

Irena WOJCIECHOWSKA

## BUDOWA GEOLOGICZNA METAMORFIKU DORZECZA ŚCINAWKI KŁODZKIEJ

## SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	261
Wstęp . . . . .	261
Morfologia terenu . . . . .	265
Ogólna charakterystyka zespołów skalnych . . . . .	265
Charakterystyka wyróżnionych odmian skalnych . . . . .	267
Skały strefy północno-wschodniej	
Skały strefy południowo-zachodniej	
Skały strefy środkowej	
Zestawienie porównawcze kompleksów skalnych strefy północno-wschodniej i strefy południowo-zachodniej oraz stanowisko strefy środkowej . . . . .	278
Próba ustalenia wieku skał krystalicznych występujących na północ od Kłodzka . . . . .	279
Tektonika . . . . .	283
Odkształcenia o charakterze plastycznym (tektonika synmetamorficzna) . . . . .	283
Odkształcenia o charakterze dysjunktywnym (tektonika postmetamorficzna) . . . . .	287
Ewolucja budowy geologicznej północnej części metamorfiku kłodzkiego . . . . .	290
Literatura . . . . .	292
Summary . . . . .	294

## Streszczenie

Autorka opracowała stratygrafię, tektonikę i paleogeografię północnej części metamorfiku kłodzkiego. W metamorfiku kłodzkim jest reprezentowana głównie seria kaledońska, której sedimentacja trwała do syluru włącznie. Wskutek sfałdowania serii kaledońskiej i przefaldowania ze strukturami podłoża przy równoczesnym metamorfizmie, w metamorfiku kłodzkim powstał fałd pochylony ku południowi, o rozciągłości

W—E. Na podstawie analizy drobnych struktur skał metamorficznych autorka udowodniła, że całość serii krystalicznych zanurza się w kierunku wschodnim. W związku z tym w części zachodniej obserwuje się na powierzchni najgłębsze poziomy intersekcyjne. Całość tak sfałdowanego metamorfiku kłodzkiego przecina szereg późniejszych dyslokacji, dając obecnie obserwowaną budowę blokową.

## WSTĘP

Pomiędzy Ścinawką Średnią na północy a Krosnowicami Kłodzkimi na południu, w okolicy Kłodzka, odslaniają się na powierzchni skały metamorficzne. Zajmują one obszar o powierzchni około 100 km<sup>2</sup> i graniczą z utworami

o wiele młodszy, przeważnie osadowymi. Zupełna odrębność budowy geologicznej tego obszaru od jednostek sąsiednich sprawiła, że w literaturze został on wydzielony jako odrębny region geologiczny w Sudetach pod nazwą *krys-*

talniku kłodzkiego (metamorfikum kłodzkie — H. Teisseyre 1957). Geograficznie metamorfik kłodzki obejmuje środkową i północną część Kotliny Kłodzkiej oraz południową część Wzgórz Włodzickich (fig. 1). Jego granice geologiczne są następujące: od północnego wschodu ogranicza go nasunięcie struktury bardzkiej a od wschodu i południowego wschodu masyw intruzywny kłodzko-złotostocki; z pozostałych stron metamorfik kłodzki jest otoczony utworami młodszego paleozoiku, należącymi głównie do dolnego permu (czerwony spągowiec).

Granice pomiędzy metamorfikiem a utworami okalającymi mają charakter tektoniczny, oprócz granicy z masywem intruzywnym kłodzko-złotostockim oraz na niewielkim odcinku granicy północnej, gdzie obserwuje się niezgodne ułożenie niezmetamorfizowanych warstw czerwonego spągowca bezpośrednio na utworach metamorfiku. Metamorfik kłodzki ma kształt lekko zdeformowanego prostokąta, silnie wydłużonego w kierunku NW — SE (fig. 2).

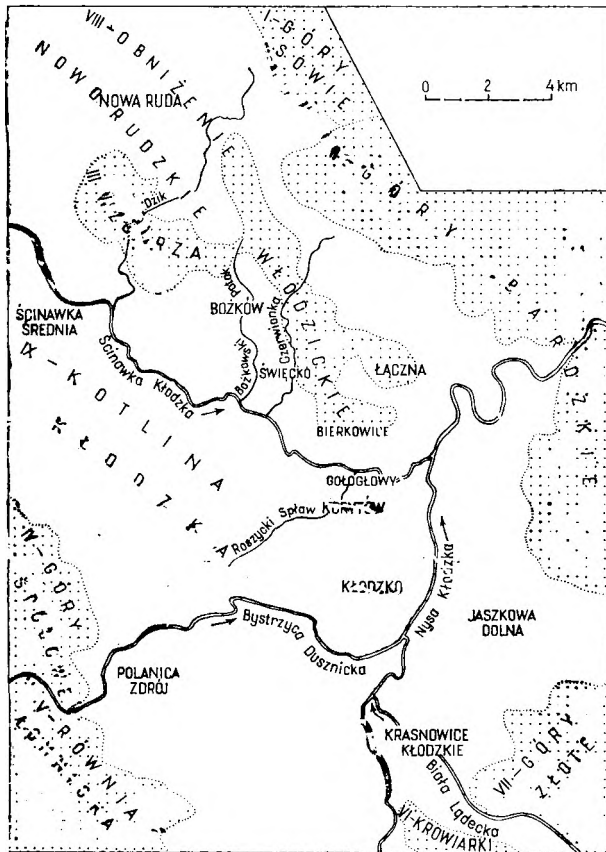


Fig. 1

Szkic morfologiczny okolic Kłodzka

Morphological sketch map of the vicinity of Kłodzko  
 I — Sowie Mts., II — Bardzkie Mts., III — Włodzickie Hills,  
 IV — Stołowe Mts., V — Łomnicka platform, VI — Krowiarki  
 Hills, VII — Złote Mts., VIII — Nowa Ruda depression,  
 IX — Kłodzko depression

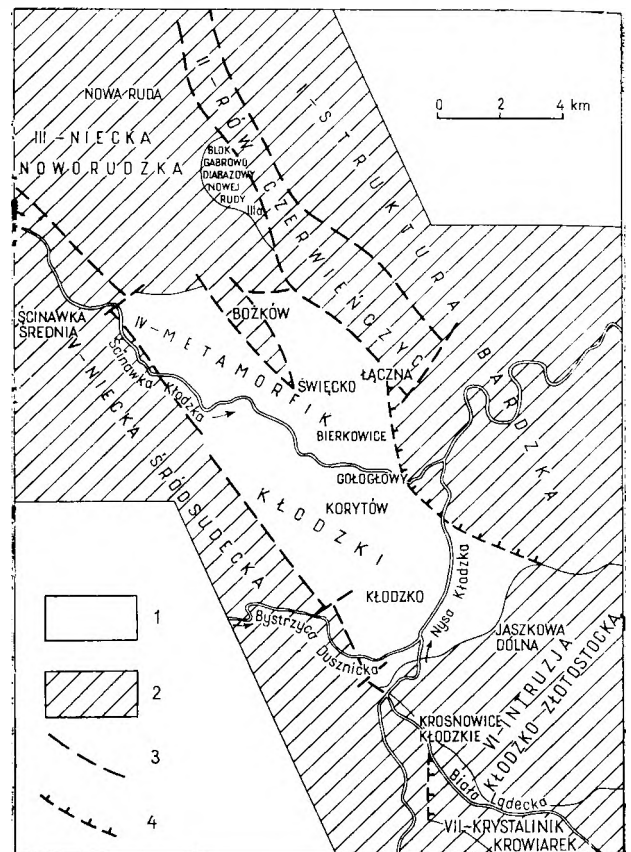


Fig. 2

Szkic tektoniczny okolic Kłodzka

I — metamorfik kłodzki, 2 — struktury otaczające, 3 — uskoki, 4 — nasunięcia

Tectonic sketch map of the vicinity of Kłodzko

1 — Kłodzko metamorphic massif, 2 — surrounding structures, 3 — faults, 4 — overthrusts. I — structure of Barde, II — Czerwieńczyce graben, III — Nowa Ruda basin, IIIa — gabbro-diabase block of Nowa Ruda, IV — metamorphic massif of Kłodzko, V — intrasudetic basin, VI — intrusion of Kłodzko — Złoty Stok, VII — crystalline massif of Krowiarki

Pomimo tak małej powierzchni (100 km<sup>2</sup>), budowa geologiczna tego obszaru wzbudzała zainteresowanie wielu geologów. Odzwierciedleniem tego jest bogata literatura charakteryzująca rozwój badań na obszarze metamorfiku kłodzkiego.

Pierwsze wzmianki dotyczące budowy geologicznej regionu kłodzkiego znajdują się w pracy C. Raumera (1819), który podał pobieżną charakterystykę niektórych skał, wyróżniając łupki hornblendowe i łupki fyllitowe.

Dokładniejszą charakterystykę budowy geologicznej okolic Kłodzka podał E. Beyrich (1844 i 1849). Autor przyjmując nomenklaturę A. G. Wernera, zalicza skały krystaliczne tego obszaru do tzw. „Grundgebirge”. W zwięzłych opisach serii skalnych, podobnie jak i C. Raumer (1819), charakteryzuje jedynie fyllity i amfibol-

lity (łupki hornblendowe), przyjmując dla nich zbiorową nazwę „stare łupki kłodzkie” (*Glätzer Urschiefer*).

Bardzo ważną pozycją w rozwoju badań geologicznych nie tylko regionu kłodzkiego, ale i całych Sudetów, jest mapa przeglądowa „Gór Dolnośląskich” (*Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden*) w skali 1 : 100 000 (Beyrich, Rose, Roth, Runge 1867). Metamorfik kłodzki znalazł się na arkuszach Kłodzko, Strzelin i Duszniki Zdrój. Autorzy pozostawili nazwę „stare łupki kłodzkie” jako nazwę zbiorową dla skał krystalicznych, wyróżniając w nich łupki ilaste, łupki zielencowe z wkładkami wapieni krystalicznych i dolomitów oraz łupki hornblendowe. W objaśnieniach do tej mapy, które później wydał L. Roth, opisy odmian skalnych pokrywają się w ogólnym zarysie z opisami E. Beyricha.

Z późniejszych prac na szczególne podkreślenie zasługuje mapa geologiczna w skali 1 : 25 000 arkusz Nowa Ruda, opracowana wraz z objaśnieniami przez E. Dathego (1904). Arkusz ten obejmuje jednak tylko najbardziej północną część krystaliniku w okolicy Ścinawki Średniej i Bożkowa. W objaśnieniach E. Dathe wprowadził już dokładniejszą stratygrafię utworów metamorficznych. Łupki hornblendowe uważał za archaik, natomiast w serii fyllitowej wydzielił fyllity dolne ( $p_1$ ) i fyllity górne ( $p_2$ ), określając ich wiek niezdecydowanie, jako algonk — starszy paleozoik. Za kryterium podziału serii fyllitowej E. Dathe przyjął obecność lub brak wkładek wapieni krystalicznych i kwarcytów, uważając że wapienie krystaliczne i kwarcyty tworzą wkładki jedynie w fyllitach dolnych. Takie założenie spowodowało, że część fyllitów ilastych z wkładkami wapieni w okolicy Małego Bożkowa E. Dathe zaliczył do górnego dewonu, gdyż leżały one na fyllitach górnych, wedle autora nie zawierających wtrąceń wapieni.

W 1913 r. E. Dathe wspólnie z W.E. Petrascheckiem wydał przeglądową mapę w skali 1 : 100 000 niecki śródsudeckiej i obszarów przyległych. Autorzy wprowadzili tu po raz pierwszy dla skał krystalicznych okolic Kłodzka nazwę zbiorową „kłodzka formacja fyllitowa” (*Glätzer Phylliteformations*), zaliczając do niej łupki hornblendowe oraz fyllity z wkładkami wapieni krystalicznych i kwarcytów, uważając ponadto te serie za równowiekowe.

R. Michael (1920), powołując się na wcześniejsze prace K. Schlossmachera (1920a, 1920b), udowodnił, że w skałach krystalicznych okolic Kłodzka występują zmienione skały tufogeniczne oraz efuzywne, z których część uznał za keratofiry. R. Michael opisał ponadto gnejsy

ukazujące się w dolinie Ścinawki Kłodzkiej. Skały krystaliczne okolic Kłodzka R. Michael (1920) uważał za starszy paleozoik i porównywał je z podobnie wykształconym paleozoikiem obszaru reńskiego. Inne sugestie, wysunięte przez R. Michaela w omawianej pracy, idą w kierunku paralelizacji amfibolitów i zmienionych keratofirów regionu kłodzkiego z podobnie wykształconymi skałami znanymi z Gór Sowich.

E. Bederke (1924) omawiając dewon okolic Kłodzka, wykazał, że otoczaki zlepieńców dewońskich pochodzą przede wszystkim ze skał krystalicznych okolic Kłodzka. E. Bederke w późniejszej pracy (1929) poświęcił osobny rozdział zagadnieniom budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego, a szczególnie zagadnieniom jego tektoniki. Autor przyjął dwudzielną budowę metamorfiku kłodzkiego. Wyróżnił on część południową zbudowaną głównie z amfibolitów, uważając ją za starszą od części północnej, zbudowanej głównie z łupków zielencowych i fyllitów. Rozwiązanie tektoniki widział E. Bederke w przyjęciu nasunięcia utworów części południowej na utwory części północnej. Granica nasunięcia jego zdaniem przebiega w dolinie Ścinawki Kłodzkiej, a jako dowód E. Bederke przytoczył pojawianie się tutaj mylonitycznych gnejsów Ścinawki, które poprzednio opisał R. Michael pod ogólną nazwą gnejsów. W dalszej części pracy E. Bederke wysunął sugestie paralelizacji południowej części metamorfiku okolic Kłodzka z regionem karkonoskim, a części północnej z krystalinikiem kaczawskim. Wergencja fałdów w metamorfiku kłodzkim, według tej interpretacji miałaby być północna.

G. Fischer (1932) dał krótki przegląd budowy geologicznej tzw. kłodzkiej formacji fyllitowej. Nazwę tę przyjął za pracą E. Dathego i W.E. Petraschecka (1913), odnosząc ją do wszystkich skał krystalicznych okolic Kłodzka. Całość tak pojętej formacji fyllitowej G. Fischer rozdzielił na trzy serie:

- 1) seria zielenców połączona z wapieniami krystalicznymi,
- 2) seria fyllitów z kwarcytami i fyllitami szarogłazowymi, łupkami grafitowymi, diabazami i tufami diabazowymi oraz intruzjami keratofirów kwarcowych,
- 3) seria fyllitów o charakterze łupków ilastych z wkładkami kwarcytów, bez wtrąceń magmatycznych.

Powyższe serie według G. Fischera uległy przeładowaniu, a następnie intrudowały w nie granity, które w późniejszych etapach metamorfizmu uległy zgnejsowaniu, dając mylonityczne gnejsy. Ścinawki opisane przez R. Michaela (1920) i E. Bederkego (1929). Wiek intruzji granitów G. Fischer określił jako kaledoński młodszy. Z tą intruzją wiąże autor występowanie pegmatytów, które, jak podaje, ob-

serwowował na zachodnim zboczu wzgórza Pa-górek koło Święcka. Tektonikę metamorfiku kłodzkiego G. Fischer tłumaczył podobnie jak E. Bederke. Uważał ją za wynik ruchów związanych z powstaniem nasunięcia rozmowskiego na granicy Sudetów Wschodnich i Zachodnich. Uważając, że istnieje tu szereg fałdów torsyjnie skręconych o zmieniającej się wergencji, G. Fischer przyjął w północnej części metamorfiku kłodzkiego wergencję północną (podobnie jak E. Bederke), natomiast w części południowej, w okolicy Kłodzka, wergencję zachodnią. Nową rzeczą jest zakwestionowanie przez G. Fischera wieku skał ukazujących się w okolicy wsi Mały Bożków, które E. Dathe (1904) oraz E. Bederke (1924) zaliczyli do górnego dewonu. G. Fischer udowodnił genetyczne powiązanie tych skał z fyllitami o charakterze łupków ilastych i na tej podstawie zaliczył je do metamorfiku kłodzkiego.

W latach późniejszych ukazały się objaśnienia do wcześniej opublikowanych map geologicznych arkuszy Kłodzko, Łądek Zdrój, Wojciechowice i Złoty Stok, w skali 1:25 000 (Finckh, Meister, Fischer i Bederke 1942). W pracy tej jest jeszcze raz podkreślona dwudzielność budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego. Rzeczą nową jest podanie w powyższej pracy profilu stratygraficznego opartego na porównaniach utworów krystalicznych okolic Kłodzka z podobnymi litologicznie utworami Gór Kaczawskich oraz południowej części okrywy granitu karkonoskiego. Wspomniani autorzy podkreślili stopniowe zmniejszanie się w kierunku północnym nasilenia metamorfizmu w obrębie metamorfiku kłodzkiego. Ponadto wśród fyllitów wydzielili oni fyllity kłodzkie oraz fyllity bożkowskie, przyjmując te ostatnie za młodsze. W omawianej pracy zostało przeprowadzone porównanie metamorfiku kłodzkiego nie tylko z regionem kaczawskim i karkonoskim, ale także z regionem złotostocko-łądeckim.

W licznych pracach z okresu późniejszego, poruszających tematykę geologiczną całego regionu sudeckiego, spotyka się również próby nowego ujęcia i rozwiązania budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego.

O. Kodym i J. Svoboda (1948) dopatrują się budowy płaszczowinowej w Sudetach, a opisane płaszczowiny w regionie karkonoskim łączą poprzez metamorfik kłodzki z regionem Gór Orlickich i Bystrzyckich oraz Śnieżnika.

H. Teisseyre (1957) skłania się do przyjęcia budowy fałdowej metamorfiku kłodzkiego. Metamorfik kłodzki uważa za strukturę powstałą w wyniku działania orogenezy kaledońskiej. W okresach późniejszych struktura ta ulegała odkształceniom dysjunktywnym jako sztywna

kra. Przez paralelizację metamorfiku kłodzkiego z innymi regionami geologicznymi Sudetów autor omawia tektonikę tego obszaru, przyjmując południową wergencję fałdów.

J. Oberc (1957) podobnie jak E. Bederke (1929) przyjmuje dwudzielność budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego. Do starszych struktur zalicza amfibolity oraz skały występujące w dolinie Ścinawki Kłodzkiej, określając te ostatnie tradycyjną nazwą gnejsów Ścinawki. Za struktury młodsze J. Oberc uważa formację eruptywną (zmienione diabazy i tufy) z wapieniami oraz fyllity okolic Bożkowa, uważając te ostatnie za ogniwo stratygraficznie najmłodsze. W późniejszej swej pracy J. Oberc (1960) wyraża podobny pogląd na budowę geologiczną metamorfiku okolic Kłodzka. Autor porusza w niej również zagadnienie przynależności fyllitów z wkładkami wapieni krystalicznych z okolic Małego Bożkowa, które podobnie jak G. Fischer (1932) zalicza do serii metamorfiku kłodzkiego.

Najnowszą pozycją dotyczącą metamorfiku kłodzkiego jest praca M. Kozłowskiej-Koch (1960). Jest to pierwsze opracowanie ujmujące zagadnienie petrogenetyki skał metamorfiku kłodzkiego. Autorka opracowując szczegółowo zespół skał z doliny Ścinawki Kłodzkiej pozostawia dlań tradycyjną nazwę gnejsów Ścinawki. Niemniej jednak uważa, że nie powstały one wskutek zgnejsowania kwaśnej intruzji, lecz że zgnejsowaniu i mylonityzacji uległy skały powstałe na drodze metasomatycznej granityzacji *in situ*. Ponadto autorka udowadnia, że skały krystaliczne towarzyszące gnejsom Ścinawki są zmienione w strefie płytkiego metamorfizmu, a mianowicie w I strefie F. Angela.

Już z pobieżnego zestawienia materiałów dotyczących budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego wynika, że w dotychczasowej literaturze panują znaczne rozbieżności w ujęciu stratygrafii i tektoniki. Stan taki tłumaczy w pewnym stopniu fakt, że żadna z prac nawet szczegółowych nie obejmowała całego metamorfiku kłodzkiego. Były to głównie prace wycinkowe, lub też opracowania o charakterze regionalnym, w których szereg zagadnień przedstawiano w sposób uproszczony.

W 1955 r., zachęcona przez Prof. dr Henryka Teisseyre'a rozpoczęłam szczegółowe prace kartograficzne w północnej części metamorfiku kłodzkiego. Stanowiły one część zespołowej pracy, którą podjęła Pracownia Sudecka Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk w Ziemi Kłodzkiej pod kierownictwem Prof. dr H. Teisseyre'a.

Praca moja miała na celu wyjaśnienie budowy geologicznej utworów krystalicznych okolic Kłodzka, a więc ich tektoniki, stratygrafii oraz



rozwoju paleogeograficznego, zagadnień, które w dotychczasowej literaturze nie zostały wyjaśnione w sposób zadowalający.

W latach 1955—1958 prowadziłam prace kartograficzne w okolicach Ścinawki Średniej, Bożkowa, Korytowa i Gołogłów, tj. miejscowości położonych na północ od Kłodzka. Wykonane przeze mnie zdjęcia geologiczne w skali 1 : 10 000 obejmują około 70 km<sup>2</sup> obszaru.

W 1958 r. podczas Konferencji Terenowej PAN w Międzygórzu przedstawiłam wstępne wyniki swoich prac na powyższym obszarze. W toku dyskusji wyłoniło się szereg problemów wymagających bardziej dokładnego i szczegółowego opracowania. W celu uzupełnienia posiadanego materiału konty-

nuowałam prace terenowe w 1959r. Praca moja opiera się głównie na nowym, szczegółowym zdjęciu geologicznym i na dużej ilości obserwacji polowych dotyczących drobnych struktur tektonicznych. Dodatkowo obserwacje te uzupełniłam badaniami mikroskopowymi.

Pragnę w tym miejscu złożyć podziękowania wszystkim geologom, którzy służyli mi swymi uwagami krytycznymi, a zwłaszcza Prof. dr H. Teisseyre'owi za pomoc i opiekę zarówno w pracy terenowej jak i kameralnej. Składam również bardzo serdeczne podziękowania Doc. dr J. Svobodzie za umożliwienie przeprowadzenia porównań uzyskanych przeze mnie materiałów z podobnymi geologicznie regionami po stronie czeskiej.

### MORFOLOGIA TERENU

Zbadany obszar obejmuje południowo-wschodnią część Wzgórz Włodzickich oraz północno-wschodnią część Kotliny Kłodzkiej. Nie tworzy on zwartej całości morfologicznej, gdyż urzeźbienie jest wyraźnie urozmaicone. Granica pomiędzy wymienionymi jednostkami fizjograficznymi przebiega od Ścinawki Średniej przez Święcko w kierunku Gołogłów i ma kierunek NW—SE. Wzgórz Włodzickie wyróżniają się łagodnymi wzniesieniami, z których najwyższy na opracowanym terenie jest Pagórek o wysokości 524,6 m n.p.m. Część należąca do Kotliny Kłodzkiej jest obszarem bardzo wyraźnie zrównanym o wysokości średniej 300 m n.p.m. Jedyne wzgórze Orla ma tu wysokość 396,7 m n.p.m. i góruje nad pozostałym, wyrównanym terenem. Może ono być uważane za typowy przykład twardzieli (Walczak 1948).

Całość obszaru należy do dolnej części dorzecza Ścinawki Kłodzkiej, która płynie tu z północnego zachodu ku południowemu wschodowi. Stanowi ona jeden z najważniejszych

lewobrzeżnych dopływów Nysy Kłodzkiej. Do Ścinawki Kłodzkiej spływają potoki: Dzik, Bożkowski Potok i Czerwionka płynące z północy ku południowi. Jedynym większym potokiem mającym odmienny kierunek spływu jest Roszycki Spław. Jest to potok przepływający przez południową część terenu, o kierunku spływu z zachodu ku wschodowi. Dno doliny Ścinawki kłodzkiej i dna dolin spływających do niej potoków są szerokie, a ich zbocza są płaskie.

Kontury wzgórz są z reguły bardzo równomiernie, łagodnie zaokrąglone. Nie wykazują załamania ani u podstawy zboczy, ani na powierzchni wierzchowinowej. Na tej podstawie można przypuszczać, że mamy tu do czynienia ze starym silnie zrównanym krajobrazem.

Występowanie utworów trzeciorzędowych i grubszej pokrywy czwartorzędu jedynie w rozległych obniżeniach, którymi płyną potoki, wskazuje na to, że krajobraz ten ukształtował się już w trzeciorzędzie lub nawet wcześniej.

### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ZESPOŁÓW SKALNYCH

Opisywany obszar stanowi północną część krystaliniku kłodzkiego (metamorfitum kłodzkie — H. Teisseyre 1957). Jego cechą charakterystyczną jest zmienny i niejednorodny materiał skalny. Występujące tu utwory krystaliczne są zróżnicowane pod względem petrograficznym i tylko niektóre kompleksy są jednolicie wykształcone na całym obszarze. Zróżnicowanie utworów krystalicznych okolic Kłodzka jest związane głównie ze zmiennością wyjściowego

zespołu skalnego. Nie bez znaczenia jednak jest silniejszy metamorfizm południowej części obszaru niż części północnej (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942). Nowe badania M. Kozłowskiej-Koch (1960) wskazują, że ortoamfibolity „Powstały w warunkach płytkiej metamorfozy dyslokacyjnej, w tzw. I strefie F. Angela (1940) według klasyfikacji tego autora i należą do subfacji prazynitowej albo granatowo-epidotowo-amfibolitowej w obrębie facji albi-

towo-epidotowo-amfibolitowej". W północnej części metamorfiku kłodzkiego są reprezentowane głównie różne odmiany fyllitów i łupków chlorytowych, łupki amfibolowo-epidotowe, wapienie krystaliczne oraz dynamicznie zdeformowane skały gabrowe itp. Wśród tych utworów pojawiają się również skały diaforyczne, które uprzednio cechowała metamorfoza wyższego stopnia.

Kompleks skalny północnej części metamorfiku kłodzkiego, zróżnicowany pod względem petrogenetycznym, wykazuje bardzo proste i jedrolite ułożenie wszystkich serii. Przebiegają one prawie równoleżnikowo, równolegle względem siebie i zapadają na ogół monoklinalnie ku północy. G. Fischer (1932) nazywał takie ułożenie serii skalnych w metamorfiku kłodzkim budową strefową. Granice warstw przebiegają z reguły w kierunku W — E, niekiedy z niewielkimi odchyleniami na WNW — ESE.

Od tego ogólnego obrazu odbija bardzo wyraźnie zespół skał występujących w środkowej części zbadanego obszaru. W dolinie Ścinawki Kłodziej, na odcinku pomiędzy Ścinawką Dolną na północy a Gołogłowami na południu, odsłaniają się skały przebiegające w kierunku NW — SE z odchyleniami ku NNW — SSE, a więc biegnące skośnie do poprzednio wymienionych mas skalnych, występujących w północno-wschodniej i południowo-zachodniej części zbadanego terenu.

