegom sztywnej kry sowiogórskiej, której znaczną część zapewne podścielają.

### *Fałdowania waryscyjskie*

*Fałdowania bretońskie* (Sudety Wschodnie i depresja Świebodziec)

Punktem wyjścia dla poznania fałdowań bretońskich są Sudety Wschodnie, w szczególności lepiej odsłonięta ich część położona po stronie czeskiej. W dolnym dewonie przyjmujemy tu za Römerem (1870) transgresję. Osady klastyczne dolnego dewonu przechodzą w wapienie w dewonie środkowym. Sedymentacji tej towarzyszą w czasie środkowego dewonu wylewy law zasadowych. Jest wielce prawdopodobne, że miały tu miejsce silne ruchy i po osadzeniu dewonu środkowego. W dewonie górnym osadzają się znowu materiały klastyczne — piaskowce i skały ilaste. Cała ta seria została sfałdowana w pasmo Sudetów Wschodnich przebiegające NNE-SSW<sup>1</sup>. Do ruchów tych został wciągnięty krystalinik po-

<sup>1</sup> Badania F. Stocka (1943) wskazują, że przed powstaniem łańcucha Sudetów Wschodnich miało tu miejsce fałdowanie, które dostarczyło fałdów przebiegających ENE-WSW. Objęło ono cały kompleks dewonu łącznie z warstwami z Andelskiej Hory (Engelsberger Schichten). Nieustalony wiek tych warstw nie pozwala na określenie wieku tych fałdowań, niewątpliwie również bretońskich.

dłóża występujący w masywie Pradziada, tworzący tzw. strefę śląsko-morawską. Naciski wywierały masy krystaliczne występujące na zachodzie. Osady dewonu przeszły przy tym proces metamorfozy dyslokacyjnej. Kontakt utworów krystalicznych jako masy fałdowanej z dewońskimi ma charakter nasunięcia, które zostało określone przez F. E. Suessa (1912) jako nasunięcie moldanubskie (ramzowskie); zresztą identyfikowanie tych dwóch nasunięć nie jest słuszne.

Przedłużenie tego nasunięcia na terenie dolnego Śląska prowadził Bederke (1929, 1934, 1935) wzdłuż wschodniego brzegu strefy mylonitycznej Niemczy, co — moim zdaniem — nie jest słuszne. Uważam natomiast, że nasunięcie ramzowskie przebiega w strefie późniejszej intruzji granitu strzelińskiego, za czym przemawia fakt występowania utworów dewońskich dopiero w stropie i po stronie wschodniej intruzji strzelińskiej, a kompletny brak tych utworów w kierunku strefy mylonitycznej Niemczy. Intruzja strzelińska zamaskowała na znacznych przestrzeniach szczegóły budowy nasunięcia ramzowskiego. Spąg mas nasuniętych stanowią tutaj zapewne gnejsy sylimanitowe. Występują one na wschód od Strzelina (Behr mapy 1921) oraz wzdłuż zachodniego brzegu intruzji granitu strzelińskiego, gdzie Meister (mapy 1932b) uznał je za fację brzeżną granitu. Gnejsy te, jak przypuszczam, stanowią podłoże kompleksu łupków łyszczykowych. Być może, że badania szczegółowe wykażą podobieństwo ich do gnejsów Sowich Gór.

Pozostaje wspomnieć jeszcze o fałdowaniu bretońskim w depresji Świebodzic, mimo że leży ona daleko ku zachodowi. Badania H. Teisseyre'a (Teisseyre i Smulikowski 1953b) wykazują, że po osadzeniu kulmu depresji Świebodzic a przed osadzeniem kulmu w niecce śródsudeckiej nastąpiły intensywne ruchy, w czasie których przefałdowane zostały osady najstarszej części dolnego karbonu i górnego dewonu z utworami starego paleozoiku Gór Kaczawskich. Doszło wtedy do daleko posuniętej przebudowy tych ostatnich, jak również prawdopodobnie Kaledonidów przed-sudeckich.

Powyższe ruchy bretońskie doprowadziły do powstania fałdów przebiegających równoleżnikowo, czyli w przybliżeniu prostopadłych do kierunku fałdów bretońskich w Sudetach Wschodnich. Nie są to więc ruchy równowiekowe i są niewątpliwie młodsze od fazy nassauskiej (Schindewolf 1937, Oberc 1954), która ku wschodowi już w strukturze bardzkiej i jej sąsiedztwie zaznaczyła się kierunkami południkowymi. Wiek utworów dolnokarbońskich depresji Świebodzic nie jest dotychczas szczegółowo określony. Obejmują one zapewne oprócz piętra *Gattendorfia* znaczną część piętra pericyklusowego. Przypuszczać więc należy, że mamy tu do czynienia z fazą selkijską fałdowania bretońskiego, podczas gdy Sudety Wschodnie fałdowały się w starszych fazach bretońskich.



*Faza sudecka* (niecka śródsudecka, struktura bardzka, region gnejsów Gór Sowich, intruzja granitów strzegomskich)

W górnej części piętra pericyklusowego i w czasie piętra glyphiocerasowego powstają w niecce śródsudeckiej, na bloku sowiogórskim, na obszarze struktury bardzkiej i Sudetach Wschodnich osady diastroficzne, Istnieje szereg danych, że osady dolnego karbonu struktury bardzkiej i Sudetów Wschodnich tworzyły się w jednym wspólnym basenie sedymentacyjnym.

Osady dolnego karbonu zostały sfałdowane w czasie fazy sudeckiej w zespół fałdów przebiegających NW-SE, a w strukturze bardzkiej na dużych odcinkach W-E. Jedynie w części zachodniej regionu bardzkiego odginają się te fałdy ku NNW, co jest wynikiem dostosowywania się do brzegu masy oporowej, jaką stanowiły gabra i diabazy noworudzkie. W Górach Sowich zaklinowane głęboko wśród gnejsów utwory dolnego karbonu mają przebieg NW-SE. Pierwszym, który na omawiane fałdowanie zwrócił uwagę, był Dathe (1901). Dalszych przekonujących dowodów dostarczył z obszaru zachodniej części Gór Bardzkich E. Bederke (1929). W Sudetach Wschodnich faza sudecka nie została dotychczas udowodniona. Ruchy te załamały się na przebiegającym południkowo masywie krystalicznym między Śnieżnikiem a Niemczą.

Z fazą sudecką zdaje się wiązać intruzja granitów strzegomskich. Kontaktuje ona z utworami staropaleozoicznymi Kaledonidów przedsudeckich. Intruzja odsłania się na powierzchni po brzeżny uskok sudecki. Przedłuża się ona jednak niewątpliwie na obszar Gór Kaczawskich, ciągnących się dalej ku zachodowi, lecz na powierzchni tutaj nie występuje. Równoleżnikowy przebieg intruzji wskazuje, że tworzyła się ona równocześnie z powstaniem fałdów o tym samym kierunku, czyli z fazą sudecką. Jest bowiem mało prawdopodobne, by granity strzegomskie wiązały się z ruchami bretońskimi, które sfałdowały depresję Świebodzie, zbudowaną z fałdów o takim samym przebiegu, jaki wykazuje oś intruzji. Tak silne ruchy, które doprowadziły do przebudowy Gór Kaczawskich a zapewne i Kaledonidów przedsudeckich, spowodowałyby wnikanie intruzji w obręb fałdów bretońskich i szerokiego rozwoju tekstur kierunkowych, czego dotychczas nie obserwowano.

*Faza asturyjska* (obszar noworudzki, struktura bardzka, intruzje granodiorytów, granitów jawornickich, tonalitów, granitu Strzelina, Sudety Wschodnie)

Bezpośrednie dowody na istnienie fazy asturyjskiej na interesujących nas obszarach zostały odszukane tam, gdzie rozwinięte są osady westfalu, tzn. w okolicach Nowej Rudy i na Górnym Śląsku. Dowodów

na fazę asturyjską w okolicach Nowej Rudy dostarczył S. Bubnoff (1931). Jednostki tektoniczne tej fazy przebiegają tam południkowo podobnie jak w zachodniej części Górnego Śląska, gdzie mają kierunek NNE-SSW. Wychodząc z tych kierunków powiązałem z fałdowaniami asturyjskimi w strukturze bardzkiej (1953, 1954) fałdy młodsze od fazy sudeckiej, przebiegające południkowo i przecinające fałdy fazy sudeckiej pod kątem zbliżonym do prostego.

Faza asturyjska zaznaczyła się bogactwem zjawisk magmowych, głębinowych, wylewnych i żyłowych. Za wiązaniem granodiorytów kłodzko-złotostockich (a więc i niemczańskich) z fazą asturyjską przemawiają zjawiska obserwowane we wschodniej części struktury bardzkiej. Jedna z apofiz przecina tutaj skośnie gotowe już fałdy fazy sudeckiej, od których musi być młodsza. W okolicy Podzamka równoleżnikowe fałdy fazy sudeckiej zostały przebudowane na kontakcie z intruzją i przebiegają w formie łuku równoległego do wewnętrznego brzegu intruzji wygiętego ku SE. Jako całość intruzje granodiorytów od Kłodzka aż po Niemcę tworzą strefę przebiegającą południkowo. Fakty te wskazują, że intruzje te, uważane za syntektoniczne, powstały równocześnie z fałdami przebiegającymi południkowo. Podobne stanowisko zajmują granity jawornickie (Jauersberg-Granit) oraz tonality Gór Bialskich i Żółtych. Z omawianą fazą wiążą się poza tym skały hipabisalne w Sudetach Środkowych, na co wskazywał Petrascheck (1938). Musimy z nią wiązać też wylewy porfirów w okolicach Wałbrzycha. Porfiry te występują masowo w formie otoczków w utworach stefanu.

Przedstawiony materiał wskazuje, że cały obszar między Górnym Śląskiem a Sowimi Górami, gdzie brak osadów westfalu, podlegał ruchom asturyjskim.