W dalszej części pracy utwory ukazujące się w dolinie Ścinawki Kłodzkiej zaliczam do strefy środkowej. Kompleks skalny położony na północny wschód od tej strefy, pomiędzy Bierkowicami, Łączną i Bożkowem, zaliczam do strefy północno-wschodniej, a utwory ukazujące się pomiędzy Kłodzkiem, Korytowem i Ścinawką Średnią, leżące na południowy zachód od strefy skał w dolinie Ścinawki Kłodzkiej zaliczam do strefy południowo-zachodniej.

Wśród skał występujących w strefie północno-wschodniej można wyróżnić: fyllity „ilaste” z wkładkami wapieni krystalicznych i fyllitów „szarogłazowych”, łupki chlorytowe z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów oraz łupki amfibolowo-epidotowe (metadiabazy).

W strefie południowo-zachodniej obok skał wykształconych podobnie jak w strefie północno-wschodniej, a więc fyllitów „ilastych” i „szarogłazowych”, łupków chlorytowych itp., występują fyllity grafitoidowe z wkładkami kwarcytów grafitoidowych (metalidytów), amfibolity zawierające miejscami relikty skał gabrowych, amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów. Ponadto występują metaryolity oraz skały z grupy fyllonitów, wykazujące wy-

rażne znamiona diaforyzy; te ostatnie ukazują się w okolicy Korytowa.

Strefa środkowa, o przebiegu zbliżonym do południkowego, nie stanowi jednolitej masy, lecz ukazuje się w trzech oddzielnych partiach. W dotychczasowej literaturze skały te były opisywane pod ogólną nazwą gnejsów Ścinawki (Michael 1920, Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942, Kozłowska-Koch 1960). Jednak nie jest to zespół jednorodny, jak sugeruje powyższa nazwa. Można tu wyróżnić gnejsy, mylonity oraz granitoidy będące zapewne produktem skomplikowanej metasomatozy.

Ogólnie wśród zespołów skalnych północnej części metamorfiku kłodzkiego można wydzielić następujące grupy:

1. Zespoły skalne zmienione w wyniku metamorfizmu regionalnego: kompleks pochodzenia osadowego; kompleks tufogeniczno-osadowy; kompleks pochodzenia magmowego.
2. Zespoły skalne zmienione dynamicznie: kataklazyty i mylonity.
3. Granitoidy i skały im towarzyszące.

#### ZESPOŁY SKALNE ZMIENIONE W WYNIKU METAMORFIZMU REGIONALNEGO

Kompleks pochodzenia osadowego. Skały należące do tej grupy w strefie północno-wschodniej reprezentują fyllity „ilaste”, fyllity „szarogłazowe” oraz wapienie krystaliczne. W strefie południowo-zachodniej do tej grupy należą fyllity grafitoidowe i kwarcyty grafitoidowe (metalidyty) oraz fyllity z okolic Kłodzka.

Kompleks tufogeniczno-osadowy. Skały należące do tej grupy to głównie łupki chlorytowe, które występują zarówno w strefie północno-wschodniej, jak i w południowo-zachodniej. Towarzyszą im wkładki wapieni krystalicznych, częste jedynie w strefie północno-wschodniej. Prawdopodobnie do tej grupy genetycznej należą również amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów ze strefy południowo-zachodniej.

Kompleks pochodzenia magmowego. Do kompleksu pochodzenia magmowego zaliczam łupki amfibolitowo-epidotowe (metadiabazy) ze strefy północno-wschodniej oraz amfibolity z relikty skał gabrowych i metaryolity ze strefy południowo-zachodniej.

#### ZESPOŁY SKALNE ZMIENIONE DYNAMICZNIE

Kataklazyty i mylonity. Zespół ten reprezentują głównie skały mylonityczne ze strefy środkowej oraz mylonity występujące w

strefie północno-wschodniej, a ukazujące się w pobliżu szczytu wzgórza Pagórek. Do omawianego zespołu należy również zaliczyć zdiaftorozowane amfibolity z okolicy Korytowa oraz blastomylonityczne gnejsy z okolicy Gołogłów.

#### GRANITOIDY I SKAŁY IM TOWARZYSZĄCE

Granitoidy i skały im towarzyszące wydzielam w osobnej grupie ze względu na ich odrębną genezę. Skały te powstały w znacznej mierze z przeróbki postdeformacyjnej różnych skał metamorficznych, częściowo zmylonityzowanych. Omawianą grupę reprezentują skały występujące w północnej części strefy środkowej, a odsłaniające się w okolicy Gorzuchowa Kłodzkiego i Ścinawki Dolnej. Granitoidom towarzyszą skały noszące znamiona postdeformacyjnej feldspatytacji oraz utwory o charakte-

rze żył „zastąpienia” (żyły pochodzenia metasomatycznego).

\* \* \*

Kończąc pobieżny przegląd zasadniczych odmian skalnych reprezentowanych w północnej części metamorfiku kłodzkiego, należy dodać, że część z nich ma znaczne rozprzestrzenienie w tym rejonie. Inne natomiast występują jedynie jako drobne lokalne wkładki.

W dotychczasowej literaturze liczni autorzy podkreślali dwudzielność budowy metamorfiku kłodzkiego. Granicę części północnej i południowej prowadzono, jak już wspominałam, wzdłuż doliny Ścinawki Kłodzkiej. Przy omawianiu budowy geologicznej zbadanego obszaru posłużę się jednak podziałem na trzy wyżej wymienione strefy.

### CHARAKTERYSTYKA WYRÓŻNIONYCH ODMIAN SKALNYCH

#### SKAŁY STREFY PÓŁNOCNO—WSCHODNIEJ

Skały występujące w strefie północno-wschodniej nie przedstawiają jednolitego kompleksu, można wśród nich wyróżnić kilka serii skalnych różniących się strukturalnie i teksturalnie oraz charakteryzujących się odrębnym składem mineralnym. W jednej i tej samej serii można wydzielić zespoły o znacznym rozprzestrzenieniu oraz takie, które występują jako podrzędne wkładki. Z reguły jednak skały podrzędnie reprezentowane są ściśle genetycznie powiązane ze skałami otaczającymi.

#### Seria fyllitów „ilastych” z wkładkami fyllitów „szarogłazowych” i wapieni krystalicznych

Dla serii tej pozostawiam tradycyjną nazwę, wprowadzoną do literatury przez E. Beyricha (1844), „*fyllity ilaste i szarogłazowe*”, gdyż najlepiej odzwierciedla ona charakter litologiczny całej sekwencji.

Fyllity „ilaste”. Zasadniczą skałą omawianej serii są fyllity „ilaste”, które występują w kilku pasach o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. W pasie najdalej wysuniętym ku północy fyllity „ilaste” rozciągają się szeroką wychodnią na przestrzeni od Ścinawki Średniej przez Bożków aż do kolonii Mały Bożków. Szerokość wystąpienia wynosi około 1,5 km. Odgraniczają je od zachodu i wschodu dyslokacje.

Również granice południowa i częściowo północna mają charakter dyslokacyjny.

Około 1,5 km w kierunku południowym od omówionego pasa przebiega drugi pas skał fyllitowych, ciągnący się przez południowo-zachodnie zbocze wzgórza Pagórek. Jest on węższy od poprzednio opisanego, jego największa szerokość wynosi tylko około 500 m. Trzeci z kolei pas przebiega o około 300 m na południe od poprzedniego, odsłaniając się na wschodnim brzegu Czerwionki. Szerokość jego wychodni wynosi zaledwie 150 m. Ponadto fyllity „ilaste” obserwuje się również w niewielkich wystąpieniach w skarpi Ścinawki Kłodzkiej pomiędzy Bierkowicami a Gorzuchowem Kłodzkim.

Fyllity „ilaste” przedstawiają serię skał drobno- do średnioziarnistych. Zaznacza się w nich oddzielność liściasta lub cienkopłytkowa. W składzie mineralnym można wyróżnić serycyt, muskowitz detrytyczny oraz bardzo drobnoziarnistą mozaikę kwarcowo-plagioklazową. Miejscami występuje też rozproszona substancja węglista. Obok wymienionych składników mineralnych pod mikroskopem można stwierdzić obecność drobnych okruczków turmalinu i apatyty, a także drobnych igiełek ilmenitu.

Barwa omawianych skał jest stalowoszara. Fyllity mają tendencję do doskonałego łupania się na dwa rodzaje warstewek: cieńsze, bardziej bogate w łyszczyk i grubsze, składające się głównie z drobnej mozaiki plagioklazowo-kwarcowej.

Fyllity „ilaste” przedstawiają na ogół bardzo monotonicznie wykształconą serię skalną.

W niektórych partiach fyllitów można zaobserwować soczewkowato wyciągnięte skupienia kwarcu o ziarnie grubszym od otaczającego tła, a miejscami pojedyncze, większe okruchy kwarcu i plagioklazu dochodzące do 2 mm średnicy.

Oprócz fyllitów bogatych w substancję węglistą spotyka się partie bogate w kalcyt i inne minerały węglanowe. Od tych partii zaznaczają się w fyllitach „ilastych” przejścia do bardziej gruboziarnistych fyllitów „szarogłazowych” oraz poprzez fyllity wapienne do typowych wapieni.

Foliacja w fyllitach „ilastych” jest najczęściej równoległa do pierwotnych płaszczyzn sedymentacyjnych. Zdarzają się jednak odkrywki, w których obserwuje się, że foliacja wywołana przez rekrystalizację w płytkiej strefie metamorficznej przecina skośnie pierwotną sedymentacyjną laminację. Taką niezgodność pierwotnej laminacji z wtórną foliacją obserwować można szczególnie dobrze w odsłonięciu przy młynie w Małym Bożkowie (skarpa potoku Czerwionka). Pierwotna laminacja fyllitów zaznacza się tu naprzemianległymi warstewkami, z których drobniej ziarniste zabarwione są ciemno, zaś grubiej ziarniste jasno. Grubość poszczególnych lamin jest zmienna; laminy jasne nie przekraczają 0,5 cm grubości, laminy ciemne są grubsze i dochodzą nawet do 2,0 cm. Można również zauważyć, że tam gdzie laminy ciemne grubieją, zaznacza się w nich delikatne, nieregularne smugowanie. Zależnie od ułożenia laminy sedymentacyjne są ścinane pod różnymi kątami przez wyraźnie wtórną foliację, podkreśloną głównie przez kierunkowo zrekrystalizowany serycyt. Odmiany fyllitów „ilastych”, w których rekrystalizacja metamorficzna przebiega niezgodnie z laminacją sedymentacyjną, mają tendencję do oddzielności „pręcikowej” (drzazgowej).

Fyllity „szarogłazowe”. Fyllity „szarogłazowe” są to skały osiągające średnie rozmiary ziarna. Wielkość ziarn mineralnych waha się w nich w granicach od 0,2 do 2,0 mm, a sporadycznie ziarno jest nawet grubsze. Barwa skał jest z reguły jasnoszara do szarej, a wahania te są zależne od ilości substancji węglistej, zmieniającej się często na niewielkiej przestrzeni. Fyllity „szarogłazowe” występują w obrębie fyllitów „ilastych” w postaci drobnych, soczewkowatych wkładek. Miąższość wkładek waha się od kilku milimetrów do kilkudziesięciu metrów.

Do głównych wystąpień fyllitów „szarogłazowych” należą dwie podłużne soczewki o miąższości ponad 150 m, towarzyszące najdalej ku północy wysuniętemu pasowi fyllitów „ilastych”. Jedna z soczewek występuje w północ-

nej części wspomnianego pasa fyllitów „ilastych” (okolice Małego Bożkowa) i przebiega w kierunku WNW — ESE, druga zaś przy południowym brzegu tego pasa. Jest ona ustawiona nieco skośnie do poprzednio omówionego ciągu wystąpień fyllitów „szarogłazowych”.

Fyllity „szarogłazowe” mają bardzo charakterystyczną tendencję do oddzielności soczewkowej. Soczewkowe fragmenty pokryte są na powierzchni oddzielności cienkimi warstewkami drobnoluseczkowego serycytu, zawierającymi sporadycznie chloryt. Grubość tych warstewek wynosi około 0,2 mm. Wnętrze soczewki wypełnia drobnoziarnista mozaika plagioklazowo-kwarcowa, w której pod mikroskopem można wyróżnić pojedyncze, nieregularnie rozsiane, wyraźnie wydłużone większe okruchy kwarcu i skaleni. Ziarna, szczególnie kwarcu, pod mikroskopem wygaszają światło faliście, a nawet mozaikowo.

W fyllitach „szarogłazowych” często występuje też kalcyt, przeważnie w postaci drobnych kryształków rozsianych w tle skalnym. Miejscami kalcyt występuje w formie soczewkowatych skupień. Istnieją przejścia od odmian fyllitów „szarogłazowych” zawierających kalcyt, poprzez fyllity wapienne, do wapieni krystalicznych.

Wapienie krystaliczne towarzyszące fyllitom „ilastym”. Wapienie krystaliczne, podobnie jak i fyllity „szarogłazowe”, towarzyszą fyllitom „ilastym” w postaci lokalnie wykształconych wkładek. Obserwuje się je w dwóch pasmach, w najdalej ku północy przebiegającym pasie fyllitów „ilastych” (okolice Małego Bożkowa), układających się równoległe do poprzednio omówionych wystąpień fyllitów „szarogłazowych”. Wapienie mają zabarwienie ciemne, pochodzące od rozproszonej substancji węglistej. W wapieniach krystalicznych zaznacza się bardzo wyraźne smugowanie, podkreślone przez kierunkowo ułożone łuseczki serycytu. Wapienie zawierają również domieszki detrytyczne, takie jak okruchy kwarcu i skaleni. Pomędzy nimi a otaczającymi je fyllitami występują skały, które można określić jako fyllity wapienne, co dowodzi, że ostrej granicy tu brak.

Miąższość wkładek wapieni krystalicznych w fyllitach „ilastych” jest zmienna, maksymalnie osiąga 20 m.

\* \* \*

Reasumując wyniki obserwacji dokonanych w serii fyllitów „ilastych” z wkładkami wapieni krystalicznych i fyllitów „szarogłazowych”, można stwierdzić, że jest to kompleks skalny pochodzenia osadowego. Potwierdzają to: przejścia pomiędzy poszczególnymi odmianami fyl-

litów, sedymentacyjny charakter wapieni, zachowana pierwotna laminacja.

Zespół skał wyjściowych stanowił zatem serię osadową, w której przeważały utwory o charakterze mułkowym, przechodzące lokalnie w sedymenty bardziej gruboziarniste — szarogłazowe. Większe nagromadzenia osadów węglanowych dały po rekrytalizacji wapienie krystaliczne. Obecność rozproszonej substancji węglistej wskazuje na domieszki pochodzenia organicznego. Tego typu osady powstają w płytkich zbiornikach wodnych. Obfitość materiału detrytycznego wskazuje, że tworzyły się one w pobliżu ładu.

Rekrytalizacja metamorficzna, której uległa opisana seria skalna, była słaba. Nie zatarła ona pierwotnego warstwowania i laminacji ani charakteru petrograficznego wyjściowej serii sedymentacyjnej.

#### Seria łupków chlorytowych z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów

Łupki chlorytowe. Łupki chlorytowe występują na jednolitym, choć nie odsłoniętym w sposób ciągły, obszarze znajdującym się pomiędzy Łączną a Święckiem (tabl. I). Najwięcej danych o tej serii skalnej dostarczają odsłonięcia w skarpach nad Czerwionką oraz stare kamieniołomy w okolicy Święcka i Łącznej. Skały wchodzące w skład serii łupków chlorytowych wykazują znaczne zróżnicowanie nie tylko pod względem strukturalnym i teksturalnym, lecz także pod względem składu mineralnego.

Najczęściej spotykaną odmianą łupków chlorytowych są skały niezbyt masywne, o doskonale zaznaczającej się oddzielności płytkowej. Łupią się one na blaszki o grubości od 0,1 do 1,0 mm. Powierzchnie poszczególnych płytek są bogate w chloryt i drobne łuseczki serycytu, połyskują pod światło. Obecność chlorytu nadaje skałom intensywne zielone zabarwienie. Obok chlorytu występuje epidot, tworzący miejscami większe agregaty mineralne. Z plagioklazów częsty jest albit. Kwarc tworzy przeważnie soczewkowate, nieregularnie wydłużone skupienia. Licznie występują takie minerały, jak leukoksen oraz różne związki żelaza (tlenki, miejscami siarczki).

Obok tej zasadniczej odmiany łupków występują partie skał bardziej masywnych o niewyraźnej oddzielności.

Jedną z takich odmian stanowią skały składające się głównie z epidotu, w których podrzędnie występuje chloryt i kwarc oraz bardzo rzadki albit. Pod mikroskopem można obserwować, że epidot tworzy duże promieniste

agregaty mineralne (pl. I, fot. 2). Epidot występujący w takich agregatach charakteryzuje się wyraźnym pleochroizmem; jest to prawdopodobnie silnie żelazista odmiana tego minerału — pistacyt.

W innych masywnych odmianach, obok poprzednio wymienionych składników mineralnych, spotyka się również amfibol należący do grupy aktynolitu. Występuje on najczęściej w postaci drobnych igielkowatych słupków. Spotyka się również nieregularnie rozsiany w skale kalcyt, którego kryształki pod mikroskopem wykazują polisyntetyczne zbliżnienia.

W skarpie Czerwionki, w pobliżu Święcka występują odmiany łupków chlorytowych, w których już makroskopowo można wyróżnić biotyty. Przy analizie mikroskopowej tych skał okazało się, że zawierają one obok biotyty liczny turmalin (pl. I, fot. 1). Turmalin nie tworzy tu jednak wyraźnie automorficznych kryształów i najprawdopodobniej jest pochodzenia detrytycznego.

Poszczególnych odmian łupków chlorytowych nie można wydzielić kartograficznie. W łupkach chlorytowych występują często wkładki wapieni krystalicznych o bardzo zmiennej miąższości. Na granicy łupków chlorytowych i wapieni krystalicznych zjawiają się z reguły bardzo charakterystyczne fyllity wapienne.

Wapienie krystaliczne towarzyszące łupkom chlorytowym. Wapienie te grupują się głównie we wschodniej części obszaru, w okolicy Łącznej. Stosunek wapieni krystalicznych do otaczających łupków chlorytowych, najlepiej daje się prześledzić w starych łomach, z których eksploatowano wapienie. Miąższość wkładek wapieni krystalicznych jest bardzo zmienna, od soczewek o grubości kilku lub kilkunastu centymetrów, aż do ławic o miąższości ponad dziesięciometrowej. Omawiane wapienie krystaliczne wykazują daleko idące zróżnicowanie składu mineralnego, co zaznacza się w ich barwie. Również pod względem struktury i tekstury spotyka się wiele odmian. Obok wapieni kalcytowych, występują skały dolomitowe, a odmiany grubokrystaliczne przeławicają się z bardzo drobnokrystalicznymi. Są też skały wapienne dzielące się płytkowo wzdłuż cienkich wkładek serycytowo-chlorytowych oraz inne, zupełnie masywne.

Wśród wapieni krystalicznych towarzyszących łupkom chlorytowym można wyróżnić następujące odmiany:

1. Wapienie grubokrystaliczne cukrowobiałe, tworzące kilka wkładek na północny wschód od wsi Święcko. Wapienie te są wyraźnie smugowane. Smugowanie podkreślone jest kierunkowym ułożeniem drobnych łuszek serycytu.

2. Wapienie ciemne, drobnokrystaliczne, podobne do wapieni krystalicznych towarzyszą-

cych fyllitom „ilastym”, zawierają znaczną ilość rozproszonej substancji węglistej i są lekko smugowane. Wapienie te odsłaniają się w kamieniołomie koło Święcka oraz w kamieniołomie w pobliżu szczytu wzgórza Pagórek. Towarzyszą im ciemne fyllity grafitoidowe oraz drobne, kilkunastocentymetrowej miąższości warstewki kwarcytów.

3. Wapienie miodowego koloru, masywne, bezkierunkowe, najczęściej dolomityczne występują jedynie na północny wschód od Łącznej.

Na granicy wapieni z otaczającymi łupkami chlorytowymi występują skały przejściowe, które można określić jako fyllity wapienne. Skały te składają się z naprzemianległych laminy kalcytowych i chlorytowo-serycytowych. Grubość poszczególnych laminy jest nieznaczna. Przejście od fyllitów wapiennych do wapieni krystalicznych wygląda w ten sposób, że warstewki kalcytowe stopniowo grubieją, cienkie zaś laminy chlorytowo-serycytowe zanikają. Miąższość warstw przejściowych jest nieznaczna i maksymalnie osiąga 2 m.

Na kontaktach łupków chlorytowych z większymi soczewkami wapieni krystalicznych obserwuje się miejscami zluźnienia i ślizgi (pl. III, fot. 4). Łupki chlorytowe na ślizgach są z reguły silnie wywalcowane, miejscami nieregularnie sfałdowane. Wapienie krystaliczne przy tego rodzaju kontaktach są spękane, a spękania zblizniają żyłki kalcytu.

Porfiroidy. Porfiroidy w omawianej części terenu występują wśród łupków chlorytowych na wzgórzu Pagórek. Są to skały barwy jasnej, miejscami różowej, prawie afaniczne, najczęściej wyraźnie złupkowane. Pod mikroskopem można w nich wyróżnić bardzo drobną mozaikę plagioklazowo-kwarcową, w której z rzadka jest rozsiany drobnołuseczkowy jasny ływczyk, dający delikatne smużki. Porfiroidy graniczą ostro z otaczającymi łupkami chlorytowymi. Ich miąższość jest nieznaczna i nigdzie nie przekracza 10 m.

\* \* \*

Reasumując przedstawione opisy należy podkreślić, że materiałem wyjściowym dla zespołu łupków chlorytowych były skały osadowe. Świadczą o tym wkładki wapieni krystalicznych oraz towarzyszące im fyllity wapienne i grafitoidowe oraz przeławiczenia kwarcytowe. Również główna masa omawianego zespołu tj. łupki chlorytowe, przedstawia zmieniony osad piroklastyczny, a mianowicie tufy i tufity diabazowe. Łupki chlorytowe wykazują pewną zmienność. Jak już nadmieniłam, obok odmian o cienie foliacji zapewne pochodzenia piroklastycznego, pojawiają się odmiany masywne,

o niewyraźnym złupkowaceni, które można uważać za metadiabazy. Wskazują na to bardzo rzadko spotykane niewyraźne resztki struktur ofitowych.

Obok tufów diabazowych i diabazów pierwotne utwory mogły zawierać także bardziej zasadowe elementy, tak być może należy interpretować skały złożone niemal wyłącznie z epidotem, z bardzo nieznaczną ilością plagioklazów i kwarcu.

Materiał wyjściowy zespołu łupków chlorytowych osadził się przypuszczalnie w stojącym zbiorniku wodnym, w którym tworzyły się osady na przemian klastyczne (fyllity), organogeniczne (wapienie) i piroklastyczne (łupki chlorytowe).

Ze stratygraficznego punktu widzenia jest rzeczą ważną ustalenie, czy wapienie krystaliczne występują w łupkach chlorytowych w jednym, czy w kilku poziomach sedymentacyjnych. Sposób występowania wapieni krystalicznych, ich zmienność oraz kontakty z różnymi odmianami łupków chlorytowych zdają się wskazywać, że skały węglanowe nie osadziły się w jednym poziomie. Przypuszczalnie występują one w soczewkowatych wkładkach, a większe masy osadów węglanowych nagromadziły się jedynie lokalnie we wschodniej części obszaru (okolice Łącznej), gdzie wapienie krystaliczne występują w formie dużych soczewek.

#### Seria skał amfibolowo-epidotowych

Pomiędzy Bierkowicami a Ścinawką ciągnie się kilka wzgórz zaznaczających się ostro w morfologii. Noszą one wspólną nazwę Kopiec. Występujące tu skały tworzą bardzo jednolity zespół, który ze względu na ich stały i charakterystyczny skład mineralny można określić mianem skał amfibolowo-epidotowych.

Skały amfibolowo-epidotowe są masywne, o nie zawsze wyraźnie widocznej teksturze kierunkowej, którą z reguły podkreśla tylko ułożenie minerałów słupkowych, głównie amfiboli, oraz delikatne smugowanie, zaznaczone zmiennym zabarwieniem skały. Zabarwienie skał jest przeważnie intensywnie zielone, a ich skład mineralny bardzo monotony. Dostrzega się głównie amfibole z grupy aktynolitu oraz silnie pleochroiczny epidot, tworzący wyraźne automorficzne ziarna. Obok nich występują nieliczne plagioklasy, reprezentowane głównie przez albit. Obficie natomiast występują związki tytanu, wśród których dominuje leukoksen. Sporadycznie spotyka się ziarna kalcytu. Kwarc występuje w drobnych skupieniach, tworzących silnie wydłużone soczewki ułożone zgodnie z kierunkową teksturą skał.

Przy dokładnych obserwacjach można uchwycić pewną zmienność w składzie mineralnym skał amfibolowo-epidotowych, oraz charakterystyczne różnice w strukturze i teksturze. Zróżnicowanie to zaznacza się zarówno zgodnie z rozciągłością skał, a więc w kierunku W—E, jak też i w kierunku do niej prostopadłym.

Sledząc zespół skał amfibolowo-epidotowych z północy ku południowi, zauważa się bardzo charakterystyczny i szybki wzrost wielkości ziarna, a w składzie mineralnym zaznaczającą się dominację amfibolu nad epidotem. W części południowej obok aktyrolitu pojawia się również hornblenda zwyczajna wykształcona w drobnych słupkach barwy intensywnie zielonej. W kierunku ze wschodu ku zachodowi spotyka się również pewne zróżnicowanie w składzie mineralnym omawianych skał. Na zachodnim krańcu ich występowania, w skarpie potoku Czerwionka koło Bierkowic, spotyka się odmiany bogate w zoizyt. Swym wyglądem makroskopowym skały te wyraźnie różnią się od poprzednio opisanych. Są one średniokrystaliczne, o bardzo dobrze zaznaczającej się laminacji. Obserwuje się naprzemianległe laminy szarobiałe, które, jak wykazuje analiza mikroskopowa, tworzy drobna mozaika zoizytowo-plagioklazowa, oraz laminy zielone, amfibolowe, w których zoizyt występuje jedynie w podrzędnych ilościach. Podobnie jak w poprzednio opisanych odmianach, obserwuje się również nieznaną ilość kwarcu w soczewkowatych skupieniach i drobne rzadkie kryształki kalcytu. Licznie natomiast występuje leukoksen. W odkrywkach koło szczytu wzgórza z kotą 468,1 napotkałam łupki amfibolowo-epidotowe, w których pod mikroskopem można było wyróżnić relikty piroksenu, najprawdopodobniej augitu.

Na południowo-zachodnim zboczu wzgórza Kopiec nad Bierkowicami pojawia się wąska strefa skał o przebiegu NE—SW, wykształconych identycznie jak opisane z okolic wzgórza Pagórek skały porfiroidowe. Szerokość wychodni porfiroidów osiąga tu maksymalnie 20 m.

Genetycznie kompleks skał amfibolowo-epidotowych przedstawia niewątpliwie jednolity zespół diabazów, przeobrażonych w płytkich strefach metamorfizmu, które charakteryzuje facja zielenkowa oraz albitowo-epidotowo-amfibolitowa.

#### Uwagi ogólne o kompleksach skalnych strefy północno-wschodniej

W powyższych opisach omówiłam charakter petrograficzny i litologiczno-facjalny skał występujących w strefie północno-wschodniej, pod-

kreślając, że mamy tu do czynienia z elementami detrytycznymi, organogenicznymi, tufogenicznymi i efuzywnymi, zmienionymi w płytkich strefach metamorfizmu. Odrębnym zagadnieniem jest stosunek przestrzenny i następstwo tych różnorodnych zespołów skalnych.

Fyllity ilaste najbardziej północnej części strefy północno-wschodniej graniczą wzdłuż dyslokacji z łupkami chlorytowymi występującymi na południe od nich. Powyższą dyslokację można prześledzić w kamieniołomie na zachodnim zboczu wzgórza z kotą 455,5 na północ od Pagórka i w kilku kamieniołomach na wschód od tego wzgórza. Wzdłuż linii dyslokacyjnej foliacje obu graniczących zespołów skalnych przecinają się skośnie. Fyllity ilaste ukazujące się dalej na południe wśród kompleksu łupków chlorytowych, łączą się z nimi przejściami litologicznymi. Jak wynika z intersekcji, łupki chlorytowe leżą wyżej, a fyllity ilaste niżej. Dalej ku południowi łupki chlorytowe graniczą ze skałami amfibolowo-epidotowymi. Kontakt tych serii można obserwować w skarpie Czerwionki oraz w kilku odkrywkach na północnych zboczach wzgórza Kopiec. Kontakt jest ostry, o charakterze tektonicznym, na co wskazuje występowanie scementowanej kwarcem brekcji o miąższości do 1 m.

W skarpie Ścinawki Kłodzkiej pomiędzy Gorzuchowem Kłodzkim a Bierkowicami obserwuje się następujący profil:

- strop — skały amfibolowo-epidotowe,
- łupki chlorytowe z drobnymi wkładkami wapieni krystalicznych,
- fyllity „szarogłazowe” (miąższość 30 cm).
- spąg — fyllity „ilaste” (identyczne jak w Małym Bożkowie).

Drobne struktury wskazują, że cała seria zanurza się w kierunku wschodnim i leży w pozycji normalnej. Pomiedzy poszczególnymi seriami tj. skałami amfibolowo-epidotowymi, łupkami chlorytowymi i fyllitami, nie zaznaczają się zluźnienia tektoniczne, jednak granice litologiczne są wyraźne i ostre.

#### SKAŁY STREFY POŁUDNIOWO—ZACHODNIEJ

W strefie południowo-zachodniej dominują serie skalne wykształcone odmiennie niż w strefie północno-wschodniej, chociaż występują również zespoły znane z poprzednich opisów.

#### Seria amfibolitowa

Najbardziej rozprzestrzenioną serią skalną w strefie południowo-zachodniej opracowanego obszaru są amfibolity. Jednak skały, które ogólnie można określić mianem amfibolitów, przedstawiają bardzo zróżnicowany zespół. Już ma-



kroskopowo można wydzielić kilka typów amfibolitów o odmiennej strukturze i teksturze, a także o różnym składzie mineralnym.

Amfibolity z relikdami skał gabrowych. Główne wystąpienie skał amfibolitowych w strefie południowo-zachodniej rozciąga się pomiędzy Ścinawką Średnią a Gorzuchowem Kłodzkim, zajmując przestrzeń około 12 km<sup>2</sup>.

Najwięcej danych o wykształceniu tego zespołu skalnego dostarczają odsłonięcia w skarpacech potoku Dzik koło Ścinawki Średniej, stare łomy na wzgórzu Kapliczna z kotą 354,4 oraz na wzgórzu z kotą 364,2 na północny zachód od Gorzuchowa Kłodzkiego.

Skały te są z reguły grubokrystaliczne, barwy ciemno-zielonej do czarnej, o doskonale widocznej teksturze kierunkowej, którą podkreśla kierunkowe ułożenie słupek amfiboli. Słupki amfiboli przeciętnie osiągają długość 7 do 10 mm, a w odmianach bardziej grubokrystalicznych nawet 15 mm długości. Laminacja polega na naprzemianległym ułożeniu warstewek zbudowanych z minerałów barwnych (głównie amfiboli) oraz warstewek białych bogatych w zoizyt i plagioklasy, którym towarzyszy również epidot. Jako minerały akcesoryczne występują: tytanit często o automorficznym pokroju kryształów, granaty (almandyn) oraz rzadkie spinelle; w znacznej ilości pojawia się leukoksen.

W amfibolitach można prześledzić bardzo charakterystyczną strefę o przebiegu WNW — ESE, ciągnącą się od wzgórza z kotą 354,4 (Kapliczna) do wzgórza oznaczonego kotą 364,2. W strefie tej amfibolity obok hornblendy zawierają głównie granat. Kryształy granatu o wyraźnie automorficznych zarysach osiągają 1,0 cm średnicy i występują tak licznie, że skały te przybierają czerwonawą barwę. Rzadko występujące plagioklasy towarzyszące tej strefie cechuje inwersyjna budowa pasowa. Wychodnie skał amfibolitowych z licznymi granatami osiągają w skrajnych przypadkach 7 m miąższości, np. w kamieniołomie na północ od Gorzuchowa Kłodzkiego, przeciętnie jednak miąższość wynosi 1 m.

W kierunku północnym amfibolity stają się drobniej krystaliczne, a obok hornblendy pojawia się w nich aktynolit. Plagioklasy są tu nieliczne, dominuje natomiast epidot i zoizyt. Takie amfibolity upodabniają się do skał amfibolowo-epidotowych ze strefy północno-wschodniej.

W najbardziej grubokrystalicznych amfibolitach występujących koło Gorzuchowa Kłodzkiego miejscami obserwuje się relikty struktur typowych dla gabr. Pod mikroskopem można w nich wyróżnić relikty piroksenu, co stwierdziła również M. Kozłowska-Koch (1960). Amfibolity

o wyraźnie zachowanych resztkach skał gabrowych występują również na północnym zboczu wzgórza Orla, gdzie można je określić mianem gabr amfibolowych. Wykazują one stopniowe przejścia do typowych amfibolitów (I. Wojciechowska 1958).

Zmienność amfibolitów oraz obserwacje wskazujące na stopniowe przejścia od gabr poprzez amfibolity do skał zbliżonych do łupków amfibolowo-epidotowych, świadczą o etapowym rozwoju zjawisk deformacyjnych, będących efektem działania zróżnicowanego w czasie i przestrzeni pola sił, lecz mogą również wskazywać na pewne zróżnicowanie materiału wyjściowego.

Amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów. Odmienne kompleksy skalny od wyżej opisanego reprezentują amfibolity ze wzgórza Kądziała z kotą 413,5. Skały te o barwie prawie czarnej występują w towarzystwie wapieni krystalicznych. Analiza mikroskopowa wykazuje, że głównym składnikiem jest hornblenda, w mniejszej ilości występują: zoizyt, epidot, chloryt, plagioklasy i kwarc oraz nieliczne granaty. Granaty towarzyszą jedynie drobnoziarnistym odmianom amfibolitów, które pojawiają się w pobliżu wkładek wapieni krystalicznych. W większej odległości od wapieni omawiane amfibolity są grubokrystaliczne, a słupki amfiboli osiągają długość 8 mm. W amfibolitach zaznacza się wyraźna laminacja. Amfibole występują w laminach grubszych, które rozdzielone są cienkimi smugami plagioklazowo-zoizytowymi, zawierającymi miejscami epidot i sporadycznie kwarc. W omawianej odmianie amfibolitów nie występuje tytanit.

Podobne amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów występują na wzgórzu nad młynem w Ścinawce Dolnej oraz na południowych zboczach wzgórza Orla. Od poprzednio opisanych amfibolitów ze wzgórza Kądziała różnią się one tym, że brak w nich granatu, natomiast częsty jest tytanit występujący w nieregularnych ziarnistych skupieniach. Ponadto są one skałami masywnymi o niewyraźnej oddzielności płytkowej.

Amfibolity z drobnymi wkładkami wapieni krystalicznych występują również w okolicy Korytowa i Piszkwowic. Jednak swym wyglądem makroskopowym różnią się znacznie od poprzednio omówionych typów amfibolitów. W Korytowie, w stromej skarpcie nad potokiem Roszycki Spław, na przestrzeni około 200 m odsłaniają się skały barwy szarzielonej, charakteryzujące się nieregularną, soczewkową oddzielnością, która jest wynikiem krzyżowania się dwóch kierunków złupkowania — pierwotnego i wtórnego. Powoduje to łupanie

się skały na nieregularne, wydłużone romboedry. W środkowej części romboedru skała jest drobnoziarnista, laminowana. Naprzemianległe laminy mają grubość około 2 mm. Laminy barwy szarej składają się z drobnej mozaiki plagioklazowej, w której napotyka się miejscami kwarc w nielicznych skupieniach. Laminy o barwie brunatnozielonej składają się głównie ze słupków amfiboli, których długość nie przekracza 2 mm. Zewnętrzne części romboedru składają się z cienkich warstewek chlorytowo-serycytowych, łupiących się liściasto. Brak jest wyraźnej granicy pomiędzy partiami wewnętrznymi i zewnętrznymi romboedrów. Laminy amfibolowe przechodzą w partiach zewnętrznych w laminy chlorytowe, a skała upodabnia się do fyllitów serycytowo-chlorytowych.

Omawianą odmianę amfibolitów można określić jako amfibolity zdiaftoryzowane, gdyż są one efektem diaftorycznej chlorytyzacji amfibolitów.

W odsłonięciu nad Roszyckim Spławem, w pobliżu wsi Roszyce w amfibolitach tych spotyka się wkładki wapieni krystalicznych barwy szarozółtej.

Skały podobne do wyżej omówionych amfibolitów zdiaftoryzowanych występują w kilku odsłonięciach w pobliżu Piszkwic, gdzie są bardzo silnie zwietrzałe.

Wapienie krystaliczne towarzyszące amfibolitom. Wapienie krystaliczne, jak już nadmieniłam, występują w drobnych wkładkach w amfibolitach ze wzgórza Kądziała, na wzniesieniu nad młynem w Scinawce Dolnej, oraz w zdiaftoryzowanych amfibolitach nad Roszyckim Spławem. We wszystkich wymienionych wystąpieniach wapienie są drobnokrystaliczne, z wyraźną znaczącą się laminacją, polegającą na regularnym ułożeniu minerałów łusczkowych takich jak chloryt i serycyt. Głównym składnikiem wapieni jest kalcyt, w drobnych ilościach występuje epidot towarzyszący laminom chlorytowo-serycytowym. W strefie granicznej z amfibolitami wapienie krystaliczne występują w drobnych soczewkach, zanikających w miarę oddalania się od kontaktu.

Porfiroidy towarzyszące amfibolitom. Obok wapieni krystalicznych, w amfibolitach występują również w drobnych wkładkach skały porfiroidowe. Porfiroidy licznie występują na południowo-zachodnich zboczach wzgórza Orla oraz w jednej cienkiej wkładce na wzgórzu nad młynem w Scinawce Dolnej.

Porfiroidy są skałami o barwie szarej, szarobrunatnej lub szarozielonej. Są one niezbyt masywne, o wyraźnej oddzielności płytkowej.

Pod mikroskopem można w nich wyróżnić bardzo drobnokrystaliczne, prawie afanitowe tło skalne, w którym rzadko występują nieco większe pojedyncze kryształki kwarcu. Omawiane skały G. Fischer (1936) określił jako *porfiroidy* i *keratofiry* (nierozdzielone); M. Kozłowska-Koch (1960) opisuje je pod ogólną nazwą *meta-wulkanitów kwaśnych*.

### Metaryolity

Metaryolity występują jedynie w południowo-zachodniej strefie opisywanego terenu w postaci wydłużonych żył lub soczewek ułożonych skośnie do granic litologicznych otaczających je skał; szerokość wychodni nie przekracza z reguły 100 m. Grupują się one głównie w okolicy wzgórza Orla oraz w pobliżu Piszkwic i Korytowa, a także występują w kilku niewielkich odsłonięciach w skarpie Scinawki Kłodzkiej. Barwa metaryolitów jest najczęściej szaroróżowa lub żółta. Skład mineralny dość monotony: kwarc, kwaśne plagioklasy, liczny serycyt i muskowiit a także podrzędny skałen potasowy. W okolicy Korytowa oraz na południowo-zachodnim zboczu wzgórza Orla występują odmiany metaryolitów o nieznacznej zawartości kwarcu, zawierające drobne ilości chlorytu i epidotu, a także biotyt. Plagioklasy w nich występujące są bardziej zasadowe.

Przy stosunkowo monotonnym składzie mineralnym, metaryolity są wyraźnie zróżnicowane pod względem strukturalnym i teksturalnym. Jedne odmiany są masywne, o niewyraźnej teksturze kierunkowej, grubokrystaliczne (*sensu stricto* metaryolity). Inne natomiast są cienkolaminowane z tendencją do oddzielności drobnoblastkowej, a strukturze afanitowej (łupki metaryolitowe). Często występują odmiany metaryolitów o wyraźnej strukturze blastoporfirowej. W prawie afanicznym tle skalnym tkwią większe blasty kwarcu i skałenia, wykazujące wyraźne wydłużenie zgodne z ukierunkowaniem teksturalnym skały. Pod mikroskopem można zauważyć na brzegach blastów korozyjne nadtopienia. Są to prawdopodobnie relikty pierwotnych fenokryształów (pl. I, fot. 3 i 4).

Skały podobnego typu opisał J. Ansilewski (1954) z Gór Kaczawskich.

### Seria fyllitów grafitoidowych z wkładkami kwarcytów grafitoidowych (metalidytów)

Fyllity grafitoidowe. Fyllity grafitoidowe występują na południowym zboczu wzgórza Orla, między Ruszowicami a Piszko-

wicami. Są to drobnołupliwe, cienko laminowane fyllity serycytowe, zawierające znaczną ilość rozproszonej substancji węglistej, która nadaje skale intensywnie ciemne, a nawet czarne zabarwienie. Skała przy dotknięciu brudzi palce. Drobnołuseczkowy serycyt, układający się na płaszczyznach foliacji, nadaje fyllitom srebrzysty połysk. Fyllity grafitoidowe zawierają zmienną ilość kwarcu. Z reguły ze wzrostem ilości kwarcu maleje zawartość serycytu. Skały o mniejszej zawartości serycytu są bardziej masywne. Tworzą one w fyllitach grafitoidowych drobne, wrzecionowato wydłużone soczewki o zmiennej grubości. Większa ilość soczewek tego typu nadaje fyllitom grafitoidowym charakter masywnych łupków kwarcytowych, a nawet kwarcytów.

Kwarcyty grafitoidowe (metalidyty). Kwarcyty grafitoidowe występują wśród fyllitów grafitoidowych w formie wkładki miąższości 40 m, składają się głównie z kwarcu oraz rozproszonej substancji węglistej, która najczęściej układa się smugowo, a niekiedy tworzy większe skupienia. Śledząc kontakty kwarcytów grafitoidowych z fyllitami grafitoidowymi zauważa się, że istnieją między nimi przejścia poprzez skały o zmniejszającej się na korzyść serycytu zawartości kwarcu.

Fyllity „ilaste”. Fyllity „ilaste” ukazują się na północno-wschodnich zboczach Góry Fortecznej koło Kłodzka i są wykształcone identycznie jak uprzednio opisane fyllity z okolic Bożkowa. Jedyne w niewielkim odsłonięciu w skarpie Nysy Kłodzkiej spotyka się w omawianych fyllitach lokalne wkładki materiału zlepieńcowatego, w którym obok otoczków kwarcu znalazłam fragmenty gnejsów biotytowych. Miąższość wkładek nie przekracza 30 cm.

Łupki chlorytowe. Łupki chlorytowe odsłaniają się na północno-wschodnim zboczu Góry Fortecznej, a także na prawym brzegu Nysy Kłodzkiej, na Owczej Górze. Łupki chlorytowe graniczą z fyllitami „ilastymi”. Granica ma przebieg WNW — ESE.

Skały amfibolowo-epidotowe. Skały amfibolowo-epidotowe w strefie południowo-zachodniej występują jedynie na wschodnim zboczu wzgórza nad młynem w Ścinawce Dolnej.

#### Uwagi ogólne o seriach skalnych strefy południowo-zachodniej

Reasumując przedstawiony materiał opisowy należy podkreślić, że w strefie południowo-zachodniej, podobnie jak w poprzednio omówionej strefie północno-wschodniej, serie

skalne nie przedstawiają jednolitego pod względem genetycznym kompleksu, a często ich pochodzenie nie jest jasne.

Obok zespołów pochodzenia osadowego, jakimi są fyllity grafitoidowe z wkładkami kwarcytów grafitoidowych (metalidytów) i skał pochodzenia magmowego reprezentowanych przez amfibolity z resztkami skał gabrowych oraz metaryolity, zachowujące struktury charakterystyczne dla skał efuzywnych, występują skały, których genezy nie można wyjaśnić w sposób zadowalający. Należą do nich amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów. Być może, przedstawiają one serię skalną tufogeniczno-osadową, podobnie jak kompleks łupków chlorytowych ze strefy północno-wschodniej. Do przyjęcia takiej genezy omawianego kompleksu skalnego upoważniają także wyniki badań M. Kozłowskiej-Koch (1960), która opisała w amfibolitach ze wzgórza Orla skały zachowujące relikty struktur ofitowych, co wskazywałoby na obecność diabazu w pierwotnym tufie. M. Kozłowska-Koch udowodniła, że omawiane utwory zostały zmienione w strefie płytkiego metamorfizmu, a mianowicie w I strefie F. Angela.

W strefie południowo-zachodniej podobnie jak i w strefie północno-wschodniej, serie skalne przebiegają prawie równoleżnikowo, z niewielkimi odchyleniami na WNW — ESE. Jedyne metaryolity oraz amfibolity zdiaftoryzowane z okolic Korytowa odbiegają znacznie od tego ogólnego obrazu. Z mapy geologicznej wynika, że metaryolity ścinają skośnie granice różnych kompleksów skalnych, jednak kierunki rekrytalizacji metamorficznej są w nich zgodne z kierunkami występującymi w skałach otaczających. Kierunki rekrytalizacji metamorficznej metaryolitów są niezgodne tylko z foliacją zdiaftoryzowanych amfibolitów z okolic Korytowa.

W odsłonięciu nad potokiem Roszycki Spław, gdzie występują w bezpośrednim sąsiedztwie metaryolity i zdiaftoryzowane amfibolity, zaznacza się wyraźna niezgodność kierunków rekrytalizacji metamorficznej metaryolitów z foliacją amfibolitów. Kierunkowość metaryolitów jest natomiast zgodna z kierunkami wtórnego złupkowania amfibolitów. Powierzchniom laminacji i powierzchniom wtórnego złupkowania amfibolitów towarzyszy silna chlorytyzacja i serycytyzacja, która upodabnia je do łupków chlorytowo-serycytowych.

Zebrałe obserwacje zdają się wskazywać, że w okresie rekrytalizacji metamorficznej metaryolitów otaczające skały amfibolitowe uległy chlorytyzacji na powierzchniach odzielności pierwotnej i wtórnej. Wynikałoby

stąd, że metaryolity przedstawiają niewielkie ciała intruzywne, przecinające niezgodnie pierwotny kompleks suprakrystalny. Materiał z odsłonięcia nad Roszyckim Spławem koło Korytowa wskazuje, że w okresie rekrystalizacji metamorficznej metaryolitów otaczające amfibolity uległy chlorytyzacji na powierzchniach oddzielności pierwotnej i wtórnej, co można uważać za przejaw retrogresywnej metamorfozy amfibolitów. Podobnych zjawisk nie spotyka się w innych amfibolitach, np. ze wzgórza Orla, kontaktujących bezpośrednio z metaryolitami. Być może amfibolity z Korytowa reprezentują zespół starszy od innych skał północnej części metamorfiku kłodzkiego, który uległ dwukrotnie procesom metamorfizmu. Pierwszy metamorfizm mógł być progresywny w facji amfibolitowej, a drugi retrogresywny w facji zieleńcowej. Można również przedstawiony materiał interpretować w sposób odmienny, a mianowicie jako efekt cyklicznego rozwoju jednego i tego samego metamorfizmu, lub też jako efekt zmieniającego się pola sił. Zbyt skromny materiał obserwacyjny (jedno odsłonięcie) nie pozwala na pewną interpretację.

#### SKAŁY STREFY ŚRODKOWEJ

Skały ukazujące się w strefie środkowej są znane z piśmiennictwa pod nazwą „*blastomylonityczne ortognejsy i migmatyty doliny Ścinawki*” (*Ortho- und Mischgneis der Steintalzone, blastomylonitisch* — mapa geologiczna arkusz Kłodzko, 1936), M. Kozłowska-Koch (1960) określa je jako *gnejsy Ścinawki*.

Z mapy geologicznej, którą wykonałam, wynika, że opisywane skały nie tworzą jednolitego ciągu. Ukazują się one w trzech odrębnych, wyraźnie rozdzielonych wystąpieniach, pomiędzy którymi ukazują się skały amfibolowo-epidotowe, fyllity „ilaste” i in. Analiza mikroskopowa oraz obserwacje polowe wykazują, że skały występujące we wspomnianych trzech wystąpieniach znacznie się między sobą różnią składem mineralnym, strukturą i teksturą.

Blastomylonityczne gnejsy albitowo-serycytowe. W pierwszym, najbardziej południowym wystąpieniu, skały ukazują się bezpośrednio na wschód od Gołogłów na przestrzeni zaledwie 0,5 km<sup>2</sup>. *In situ* można je obserwować jedynie w dwóch niewielkich odsłonięciach — w skarpie Ścinawki Kłodzkiej koło Gołogłów oraz na wzgórzu położonym na północ od koty 290,6; pozostały obszar pokrywa zwietrzelina.

Skały obserwowane w odsłonięciach są to

jasne, cienko laminowane gnejsy oczkowe. W ich składzie mineralnym można wyróżnić: kwarc oraz kwaśny plagioklaz, reprezentowany głównie przez albit, rzadziej przez kwaśny oligoklaz, a prócz nich muskowit i droбноłuszczkowy serycyt. Z minerałów barwnych występuje rzadko biotyt, który w przeciwieństwie do pozostałych składników rozmieszczonych w równomiernych laminach, tworzy drobne nieregularne skupienia. Charakter struktury oczkowej nadają skale większe blaszki albitu. Pod mikroskopem obok wymienionych minerałów można wyróżnić pseudomorfozy pinitu po kordierycie (pl. I, fot. 6). W blaszkach plagioklazu zaznaczają się zabliźnione spękania, podkreślone przez drobne łuszczyki serycytu, oraz nagromadzenia drobnych minerałów z grupy epidotu.

Bardzo charakterystyczny skład mineralny, cechujący się ubóstwem łyśczyka ciemnego oraz wyraźna blasteza skłoniła mnie do wydzielenia omawianych skał jako *blastomylonityczne gnejsy albitowo-serycytowe*. M. Kozłowska-Koch (1960) stwierdza, że w opracowywanym przez nią materiale nie napotkała tego typu skał, jednak prace terenowe wspomnianej autorki nie obejmują rejonu występowania blastomylonitycznych gnejsów albitowo-serycytowych.

Geneza blastomylonitycznych gnejsów albitowo-serycytowych nie jest jasna. Można przypuszczać, że skały te powstały w warunkach dość silnego metamorfizmu, na co wskazuje występowanie kordierytu. Wtórne zmiąny nastąpiły natomiast w płytkich strefach. Ze względu na obecny charakter omawianych gnejsów należy je zaliczyć do grupy skał kataklastycznych.

Mylonity. Inny rodzaj skał silnie zdeformowanych zajmuje środkową część omawianej strefy i zjawia się w wystąpieniu położonym na północ od poprzednio omówionego. Skały te ukazują się na znacznej przestrzeni wynoszącej około 2 km<sup>2</sup>; rozciągając się na północ od Gołogłów sięgają one po południowe zbocza wzgórza Kopiec i dochodzą do Bierkowiec.

Najwięcej danych o wykształceniu tego kompleksu skalnego dostarczają odsłonięcia w skarpie Ścinawki Kłodzkiej, pomiędzy Gołogłowami a Bierkowiecami, małe łomy na zboczach wzgórza Kopiec a także głębokie wcięcie potoku spływającego spod Kopca do Ścinawki Kłodzkiej. Utwory skalne odsłaniające się na tym obszarze wykazują daleko idące zróżnicowanie. Już na przestrzeni mniejszej od 1 m obserwuje się znaczną zmienność w składzie mineralnym oraz w wykształceniu strukturalnym i teksturalnym. Obok skał masywnych barwy jasnej znajdują się drobnopłytkowe, pra-

wie rozłazowujące się skały barwy ciemnej — zielonej, brunatnej itp. Często skały o barwie ciemnej są wykształcone jako odmiany ziarniste, masywne, a skały jasne są afanitowe i drobnołupliwe.

Makroskopowo w odmianach ziarnistych można zaobserwować następujące składniki mineralne: biotyt, amfibole, chloryt, serycyt, epidot, skalenie, kwarc i inne minerały. W skałach wykazujących strukturę afanitową nie daje się w sposób pewny określić prawie żadnych składników mineralnych.

Obserwacje polowe wykazują, że poszczególne odmiany zazębiają się ze sobą. Skały ziarniste tkwią w postaci soczewek w skałach o strukturze afanitowej, granice pomiędzy nimi nie są jednak ostre. Skała wyraźnie ziarnista stopniowo zatracą swój charakter i przechodzi w skałę afanitową. Strefom skał o strukturze afanitowej towarzyszą z reguły ślizgi i zluźnienia, wypełnione miejscami materiałem o charakterze brekcji. Wśród skał ziarnistych za pomocą mikroskopu można wyróżnić: amfibolity, skały amfibolowo-epidotowe, skały o charakterze porfiroidów i metaryolitów, a także skały typu fyllitowego. Kartograficzne rozdzielenie poszczególnych odmian skalnych nie jest jednak możliwe. Jedynie na niewielkiej przestrzeni, gdzie występują dynamicznie zdeformowane skały gabrowe, udało się wyznaczyć ich zasięg.