Na obszarze tym znajduje się również waryscyjska intruzja granitu strzelińskiego. Granit intruduje w strefie nasunięcia ramzowskiego. Łupki łuszczkowe tworzące częściowo osłonę granitu są, zwłaszcza w stropie i po wschodniej stronie intruzji, iniektowane granitem i przechodzą w migmatyty. Południkowy przebieg tej intruzji pozwala na wiązanie jej z ruchami asturyjskimi. Byłaby to więc intruzja równowiekowa z granodiorytami niemczańskimi i kłodzko-złotostockimi. Różnice teksturalne (tekstura kierunkowa granodiorytu) spowodowane są ruchem magmy po częściowej jej krystalizacji (lub po niezupełnym rozpuszczeniu asymilowanych z amfibolitów ziarn hornblendy). Różnice w składzie mineralnym spowodowane były silniejszą w strefie Niemczy asymilacją, gdzie w sąsiedztwie sztywnej kry sowiogórskiej ruchy asturyjskie były szczególnie intensywne. Zresztą i w sąsiedztwie osłony granitu strzelińskiego występują zarówno w południowej jak i północnej części intruzji skały o teksturze kierunkowej, uważane w okolicach Strzelina za tzw. granit starszy

(Behr, mapy 1921). W rzeczywistości stanowi on powłokę na granicę „młodszym“, przebiegającą równolegle do linii kontaktu z osłoną.

W stosunku do poprzednich fałdowań kierunek fałdów fazy asturyjskiej zmienia się o około 90°.

W dotychczasowym opisie intruzji nie znalazło się miejsce dla intruzji granitu okolic Kudowy, gdyż trudne jest jej wiekowe zaszeregowanie. Intruzja ta kontaktuje jedynie z kompleksem łupków łuszczkowych i amfibolitów, których liczne fragmenty przepełniają niekiedy granit i w nim się rozplývają. Górną granicę wieku granitu stanowią osady westfalu, w których występuje on w formie otoczków. Zaliczenie go do intruzji kaledońskich, które mają charakter zasadowy, napotyka na trudności. Należy go przeto wiązać z ruchami waryscyjskimi, nie młodszymi od fazy sudeckiej.

### *Ruchy poasturyjskie*

Po ruchach asturyjskich strefa graniczna Sudetów Wschodnich i Zachodnich była wielokrotnie poddawana naciskom stycznym. Prowadziły one niekiedy do głębokich pęknięć skorupy ziemskiej, którymi wydobywały się produkty wulkaniczne. Należy tu, wymienić: ruchy fazy salijskiej, które spowodowały pęknięcia skorupy ziemskiej i powstanie związanych z nimi melafirów, porfirów i ich tufów. Formy tektoniczne utworzone po osadzeniu czerwonego spągowca (być może nawet w mezozoiku) znane mi są jedynie z okolic Czerwieńczyc. Jest to synklina o kierunku NNW, której jądro zbudowane jest z melafirów dolnego permu, występujących na górze Czajka.

Następnie mają miejsce zalewy cechsztynu i retu — wapienia muszlowego. Podczas górnej kredy morze wypełnia znowu obszary niecki śródsudeckiej, Gór Kaczawskich i okolic Opolą. Z kolei następują ruchy określane w literaturze jako saksońskie. Zaznaczają się one naciskami, które doprowadziły do powstania rowów kompresyjnych górnej Nysy i Czerwieńczyc. Pierwszy przebiega południkowo skracając ku WNW, drugi ma kierunek NNW-SSE. Uskok zachodni, ograniczający rów Czerwieńczyc, ścina pod dużym kątem osiową część synkliny opisanej wyżej. Dalszym efektem tych ruchów jest nasunięcie utworów karbońskich na osady kredowe w północnych Czechach (nasunięcie Poříči-Hronova) przebiegające WNW-ESE oraz podobnie przebiegające fałdy w Górach Kaczawskich. Z omawianymi ruchami zdaje się wiązać wychylenie z poziomego położenia osadów cechsztynu i triasu w okolicach Wrocławia.

Charakterystyczną cechą ruchów poasturyjskich jest przebieg fałdów WNW-ESE. Jedynie wspomniane rowy kompresyjne posiadają kierunki odmienne; zwłaszcza w przebiegu rowu Nysy odzwierciedla się wpływ tektoniki starszego krystalicznego podłoża. Na zjawisko to zwraca-

cał uwagę K. Rode (1932a). Brak osadów starszego trzeciorzędu utrudnia precyzyjne oznaczenie wieku opisanych ruchów. Najprościej jest przyjąć dla nich wiek laramijski, a więc tę fazę ruchów, dzięki której ustąpiło morze kredowe.

Gdybyśmy chcieli z opisanymi ruchami kompresyjnymi wiązać powstanie uskoku brzeźnego przy stwierdzonym nacisku NNE-SSW, prostopadłym do kierunku fałdów laramijskich, należałoby oczekiwać silniejszego wyniesienia bloku przedsudeckiego niż Sudetów. Stosunek odwrotny pozwala uznać uskoki brzeźny za grawitacyjny. Za jego wiekiem postarotrzeciorzędowym przemawia rozwój mioceńskiej formacji burawęglowej na bloku przedsudeckim, czyli na obszarze zrzuconego skrzydła uskoku, a brak jej w podniesionych Sudetach (Zeuner, 1928). Formacja ta składa się z materiału detrytycznego, pochodzącego z podnoszących się Sudetów.

Z trzeciorzędowymi pęknięciami skorupy ziemskiej wiąże się też wulkanizm bazaltowy Sudetów i bloku przedsudeckiego.

#### UWAGI KOŃCOWE

Przytoczony materiał, odnoszący się do kierunków fałdów, można ująć krótko w formie tabeli:

<i>wiek fałdowań</i>	<i>kierunek fałdów</i>
ruchy poasturyjskie	WNW-ESE do W-E
faza asturyjska	N-S do NNE-SSW
faza selkijska	W-E
fazy bretońskie starsze	NNE-SSW do N-S
faza dewońska (orkadyjska?)	W-E (?)
fałdowanie młodokaledońskie	W-E
faza takońska	WNW-ESE do W-E
fałdowanie przedtakońskie młod- sze	NNE-SSW, NNW-SSE
fałdowanie przedtakońskie starsze	WNW-ESE do W-E

Tabela powyższa uwidacznia nader wyraźnie, że na omawianym obszarze występują dwa zasadnicze kierunki fałdów 1) WNW-ESE do W-E, 2) N-S i przybliżone (NNE-SSW, a nawet NNW-SSE). Wynikające stąd dwa kierunki fałdów zmieniają się w ewolucji tektonicznej obszaru na przemian. Kierunek pierwszy charakterystyczny jest dla starszych fałdowań przedtakońskich oraz dla faz: takońskiej, młodokaledońskich, podolnodewońskiej (orkadyjskiej ?), selkijskiej (?), sudeckiej i faz poasturyjskich. Drugi kierunek cechuje młodsze fałdowania przedtakońskie (proterozoiczne ?), starsze fazy bretońskie i fazę asturyjską. Nie jest też wykluczone, że powyższe dwa kierunki kompresji były częstsze, lecz for-

my tektoniczne, pochodzące z niewymienionych w tabeli fałdowań, albo nie dochowały się do dziś wskutek późniejszej przebudowy, albo też nie zostały stwierdzone i wyodrębnione. Ruchy takie zaznaczyły się tylko niezgodnościami, pojawieniem się mas zlepieńców lub też miały miejsce jedynie w terenach, gdzie brak jest serii sedymentacyjnych, poprzedzających bezpośrednio dane naciski.

Nasuwa się przeto pytanie, jaka jest geneza tego rodzaju budowy tektonicznej, w której ewolucji powtarzają się na przemian dwa kierunki fałdów. Aby na nie odpowiedzieć, przypomnijmy sobie ustępy o dwóch fałdowaniach przedtakońskich. Powstają wtedy dwa różnowiekowe systemy fałdów ustawione pod kątem prostym. Każde późniejsze fałdowanie dostosowuje się do jednego z nich. Kierunki pośrednie są albo wynikiem fałdowania ramowego, albo przebudowy zatrzymanej w różnych stadiach. Dwa najstarsze fałdowania stanowią więc fundament, na którym rozwija się późniejsza architektura opisanej części Sudetów. Fundament ten bywał miejscami przebudowywany według nowych założeń. Wszystkie fałdowania, począwszy od takońskich, były powtórzeniem starych założeń, według których rozwijały się Sudety Środkowe i Wschodnie. Przy wielokrotnych fałdowaniach młodszych pokryw sedymentacyjnych były one odbiciem fałdowań wgłębnych.

Otwiera się więc nowy problem kierunków nacisków (kompresji). W pierwszych rozdziałach doszliśmy do wniosku, że w dwóch fałdowaniach przedtakońskich zaznaczyły się dwa prostopadłe do siebie kierunki kompresji. Ponieważ jednak zauważyliśmy wyżej, że kierunki fałdów młodszych są odbiciem starszych założeń (czyli objawem fałdowania ramowego), należy wyciągnąć z tego wniosek, że kierunek tych młodszych fałdów może być do pewnego stopnia niezależny od kierunku kompresji. Niewielkie odchylenia kierunku kompresji mogą dać ten sam efekt w przebiegu fałdów, gdyż, podobnie jak w pobliżu brzegu ramy, siła rozkłada się na składowe. Musimy jednakże odrzucić jeden stały kierunek kompresji w czasie ewolucji tektonicznej tych obszarów. Przy jednym bowiem powtarzającym się kierunku nacisku nie zmieniałyby się na przemian kierunki fałdów w granicach do  $90^{\circ}$  względem fałdów poprzedniej fazy. Kierunki nacisków w różnych fazach zmieniały się więc niewątpliwie, trudno powiedzieć w jakich granicach, na pewno jednak do kilkudziesięciu stopni. Nie jest jednakże wykluczone, że kierunki kompresji w poszczególnych fazach były w przybliżeniu prostopadłe do kierunków fałdów tej fazy.