We wszystkich odmianach skalnych zaznacza się wyraźna kataklaza, a nawet mylonityzacja ziarn mineralnych, głównie plagioklazów. Kwarc wykazuje mozaikowe lub faliste wygaszanie światła. Zaznaczają się również procesy wtórne. Z amfiboli powstają takie minerały, jak chloryt i epidot, z plagioklazów zoizyt i in. Spotyka się często kalcyt rozsiany w drobnych kryształkach w całym tle skalnym, a miejscami występujący w drobnych nieregularnych żyłkach.

Analizując zebrany materiał określiłam powyższy kompleks jako mylonity, jednak uważam, że nie tworzą one jednorodnego zespołu. Obecność relików skał wyjściowych, wykazujących często tylko nieznaczną kataklazę dowodzi, że mylonityzacja objęła zespół uprzednio przeobrażony przez metamorfizm regionalny.

Podobne skały mylonityczne obserwuje się w drobnych odsłonięciach w skarpie Ścinawki Kłodzkiej dalej ku północy, a także w strefie przebiegającej równoleżnikowo od Święcka, poprzez wzgórze Pagórek aż do Łącznej.

Omówionemu zespołowi mylonitów towarzyszą liczne żyły, soczewki i skupienia gniazdowe, wypełnione przez utwory aplitowe lub pegmatytowe, z którymi łączy się wyraźna

feldspatyżacja skał otaczających. M. Kozłowska-Koch (1960) opisuje je jako żyły zastąpienia, a więc pochodzenia metasomatycznego. Zebrany materiał mikroskopowy wskazuje, że feldspatyżacja nastąpiła po mylonityzacji całego kompleksu skalnego, gdyż albit tworzy wyraźne metablasty w mylonitycznym tle skalnym (pl. II, fot. 3). Często ma on pokrój zbliżony do automorficznego, a kryształy nie wykazują deformacji wewnętrznych. Albit wyraźnie wzrasta kosztem mylonitycznej mozaiki tła skalnego, którą wchłania. W mylonitach występujących w pobliżu ujścia potoku Czerwionka pojawia się obok postdeformacyjnego albitu również mikroklin, tworzący wyraźne infiltracje w rozkruszonym tle skalnym.

Granitoidy Ścinawki. Ostatnie najdalej ku północy wysunięte wystąpienie utworów strefy środkowej, obejmuje wąski pas odkrywek wzdłuż doliny Ścinawki Kłodzkiej, od ujścia Czerwionki na południu po południowo-zachodnie zbocza wzgórza nad młynem w Ścinawce Dolnej. Pierwsze odkrywki — idąc w kierunku od południa ku północy znajdują się na prawym i lewym brzegu nad ujściem Czerwionki do Ścinawki Kłodzkiej. Dalsze występują w skarpie Ścinawki Kłodzkiej — u północnego podnóża wzgórza Orla, oraz koło Młyna w Ścinawce Dolnej. Wszystkie wymienione odsłonięcia są stosunkowo dobre, można w nich śledzić skały na przestrzeni kilkudziesięciu metrów.

Odsłaniające się skały graniczą z różnymi ogniwami skalnymi strefy północno-wschodniej i południowo-zachodniej. Ich skład mineralny nie jest stały, lecz zmienia się znacznie na niewielkich przestrzeniach i z reguły jest zależny od składu mineralnego utworów otaczających. Natomiast charakter strukturalny i teksturalny mało się zmienia, a strefy pograniczne są dość podobnie wykształcone.

Na początku odsłonięcia, w lewej skarpie nad ujściem Czerwionki, występują drobnoziarniste amfibolity koloru szarozielonego, o wyraźnie zaznaczających się płaszczyznach laminacji. Pod mikroskopem obserwuje się w nich częste pseudomorfozy chlorytu po granacie (pl. I, fot. 5).

Dalej w odsłonięciu obserwuje się stopniowe zgrubienie ziarna, aż do odmian grubokrystalicznych, w których występuje biotyt i skalenie. Kryształy skalenia są barwy szaroróżowej a poszczególne kryształy dochodzą do 5 mm średnicy. Rozmieszczenie skaleni jest nieregularne. Skalenie najczęściej rozpychają laminy amfibolowe lub nawet je rozrywają. Brzeżne, tak wykształcone, partie omawianych skał przechodzą stopniowo lecz wyraźnie w utwór, w którym nagromadzenie skalenia jest tak znaczne, że pierwotne struktury kierunkowe

amfibolitów zanikają. Ich resztki obserwuje się jedynie w większych skupieniach minerałów barwnych, rozmieszczonych w skale plamiście. Takie skupienia składają się z drobnych kryształków amfiboli, którym towarzyszy liczny drobnouseczkowy, prawie czarny biotyt. Stopniowo skalenie rozsiane w skale osiągają rozmiary dochodzące do 1 cm, a cała skała staje się makroskopowo bezkierunkowa. W bezkierunkowej masie skalnej występują miejscami fragmenty drobnopłazmowych amfibolitów, niewyraźnie odgraniczone od tła skalnego. M. Kozłowska-Koch (1960) wykazała, że mają one charakter skialitów.

W makroskopowo bezkierunkowych skałach, pod mikroskopem zaznacza się wyraźna nierównozrębność struktury. Przeważają duże kryształy silnie zsaussuryzowanych plagioklazów, występujące obok ziarn małych. Ponadto w tle skalnym występuje mikroklin, tworzący w plagioklazach, początkowo drobne infiltracje, często w postaci tylko drobnych plamek, a niekiedy wnika w nie zatokowo (pl. II, fot. 5 i 6). Mikroklin wyraźnie wypiera plagioklaz, często zamykając w sobie jego relikty (pl. III, fot. 2) obserwuje się przy nich żyłki albitu wnikające w mikroklin (pertyt) wiążące się z zamkniętymi w mikroklinie relikty plagioklazów. W innych przypadkach obserwuje się również wypieranie biotyty przez mikroklin (pl. III, fot. 3).

W odsłonięciu na prawym brzegu Czerwionki ukazują się skały wykształcone podobnie do poprzednio opisanych, są one jedynie drobniej krystaliczne. Barwę mają szarozieloną. W ich skład wchodzi cienkie laminy amfibolowo-chlorytowe, które rozrywają i rozpychają kryształki skaleni mające przeciętnie 5 mm średnicy.

W odsłonięciu u podnóża północnego zbocza wzgórza Orla zaznacza się stopniowe przejście od grubokrystalicznych skał amfibolitowych, miejscami drobnokrystalicznych amfibolitów, w skały o teksturze bezkierunkowej, zawierające liczne skalenie i kwarc. Początkowo kryształy skaleni w amfibolitach pojawiają się sporadycznie, lekko rozpychając laminy zbudowane z amfiboli. Średnica ziarn skaleni dochodzi do 3 mm. Stopniowo ilość kwarcu i skaleni w skale wzrasta. Od wyraźnie laminowanych amfibolitów zaznacza się przejście do skał prawie bezkierunkowych, w których jedynie lokalnie ułożenie minerałów barwnych naśladuje laminację skał otaczających. Występujący biotyt jest drobnouseczkowy, barwy czarnej; prawdopodobnie pochodzi on z biotytyzacji amfiboli. W dalszych partiach skalenie osiągają większe rozmiary — ich średnice dochodzą do 1 cm. Skalenie są barwy szarokremowej, niekiedy przerasta je kwarc. Wzbogacenie w skałen nie

jest regularne lecz ma charakter gniazdowy. W miejscach gdzie nagromadzenie skaleni jest znaczniejsze, skała makroskopowo upodabnia się do granodiorytów i wówczas tylko gdzieś niedługo w ułożeniu minerałów barwnych zaznacza się pewna kierunkowość.

W obrazie mikroskopowym wyraźnie obserwuje się wypieranie zsaussuryzowanych, listewkowatych plagioklazów przez infiltrujący mikroklin, zamykający miejscami relikty kilku różnie zorientowanych plagioklazów.

Najbardziej na północ wysuniętym odsłonięciem omawianych skał strefy środkowej jest zbocze wzgórza nad młynem w Ścinawce Dolnej. Sytuacja geologiczna jest tu zbliżona do poprzednio przedstawionych. Obserwuje się stopniowe przejście od skał metamorficznych, mających struktury kierunkowe, do skał makroskopowo bezkierunkowych, przypominających granodioryty. Jest rzeczą ciekawą, że w skałach o teksturze prawie bezkierunkowej spotyka się kryształy amfibolu bez jakichkolwiek znamion biotytyzacji, o długości słupków dochodzących do 1,5 cm.

Pod mikroskopem obserwuje się w amfibolach występowanie sitowych przerostów z kwarcem. Ponadto występuje znaczna ilość plagioklazów, wśród których dominuje albit; spotyka się także Nieliczne albity szachownicowe (pl. II, fot. 4). Skałen potasowy pojawia się nieregularnie. W tle skalnym często rozsiane są drobne kryształki tytanitu, który z reguły towarzyszy skupieniom amfiboli.

Analiza zebranego materiału wskazuje, że opisane utwory z doliny Ścinawki Kłodzkiej ukazujące się w najbardziej północnej części strefy środkowej, można uważać za odrębny zespół, różny od poprzednio omówionych blastomylonitycznych gnejsów albitowo-serycytowych oraz różny od mylonitów z okolicy Gołogłów. Odmienny charakter omawianego zespołu podkreśla zarówno bezkierunkowa struktura skały, jak i występowanie plagioklazów, z których tylko część nosi wyraźne znamiona deformacji, podkreślone popękaniem kryształów lub pogięciem lamelek bliźniaczych. Świadczy o tym również obecność niezdeformowanego skaleni potasowego, którego brak w innych skałach omawianej strefy. Przytoczony materiał skłonił mnie do kartograficznego wydzielenia omawianego zespołu skalnego jako granitoidy Ścinawki.

#### Uwagi ogólne o skałach strefy środkowej

Reasumując należy podkreślić, że charakter wyróżnionych zespołów skalnych w strefie środkowej: blastomylonitycznych gnejsów albito-

wo-serycytowych, mylonitów oraz granitoidów Ścinawki, jest odmienny. Zasadnicze różnice zaznaczają się w składzie mineralnym, w strukturze i teksturze, a przede wszystkim w stopniu dynamicznego zdeformowania skały. Ogólny przebieg strefy środkowej, jak już wspominałam na wstępie, jest skośny w stosunku do ułożenia zespołów skalnych w strefie północno-wschodniej i południowo-zachodniej. Potężny kompleks mylonitów i kataklazytów z okolic Gołogłów oraz dalsze wystąpienia mylonitów i kataklazytów w pobliżu Bierkowic i Gorzuchowa Kłodzkiego, świadczą o tym, że strefa środkowa w północnej części metamorfiku kłodzkiego ma założenia dyslokacyjne. Trudno jednak jest wyjaśnić w zadowalający sposób genezę wszystkich zespołów skalnych powyższej strefy. Być może procesy, którym zawdzięczają swój charakter, były zróżnicowane, jednak nie bez znaczenia może być również fakt, że nie występują one w identycznym poziomie intersekcyjnym.

W świetle przedstawionego materiału można uważać, że zespół blastomylonitycznych gnejsów albitowo-serycytowych jest elementem obcym w stosunku do innych zespołów skalnych tej części metamorfiku kłodzkiego. Ukazują się one jedynie w okolicy Gołogłów i być może stanowią fragment starszego podłoża krystalicznego, które zostało tektonicznie wciśnięte w młodsze struktury. Podobne gnejsy kordierytowe występują w strefie metamorfiku złotostocko-lądckiego.

Odrębnym zagadnieniem jest stosunek granitoidów Ścinawki do mylonitów. Jak wynika z zebranych obserwacji, zespół mylonitów jest produktem dynamicznych przeobrażeń skał metamorficznych metamorfiku kłodzkiego. W mylonitach zaznacza się postdeformacyjna blaszka. Nasilenie jej wzrasta w kierunku północnym, a w rejonie Gorzuchowa Kłodzkiego pojawia się nawet infiltrujący skałen potasowy. Być może granitoidy Ścinawki są produktem stopniowego przeobrażenia na drodze metasomatycznej częściowo zmylonitowanego kompleksu metamorficznego.

Proces przeobrażenia polegałby głównie na stopniowej feldspatyzacji zarówno skał mylonitycznych, jak też w skrajnych przypadkach skał metamorficznych, bez wyraźnych znamion deformacji dynamicznych. Metablasty skaleni ukazujące się początkowo sporadycznie, przy większym nagromadzeniu nadają skale teksturę bezkierunkową. Obserwacje mikroskopowe wykazują, że zaznacza się wyraźny wzrost skaleni kosztem mylonitycznego tła i w rezultacie feldspatyzacja, zacięra efekty mylonityzacji. Z drugiej strony o ile feldspatyzacja obejmuje skały metamorficzne niezdeformowane dynamicznie, zauważa się pod mikroskopem wypie-

ranie silnie zsaussurytyzowanych plagioklazów, przez skałen potasowy nie noszący cech deformacji.

ZESTAWIENIE PORÓWNAWCZE KOMPLEKSÓW  
STREFY PÓŁNOCNO—WSCHODNIEJ  
I PÓŁDNIOWO—ZACHODNIEJ  
ORAZ STANOWISKO STREFY ŚRODKOWEJ

Zestawiając porównawczo serie skalne strefy północno-wschodniej i południowo-zachodniej stwierdzamy, że w obu strefach, spotyka się kompleksy identyczne zarówno pod względem litologicznym jak i genetycznym:

Strefa północno- -wschodnia	Strefa południowo- -zachodnia
Bierkowice — Łączna — Bożków	Kłodzko — Korytów — Ścinawka Średnia
—	Metarvolity
Skały amfibolowo-epidotowe z relikdami skał diabazowych	Ortoamfibolity z relikdami skał gabrowych
Łupki chlorytowe z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów	Amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów
Fyllity „ilaste” z wkładkami fyllitów „szarogłazowych” i wapieni krystalicznych	Fyllity grafitoidowe z wkładkami kwarcytów grafitoidowych (metalidytów)

Z powyższego zestawienia wynika, że zarówno w jednej, jak i w drugiej strefie są reprezentowane kompleksy pochodzenia osadowego i piroklastycznego (tufogeniczno-osadowe) oraz magmowego. Jak wynika z pracy petrograficznej M. Kozłowskiej-Koch (1960) oraz z przedstawionych moich materiałów, stopień metamorfizmu jest w obu strefach bardzo zbliżony, jednak w strefie południowo-zachodniej jest on wyraźnie wyższy.

Konsekwentne pochylenie lineacji ku wschodowi wyraźnie wskazuje, że w zachodniej części obszaru na powierzchnię występuje najgłębszy poziom intersekcyjny, natomiast w części wschodniej najpłytszy. Tłumaczy to pojawianie się w strefie północno-wschodniej jedynie zdeformowanych skał diabazowych, gdy tymczasem w strefie południowo-zachodniej występują zdeformowane gabra. Wyjaśnia to w pewnej mierze również stanowisko metaryolitów, które moim zdaniem reprezentują utwory żyłowe. Pomiedzy ortoamfibolitami z relikdami skał gabrowych a skałami amfibolowo-epidotowymi (metadiabazami) można prześledzić ogniwa przejściowe, którymi sa zdeformowane mikro-gabra (Wojciechowska 1958). Na tej podstawie można przypuszczać, że obydwa kompleksy skalne są jednego wieku.

Następnym zagadnieniem jest stanowisko strefy środkowej i jej stosunek do strefy północno-wschodniej i południowo-zachodniej. Ze-



spół skał mylonitycznych ukazujący się w strefie środkowej zdaje się wskazywać, że ma ona charakter dyslokacyjny. Nie wydaje się jednak, by rozdzielała ona dwie różne jednostki tektoniczne, jak to przyjmowali liczni autorzy.

Dynamiczne deformacje zespołu skalnego strefy środkowej zostały częściowo zatarte przez późniejszą blastezę. Nasilenie blastezy było zmienne — w skrajnym przypadku, w północnej części strefy środkowej, blastezą postdeformacyjną doprowadziła do powstania granitoidów Ścinawki, które, opierając się na genetycznej klasyfikacji granitoidów K. Smulikowskiego (1958), jestem skłonna zaliczyć do grupy granitoidów metamorficznych.

Skałom, które określiłam jako granitoidy Ścinawki, towarzyszą utwory żyłowe. Są to zapewne, jak sądzi M. Kozłowska-Koch (1960), żyły o genezie metasomatycznej — „żyły zastąpienia”. Z granitoidami Ścinawki wiąże się również rozległy front feldspatytacji, obejmujący różne ogniwa skalne metamorfikum kłodzkiego. Jest to głównie albityzacja, natomiast feldspatyttacja potasowa zjawia się jedynie lokalnie. Duże, postdeformacyjne blasty albitu pojawiają się w strefie środkowej nierównomiernie. Obok skał nietkniętych albityzacją występują partie zalbityzowane, które rozciągają się w formie podłużnych pasów również w sąsiadujących skałach strefy południowo-zachodniej i północno-wschodniej.

Południowy pas omawianej albityzacji obejmuje obszar pomiędzy Gołogłowami a Piszko-

wicami. Dalej ku północy przebiega następny pas tej samej albityzacji w okolicy wsi Gorzuchów Kłodzki — Ścinawka Dolna i tu, w pobliżu granitoidów Ścinawki, pojawia się również mikroklinizacja. Najbardziej ku północy wysuniętym pasem postdeformacyjnie zalbityzowanych skał jest obszar ciągnący się od Łącznej, poprzez wzgórze Pagórek, w kierunku Świecka.

Proces feldspatyttacji nie objął całości metamorfiku kłodzkiego. Feldspatyttacja nie nawiedziła bowiem fyllitów zarówno w strefie południowo-zachodniej jak i północno-wschodniej, nie zaznacza się również w masywnych skałach metadiabazowych. Procesy wtórnej feldspatyttacji nie występują w zdiatoryzowanych amfibolitach z okolic Korytowa ani w amfibolitach ze Ścinawki Średniej i wzgórza Kądziała. Najczęściej proces postdeformacyjnej feldspatyttacji obejmuje skały o charakterze krystalicznym, wyraźnie zdeformowane, np. mylonity, zdeformowane skały gabrowe i metaryolity. Pasowy przebieg postdeformacyjnej feldspatyttacji w metamorfiku kłodzkim sugeruje, że towarzyszy ona jedynie niektórym liniom dyslokacyjnym, a miejscami wykorzystuje również foliację serii skalnych.

Serie skalne metamorfiku kłodzkiego wymagają dalszych szczegółowych badań petrologicznych, gdyż badania moje miały na celu jedynie ogólną orientację, a praca M. Kozłowskiej-Koch (1960) objęła tylko wycinek badanego obszaru.

## PRÓBA USTALENIA WIEKU SKAŁ KRystalicznych WYSTĘPUJĄCYCH NA PÓŁNOC OD KŁODZKA

Określenie wieku skał krystalicznych okolic Kłodzka napotyka znaczne trudności, gdyż brak w nich udokumentowanych paleontologicznie serii skalnych\*. Punktem wyjścia dla określenia wieku powyższych serii jest stwierdzenie występowania w osadach górnego dewonu, udokumentowanego paleontologicznie i leżącego transgresywnie na krystaliniku kłodzkim, otoczków pochodzących ze skał krystaliniku kłodzkiego (Bederke 1924). Najczęściej spotykanymi otoczkami skał krystalicznych w dewonie są fragmenty fyllitów, łupków chlorytowych, skał amfibolowo-epidotowych oraz amfibolitów, czyli skał wykształconych w tej samej formie, jaką dziś obserwujemy w metamorfiku kłodzkim. Stąd wynika, że zasadnicza budowa geologiczna tego obszaru została ukształtowana przed górnym dewonem. Przed górnym dewonem region

ten został wydźwignięty i pozbawiony najwyższej niemetalorficznej okrywy, tak że w górnym dewonie gradacji ulegały już serie metamorficzne.

W dotychczasowej literaturze spotykamy kilka prób ułożenia profilu stratygraficznego dla serii skalnych omawianego obszaru. Opierają się one głównie na paralelizacji z podobnie wykształconymi seriami Gór Kaczawskich, południowej okrywy granitu Karkonoszy oraz Łużyc, a także innych obszarów przyległych. Do najważniejszych należą:

1. Profil podany przez G. Fischera w pracy zbiorowej (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942), oparty na porównaniach serii krystalicznych okolic Kłodzka z seriami Gór Kaczawskich i regionem łużyckim.

2. Profil opracowany przez J. Svobodę (1955) dla serii krystalicznych w południowej części

\* Stan badań w 1962 r.

Karkonoszy, oparty na porównaniach z barrandem. Autor wysuwa sugestie podobnego wieku serii krystalicznych (głównie fyllitów) na całym obszarze Sudetów Zachodnich.

Przy zestawieniu porównawczym wspomnianych profilów stratygraficznych (tab. 1) ujawnia się szereg zasadniczych rozbieżności. Pochodzą one stąd, że obaj autorzy ekstrapolują, lepiej lub gorzej udowodnione następstwo stratygraficzne w różnych regionach na prawie cały obszar sudecki i do schematu wyjściowego dostosowują wiek utworów często w schemacie tym niezawartych. Brak w przytoczonych profilach niektórych serii skalnych metamorfiku kłodzkiego oraz odmienne ujęcie wieku względnie tych samych kompleksów skłania mnie do podjęcia próby określenia następstwa utworów krystalicznych zbadanego obszaru.

Dotychczas przeprowadzone badania i ich wyniki sugerują rozwiązanie następstwa serii skalnych na północ od Kłodzka przez wyróżnienie trzech ogniw, które wydają się być różnowiekowe.

Ogniwo dolne. Do ogniwa dolnego w północnej części metamorfiku kłodzkiego skłonna jestem zaliczyć uprzednio opisane blastomylonityczne gnejsy albitowo-serycytowe oraz zdiatforyzowane amfibolity z okolic Korytowa i Piskowic.

Wyniki badań petrograficznych wymienionych skał zdają się wskazywać, że przeszły one przez dwie fazy metamorfizmu; w fazie pierwszej osiągnęły cechy facji amfibolitowej, w fazie drugiej uległy procesom diatforyzy, osiągając równowagę charakterystyczną dla facji zieloncowej.

Liczne pseudomorfozy pinitu po kordierycie spotykane w blastomylonitycznych gnejsach albitowo-serycytowych wskazują, że pierwotnie zawierały one kordieryt. Gnejsy kordierytowe znane są z pobliskiego krystaliniku okolic Złotego Stoku i Łądka Zdroju (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942); być może wiążą się z nimi wspomniane gnejsy okolic Gołogłów. Możliwe, że kompleks blastomylonitycznych gnejsów albitowo-serycytowych, jak również zdiatforyzowanych amfibolitów reprezentuje w północnej części metamorfiku kłodzkiego starsze ogniwa paleozoiku (kambr?) lub młodszy prekambry.

Ogniwo środkowe. Za ogniwo środkowe uważam różne odmiany fyllitów: fyllity „ilaste” z wkładkami wapieni krystalicznych i fyllitów „szarogłazowych”, fyllity grafitoidowe z wkładkami kwarcytów grafitoidowych (metalidytów); łupki chlorytowe z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów oraz serie amfibolitów z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów; skały amfibolowo-epidoto-

Tabela 1  
Chart 1

Zestawienie porównawcze profilów stratygraficznych G. Fischera (1942), J. Svobody (1955) oraz proponowanego profilu I. Wojciechowskiej  
Comparison of the stratigraphic profiles of G. Fischer (1942), J. Svoboda (1955) and that proposed by I. Wojciechowska

Wiek Age	Profil stratygraficzny G. Fischera dla krystaliniku kłodzkiego (Finckh i in. 1942) Fischer's stratigraphic profile of the Kłodzko crystalline massif (Finckh etc. 1942)	Stratygrafia serii fyllitowej południowej części Karkonoszy (J. Svoboda 1955) Stratigraphy of the phyllite series in the southern part of the Karkonosze Mts. (Svoboda 1955)	Proponowany profil stratygraficzny dla metamorfiku kłodzkiego (I. Wojciechowska) Stratigraphic profile of the crystalline massif of Kłodzko as proposed by I. Wojciechowska	Carbon? Karbon?	Granitoidy Ścinawki Granitoids of Ścinawka	Metamorfoza i sfałdowanie Metamorphosis and folding	Metaryolity Metarhyolites
Sylurian		Tufy diabazowe, tufity, diabazy migdałowcowe, diabazy i łupki żeleźcowe Diabase tuffs, tuffites amygdaloidal, diabases, greenstone diabases and shales Wapienie i wapienie dolomityczne Limestones and dolomitic limestones					

	<p>Według autora na obszarze krystaliku kłodzkiego nie występuje According to the writer does not occur within the crystalline massif of Kłodzko</p>	<p>Łupki grafitowe z graptolitami i lidyty Graphitoid shales with graptolites, lites, lidites Grafitowe kwarcyty i zlepierce kwarcowe Graphitoid quartzites and quartz conglomerates Fyllity sercytowe z dwiema wkładkami kwarcytów Sericite phyllites with two quartzite intercalations Dyskordancja i luka Discordance and hiatus</p>	<p>Skaly amfibolowo-epidotowe (metadiabazy) i amfibolity z resztkami skał gabrowych Amphibole-epidote rocks (metadiabases) and amphibolites with relicts of gabbro rocks Łupki chlorytowe i amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów Chlorite shales and amphibolites intercalated by crystalline limestones and porphyroids Fyllity grafitoidowe z wkładkami kwarcytów grafitoidowych (metalidytów). Graphitoid phyllites intercalated by graphitoid quartzites (meta-lidites) Fyllity „ilaste” z wkładkami fyllitów „szaroglazowych” i wapieni krystalicznych z okolic Bożkowa i Kłodzka „Argillaceous” phyllites intercalated by „greywacke” phyllites and crystalline limestones from vicinity of Bożków and Kłodzko</p>
<p>Ordowick Ordovician</p>	<p>Dyskordancja i luka Discordance and hiatus Fyllity ilaste z Bożkowa Argillaceous phyllites of Bożków Dyskordancja i luka Discordance and hiatus</p>	<p>(Seria fyllitowa) Sudetic series (phyllite zone)</p>	<p>Older Palaeozoic</p>
<p>Kambry Cambrian</p>	<p>Skaly zielenicowe i keratofirowe z wkładkami wapieni krystalicznych Greenstone and keratophyre rocks intercalated by crystalline limestones Wapienie, łupki sfeldspatyowane, fyllity ilaste z okolic Kłodzka Limestones, feldspathised shales, argillaceous phyllites, from the vicinity of Kłodzko</p>	<p>Fyllity dachówkowe Roofing phyllites</p>	<p>Graphitoid phyllites intercalated by argillaceous phyllites from vicinity of Bożków and Kłodzko</p>
<p>Prekambr Precambrian</p>	<p>Ciemne fyllity i łupki lyszczkowe z granatami oraz metalupkami krzemionkowymi Dark phyllites and micaceous shales with garnets and with siliceous metastashales Dyskordancja i luka Discordance and hiatus Utwory bliżej nie sprecyzowane przez autora Formations not accurately determined by the writer</p>	<p>(Seria gnejsowa) Sudetic series (gneiss zone)</p>	<p>Gnejsy okolic Góglów oraz amfibolity z wkładkami wapieni krystalicznych z okolic Korytowa Gneisses from vicinity of Góglów and amphibolites from vicinity of Korytów intercalated by crystalline limestones</p>

we i amfibolity z resztkami skał gabrowych jak również i metaryolity.