Na ostateczne rozstrzygnięcie tego pytania mogą rzucić światło jedynie szczegółowe badania mikrotektoniczne, które są sprawą przyszłości. Przy tak głębokim jak dzisiejszy poziomie intersekcyjnym i równoczesnym zakryciu na wielkich przestrzeniach różnowiekowych stref fał-

dowych przez pokrywy młodsze nie możemy studiować stosunków pomiędzy tymi fałdami a masami fałdującymi i oporowymi, co jedynie dałoby rozwiązanie zagadnienia kierunków nacisków.

Z rozważań nad historią nacisków górotwórczych wynika, że punktem zwrotnym w historii kształtowania omawianej części Sudetów, który zaważył na dalszej ich ewolucji, był moment, w którym doszło do powstania drugiego z tych kierunków — południkowego. Nastąpił on niewątpliwie przed fałdowaniem takońskim, a prawdopodobnie pod koniec proterozoiku. W momencie tym uformował się kształt gnejsowej kry sowiogórskiej. Ku południowemu zachodowi i południowi sięga ona nieznacznie dalej od dzisiejszych wychodni gnejsów. Jedynie ku północy istnieje możliwość dalszego jej zasięgu. We wszystkich fałdowaniach, od takońskich począwszy, kształt gnejsowej kry sowiogórskiej, nadany jej w czasie młodszych fałdowań przedtakońskich, zaważył na przebiegu fałdów w jej sąsiedztwie.

*Katedra Geologii Ogólnej Uniwersytetu  
Wrocław, kwiecień 1956*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BEDERKE E. 1922. Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 89.
- 1924. Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. — N. Jb. Min. etc., H. 7.
- 1928. Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite“. — Fortschr. Min. etc., Bd. 12.
- 1929a. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. — Fortschr. Geol., Bd. 7.
- 1929b. Die Grenze von Ost- und Westsudeten. — Geol. Rundschau, Bd. 20.
- 1931. Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. — Centralbl. Min. etc. Abt. B.
- 1933. Probleme der Sudetengeologie. — Jahresb. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur, Bd. 105.
- 1934. Sudetenland und Eulengneisproblem. Vom: Dt. Osten, Festschrift f. M. Friedrichsen. Breslau.
- 1935. Verbreitung und Gliederung des Devons in den Ostsudeten. — Centralbl. Min. etc. Abt. B.
- 1939. Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. — Zschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 91.
- 1943. Ein Profil durch das Grundgebirge in der Grafschaft Glatz. — Geol. Rundschau, Bd. 34.
- BUBNOFF S. 1931. Die westfälische Sedimentation und die asturische Phase in der innersudetischen Mulde. — Fortschr. Geol. & Pal., Bd. 9, H. 29.
- CLOOS H. 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin.
- DATHE E. 1901. Über die Lagerungsverhältnisse des Oberdevons und Culms am Kalkberge bei Ebersdorf in Schlesien. — Jb. Preuss. Geol. L.-A. f. 1900.
- DATHE E. & PETRASCHECK W. 1913. Geologische Übersichtskarte des niederschlesisch-böhmischen Beckens. 1 : 100 000. Berlin.
- FABIAN H. J. 1939. Das nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil. — Jb. Preuss. Geol. L.-A. Bd. 59.

- FINCKH L. 1921. Die Stellung des Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneissen und Graniten. — *Ibidem*, Bd. 42.
- FINCKH L. & GÖTZINGER G. 1931. Erläuterungen zur geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und Neisser Vorlandes 1 : 75 000. Wien.
- FISCHER G. 1936a. Der Bau des Glatzer Schneegebirges. — *Jb. d. Preuss. Geol. L.-A.* Bd. 56.
- 1936b. Das Dach des Moldanubikums in Schlesien. — *Ibidem*.
- 1942. Erläuterungen zum Blatt Glatz, Königshain, Reichenstein, Landeck.
- KOSSMATT F. 1925. Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im variscischen Gebirge Sachsens und der Sudetenländer. — *Centralbl. Min. etc.* Abt. B, H., 11.
- LEPPLA A. 1900. Geologische Karte des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse, 1 : 50 000. Berlin.
- MALINOWSKA L. 1955. Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich (Stratigraphy of the Gothlandian of the Bardo Mts.) — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 95. Warszawa.
- MEISTER E. & FISCHER G. 1936. Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1 : 200 000, Blatt Schweidnitz. Berlin.
- OBERC J. 1953a. Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. W: Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach w r. 1951 (Guide des excursions de la Société Géologique de Pologne dans les Sudètes en 1951). — *Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXI. Kraków.
- 1953b. Przewodnik do wycieczki w Góry Bardzkie. W: Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach w r. 1951 (Guide des excursions de la Société Géologique de Pologne dans les Sudètes en 1951). — *Ibidem*.
- 1954. Variscian tectonics of the Sudeten Mts. illustrated by the example of the Bardo Mts. — *Publ. Congrès Géol. Int., Sec. XIII, f. XIV. Alger.*
- PETRASCHECK W. 1909. Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. — *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, Bd. 59.
- PETRASCHECK W. E. 1938. Zur Altersbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien. — *Zschr. Dt. Geol. Ges.*, Bd. 90.
- RODE K. 1932a. Die saxonische Tektonik in Schlesien. — *Ibidem*, Bd. 84.
- 1932b. Die Tektonik der Scholle von Kudowa. — *Geol. Rundschau*, Bd. 23.
- RÖMER F. 1870. Geologie von Ober-Schlesien. Breslau.
- SCHEUMANN K. H. 1937. Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher Kristallinzone. — *Min. Petr. Mitt.*, Bd. 49.
- SCHINDEWOLF O. 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). — *Abh. Preuss. Geol. L.-A. N. F.*, H. 178.
- SCHWARZBACH M. 1939. Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. — *Jahresb. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur*, Bd. 113. Breslau.
- 1943. Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. — *Geol. Rundschau*, Bd. 34, H. 1.
- SEDERHOLM J. J. 1932. On the geology of Fennoscandia. — *Bull. Com. Géol. Fin.*, No. 98.
- SMULIKOWSKI K. 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formations of the Sudeten Mts.). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXI. Kraków.
- STOCK F. 1943. Das Devon des Bischofskopp-Gebietes in Oberschlesien. — *N. Jb. Min. etc. Abt. B*, Bd. 88.