Na podstawie przestudiowanych płytek cienkich wymienionych skał, reprezentujących zróżnicowany litologicznie i genetycznie kompleks, stwierdziłam, że uległy one jednorazowemu metamorfizmowi progresywnemu w warunkach facji zieleńcowej a miejscami osiągnęły równowagę charakterystyczną dla facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej.

Następstwo serii skalnych ogniwa środkowego przedstawia się następująco. W strefie północno-wschodniej nainiżej znajdują się skały fyllitowe, a nad nimi leżą łupki chlorytowe i metadiabazy. Fyllity „ilaste”, drobno-pelityczne, ku stropowi przechodzą w bardziej gruboziarniste fyllity „szarogłazowe”, którym towarzyszą wkładki kwarcytów i wapieni. Nad nimi leżą łupki chlorytowe z wkładkami wapieni krystalicznych, które, jak nadmieniałam przy opisie tej serii, nie tworzą jednolitego poziomu. W spągowej części łupków chlorytowych występują nieliczne wkładki ciemnych wapieni krystalicznych. Przechodząc ku stropowi kompleksu łupków chlorytowych wkładki wapieni stają się częstsze: są to z reguły wapienie dolomityczne koloru miodowego. W stropie kompleksu skalnego strefy północno-wschodniej występują skały amfibolowo-epidotowe (metadiabazy).

Podobną sekwencję obserwuje się w seriach skalnych strefy południowo-zachodniej. Nainiżej występują fyllity granitoidowe z wkładkami kwarcytów granitoidowych (metalidytów). Nad nimi leży seria amfibolitów z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów. Opierając się na spostrzeżeniach geologicznych jestem skłonna uważać ortoamfibolity z relikami skał gabrowych za odpowiednik metadiabazów strefy północno-wschodniej. Za najmłodsze skały strefy południowo-zachodniej uważam metaryolity tworzące żył, przecinające niezgodnie starsze utwory. Są one zdeformowane podobnie jak skały otaczające, można więc uważać, że metaryolity uległy deformacjom w tej samej fazie i w podobnych warunkach metamorfizmu.

Następstwo i litologiczne wykształcenie serii skalnych ogniwa środkowego jest podobne jak w południowych Karkonoszach, opracowanych przez J. Svobodę (1955).

Przy porównaniach z podobnymi seriami krystalicznymi Gór Kaczawskich, pierwszy poziom ciemnych wapieni metamorfiku kłodzkiego, który towarzyszy stropowej serii fyllitów „ilastych” wydaje się być odpowiednikiem ciemnych wapieni z krystaliniku kaczawskiego — dolnych wapieni wojcieszow-

skich, uważanych przez licznych autorów za kambr. Obecnie posiadany materiał pozwala jedynie na określenie wieku serii ogniwa środkowego jako starszy paleozoik (kambr — sylur?).

Ogniwo górne. Za ogniwo górne (najmłodsze) w północnej części metamorfiku kłodzkiego uważam granitoidy Ścinawki oraz skały im towarzyszące. Są one odmłodzonymi przez granityzację i rekrytalizację elementami ogniwa dolnego i środkowego.

Należy tu podkreślić, że skały poprzednio omówionych ogniw zostały częściowo zmylonityzowane po metamorfozie, w której osiągnęły równowagę charakterystyczną dla facji zieleńcowej. Strefy mylonityczne zostały następnie zgranityzowane i zrekrystalizowane (postdeformacyjna blasteza), które to procesy, niewątpliwie młodsze od metamorfizmu regionalnego, doprowadziły do powstania granitoidów Ścinawki. Wiek powyższych procesów jest jednak trudny do ustalenia.

Zmetamorfizowane regionalnie skały metamorfiku kłodzkiego reprezentują prawdopodobnie młodsze ogniwa prekambru i starsze ogniwa paleozoiku, być może z sylurem włącznie. Granitoidy Ścinawki powstały wskutek blastezy skał krystalicznych regionalnie zmetamorfizowanych, a później dynamicznie zdeformowanych. Dlatego można uważać, że blasteza jest procesem pokaledońskim, może jednak być wieku młodokaledońskiego.

W niedalekim sąsiedztwie granitoidów Ścinawki występują granitoidy kłodzko-złotostockie oraz granitoidy kudowskie, uważane za waryscyjskie. Być może, procesy granityzacyjne obserwowane na małym obszarze w krystaliniku kłodzkim wiążą się wiekowo z głębokimi procesami magmatyczno-reomorficznymi, które doprowadziły do powstania wspomnianych masywów granitoidowych, a więc byłyby wieku waryscyjskiego. Nie można jednak wykluczyć możliwości, że przeobrażenia powyższe są rezultatem posttektonicznych procesów metamorficznych w kaledońskim cyklu geotektonicznym i mogą być wieku młodokaledońskiego.

Przedstawiona wyżej próba nowego ujęcia następstwa czasowego serii krystalicznych okolic Kłodzka, z uwzględnieniem trzech zasadniczych ogniw, opiera się na badaniach petrologicznych, które umożliwiają ustalenie kolejności etapów metamorfizmu oraz deformacji tektonicznych. Wiek przypisany poszczególnym ogniwom jest dyskusyjny i może budzić szereg zastrzeżeń. Jednak decydujące rozwiązanie zagadnienia stratygrafii mogą dać albo szczegółowe badania palynologiczne, albo

oznaczenie wieku bezwzględne. Badania palynologiczne mają szanse powodzenia ze względu na słaby stopień przeobrażenia, szcze-

gólnie serii fyllitowych. Danych odnośnie wieku bezwzględne skał z krystaliniku okolic Kłodzka dotychczas nie posiadamy.

## TEKTONIKA

Bardzo słabe odkrycie terenu, z czym wiąże się fragmentaryczność obserwacji, następcza poważne trudności przy odtwarzaniu rozwoju budowy geologicznej oraz ustalaniu kolejności deformacji metamorfizmu kłodzkiego. Dalsza trudność wynika z braku jakichkolwiek udokumentowanych paleontologicznie poziomów stratygraficznych. Ponadto gęsta sieć dyslokacji dodatkowo komplikuje obraz tektoniczny tego regionu.

Metamorfizm kłodzki jest jednostką geologiczną, która znajduje się w części Sudetów o niezwykle skomplikowanej budowie, wspominali już o tym H. Cloos (1922), E. Bederke (1929), H. Teisseyre (1957) i J. Oberc (1957c). Ta niewielka i stosunkowo młoda jednostka pojawia się na pograniczu trzech wielkich, starszych struktur głębokiego podłoża zbudowanych ze skał krystalicznych. Tworzą one częściowo zamknięte ramy metamorfizmu kłodzkiego. Ograniczającymi strukturami są: kra gnejsowa Gór Sowich od północy i północnego wschodu, krystalinik Łącka — Śnieżnika od wschodu i południowego wschodu oraz krystalinik Gór Bystrzyckich i Orlickich od południowego zachodu. Stosunek metamorfizmu kłodzkiego do utworów starokrystalicznych wyłaniających się daleko na północnym zachodzie nie jest jasny.

Struktury tektoniczne metamorfizmu kłodzkiego są bardzo różnorodne. Jedne z nich mają charakter odkształceń plastycznych, mogą więc być uważane za synmetamorficzne. Inne natomiast mają charakter dysjunktywny i reprezentują prawdopodobnie tektonikę postmetamorficzną. Stosunki między odkształceniami obu typów nie zawsze są zupełnie jasne.

### ODKSZTAŁCENIA O CHARAKTERZE PLASTYCZNYM (TEKTONIKA SYNMETAMORFICZNA)

**Foliacja.** Foliacja zaznacza się bardzo wyraźnie we wszystkich obserwowanych seriach metamorfizmu kłodzkiego (tabl. II). Jest ona z reguły zgodna z przebiegiem sedymentacyjnej laminacji i tylko lokalnie w fyllitach okolic Bożkowa układa się niezgodnie do powierzchni sedymentacyjnych. Zjawisko po-

wyższe szczególnie dobrze obserwuje się w naturalnych odsłonięciach nad Czerwionką koło młyna w Małym Bożkowie. Dlatego też można uważać, że rekrytalizacji metamorficznej ulegały skały częściowo już sfałdowane. Rekrytalizacja metamorficzna w tym miejscu była szczególnie słaba i nie zatarła struktur laminacji pierwotnej, które zaznaczają się bardzo wyraźnie. W wypadku gdy rekrytalizacja metamorficzna przebiegała zgodnie z laminacją warstwową, skała jest silnie zmieniona przez rekrytalizację. Bieg powierzchni foliacji na zbadanym obszarze jest dość jednolity, ogólnie równoleżnikowy, z małymi odchyleniami w kierunku północnym. Upad powierzchni foliacji jest z reguły stromy i waha się w granicach 65—80°. Jedyne w masywnych ortoamfibolitach z resztkami skał gabrowych, tworzących znaczny i jednolity masyw, kąt upadu powierzchni foliacji staje się bardziej płaski i zmniejsza się nawet do 45°. Kierunki upadu powierzchni foliacji są zmienne, ku północy bądź też ku południowi, co świadczy o silnym sfałdowaniu serii skalnej, tym łagodniejszym im bardziej masywne obejmuje skały.

Powierzchnie foliacji układają się niekiedy niezgodnie w stosunku do granic poszczególnych serii skalnych. Dotyczy to głównie metaryolitów w rejonie wzgórza Orla oraz drobnych wkładek wapieni krystalicznych w fyllitach i łupkach chlorytowych w okolicy Łącznej. Zjawiska te można tłumaczyć jako wynik odkształceń o charakterze dysharmonijnym, pojawiających się na granicy kompleksów o różnej plastyczności, lub też niezgodnością kierunków rekrytalizacji metamorficznej z pierwotnym ułożeniem serii skalnych.

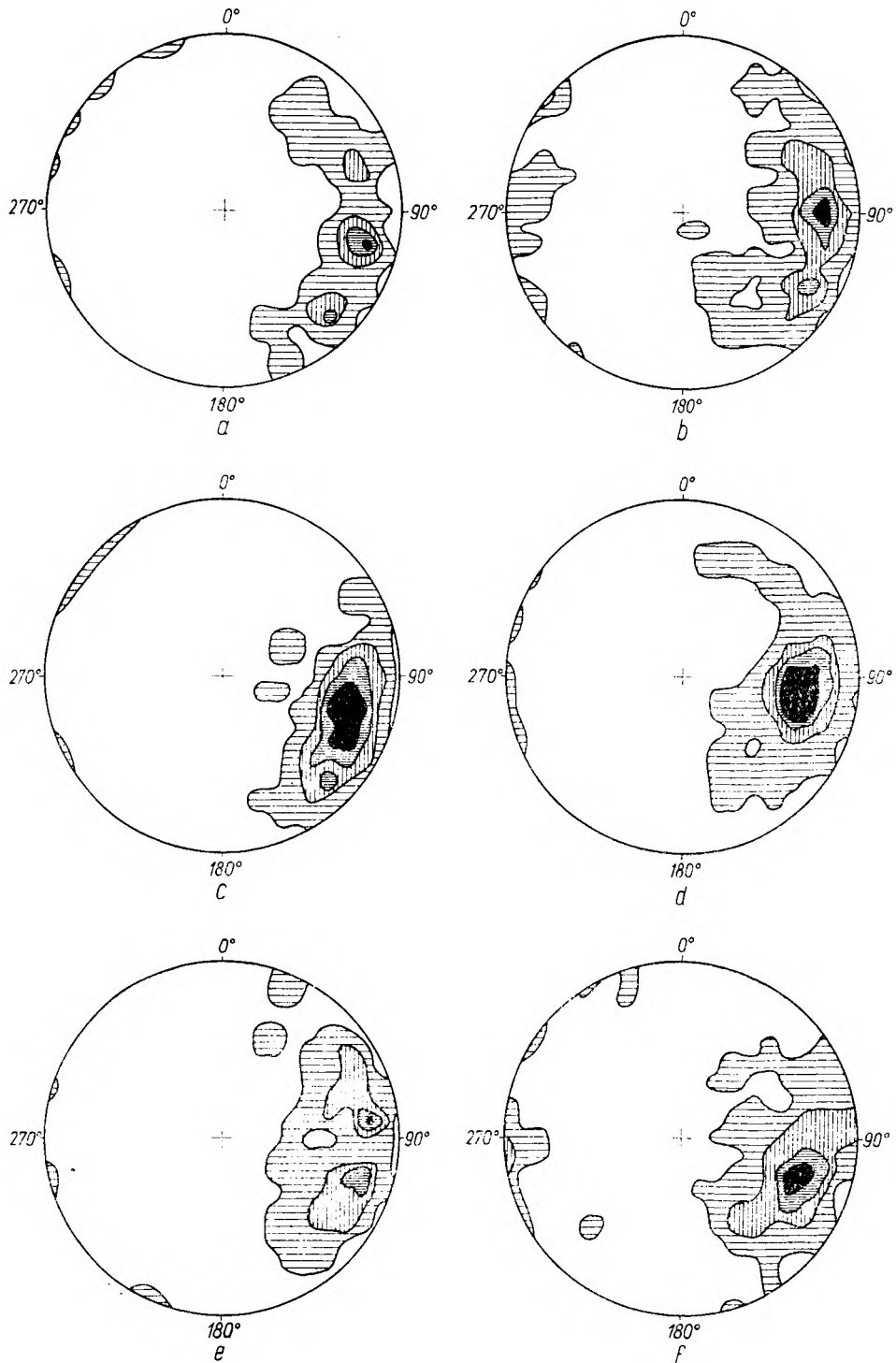
**Lineacja.** W kompleksach skalnych północnej części metamorfizmu kłodzkiego obserwuje się różne typy struktur liniowych: kierunkowe wydłużenie ziarn mineralnych, drobne zmarszczkowanie, przecięcia płaszczyzn złupkowania ścinającego z powierzchniami foliacji oraz przecięcia płaszczyzn dwóch kierunków złupkowań ścinających.

Do najbardziej rozpowszechnionych struktur liniowych na omawianym obszarze należą: kierunkowe ułożenie i wydłużenie ziarn mineralnych na płaszczyznach foliacji; z mi-

nerałów słupkowych — głównie amfiboli, z minerałów łuseczkowych — serycytu, chlorytu, muskowitu i biotytu, oraz delikatne zmarszczkowanie na płaszczyznach foliacji. Pozostałe struktury linijne występują jedynie w niektórych seriach skalnych, np. przecięcia płaszczyzn dwóch kierunków złupkowania

ścinającego obserwuje się jedynie w łupkach chlorytowych w okolicy wzgórza Pagórek.

Dysponując znaczną ilością pomiarów kierunkowego wyciągnięcia ziarn mineralnych oraz zmarszczkowania na powierzchniach foliacji, zestawiałam je w tektonogramach koncentracyjnych (fig. 3) sporządzanych osobno



dla poszczególnych, mniej więcej jednolitych serii skalnych, na stosunkowo niewielkich obszarach. Analiza diagramów wykazuje, że lineacja układa się prawie jednolicie na całym obszarze północnej części metamorfitu kłodzkiego. Jedynie rejon Korytów — Gołogłowy przedstawiony na fig. 3g wykazuje znaczne odchylenia.

Ogólnie rzecz biorąc maksimum przebiegu lineacji leży w azymucie  $100-110^\circ$ , a kąt nachylenia wynosi  $10-15^\circ$  ku wschodowi.

Charakterystyczne jest to, że diagramy obejmujące serie zróżnicowane, np. łupki chlorytowe z licznymi wkładkami wapieni krystalicznych (okolice Łącznej, fig. 3d), wykazują większą dyspersję ułożenia maksimum niż diagramy obejmujące bardzo jednolite serie, np. kompleks ortoamfibolitów z resztkami skał gabrowych (okolice Scinawki Średniej i Gorzuchowa Kłodzkiego, fig. 3a) lub skały amfibolowo-epidotowe (okolice wzgórza Kopiec, fig. 3e). W tych ostatnich diagramach maksima przebiegu lineacji układają się prawie w jednym punkcie.

Obok podanego przebiegu lineacji, we wszystkich diagramach pojawia się niewyraźnie drugi kierunek prawdopodobnie tej samej lineacji o azymucie około  $140^\circ$  i kącie nachylenia  $10-20^\circ$  ku południowemu-wschodowi.

Jak już wspominałam od tak regularnego ułożenia lineacji różni się wyraźnie diagram z fig. 3g, charakteryzujący obszar Korytów — Gołogłowy, gdzie maksimum lineacji układa się w azymucie  $150^\circ$  z pochyleniem  $30^\circ$  ku południowemu-wschodowi. O ile ogólnie można twierdzić, że przebieg lineacji jest prawie równoleżnikowy, to na obszarze Korytów — Gołogłowy zjawia się kierunek południowo-wschodni, który jest zgodny z niewyraźnie zaznaczającym się drugim maksimum ( $140^\circ$  z nachyleniem  $10-20^\circ$  SE) pojawiającym się w poprzednio omówionych diagramach.

We wszystkich przypadkach moim zdaniem chodzi o tę samą lineację b. Dyspersja kierunku lineacji może być częściowo pierwotna, częściowo zaś spowodowana subsekwentnymi rotacjami na uskawkach. Prawdopodobnie wiążą się z tym również zestromienia kątów zanurze-

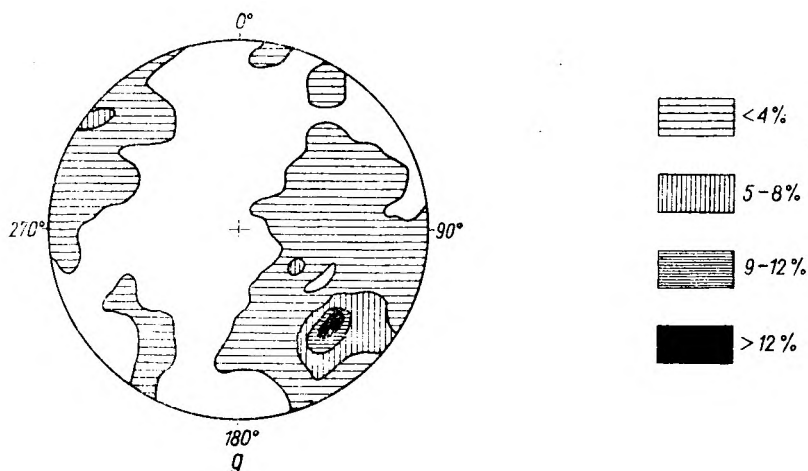


Fig. 3

#### Ułożenie struktur liniowych (lineacji) w północnej części metamorfitu kłodzkiego

a — obszar między Scinawką Średnią a Gorzuchowem Kłodzkim, zbudowany z jednolitych ortoamfibolitów gabrowych; b — obszar między Bożków a Małym Bożkówem, zbudowany z jednolitej serii fyllitów „ilastych” z podrzędnymi wkładkami wapieni krystalicznych oraz fyllitów „szarogłazowych”; c — obszar między doliną Czerwionki a wzgórzem Pagórek. Łupki chlorytowe z podrzędnymi wkładkami wapieni krystalicznych oraz fyllity „ilaste”; d — obszar pomiędzy wzgórzem Pagórek a wsią Łączna, zbudowany z łupków chlorytowych z licznymi wkładkami wapieni krystalicznych; e — wzgórze Kopiec zbudowane ze skał amfibolowo-epidotowych (metadiabazy); f — wzgórze Orla oraz obszar przyległy aż po Scinawkę Dolną, Metarhyolity, amfibolity i inne; g — obszar pomiędzy wsiami Piszkowice — Korytów na północnym-zachodzie, Gołogłowami na wschodzie a Kłodzkiem na południu. Obok gnejsów blastomylonitycznych i zdiagnozowanych amfibolitów występują tu mylonity, a w okolicy Kłodzka fyllity „ilaste” oraz łupki chlorytowe

Arrangement of linear structures (lineation) in the northern part of the Kłodzko metamorphic massif a — area between Scinawka Średnia and Gorzuchów Kłodzki, built of homogeneous gabbro ortho-amphibolites; b — area between Bożków and Bożków Mały, built of homogeneous series of „argillaceous” phyllites with minor intercalations of crystalline limestones and „greywacke” phyllites; c — area between the valley of Czerwionka stream and the Pagórek hill. Chlorite shales with minor intercalations of crystalline limestones, also „argillaceous” phyllites; d — area between the Pagórek hill and village Łączna, built of chlorite shales with numerous intercalations of crystalline limestones; e — Kopiec hills built of amphibole-epidote rocks (metadiabases); f — Orla hill and the adjacent area as far as Scinawka Dolna, Metarhyolites, amphibolites, phyllites etc; g — area bordered by the villages of Piszkowice and Korytów on the north-west, by Gołogłowy on the east and the town of Kłodzko on the south. Within this area, side by side with blastomylonitic gneisses and diaphrotic amphibolites the occurrence is noted of mylonites and, near the town of Kłodzko, of „argillaceous” phyllites and of chlorite shales



nia lineacji, które, jak wynika z diagramów punktowych, dochodzą do 60°. Są to jednak nieliczne pomiary.

Charakterystyczne i jednolite ułożenie lineacji wskazuje, że serie krystaliczne omawianego obszaru zanurzają się w kierunku wschodnim. Na wschodzie obserwuje się więc najwyższe poziomy intersekcyjne, natomiast po stronie zachodniej znajdują się najgłębsze.

Wyżej przytoczone dane potwierdzają poprzednio przedstawioną interpretację pozycji fyllitów. Z obrazu tektonicznego wynika, że fyllity „ilaste” występują w jądrach antyklin zanurzających się w kierunku wschodnim pod łupki chlorytowe.

**Fałdki ciągnione.** Fałdki ciągnione należą do struktur niezbyt rozpowszechnionych w seriach krystalicznych okolic Kłodzka. Śledzi się je dość rzadko w seriach kompleksu fyllitowego (fyllity grafitoidowe, fyllity „ilaste”), rzadko towarzyszą one serii łupków chlorytowych. Należy przypuszczać, że fałdki ciągnione występują jedynie w najbardziej plastycznych, podatnych na odkształcenia seriach skalnych.

Wielkość obserwowanych fałdków ciągnionych wykazuje znaczną zmienność, od sfałdowania bardzo drobnego o amplitudzie zaledwie kilku milimetrów lub centymetrów, do znacznych sfałdowań o amplitudzie ponad 1 m.

Wykształcenie fałdków ciągnionych wiąże się w bardzo charakterystyczny sposób z serią, w której się pojawiają. Mianowicie, w plastycznych seriach fyllitowych fałdki ciągnione są drobne i ostre. Mają bardzo małą rozpiętość, natomiast znaczną amplitudę. Przeciwnie, w bardziej sztywnych seriach łupków amfibolowo-epidotowych ze wzgórza Kopiec, fałdki ciągnione tworzą formy większe, łagodne, o nieznacznej różnicy pomiędzy rozpiętością fałdku a jego amplitudą, na korzyść tej pierwszej.

Na omawianym obszarze obserwuje się zasadniczo dwa kierunki przebiegu fałdków ciągnionych. W jednym z nich bieg płaszczyzn osiowych, podobnie jak lineacja i foliacja, układa się równoleżnikowo. W drugim natomiast jest prostopadły do wymienionych struktur, czyli południkowy. Obok dwóch zasadniczych kierunków przebiegu fałdków ciągnionych — równoleżnikowego i południkowego — obserwuje się drobne fałdki ciągnione o bardzo nieregularnym ułożeniu. Pojawiają się one głównie w pobliżu wkładek wapieni krystalicznych i dlatego skłonna jestem uważać je za efekt dysharmonicznych fałdowań skał o różnej plastyczności.

W fałdkach ciągnionych o równoleżnikowym przebiegu płaszczyzn osiowych obserwuje się dość stałe zanurzanie osi fałdków w kierunku wschodnim, pod kątem około 20, a maksymalnie 30°. Natomiast wergencja powyższych struk-

tur jest zmienna. W południowej części obszaru jest wyraźnie skierowana ku południowi, a w części północnej, począwszy od okolic Małego Bożkowa, przybiera kierunek północny. W fałdkach ciągnionych ułożonych południkowo osie zanurzają się stromo w kierunku północnym lub południowym, a ich wergencja jest zmienna. Najczęściej są to stosunkowo wielkopromienne fałdki (ponad metrowe), mało różniące się szerokością podstawy od amplitudy.

Trudno jest w sposób zadowalający ustalić stosunek jednego kierunku fałdków ciągnionych do drugiego i określić, czy są to zjawiska równoczesne, czy też reprezentują różne fazy odkształceń. Osie fałdków ciągnionych o przebiegu równoleżnikowym są zgodne z ułożeniem lineacji. Ich powstanie można łączyć z działaniem nacisków z kierunków N — S. Pojawianie się fałdków ciągnionych o przebiegu południkowym może być efektem zmiany kierunku nacisku z N — S na W — E, lub też efektem fałdowania o charakterze ramowym. W tym ostatnim przypadku byłyby to zjawiska równoczesne, których powstanie wiązałoby się jedynie z dość zróżnicowanym polem sił.

Jak wspominałam wyżej, wergencja fałdków ciągnionych na omawianym obszarze jest zmienna, przeważnie południkowa, z wyjątkiem obszaru na północ od Małego Bożkowa, który jako jedyny wykazuje wergencję północną. Tę ostatnią można by tłumaczyć jako fałdki wsteczne względem ogólnego kierunku mas i przewalania się fałdowań ku południowi.

## Wnio ski

Zebrany materiał dotyczący synmetamorficznej tektoniki północnej części metamorfiku kłodzkiego zdaje się wskazywać, że obszar ten jest fragmentem większej jednostki tektonicznej o przebiegu równoleżnikowym, który jak wspominałam na wstępie ograniczają linie dyslokacyjne ułożone prawie prostopadle do struktur metamorficznych. Jak wynika z analizy załączonych map: geologicznej (tabl. I) oraz rozmieszczenia drobnych struktur tektonicznych (tabl. II), formę tektoniczną z okresu metamorfizmu można tłumaczyć jako skomplikowany, izoklinalny fałd pochylony ku południowi, o rozciągłości wschód — zachód.