- SUESS F. E. 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien.
- 1935. Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur varistischen Orogenese. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 28. Wien.
- TEISSEYRE H. & SMULIKOWSKI K. 1953a. Przekrój przez południową część Gór Kaczawskich koło Bolkowa. W: Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach w 1951 (Guide des excursions de la Société Géologique de Pologne dans les Sudètes en 1951). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. XXI. Kraków.
- 1953b. Budowa geologiczna depresji Świebodzic. W: Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach w r. 1951 (Guide des excursions de la Société Géologique de Pologne dans les Sudètes en 1951). — Ibidem, t. XXI. Kraków.
- THUST W. 1927. Tektonische Untersuchungen an der Grenze von Ost- und West-sudeten. Diss. Breslau.
- WILSCHOWITZ J. 1939. Kurzgefasste Geologie des Altvater-Gebirges. Troppau.
- ZEUNER F. 1928. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Diss. Leipzig.

#### MAPY GEOLOGICZNE (GEOLOGICAL MAPS)

Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten (Geologische Karte des Deutschen Reiches) 1 : 25 000

BARSCHE, FINCKH L.	Berlin 1925	Blatt Lauterbach
BEHR J.	1921	Strehlen
BEHR J., MEISTER E.	1931	Camenz
BEHR, FINCKH L., TIETZE O.	1919	Marienau
BERG G., DATHE E., ZIMMERMANN E.	1912	Freiburg
BERG G., v. MÜHLEN, ZIMMERMANN E.	1933	Hohenfriedeberg
CRAMER, FINCKH L., ZIMMERMANN E.	1924	Schweidnitz
DATHE E.	1904	Langenbielau
DATHE E.	1904a	Neurode
DATHE E.	1904b	Rudolfswaldau
DATHE E.	1904	Wünschelburg
DATHE E., BERG G.	1926	Waldenburg
DATHE E., BERG G., ZIMMERMANN E.	1910	Friedland
DATHE E., FINCKH L.	1924	Reichenbach
FINCKH L.	1924	Charlottenbrunn
FINCKH L.	1932	Frankenstein
FINCKH L.	1942	Königshain
FINCKH L.	1919	Weizenrodau
FINCKH L.	1928	Zobten
FISCHER G.	1942a	Landeck
FISCHER G.	1942b	Reichenstein
FISCHER G., MEISTER E.	1942	Glatz
MEISTER E.	1932a	Gnadenfrei
MEISTER E.	1932b	Tepliwoda
v. MÜHLEN L.	1925	Ingramsdorf
v. MÜHLEN L.	1925	Striegau
TIETZE O.	1910	Jordansmühl
TIETZE O.	1919	Nimptsch



Ю. ОБЭРЦ

**НАПРАВЛЕНИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ДАВЛЕНИЙ В ПОГРАНИЧНОЙ ЗОНЕ  
ЗАПАДНЫХ И ВОСТОЧНЫХ СУДЕТОВ**

(Резюме)

В статье обсуждается вопрос изменений в направлениях орогенических давлений в Центральнѣх и Восточнѣх Судетах. Представлены теоретические замечания, касающиеся отношения между направлением орогенического давления и направлением складок в разных фазах горообразования, изменения направления компрессии на одной территории в разные периоды складчатости, перестройки более старых структур, а также связи интрузий с движениями земной коры.

В тектонической эволюции Центральнѣх и Восточнѣх Судетов отмечаются многочисленные фазы складчатости; возраст двух древнейших фаз — дотаконских — не может быть точно определен.

Старшая дотаконская фаза охватила территорию гнейсов Сових Гор и создала складки с направлением WNW-ESE до W-E, а младшая, отмечающаяся в кристаллинике вокруг совиогорских гнейсов, образовала складки с направлением NNE-SSW. Складки с направлением NNW-SSE в настоящем случае не типичны и считаются результатом приурочения их к краям глыбы Сових Гор.

Две первые системы складок образовались благодаря изменению направления орогенического давления. В дальнейшей тектонической эволюции этих территорий два вышеназванные направления складок попеременно повторяются. Первое отмечается в фазах таконской, неокаледонской, девонской, младшей фазе бретонской складчатости, судетской и послеастурийских фазах. Второе направление, характерное для младших дотаконских складчатостей, отмечается в бретонской и астурийской фазах.

Вышеназванные изменения направлений складок в складчатостях разного возраста связаны с изменениями направлений компрессии. Направление давлений, начиная с таконских складчатостей, не может быть точно определено. Направление складок в младших образованиях зависит в большей степени от направлений складок древнекристаллического фундамента, а в меньшей степени от направления давления.

J. OBERC

**DIRECTIONS OF OROGENIC STRESSES IN THE BORDER ZONE OF EASTERN  
AND WESTERN SUDETEN**

(Summary)

**ABSTRACT:** The trend of folds formed within the Central Sudeten area during Caledonian and Variscan orogenic movements is dependent on two preferred orientations occurring in pre-Taconic foldings, also on orientation of margins of the Sowie Mts. block, but not on the direction of stresses.

The present paper discusses the problem of the directions of orogenic stresses, as exemplified in Central and Eastern Sudeten. Theoretic remarks as to the relation of the direction of orogenic stress to the trend of folds are given, also orogenic phases, changes in the direction of stress over one area during different phases of folding, reconstructions of older foldings, the connection of intrusions with crustal movements, and finally, the history of these movements.

Numerous systems of folds are recognisable in the tectonic evolution of the Central and Eastern Sudeten. No very precise age can be assigned to the two oldest, pre-Taconic foldings. The older one has affected the gneisses in the Sowie Mts. where folds trend WNW-ESE to W-E, while in the younger folding occurring within the crystalline rocks which encircle the block of the Sowie Mts. gneisses, the folds trend NNE-SSW. The NNW-SSE trend is not typical here and these folds are regarded as the result of their adjustment to the margins of the Sowie Mts. block. The present writer refers to it as the framework folding.

The two earliest fold systems have formed here owing to altered direction of orogenic stresses.

During later tectonic evolution affecting this region the two above mentioned trends of folding are repeated alternately. The orogenic phases with which the first trend is associated are the Taconic, young-Caledonian, Devonian, the younger phase of Bretonian folding, the Sudetic and the post-Asturian. The other trend, characterising the younger pre-Taconic folds, occurs in the Bretonian and Asturian phase.

Changes in the trend of folds during various periods of folding movements are related to changes in the direction of stress. Beginning with the Taconic folding, the direction of stress cannot be determined with any precision. The trend of folds within younger formations depends rather on the trend of folds within underlying older rocks than on the direction of stress.

*Department of Geology  
at the Wrocław University  
Wrocław, April 1956*

## DESCRIPTION OF FIGURES IN THE POLISH TEXT

Table I

## Structure of the Border Zone of the Eastern and Western Sudeten

*Directions of tectonic structures:* I-post Asturian, II-Asturian, III-Sudetic, IV-Bretonian, V-Devonian, VI-young Caledonian, VII-Taconic, VIII-younger pre-Taconic, IX-older pre-Taconic. *Tectonical units:* 1-Block of Sowie Góry Mts. gneisses, 1a-mylonitic region of Niemcza, 2-Bystrzyckie and Orlickie Mts., 2a-hornblende schists of Ścinawka, 2b-gneisses of the Ścinawka Valley, 3-Śnieżnik region, 3a-Złoty Stok region, 4-younger metamorphics of Kłodzko, 5-Sudetic Caledonides, 6-structure of Bardo, 7-Middle Sudetic trough, 7a-Woliborz syncline, 7b-graben of Czerwień-czyce, 7c-Nowa Ruda syncline, 7d-graben of Nysa, 7e-sedimentary series of Bystrzyckie and Orlickie Mts., 8-Świebodzice depression, 9-Eastern Sudeten. *Age of intrusions:* X-Asturian, XI-Sudetic, XII-Variscan, XIII-Caledonian (age of XII and XIII not exactly ascertained). T-tonalites, Gr-granites, G-granodiorites, Ga-gabbros. S-serpentinites. XIV-contours of tectonical units, XV-marginal fault of Sudeten, XVI-boundary of the State