W jądrze tego fałdu (Gołogłowy — Korytów) ukazują się skały należące do dolnego ogniwa; są to blastomylonityczne gnejsy albitowo-serycytowe oraz zdiaforyzowane amfibolity będące prawdopodobnie fragmentem starszego podłoża, zgodnie wfałdowanego w młodsze struktury krystaliniku kłodzkiego. Na północ od opisanego fałdu rozciąga się synklinorium,

obejmujące okolice Ścinawicy, Bożkowa i Ścinawki Średniej, którego oś zanurza się w kierunku wschodnim, dzięki czemu w części zachodniej odsłaniają się najstarsze utwory oraz najgłębsze poziomy intersekcyjne. Na południe od fałdu Gołogłowy — Korytów, w okolicy Kłodzka, występuje fragment drugiego synklinorium, którego oś, podobnie jak i w synklinorium północnym, zanurza się ku wschodowi.

ODKSZTAŁCENIA O CHARAKTERZE  
DYSJUNKTYWNYM  
(TEKTONIKA POSTMETAMORFICZNA)

Do grupy odkształceń postmetamorficznych zaliczam takie, które wyraźnie deformują struktury metamorficzne, a charakterem swym wskazują na odmienne środowisko powstania.

**Drobne fleksury.** Drobne fleksury są pewną odmianą fałdków ciągnionych; na zbadanym obszarze odróżniają się od nich tym, że na przegubie podkreśla je dodatkowo spękanie. Taki typ drobnych struktur w północnej części metamorfitu kłodzkiego obserwuje się jedynie w fyllitach lub cienko laminowanych łupkach chlorytowych. Płaszczyzny osiowe drobnych fleksur mają przebieg N—S; ich ustawienie jest strome, a wergencja bardzo zmienna.

Środowisko, w którym powstawały opisane struktury, było odmienne od środowiska, w jakim powstawały odkształcenia poprzednio opisane (fałdki ciągnione i lineacja). Drobne fleksury powstały przypuszczalnie w strefie płytkiej, przy stosunkowo niewielkich naciskach, tak że deformowane fyllity zachowały się jako masy sztywne. Zgodnie z południkowym przebiegiem drobnych fleksur w fyllitach i w cienko laminowanych łupkach chlorytowych, obserwuje się gęste drobne spękania, występujące głównie w łupkach amfibolowo-epidotowych i masywnych łupkach chlorytowych.

Omawiane struktury powstały prawdopodobnie przy słabych naciskach o kierunku W—E; deformują one wyraźnie ułożenie foliacji i lineacji (pl. III, fot. 6) oraz fałdków ciągnionych o przebiegu równoleżnikowym. Na tej podstawie zaliczam drobne fleksury do zjawisk młodszych od foliacji, lineacji i fałdków ciągnionych.

**Spękania skalne.** Serie krystaliczne okolic Kłodzka charakteryzuje intensywne różnokierunkowe spękanie. Jedne ze spękań mają płaszczyzny gładkie i proste, a inne powyginane, zadziorowate i nierówne. Część spękań jest zaciśnięta, miejscami tak mocno, że ujawnia się dopiero przy łupaniu skały. Niektóre spękania podkreśla obecność skał rozmielonych i zbrekcjowanych. Istnieją wreszcie zmineralizowane szczeliny skalne.

Wśród tej gamy różnych spękań we wszystkich seriach krystalicznych zaznaczają się dwa charakterystyczne kierunki, które można określić jako spękania główne. Dają one wyraźną sieć krzyżujących się kierunków. Jeden ma przebieg NNE—SSW, drugi natomiast W—E. W obu przypadkach płaszczyzny spękań zapadają pod dość stromymi kątami. Spękania o przebiegu NNE—SSW nachylone są głównie ku zachodowi, natomiast spękania o przebiegu równoleżnikowym — ku północy lub ku południowi.

Spękania skalne o przebiegu zbliżonym do południkowego (NNE—SSW) podkreślone są obecnością szczelin rozwartych, wypełnionych brekcją scementowaną mineralizującymi utworami żyłowymi. Najczęściej są to żyły kwarcu lub kalcytu. Szczeliny mają znaczną rozciągłość i są łatwe do przesledzenia ze względu na swą charakterystyczną mineralizację. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się żyły mlecznobiałego kwarcu, przecinające serię fyllitową w okolicy Małego Bożkowa. Zwracał na nie uwagę już E. Dathe (1904). Grubość zmineralizowanych szczelin jest zmienna, od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Nadmienić należy, że mineralizacja kwarcowa omawianych spękań pojawia się w północnej części zbadanego obszaru, na północ od Święcka — Łącznej. W części środkowej — okolice wzgórz Pagórek i Kopiec — spotyka się głównie mineralizację węglanową. Na obszarze południowym — okolice Gołogłów i Bierkowic — w szczelinach spękań skalnych spotyka się najczęściej wypełnienia skaleniowo-kwarcowe.

Utworom żyłowym wypełniającym omawiane szczeliny skalne towarzyszy nieznaczna mineralizacja siarczkowa (piryt itp.) i tlenkowa (hematyt, magnetyt). W okolicy wsi Bierkowice pojawiają się sporadycznie bliżej nie określone minerały manganowe.

Drugi system spękań skalnych ma przebieg równoleżnikowy. Charakteryzują go spękania zaciśnięte, którym towarzyszą ślizgi i wyraźne rozmielenia skały. Strefy roztarcia skały osiągają miejscami miąższość 1 m. Mineralizacja wzdłuż równoleżnikowego systemu spękań pojawia się sporadycznie i z reguły ma charakter nieregularnych skupień gniazdowych lub soczewek. Wypełnia je głównie kwarc, miejscami stowarzyszony ze skaleniem.

Zestawione zbiorcze diagramy spękań (fig. 4) wykazują znaczną jednolitość w ułożeniu spękań o kierunku NNE—SSW. Natomiast spękania o kierunku W—E zaznaczają się jedynie w północnej części zbadanego obszaru (fig. 4a).

Z obserwacji terenowych wynika, że młodsze są spękania o przebiegu zbliżonym do południkowego (NNE—SSW), trudno jednak ok-

reślić wiek tych odkształceń. Pewną pomocą byłoby tu ustalenie stosunku żył wypełniających szczeliny do otaczających metamorfik kłodzki niezmetamorfizowanych utworów dewońskich i karbońskich. Takich obserwacji nie wykonałam jednak ze względu na znaczne zakrycie terenu, szczególnie w partiach pogranicznych metamorfiku ze strukturami otaczającymi. Pewne jest tylko, że są to zjawiska przedpermie, na co wyraźnie wskazuje obserwowana w okolicy Bożkowa granica pomiędzy czerwonym spągowcem a metamorfikiem.

Mineralizacja obserwowana w metamorfiku kłodzkim być może rozwinęła się w szczelinach

znacznie starszych w swych założeniach od późniejszych wypełnień.

Linie dyslokacyjne. Północną część metamorfiku kłodzkiego przecinają liczne dyslokacje. Niektóre z nich zaznaczają się jedynie na niewielkim obszarze, inne natomiast ciągną się przez wiele kilometrów. Znaczna część dyslokacji, a szczególnie dyslokacje odgraniczające metamorfik od struktur otaczających, została opisana w szeregu publikacji (Cloos 1922, Berderke 1929, Teisseyre 1957, Oberc 1957 a, b, c; 1958 i 1960). Linie dyslokacyjne dostrzegane jedynie w metamorfiku są przez różnych autorów odmiennie interpretowane. Część z nich była

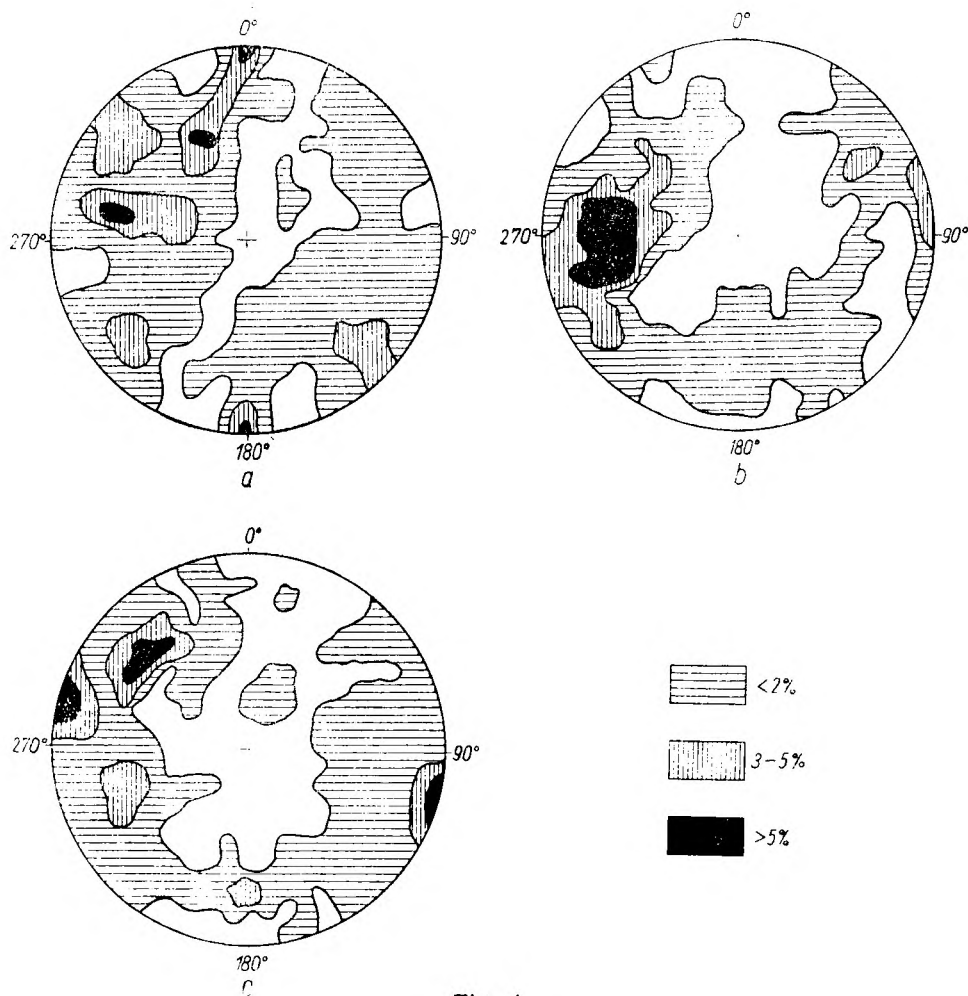


Fig. 4

Ułożenie spękań skalnych w omawianej części metamorfiku kłodzkiego

a — północna część omawianego obszaru, po wsie Święcko — Łączna na południu; b — środkowa część omawianego obszaru, pomiędzy wsiami Święcko — Łączna na północy a Bierkowicami na południu; c — najbardziej południowa część omawianego obszaru, zawartego pomiędzy wsią Bierkowice — Piszkowice na północy a Kłodzkiem na południu

Arrangement of rock fractures in the here considered part of the metamorphic massif of Kłodzko

a — northern part of the here considered area as far south as the Święcko — Łączna villages; b — central part of the here considered area, between the villages of Święcko and Łączna in the north and that of Bierkowice in the south; c — the southernmost part of the investigated area, between the villages of Bierkowice and Piszkowice in the north and the town of Kłodzko in the south

pomijana ze względu na niekompletne dane co do przebiegu, amplitudy i wieku dysjunkcji.

Analiza zebranego materiału kartograficznego umożliwia wyróżnienie wśród linii dyslokacyjnych przecinających zbadaną część metamorfiku kłodzkiego elementów o różnym charakterze. Są to zasadniczo nasunięcia, uskoki inwersyjne, uskoki normalne i in. Dokładne wyznaczenie amplitudy, jak też wieku dysjunkcji jest niemożliwe. W oparciu o posiadane materiały można jedynie ustalić względną kolejność zjawisk. Ponadto obserwacje wykazują, że szereg linii dyslokacyjnych ma zmienną amplitudę i że przebieg ich ulega znacznym zmianom (tabl. III).

Ogólnie dyslokacje układają się w dwóch głównych kierunkach, mianowicie równoleżnikowym lub zbliżonym oraz południkowym lub zbliżonym. Przy dyslokacjach przebiegających południkowo amplituda wydaje się być znaczna, jednak ku północy szybko maleje.

Nasunięcia. Jednym z ważnych problemów tektonicznych w metamorfiku kłodzkim jest zagadnienie szeroko dyskutowane w dotychczasowej literaturze, czy istnieje w centralnej partii północnej części metamorfiku nasunięcie lub inna linia dyslokacyjna, odgraniczająca część północną metamorfiku od części południowej. Linia ta, wedle licznych publikacji różnych autorów, miała rozdzielać dwie różnowiekowe jednostki tektoniczne w metamorfiku kłodzkim.

Występowanie szerokiej strefy skał mylonitycznych oraz skał zbrekcjowanych na linii Gołogłowy — Bierkowice — Gorzuchów Kłodzki — Święcko skłaniałoby do przyjęcia tezy o istnieniu tu linii dyslokacyjnej. Obserwacje wykonane w seriach skalnych wzdłuż powyższej linii potwierdzają sugestie wysunięte przez H. Teisseyre'a (1957), że mamy tu do czynienia z nasunięciem serii skalnych z północnego wschodu ku południowemu zachodowi.

Powyższa linia dyslokacyjna, prawdopodobnie znaczna, o przebiegu NW — SE w części południowej (okolice Gorzuchowa Kłodzkiego) skręca początkowo ku N, a dalej ku NE. Do ostatniego odcinka należy prawdopodobnie strefa „*wywalcowanych diabazów*” w bloku gabrowo-diabazowym Nowej Rudy, którą opisał R. Michael (1920), a skartował i dokładnie wyznaczył K. Dziedzic (1951).

Amplituda oraz ułożenie powierzchni ślizgowej omawianej dyslokacji są zmienne. W rejonie Gołogłów nasunięcie jest płaskie, pochylone ku NE pod kątem około 20°, natomiast dalej ku północy ustawienie jego powierzchni stromieje, a wywalcowane diabazy w bloku gabrowo-diabazowym Nowej Rudy są ustawione pod kątem około 70° (z upadem ku E). Równocześnie

zmniejsza się w kierunku północnym szerokość wychodni skał zmylonityzowanych i rozkruszonych.

Wiek omawianego nasunięcia, które nazywam nasunięciem Ścinawki, jest trudny do ustalenia. Niewątpliwie dyslokacja powyższa jest wieku przedgórnodewońskiego, gdyż górny dewon leży transgresywnie na wywalcowanych diabazach bloku gabrowo-diabazowego Nowej Rudy a w okolicy Kłodzka spotyka się w górnym dewonie otoczaki skał mylonitycznych pochodzących z metamorfiku kłodzkiego.

K. Dziedzic (1951), opierając się na sugestiach wysuwanych przez J. Oberca, uważał, że wywalcowanie diabazów w bloku gabrowo-diabazowym Nowej Rudy wiąże się z fazami bretońskimi. Uważam jednak, że nie można wyłączyć przypuszczenia o starszych założeniach powyższej linii dyslokacyjnej.

Nasunięcie Ścinawki mogło powstać przy naciskach skierowanych z północnego wschodu; niewątpliwie naciski te pojawiły się już po głównej fazie metamorfizmu metamorfiku kłodzkiego, tak że mylonityzacji ulegały tu już skały zmetamorfizowane.

Podobny przebieg do nasunięcia Ścinawki ma linia dyslokacyjna odgraniczająca strukturę bardzką od metamorfiku kłodzkiego, opisywana jako nasunięcie kłodzkie. Ta waryscyjska dyslokacja wykazuje również zmienność amplitudy rzutu, która maleje w kierunku północnym. Zjawisko to może się wiązać z faktem, że w kierunku północnym, bliżej krygnejskiej Gór Sowich podłoże staje się bardziej sztywne i powoduje zmniejszenie nasilenia ruchów.

Dużo mniejszą od opisanego nasunięcia Ścinawki dyslokacją jest linia przebiegająca przez północną część opisywanego terenu na przestrzeni Łączna — Pagórek — Święcko. Kierunek tej dyslokacji (NW — SE) jest równoległy do kierunku nasunięcia Ścinawki w jego południowym odcinku (okolice Gołogłów) a pochYLENIE powierzchni ślizgowej wynosi około 60° ku NE (jest to właściwie uskoki inwersyjny). Na powierzchni ślizgowej omawianej dyslokacji, którą nazywam nasunięciem Łączna — Pagórek pojawiają się mylonity oraz strzępy blastomylonitycznych łupków łyszczykowych o znikomej miąższości. Przypuszczam, że nasunięcie Łączna — Pagórek jest linią dyslokacyjną równowiekową z nasunięciem Ścinawki, które wydaje się być głównym odształceniem dysjunktywnym w północnej części metamorfiku kłodzkiego.

Zebrane obserwacje wskazują, że nasunięcie Ścinawki nie rozdziela dwóch różnych jednostek w metamorfiku kłodzkim, jak to sądzili m. in. G. Fischer i E. Bederke. Nasunięcie Ści-

nawki jest linią dyslokacyjną młodszą od jednostek metamorficznych, wykorzystującą częściowo różną plastyczność kompleksów skalnych i dzieląca synklinorium północne (s. 286) na dwie jednostki (tabl. III). Są to jednostka Gorzuchowa Kłodzkiego reprezentowana przez intersekcyjne głębsze poziomy, w części południowej przefaldowane ze strukturami starszego podłoża; oraz jednostka Łącznej reprezentowana przez płytkie poziomy intersekcyjne. Od południa jednostka Gorzuchowa Kłodzkiego graniczy z fragmentem synklinorium południowego (s. 287) okolicy Korytów — Kłodzko, gdzie podobnie jak w jednostce Łącznej są reprezentowane płytkie poziomy intersekcyjne, które zaliczam do jednostki Korytowa.

Uskoki. Jak wspominałam na wstępie, linie dyslokacyjne o charakterze uskoków tworzą w metamorfiku kłodzkim gęstą, krzyżującą się sieć. Dominują kierunki dyslokacji o przebiegu południkowym i równoleżnikowym lub zbliżonym. W obu przypadkach spotyka się dyslokacje przecinające wyłącznie metamorfik kłodzki, jak również dyslokacje przechodzące z metamorfiku na struktury przyległe. Mogą to być częściowo odmłodzone linie dyslokacyjne o założeniach starszych, częściowo zaś młode dyslokacje, wykorzystujące głównie różną podatność serii skalnych metamorfiku kłodzkiego.

Na mapie tektonicznej północnej części metamorfiku kłodzkiego (tabl. III) zaznaczam linie dyslokacyjne, przyjmując dla części nieznanych dotychczas dyslokacji nomenklaturę wła-

sną, dla pozostałych natomiast przyjmuję nomenklaturę zgodną z mapą tektoniczną Ziemi Kłodzkiej opracowaną przez J. Oberca (1958).

Amplituda zrzutu poszczególnych dyslokacji w świetle obecnie posiadanego materiału jest prawie niemożliwa do wyznaczenia. Ogólnie można stwierdzić, że przy dyslokacjach o przebiegu równoleżnikowym amplituda zrzutu wyraźnie maleje w kierunku wschodnim, przy dyslokacjach o przebiegu południkowym maleje w kierunku południowym.

Efektom przecinania metamorfiku kłodzkiego przez wiele krzyżujących się dyslokacji jest obecnie obserwowana budowa blokowa. Jednostka Łącznej jest wyraźnie rozdzielona na dwa elementy: a) północny — element Bożkowa — serie plastyczne, głównie fyllity „ilaste” oraz drobnołupliwe łupki chlorytowe z licznymi wkładkami wapieni krystalicznych, oraz b) południowy — element Bierkowic — głównie skały amfibolowo-epidotowe oraz bardziej masywne odmiany łupków chlorytowych. Oba elementy rozdziela nasunięcie Łączna — Pagórek. W jednostce Gorzuchowa Kłodzkiego można wydzielić również dwa elementy; północny — element Ścinawki Dolnej — zwarty masyw ortoamfibolitów z resztkami skał gabrowych i południowy — element Piszkowic — bardzo zróżnicowane serie, fyllity grafitoidowe, amfibolity z wkładkami porfiroidów oraz metaryolity. Rozdziela je uskok o przebiegu południkowym, przechodzący przez zachodnie zbocza wzgórza Orla.

## EWOLUCJA BUDOWY GEOLOGICZNEJ PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI METAMORFIKU KŁODZKIEGO

Odtworzenie rozwoju budowy geologicznej i określenie kolejności czasowej poszczególnych zjawisk nie jest łatwe, jeżeli chodzi o serie metamorficzne. Szczególnie w regionie sudeckim mamy dużą różnorodność zjawisk metamorficzno-tektonicznych, które, jak wykazał H. Teisseyre (1957), wiążą się z szeregiem faz górotwórczych, charakteryzowanych naciskami z różnych kierunków, działających na różnych głębokościach, a więc w odmiennych środowiskach. Obraz geologiczny będący wynikiem takiej wielofazowej przebudowy jest skomplikowany, a struktury młodsze nakładają się na struktury starsze, często prawie zupełnie je zacierając.

Obserwacje geologiczne wykonane w metamorfiku kłodzkim świadczą, że jednostka ta ma również budowę poligeniczną, tak charakterystyczną dla Sudetów. W stosunku do elementów

prekambryjskich jest to jednostka młodszą i w pewnej mierze można jeszcze odtworzyć jej ewolucję z dużą dokładnością.

Omawiana w pracy część kaledońskiego basenu sedymentacyjnego została założona w strefie labilnej pomiędzy trzema starszymi strukturami krystalicznymi — krą gnejsową Gór Sowich, krystalinikiem Łądką — Śnieżnika oraz krystalinikiem Gór Bystrzyckich i Orlickich. Podłoże basenu tworzyły zapewne również skały prekambryjskiego wieku. Jestem zdania, że reprezentują je dziś na powierzchni diaforyczne amfibolity z okolic Korytowa oraz blastomylonityczne gnejsy albitowo-serycytowe. Basen ten stanowił odgałęzienie złożonej geosynkliny kaledońskiej i niewątpliwie w kierunku północnym łączył się z kaczawskim basenem sedymentacyjnym oraz z obszarem, w którym

osadzała się seria suprakrustalna południowych Karkonoszy.

Najstarszymi ogniwami byłyby tu osady klasyczne, piaszczysto-ilaste, przekształcone następnie w fyllity. Wkładki materiału bardziej gruboklastycznego w którym wyróżniłam okrychy gnejsów biotytowych, wskazują na to, że materiał do basenu sedimentacyjnego był dostarczany z obszarów zbudowanych ze skał metamorficznych.

W okresie późniejszym w omawianym basenie rozwinęła się ożywiona działalność wulkaniczna. Zjawiają się grube sekwencje zbudowane z sedimentów tufogenicznych, materiału klastycznego i organogenicznego oraz zasadowych i kwaśnych law. G. Gürich (1900) wspomina, że eruptywy okolic Kłodzka tworzyły się pod powierzchnią morza. Z wulkanizmem powierzchniowym jestem skłonna łączyć wiekowo wgłębne intruzje gabrowe. Skały gabrowe wykazują wyraźne przejścia od grubokrystalicznych gabr poprzez gabro drobnokrystaliczne i mikrogabro do skał diabazowych, tworzących się blisko powierzchni litosfery.

Później, wskutek kompresji o kierunku NNE—SSW, serie powyższe uległy sfałdowaniu i metamorfizmowi w stosunkowo płytkiej strefie. Jednocześnie zgodnie z serią kaledońską zostają sfałdowane skały podłoża — gnejsy i amfibolity.

W wyniku tych prawdopodobnie młodokaledońskich deformacji powstał izoklinalny fałd pochylony ku południowi, w którego jądrze występują skały ogniwa dolnego. Na północ i na południe od tego fałdu znajdują się synklinoria z szeregiem drobnych fałdów, w jądrach których występują najstarsze skały suprakrustalnej serii kaledońskiej — fyllity. Ze względu na różną plastyczność skał suprakrustalnych, w czasie fałdowania powstały zluźnienia na kontaktach pomiędzy elementami o różnej podatności na odkształcenia. Całość zanurza się w kierunku wschodnim, co wskazuje, że ku zachodowi zbliżamy się do strefy wypiętrzonej.

W okresie późniejszym, przy naciskach z kierunków WSW—ENE dochodzi do zluźnienia w partii środkowej i do nasunięcia części północno-wschodniej na południowo-zachodnią (nasunięcie Ścinawki), w bardzo płytkiej strefie, o czym świadczy występowanie mylonitów, kataklazytów i brekcji. Strefa brekcji ma różną miąższość, w zależności od tego czy nasuwały się skały sztywne, czy bardziej plastyczne. Jednocześnie z tymi odkształceniami dochodzi prawdopodobnie do dysjunkcji, zestromienia lub złuszkowania, a nawet powstawania fałdów wstecznych w północnej części metamorfiku.

Datowanie tych dwóch różnych faz odkształ-

ceń w metamorfiku kłodzkim jest problematyczne, niewątpliwie jednak są to deformacje przedgórnodewońskie. Struktury fałdowe i nasunięcia należy zatem zaliczyć do orogenezy kaledońskiej.

Sfałdowane, a następnie wypiętrzone skały metamorfiku kłodzkiego dostarczyły materiału do basenu sedimentacyjnego uformowanego w górnym dewonie i w kulmie na wschodniej peryferii metamorfiku kłodzkiego.

Ruchy waryscyjskie przebudowały częściowo tektonikę kaledońską metamorfiku kłodzkiego, dając z jednej strony dalsze zestromienie struktur, z drugiej zaś pocięcie ich dyslokacjami. Być może jednocześnie z ruchami waryscyjskimi pojawiły się w metamorfiku zjawiska granityzacji, wykorzystujące głównie starą linię tektoniczną (nasunięcie Ścinawki) o przebiegu południkowym, w której częściowo zmylonityzowane skały były najbardziej podatne na te zjawiska. Jednocześnie w dalszej odległości od tej linii tektonicznej pojawiły się wypełnienia hydrotermalne, obejmujące szczeliny również głównie o przebiegu południkowym.

W młodszym paleozoiku (górnym karbon) powstał nowy zbiornik sedimentacyjny na zachód od metamorfiku kłodzkiego, a więc w części, której struktury metamorficzne wskazują, iż jest to partia najbardziej wypiętrzonej. Basen górnokarboński miał zatem prawdopodobnie założenia tektoniczne.

Do najmłodszych zjawisk tektonicznych w omawianej części metamorfiku kłodzkiego należą dyslokacje wiążące się z ruchami pokredowymi (tektonika saksońska). Dyslokacje powyższe można prześledzić w sposób pewny tam, gdzie zdyslokowaniu uległ czerwony spągowiec. Być może część omawianych dyslokacji jest odmłodzeniem starszych linii. Gęsta sieć dyslokacji przecinających metamorfik kłodzki powoduje, że dzisiejszą budowę geologiczną powyższego regionu można określić mianem budowy blokowej.