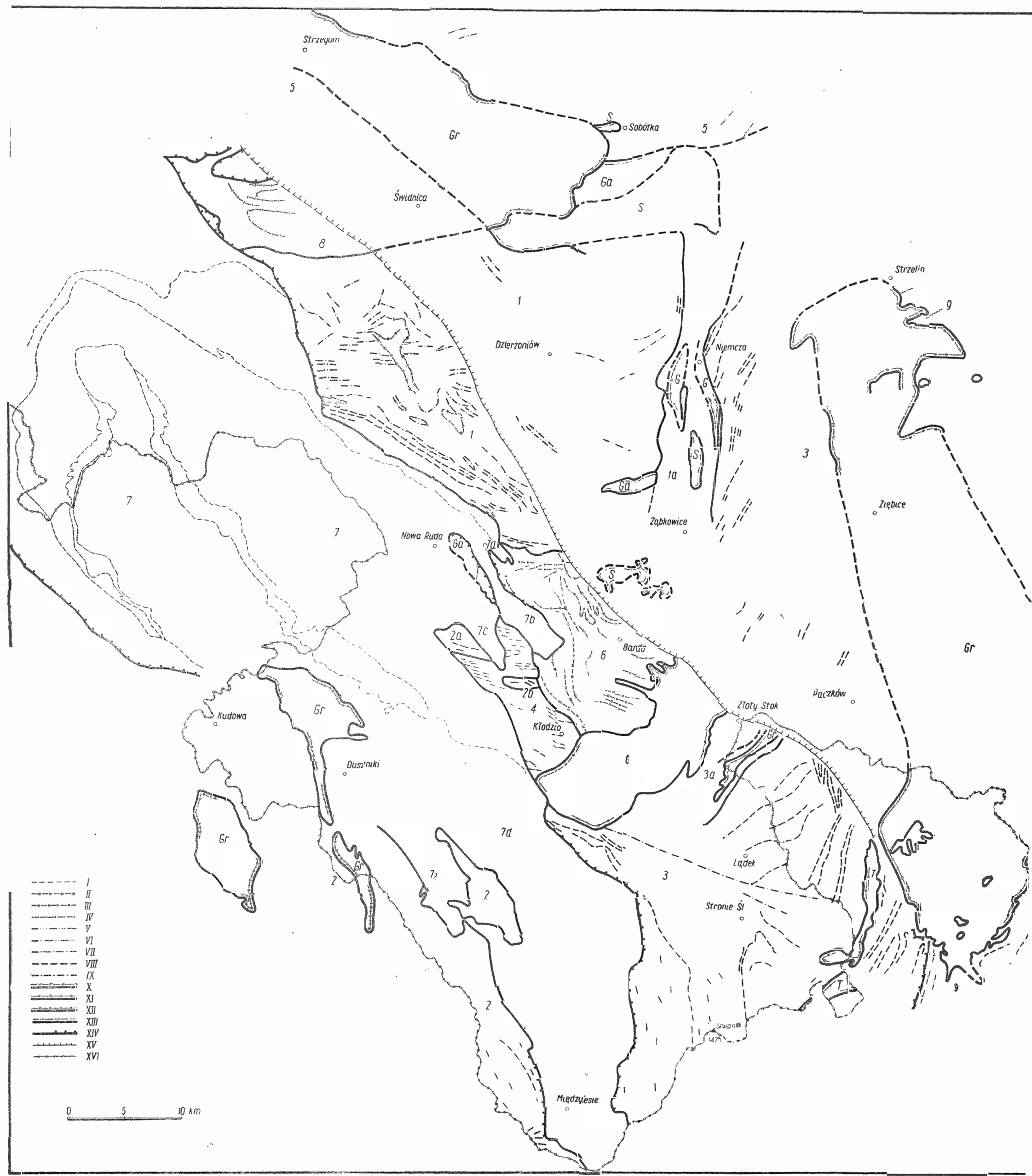
Fig. 1 (p. 8)

Gneisses of Sowie Góry Mts. within the range of younger pre-Taconic folds  
I-younger pre-Taconic directions, II-older pre-Taconic directions, III-contours of the gneiss block on the surface

Fig. 2 (p. 11)

Caledonian folds and their relation to the older directions  
I-younger Caledonian directions, II-Taconic directions, III-younger pre-Taconic directions, IV-older pre-Taconic directions, V-contours of the gneiss block on the surface

Struktura strefy granicznej Sudetów Wschodnich i Zachodnich



Kierunki struktur tektonicznych: I — poasturyjskie, II — asturyjskie, III — sudeckie, IV — bretońskie, V — dewońskie, VI — młodo-kaledońskie, VII — takońskie, VIII — przedtakońskie młodsze, IX — takońskie starsze. Jednostki tektoniczne: 1 kra gnejsów Sowich Gór, 1a strefa mylonityczna Niemczy, 2 Góry Bystrzyckie i Orlickie, 2a łupki norwiedowe Ścinawki, 2b gnejsy doliny Ścinawki, 3a strefa Złotego Stoku, 4 metamorfik Kłodzki młodszy, 5 Kaledonidy przedsudeckie, 6 struktura Barda, 7 niecka śródsudecka, 7a synklina Woliborza, 7b rów Czerwieniec, 7c synklina Nowej Iłży, 8 depresja Świebodzic, 9 Sudety Wschodnie. Wiek intruzji: X — asturyjskie, XI — sudeckie, XII — waryscyjskie, XIII — kaledońskie (XII i XIII są tego ściśle), T tonality, Gr granity, G granodioryty, Ga Gabra, S serpentynyty, XIV — granice jednostek tektonicznych, XV — brzeżny uskoc sudecki, XVI — granica państwa