Reasumując, kolejność zjawisk geologicznych i tektonicznych, które zaważyły na obecnym stanie metamorfiku kłodzkiego, można przedstawić następująco:

1. Założenie basenu sedimentacyjnego staropaleozoicznego w strefie labilnej pomiędzy krąg gnejsową Gór Sowich, krystalinikiem Łądka — Śnieżnika oraz krystalinikiem Gór Bystrzyckich i Orlickich.

2. Sedymencja serii, początkowo osadów klastycznych, później piroklastycznych, klasycznych i organogenicznych, w końcowym etapie efuzywnych, która sięga po sylur włącznie.

3. Sfałdowanie i metamorfizm z jednoczesnym przefaldowaniem ze strukturami podłoża przy naciskach zbliżonych do południkowych.

4. Powstanie nasunięć wykorzystujących granice między utworami o różnej podatności na odkształcenia, równoczesne zestromienie struktur przy naciskach wykazujących kierunek NE—SW w płytkiej strefie deformacyjnej.

5. Stopniowe wypiętrzenie i erozja metamorfiku w górnym dewonie i dolnym karbonie. Dostarczanie materiału zerodowanego do zbiornika sedymentacyjnego położonego na wschód od metamorfiku kłodzkiego.

6. Częściowa przebudowa metamorfiku w czasie ruchów waryscyjskich, jednoczesne zjawiska granityzacji w głębi metamorfiku oraz zjawiska hydrotermalne w strefach płytkich.

7. W ruchach młodowaryscyjskich (górnym

karbon) powstanie zbiornika sedymentacyjnego na zachód od metamorfiku kłodzkiego.

8. Końcowe rozczłonkowanie metamorfiku kłodzkiego na szereg bloków w czasie ruchów pokredowych.

Przedstawione wyżej wnioski rzucają pewne światło na następstwo zjawisk tektonicznych w metamorfiku kłodzkim. Pozostaje jednak nadal nie rozwiązane zagadnienie stratygrafii serii krystalicznych, a zwłaszcza pytanie czy sedymentacja w basenie kaledońskim zakończyła się przed sylurem (Finckh, Meister, Fischer i Bederke 1942), czy reprezentuje sylur (Svoboda 1955). Ostateczne rozwiązanie powyższego zagadnienia mogą dać badania palynologiczne lub próby oznaczenia wieku bezwzględnego. Podobnie i niektóre zagadnienia petrologiczne wymagają dalszych szczegółowych opracowań.

Katedra Geologii Ogólnej  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
Wrocław, marzec 1962 r.

#### L I T E R A T U R A

- ANSILEWSKI J., 1954 — Keratofiry Gór Kaczawskich. The keratophyres of the Kaczawa Mts. Arch. miner. t. 18, z. 1.
- BEDERKE E., 1924 — Das Devon in Schlesien und das Alter Sudetenfaltung. Fortschr. Geol. Paläont. 2, H. 5—7.
- BEDERKE E., 1928 — Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. Geol. Rdsch. 18.
- BEDERKE E., 1929 — Die Grenze von Ost — und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in dem Gebirgsbau Mitteleuropas. Geol. Rdsch. 20.
- BEYRICH E., 1844 — Über die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. Karten's Arch. Miner. 18.
- BEYRICH E., 1849 — Ueber das sogenannte südliche oder Glätzer Übergangsgebirge. Z. Dtsch. Geol. Ges. 1.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J., RUNGE W., 1867 — Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden, 1:100 000. Berlin.
- CLOOS H., 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebr. Borntraeger. Berlin.
- CLOOS E., 1946 — Lineation, a critical review and annotated bibliography. Geol. Soc. Amer. Memoir 18.
- DATHE E., 1904 — Geologische Karte, Bl. Neurode 1:25 000, mit Erläuterungen. Berlin.
- DATHE E., PETRASCHECK W. E., 1913 — Geologische Übersichtskarte des Niederschlesisch-Böhmischen Becken 1:100 000. Berlin.
- DON J., 1961 — Utwory młodopaleozoiczne okolic Nowej Rudy. The Permo-Carboniferous of the Nowa Ruda region. Zesz. Nauk. UW. Ser. B, nr 6.
- DZIEDZIC K., 1951 — Szczegółowe zdjęcie geologiczne południowej części Zagłębia Noworudzkiego. Maszynopis — praca magisterska niepublikowana. Arch. Kat. Geol. Ogólnej Uniw. Wroc. Wrocław.
- FEDIUK F., 1953 — Geologicko-patrografické poměry v údolí Jizery mezi Spálovem a Bitouchovem (Železnobrodsko). The geological and petrographical conditions in the valley of the Jizera between Spálov and Bitouchov (District of Železný Brod). Sbornik ÚUG. 20.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942 — Erläuterung zu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck, Geologische Karte 1:25 000. Preuss. Geol. Landesanst.
- FISCHER G., 1932 — Die Glatzer Phyllite. Sitzber. Landesanst. H. 7.
- FISCHER G., 1936 — Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, in dem Bayrischen Wald und Mähren. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56.
- GÜRICH G., 1900 — Über Gabbro im Liegenden des oberdevonischen Kalkes von Ebersdorf bei Neurode in Grafschaft Glatz. Z. Dtsch. Geol. Ges. 52.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948 — Kaledonská příkrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. The Caledonian nappe structure of Krkonose and Jizerske Hory. Sbor. Statn. Geol. Úst. ČSR. 15.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960 — Gnejsy Ścinawki i towarzyszące im skały krystaliniku kłodzkiego. Granite-gneisses of Ścinawka and associated rocks of the metamorphic area of Kłodzko (Middle Sudeten, Poland). Arch. miner. t. 22, z. 2.
- MEISTER E., FISCHER G., 1935 — Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Blatt, Schweidnitz. Preuss. Geol. Landesanst.
- MICHAEL R., 1914 — Über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Glatz. Jb. Preuss. Landesanst. Bd 33, Tl. 2.
- MICHAEL R., 1920 — Über das alte Gebirge der Grafschaft Glatz. Z. Dtsch. Geol. Ges. 72.



- OBERC J., 1957a — Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Bardo Mts. Region. Geological guide — in Polish. Warszawa.
- OBERC J., 1957b — Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. Stratigraphy and tectonics of the upper carboniferous and lower permian in the western part of the Bardo region (Sudetic Mts.) Biul. Inst. Geol. 123.
- OBERC J., — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. Acta geol. pol. v. 7, z. 1.
- OBERC J., 1958 — Problematyka naukowa i przebieg XXX Zjazdu Geologicznego Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Dusznikach-Zdroju (Ziemia Kłodzka). The XXX Annual Meeting of the Polish Geological Society held at Duszniki Zdrój from 19th to 21th May 1957. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 27.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. Pr. Inst. Geol. t. 30, cz. 2.
- ROTH J., 1867 — Erläuterungen zu der geologischen Karte von niederschlesischen Gebirge. Berlin.
- RAUMER C., 1819 — Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theiles von Böhmen und Oberlausitz dargestellt. Berlin.
- SCHLOSSMACHER K., 1920a — Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd 41, Tl. 2, H. 1.
- SCHLOSSMACHER K., 1920b — Einige Beispiele von „seltenern“ Feldspatzwillingsgesetzen an Einsprenglingsalbiten deutscher Keratophyre. Centralblatt Miner. Geol. Paleont. 21.
- SMULIKOWSKI K., — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten. Mts. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 21.
- SMULIKOWSKI K., — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. Studia geol. pol. v. 1.
- SVOBODA J., 1955 — Vápence Krkonoš a Jizerských Hor. Die Kalksteine des Riesens und Isergebirges. Geotechnika, 21.
- TANNHAUSER F., 1908 — Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. Neues Jb. Miner. Beil.-Bd. 26.
- TEISSEYRE H., 1956 — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding. Prz. geol. nr 3.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna geologia Polski. t. 3, z. 1. Kraków.
- WALCZAK W., 1948 — Rzeźba Ziemi Kłodzkiej i jej geneza. Roczn. Kłodzki. Kłodzko.
- WALCZAK W., 1957 — Czwartorzęd i morfologia Ziemi Kłodzkiej. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.
- WOJCIECHOWSKA I., 1958 — Zarys budowy geologicznej metamorfiny kłodzkiego (północnego). Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu. Wrocław.

Irena WOJCIECHOWSKA

## GEOLOGY OF THE METAMORPHIC MASSIF IN THE BASIN OF THE ŚCINAWKA KŁODZKA

### Summary

**Abstract:** The geology of the northern part of the Kłodzko metamorphic massif (Central Sudetes Mts.) is described and an account is given of its stratigraphy, tectonics and palaeogeography. The metamorphic massif of Kłodzko consists mainly of the Caledonian series whose sedimentation continued through the Silurian. The folding of the Caledonian series and its interfolding with substratal structures, accompanied by metamorphic processes, caused the formation in the Kłodzko metamorphic massif of a southward recum-

bent fold with a W—E strike. By an analysis of microstructures of the metamorphic rocks, the writer shows that the whole crystalline series plunges eastward. In this connection the deepest horizons are observable in the western part of the area here considered. The whole metamorphic massif of Kłodzko, folded according to the above mentioned pattern, is dissected by a number of later dislocations, the result of which is the present block structure.

Metamorphic rocks bordering on distinctly younger, mainly sedimentary series, crop out in an area of ca. 100 sq. km., between Ścinawka Średnia and Krosnowice, in the region of Kłodzko (Central Sudetes Mts.), figs. 1 and 2. This area is regarded as a separate geological subdivision of the Sudetes Mts., currently defined as the *Kłodzko metamorphic* massif (Teisseyre 1957).

The writer's investigations of the tectonics, stratigraphy and palaeogeography of that massif were started in 1955. They covered an area of ca. 70 sq. km. in the northern part of the Kłodzko metamorphic massif. Lack of uniformity in the geological structure is a characteristic of the northern part of the Kłodzko metamorphic massif. The crystalline series there display a strong petrographic differentiation. They consist mainly of different varieties of phyllites and chlorite shales, amphibole-epidote rocks, crystalline limestones, gabbro rocks distorted by dynamic processes, etc. On the whole the crystalline series of the northern part of the Kłodzko metamorphic massif bear signs of but weak metamorphism (Fischer 1932,

Kozłowska-Koch 1960). Nevertheless diaphrotic rocks, previously subjected to stronger metamorphic processes may also be encountered here.

The petrogenetically differentiated rock series of the Kłodzko metamorphic massif displays a very simple and uniform arrangement of all its series. They have a sub-equatorial trend, mutually parallel and, on the whole, a northern monoclinic dip at rather steep angles, ranging from 60 to 70 degrees.

A rock series present in the central part of the investigated area differs strikingly from the general picture of that region. It crops out in the valley of the Ścinawka Kłodzka (between Ścinawka Dolna and Gółośłowy) and consists of rocks that stretch meridionally, i.e. nearly vertically to the above mentioned rock series occurring NE and SW of the Ścinawka Kłodzka valley.

These rock series, stretching meridionally along the Ścinawka Kłodzka valley, are referred to by the writer as the central zone (table I). It occurs in three places. So far they have been described in the literature under the name

of *mylonitic gneisses of Scinawka* (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942, Kozłowska-Koch 1960). This is not a homogeneous assemblage since we can distinguish among its rocks blastomylonitic albite-sericite gneisses containing numerous pinite pseudomorphs after cordierite, mylonites and also granitoids that are probably the product of complicated metasomatic processes (plates I—III).

The rock series lying NE of our central zone and exposed between Bierkowice, Łączna and Bożków, are referred to as the *north-eastern zone*. The rocks distinguishable there are: "argillaceous" phyllites intercalated with crystalline limestones and "greywacke" phyllites, chlorite shales with intercalations of crystalline limestones and porphyroids, also amphibole-epidote rocks (metadiabases).

The rock series encountered between Kłodzko, Korytów and Scinawka Średnia, lying SW of the zone of the occurrence of rocks in the Scinawka Kłodzka valley, are called the *south-western zone*. Within this zone, side by side with rocks developed similarly as those in the north-western zone (i.e. as "argillaceous" and "greywacke" phyllites, chlorite shales etc.), the presence is noted of graphitoid phyllites intercalated by graphitoid quartzites (metalidites), of amphibolites that locally contain relicts of gabbro rocks and elsewhere intercalations of crystalline limestones and porphyroids. Moreover there occur schistose metarhyolites and rocks from the phyllonite group. These display distinct marks of diaporesis, particularly in the vicinity of the village of Korytów (table I).

A comparison of the north-eastern zone rock series with those from the south-western zone shows that some are identical as regards both their lithology and genetics. These rock series are of sedimentary, pyroclastic or magmatic origin. The first consist mainly of phyllites, the second are of tuffogenic-sedimentary origin, e.g. the chlorite shales and amphibolites intercalated with crystalline limestones, while the magmatic series are made up of metadiabases, amphibolites with relicts of gabbro rocks and metarhyolites. The extent of metamorphism of these rock series is almost identical in the two zones, though it is just a little stronger in the south-western zone.

The differences observable between the rock assemblages of the above named zones are due on the one hand to the metamorphic processes in rock material from different origin, and, on the other hand, to differences in age of the pre-metamorphic rocks. The consequent arrangement of linear structures dipping E throughout the area here considered, reliably indicates that the deepest horizon crops out in the western

part while the shallowest one occurs in the eastern part. This accounts for the appearance in the south-western zone of distorted gabbro while in the north-eastern zone the occurrence is noted of distorted diabase rocks. To a certain extent this also explains the position of metarhyolites which, in the writer's opinion, represent dike rocks.

The mylonite rock assemblage in the central zone probably indicates that its origin was due to dislocation. Nevertheless it does not intervene between two distinctly separate tectonic units as has been claimed by many authors (i.a. by Kodym, Svoboda 1948).

The dynamic deformations of the central zone rock series have been partly effaced by later blastesis. The intensity of the blastesis varied, its postdeformational maximum which took place in the northern part of the central zone has led to the formation of granitoids, called here the Scinawka granitoids. They occur in association with numerous dike rocks; perhaps, as is suggested by Kozłowska-Koch (1960) these are dikes of metasomatic origin, i.e. replacement dikes. A large felspathisation front, which involved various rock members of the Kłodzko metamorphic massif, is likewise associated with the granitoids of Scinawka. It is indicated mainly by the process of albitisation, though potassium felspathisation occurs locally, too.

Age determination of the crystalline rocks from the vicinity of Kłodzko is impeded by the lack of palaeontologically documented series (chart 1). The basic point in the dating of the above rock series is to prove the presence in Upper Devonian deposits (that are palaeontologically documented and lie transgressively on the Kłodzko metamorphic massif) of pebbles from rocks which form this metamorphic block (Bederke 1924). The most frequently encountered pebbles of the crystalline Devonian rocks are fragments of phyllites, chlorite shales and amphibole-epidote rocks, also of amphiboles whose development coincides with that now observable in the Kłodzko metamorphic massif.

Hence it may be reasonably inferred that the geological structure of the above region was determined prior to the Upper Devonian. At that time it was uplifted and stripped of its uppermost non-metamorphic cover so that during the Upper Devonian only the metamorphic series were subjected to erosion.

According to the writer's investigations the recognition of three separate members, each probably of a different age, seems to be a reliable clue to the time sequence of the rock series occurring north of Kłodzko (table I).

To the lower member of the northern part of the Kłodzko metamorphic massif are

referred the blastomylonitic albite-sericite gneisses and the meta-amphibolites from the vicinity of Korytów which may possibly represent the older members of the Palaeozoic or the younger Precambrian.

To the intermediate member belong different varieties of phyllites, chlorite shales intercalated with crystalline limestones and with porphyroids, also a series of amphibolites, amphibole-epidote rocks, amphibolites with relicts of gabbro as well as metarhyolite shales which represent the older Palaeozoic members, perhaps even those of the Silurian.

Into the upper (youngest) member of the northern part of the Kłodzko metamorphic massif the writer includes the granitoids of Ścinawka and the associated rocks. The presence of numerous skialiths indicates that the just mentioned granitoids represent elements of the lower and intermediate member rejuvenated by granitisation. They may be young Caledonian or old Variscan in age.

The Kłodzko metamorphic massif is a geological unit within that part of the Sudetes Mts. whose structure is particularly complicated. Doubtless this had a bearing on its development and evolution, as has been suggested by H. Cloos (1922), E. Bederke (1929), H. Teisseyre (1957) and J. Oberc (1957). This rather small and relatively young unit lies on the borders of three major older structures of the deep substratum that are built of crystalline rocks. These structures, partly encompassing the metamorphic massif of Kłodzko are the gneiss block of the Sowie Mts., the crystalline block of Łądek-Śnieżnik and that of the Bystrzyckie and Orlickie Mts.

The material concerning the synmetamorphic tectonics (plastic deformations) of the northern part of the Kłodzko metamorphic massif indicates that the latter is a fragment of a major tectonic unit with a sub-equatorial trend. This fragment is delimited by dislocation lines oriented obliquely to the metamorphic structures (table II and III).

In reconstruing the geology of that area from the period of metamorphism we may distinguish there an isoclinal fold, recumbent southwards, with a W—E strike. In the core part of this fold (Gołogłowy — Korytów) appear rocks belonging to the lower member. They are the blastomylonitic albite-sericite gneisses and the meta-amphibolites, probably a fragment of the older substratum folded with the younger structures of the Kłodzko metamorphic massif.

North of this isoclinal fold stretches a synclinalorium (vicinity of Ścinawica, Bożków and Ścinawka Średnia) whose axis plunges eastward so that the deepest horizons crop out in the western part. South of the fold occurs a fragment of another synclinalorium (vicinity of Kłodzko) whose axis plunges eastward, too.

The northern part of the Kłodzko metamorphic massif is traversed by a number of dislocations that bear the character of overthrust or normal faults. On the whole the dislocations display two main directions: equatorial and meridional (table III).

Among the more important dislocation lines distinguished in the Kłodzko metamorphic massif are the overthrust of Ścinawka and that of Łączna — Pagórek.

These deformations are younger than the metamorphic units and they distort the course of these units. The present block-like structure of the Kłodzko metamorphic massif is due to numerous dislocations (table III).

The writer's observations suggest the following sequence of tectonic and geological events within the metamorphic massif of Kłodzko:

1. Formation of the old-Palaeozoic basin of sedimentation in the labile zone between the gneiss block of the Sowie Mts., the crystalline block of Łądek — Śnieżnik and that of the Bystrzyckie and Orlickie Mts.

2. Sedimentation of the Caledonian series which may have continued into the Silurian. Clastic, piroclastic, clastic and organogenic, finally effusive deposits were laid down in the order named.

3. The folding and metamorphosis accompanied by interfolding with the substratal structures (meridional pressures).

4. The occurrence of overthrusts which partly follow the boundaries between rocks of different competence; increasing steepness of structures (shallow zone — NE—SW pressures).

5. Gradual upheaval and erosion of the crystalline massif during the Devonian and Lower Carboniferous; the sedimentation basin lies east of the massif.

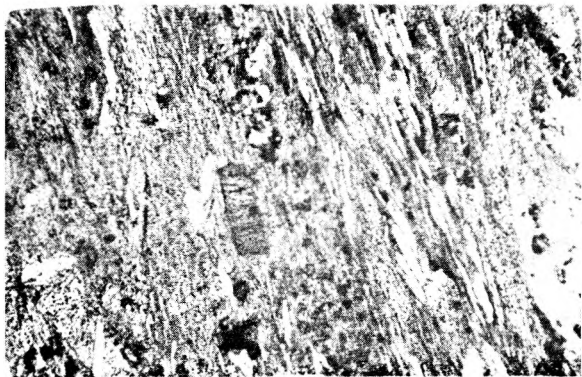
6. Partial reworking of the crystalline massif during the Variscan movements, associated with processes of granitisation in the deep parts of the massif.

7. The formation of a sedimentation basin west of the metamorphic block during young Variscan movements (Upper Carboniferous).

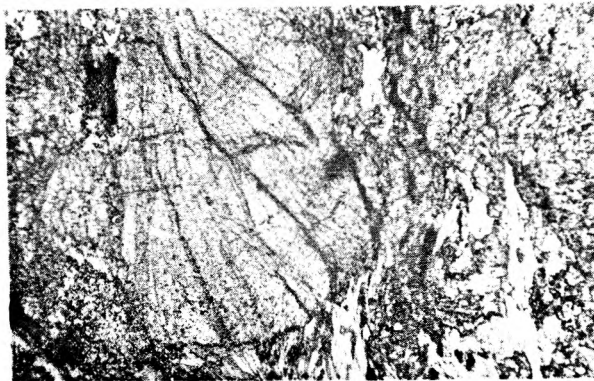
8. Final subdivision of the Kłodzko metamorphic massif into a number of separate blocks during Postcretaceous movements.

PLANSZA I  
PLATE I

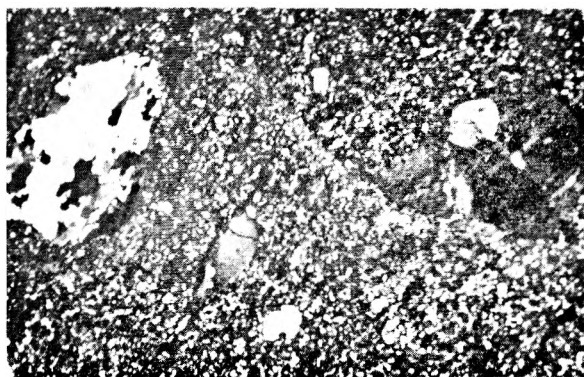
- Fot. 1. Łupki chlorytowe z turmalinem. Dolina Czerwionki na wschód od Święćka. Światło zwyczajne. Pow. × 37  
Variety of chlorite shale with tourmaline. Czerwionka stream valley east of Święćko. Ordinary light. Magn. × 37
- Fot. 2. Promienisty agregat epidotu w epidotowej odmianie łupków chlorytowych. Dolina Czerwionki na południe od Święćka. Światło zwyczajne. Pow. × 37  
Radiate aggregate of epidote in an epidotic variety of chlorite shales. Czerwionka stream valley south of Święćko. Ordinary light. Magn. × 37
- Fot. 3. Fenokryształy w prawie aphanicznej odmianie metaryolitu. Północno-zachodnie zbocze wzgórza Orla. Nikole skrzyżowane. Pow. × 17  
Phenocrystals in a sub-aphanitic variety of metarhyolite. North-western slope of the Orla hill. Crossed nicols. Magn. × 17
- Fot. 4. Drobnokrystaliczny metaryolit z licznymi fenokryształami. Szczyt wzgórza Orla. Nikole skrzyżowane. Pow. × 17  
Fincrystalline metarhyolite with numerous phenocrystals. Top of Orla hill. Crossed nicols. Magn. × 17
- Fot. 5. Pseudomorfozy chlorytu po granacie w amfibolitach. Skarpa Ścinawki Kłodzkiej poniżej ujścia Czerwionki. Światło zwyczajne. Pow. × 17  
Chlorite pseudomorphs after garnet in amphibolites. Scarp of the Ścinawka Kłodzka downstream from the mouth of the Czerwionka. Ordinary light. Magn. × 17
- Fot. 6. Blastomylonityczne gnejsy albitowo-serycytowe; w kryształach plagioklastu występują pseudomorfozy pinitu po kordierycie. Odsłonięcie na południe od wsi Gołogłowy. Nikole skrzyżowane. Pow. × 37  
Blastomylonitic albite-sericite gneisses; the pseudomorphs of pinites after cordierite closed by a crystal of plagioclase. Outcrop south of the village Gołogłowy. Crossed nicols. Magn. × 37



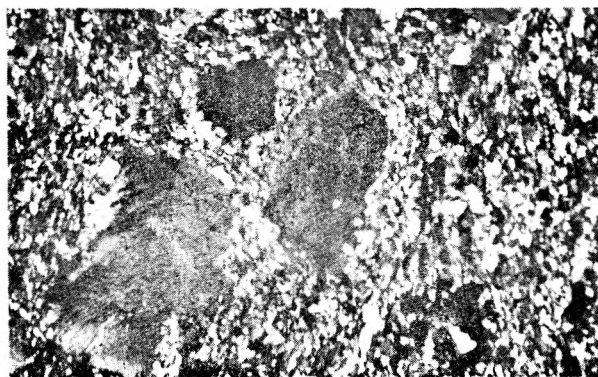
1



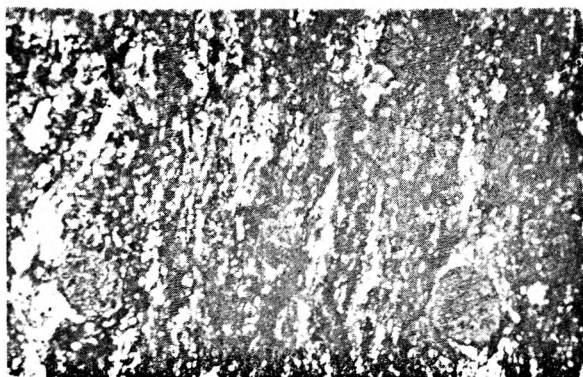
2



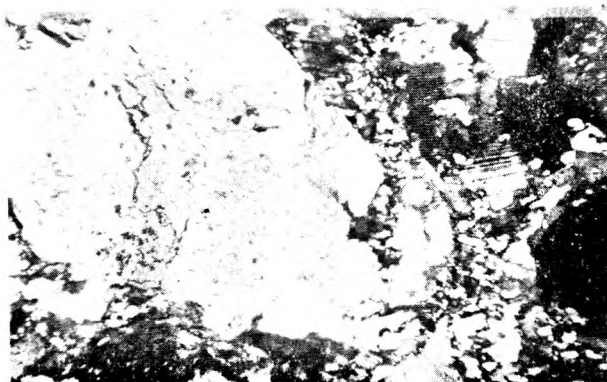
3



4



5



6

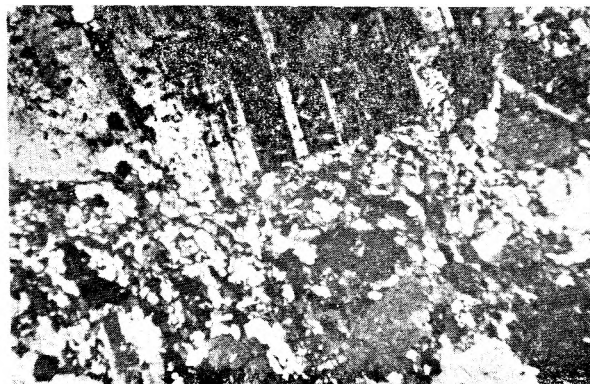
PLANSZA II  
PLATE II

- Fot. 1. Kataklazyty z zaznaczającą się blastezą postdeformacyjną. Wąwóz na wschód od wsi Gołogłowy. Nikole skrzyżowane. Pow.  $\times 37$   
Cataclasites showing postdeformational blastesis. Ravine east of the village Gołogłowy. Crossed nicols. Magn.  $\times 37$
- Fot. 2. Metablasty skalenia sodowego w mylonitach. Wąwóz na wschód od wsi Gołogłowy. Nikole skrzyżowane. Pow.  $\times 37$   
Crystals of sodium feldspar in mylonites resulting from a process of metablastesis. Ravine east of the village of Gołogłowy. Crossed nicols. Magn.  $\times 37$
- Fot. 3. Postdeformacyjna blasteza albitowa w mylonitach. Wąwóz na wschód od wsi Gołogłowy. Nikole skrzyżowane. Pow.  $\times 37$   
Postdeformational albite blastesis in mylonites. Ravine east of the village Gołogłowy. Crossed nicols. Magn.  $\times 37$
- Fot. 4. Albit szachownicowy w granitoidach Ścinawki. Odsłonięcie przy młynie w Ścinawce Dolnej. Nikole skrzyżowane. Pow.  $\times 37$   
Checked albite in Ścinawka granitoids. Outcrop near the mill at Ścinawka Dolna. Crossed nicols. Magn.  $\times 37$
- Fot. 5. Metasomatyczny antypertyt powstały przez infiltrację mikroklinu, który wypiera zsaussurytyzowane plagioklasy, zamykając ich relikty. Odsłonięcie w skarpie Ścinawki Kłodzkiej u podnóża wzgórza Orla (przejście od amfibolitów do granitoidów). Nikole skrzyżowane. Pow.  $\times 17$   
Metasomatic antiperthite formed by the infiltration of microcline invading the saussuritized plagioclases and thus closing in their relicts. Outcrop in the scarp of the Ścinawka Kłodzka stream at the foot of the Orla hill (passage of amphibolites into granitoids). Crossed nicols. Magn.  $\times 17$
- Fot. 6. Infiltrujący mikroklin „przerasta” plagioklaz, tworząc drobne żyłki lub niżej dwójłomne plamki w jego tle (przerosty antypertytowe). Odsłonięcie w skarpie Ścinawki Kłodzkiej u podnóża wzgórza Orla (przejście od amfibolitów do granitoidów). Nikole skrzyżowane. Pow.  $\times 17$   
The infiltrating microcline „ingrows” into the plagioclase, forming minute veins or, lower down, birefringent patches in the background of the plagioclase (antiperthite structure). Outcrop in the scarp of the Ścinawka Kłodzka stream at the foot of the Orla hill (passage of amphibolites into granitoids). Crossed nicols. Magn.  $\times 17$

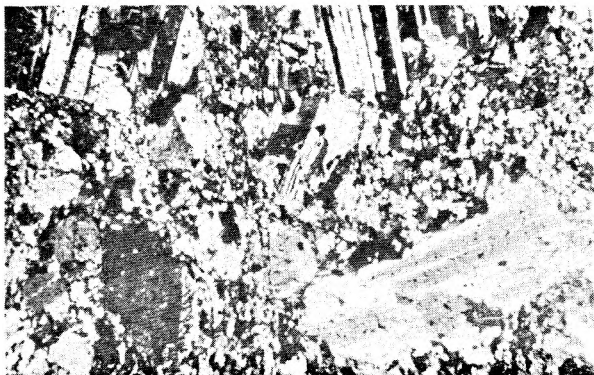




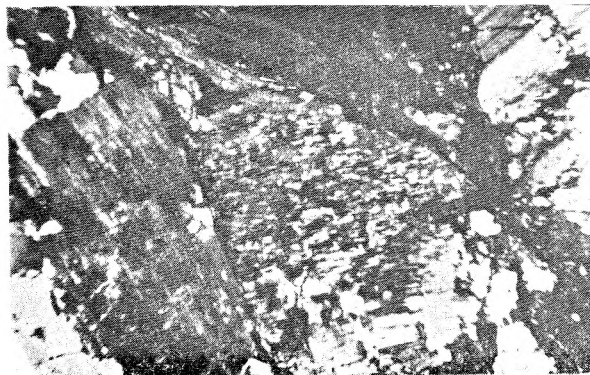
1



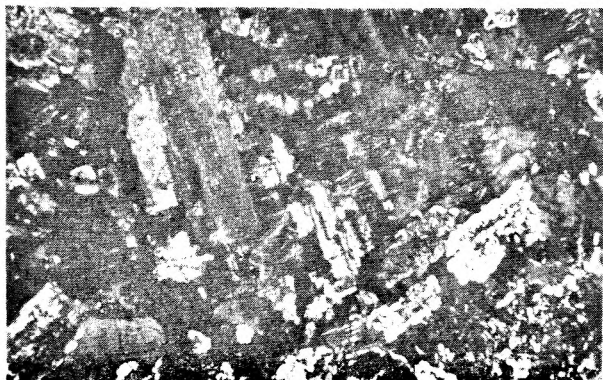
2



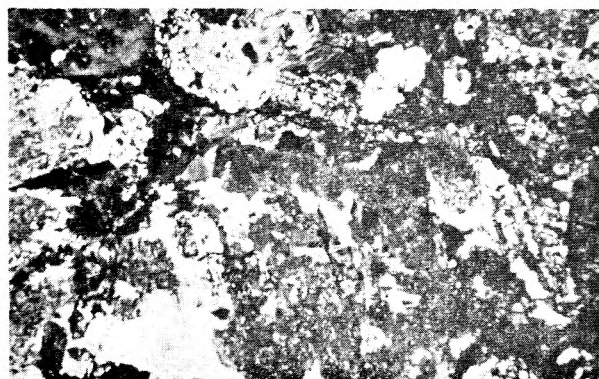
3



4



5

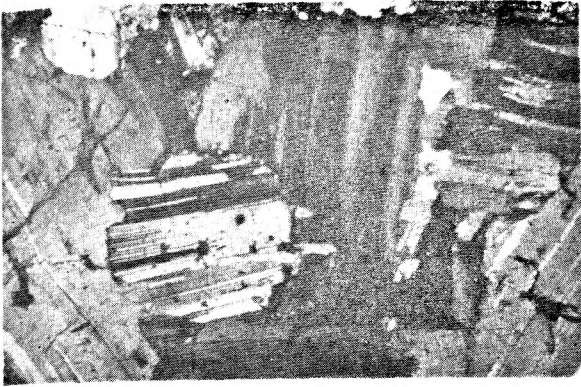


6

Irena WOJCIECHOWSKA — Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej  
Geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka

PLANSZA III  
PLATE III

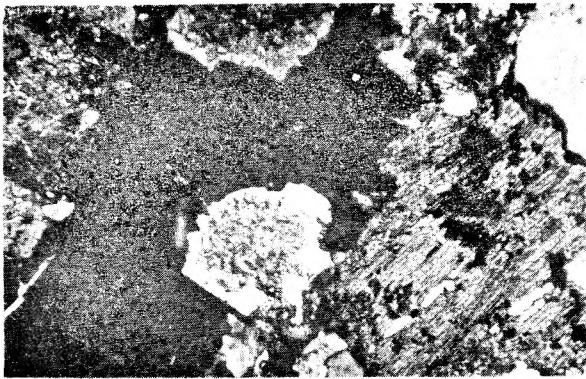
- Fot. 1. Granitoidy Ścinawki. Odsłonięcie w skarpie Ścinawki Kłodzkiej koło młyna w Ścinawce Dolnej. Nikole skrzyżowane. Pow. × 37  
Scinawka granitoids. Outcrop in the scarp of the Ścinawka Kłodzka stream near the mill at Ścinawka Dolna. Crossed nicols. Magn. × 37
- Fot. 2. Mikroclin zamykający relikty wypieranych plagioklazów. Widoczne są wyraźne obwódki czystego albitu na plagioklazach. Granitoidy Ścinawki z odsłonięcia w lewej skarpie przy ujściu Czerwionki. Nikole skrzyżowane. Pow. × 37  
Microcline closing the relicts of the invaded plagioclases. Rims of pure albite are distinctly seen on the plagioclases. Scinawka granitoids from the outcrop in the left-side scarp at the mouth of the Czerwionka. Crossed nicols. Magn. × 37
- Fot. 3. Skaleń potasowy znajdujący się obok plagioklazu wypiera biotyt. Dookoła silnie zsaussurytyzowanego plagioklazu zamkniętego w skaleniu potasowym widoczna jest obwódka czystego albitu. Relikty wypieranego plagioklazu stanowią również drobne żyłki w obrębie mikroklinu. Granitoidy Ścinawki z odsłonięcia w lewej skarpie przy ujściu Czerwionki. Nikole skrzyżowane. Pow. × 37  
The potassium feldspar, alongside with plagioclase, invades the biotite. Pure albite rims the strongly saussuritized plagioclase enclosed in the potassium feldspar. Relicts of the invaded plagioclase also occur as minute veins within the microcline. Scinawka granitoids from the outcrop in the left-side scarp at the mouth of the Czerwionka. Crossed nicols. Magn. × 37
- Fot. 4. Widok ogólny wschodniej ściany kamieniołomu koło Święcka. Gruboławicowe wapienie tworzą nieregularne, soczewkowate wkładki w łupkach chlorytowych. Miąższość wkładek wapieni jest tu zmienna — od kilku centymetrów do kilku metrów. Na granicy pomiędzy soczewkami wapieni krystalicznych a łupkami chlorytowymi widoczne są wyraźne zluźnienia. General view of the eastern quarry wall near Święcko. Thickbedded limestones occur as irregular lenticular intercalations in the chlorite shales. The thickness of the limestone intercalations varies from a few centimetres to several metres. Distinct looseness is observable at the border between the crystalline limestone lenses and the chlorite shales
- Fot. 5. Struktury liniowe w formie delikatnego zmarszczkowania na płaszczyznach foliacji w fyllitach „ilastych”. Odsłonięcie na północno-zachodnim zboczu Góry Fortecznej w Kłodzku  
Linear structures occurring as fine gouffrage on the foliation planes in „argillaceous” phyllites. Outcrop in the north-western slope of the Góra Forteczna Hill at Kłodzko
- Fot. 6. Drobne fleksury deformujące przebieg struktur liniowych w łupkach chlorytowych. Odsłonięcie w skarpie nad Czerwionką na północny wschód od Święcka  
Minute flexures distorting the direction of linear structures in chlorite shales. Outcrop in the scarp of Czerwionka stream, north-east of Święcko



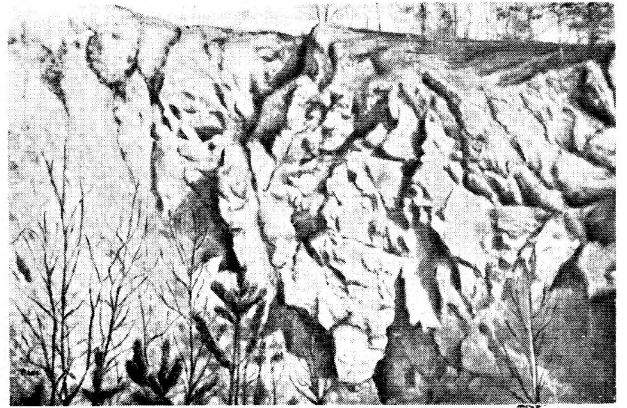
1



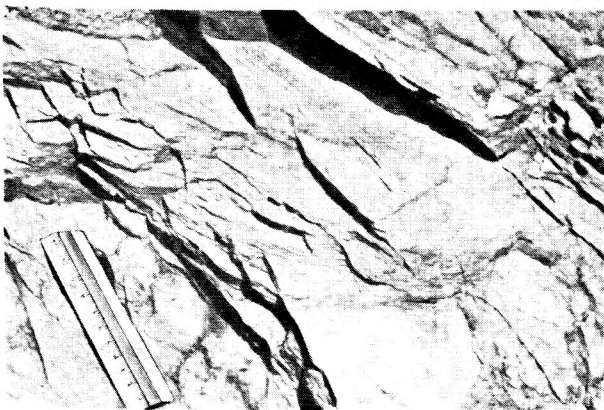
2



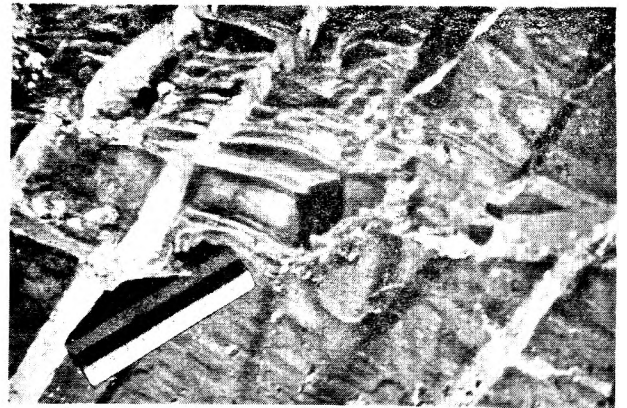
3



4



5

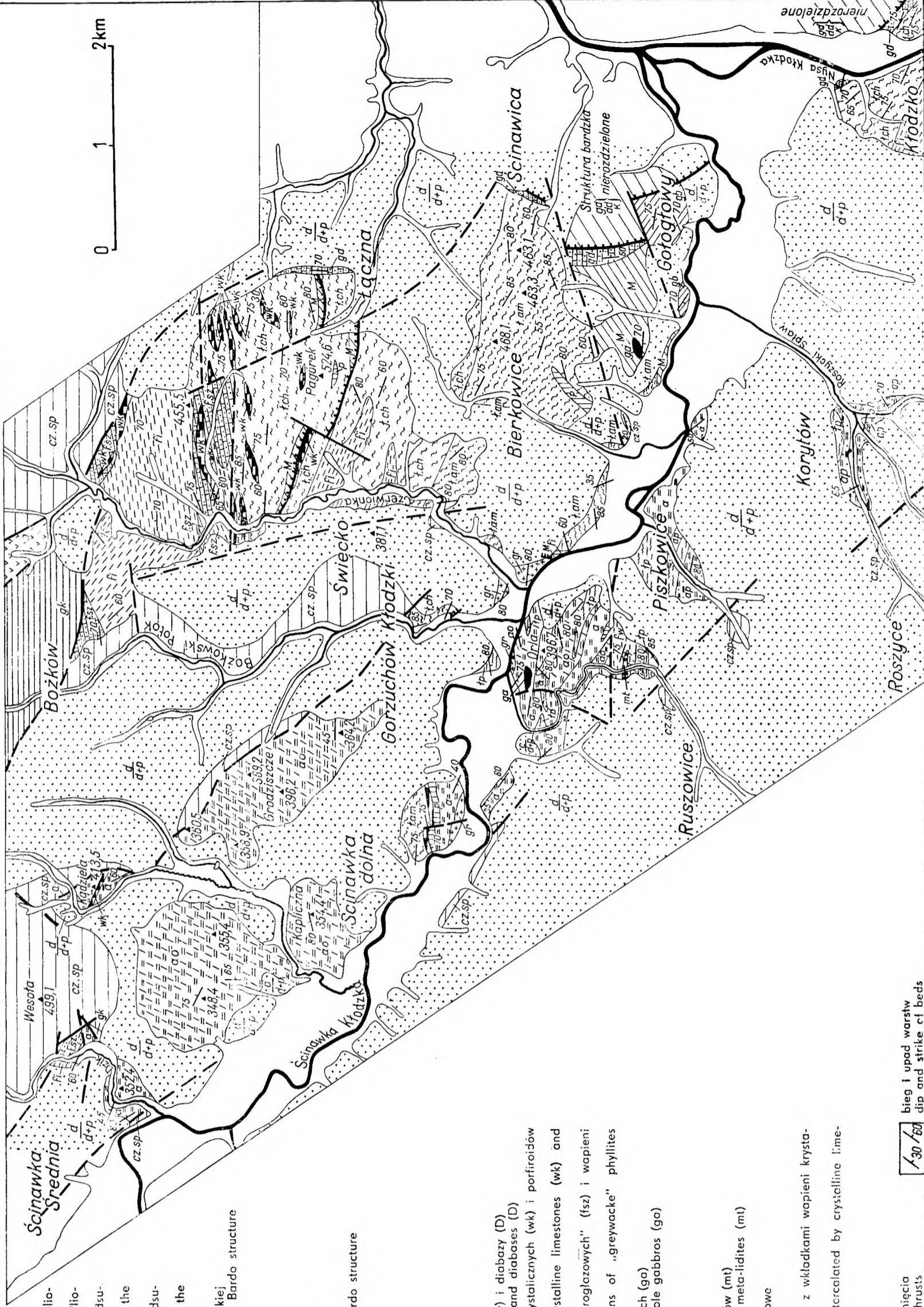


6



IRENA WOJCIECHOWSKA

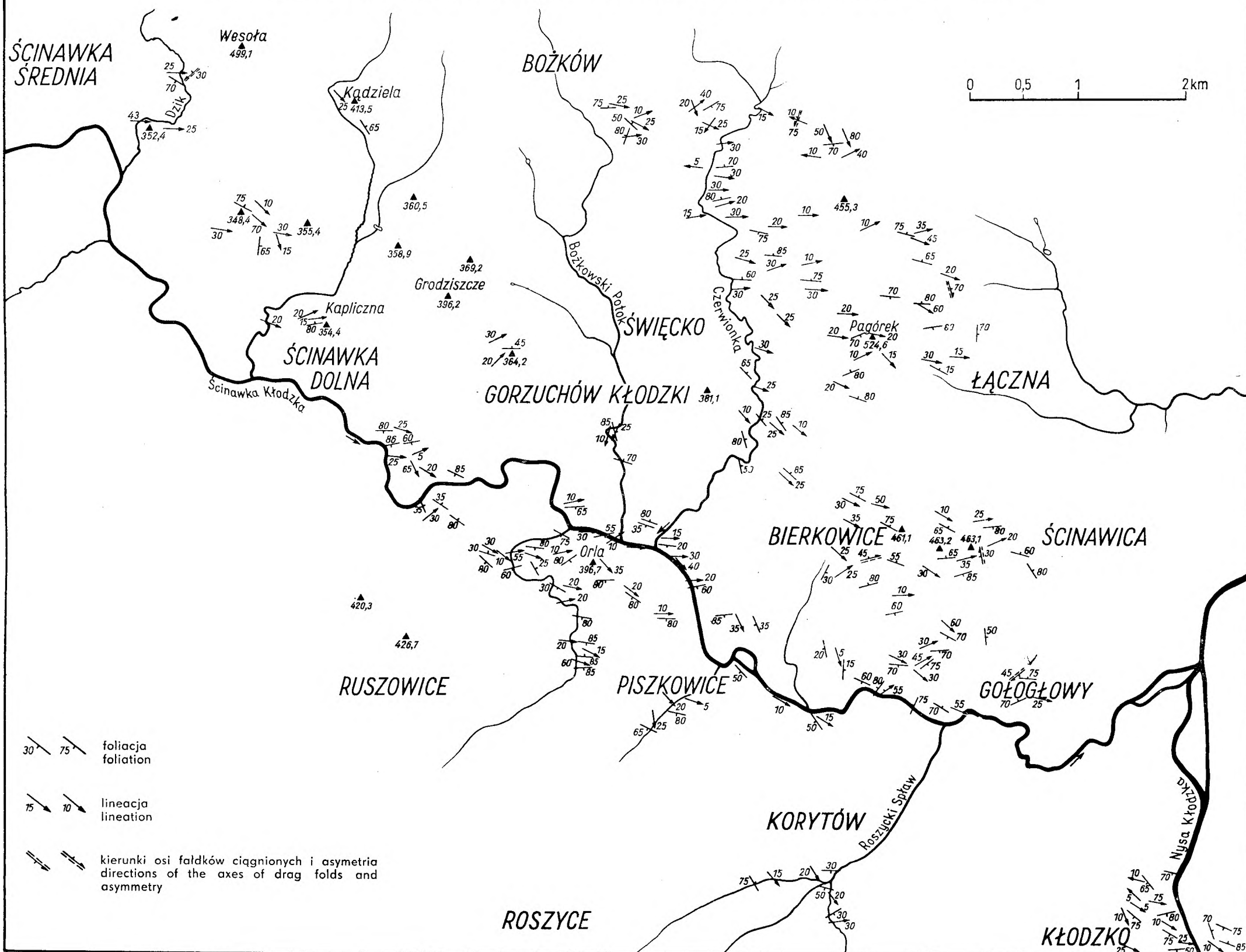
MAPA GEOLOGICZNA METAMORFIKU DORZECZA ŚCINAWKI KŁODZKIEJ  
GEOLOGIC MAP OF THE METAMORPHIC MASSIF IN THE ŚCINAWKA KŁODZKA BASIN



	CZWARZĄRZED I TRZECIORZĘD QUATERNARY AND TERTIARY	piaski i żwirny itp. (holocen) sands and gravels, etc. (Holocene)
	PERM PERMIAN	piaski i żwirny oraz gliny zwietrzelninowe (pliocen + plejstocen) sands and gravels also detrital clays (Pliocene + Pleistocene)
	GÓRNY KARBON UPPER CARBONIFEROUS	zlepieniec, piaskowce i łupki niecki śródsudzieckiej conglomerates, sandstones and shales of the intrasudetic basin
	DOLNY KARBON LOWER CARBONIFEROUS	zlepieniec, piaskowce i łupki niecki śródsudzieckiej conglomerates, sandstones and shales of the intrasudetic basin
	GÓRNY DEWON UPPER DEVONIAN	granitoidey Ścinawki Ścinawka granitoids
	DOLNY DEWON LOWER DEVONIAN	wapienie, zlepieniec i piaskowce limestones, conglomerates and sandstones
	STARSZY PALEOZOIK OLDER PALEOZOIC	łupki ilaste i piaskowce struktury bardzkiej argillaceous shales and sandstones of Bardo structure
		mylonity w ogólności mylonites (generally)
		keratofiry struktury bardzkiej keratophyes of Bardo structure
		metaryolity metarhyolites
		skaly amfibolowo-epidotowe (metadiabazy) i diabazy (D) epidote-amphibole rocks (metadiabases) and diabases (D)
		łupki chlorytowe z wkładkami wapieni krystalicznych (wk) i porfiroidów (p) chlorite shales with intercalations of crystalline limestones (wk) and porphyroids (p)
		fiyllity „ilaste” z wkładkami fiyllitów „szarogłazowych” (fsz) i wapieni krystalicznych (wk) „argillaceous” phyllites with intercalations of „greywacke” phyllites (fsz) and of crystalline limestones (wk)
		artoamfibolity z relikami gabr amfibolowych (ga) ortho-amphibolites with relicts of amphibole gabbros (ga)
		amfibolity w ogólności amphibolites (generally)
		fiyllity grafitoidowe z wkładkami metalidytów (mt) graphitoid phyllites with intercalations of meta-lidites (mt)
		gnejsy blastomylonityczne albitowo-sercytowe blastomylonitic albite-sericite gneisses
		paraamfibolity częściowo zdiatfrozowane z wkładkami wapieni krystalicznych (wk) i porfiroidów (p) para-amphibolites, partly diaphoritic, intercalated by crystalline limestones (wk) and porphyroids (p)
		granice warstw boundary of beds
		uskoki fault

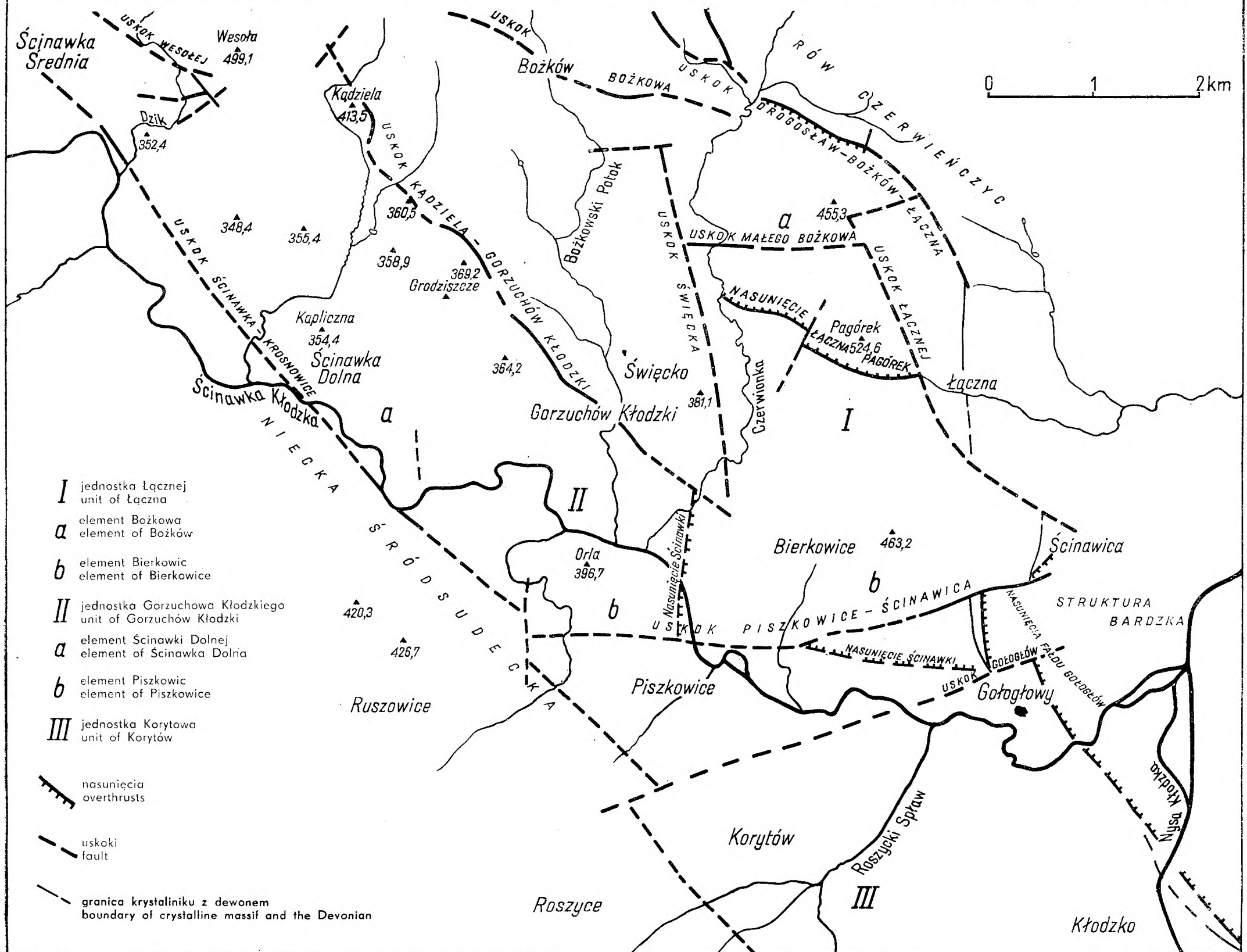
30/60  
bieg i upad warstw  
dip and strike of beds

IRENA WOJCIECHOWSKA

MAPA ROZMIESZCZENIA DROBNYCH STRUKTUR TEKTONICZNYCH W METAMORFIKU  
DORZECZA ŚCINAWKI KŁODZKIEJSKETCH MAP SHOWING THE DISTRIBUTION OF TECTONIC MICROSTRUCTURES  
IN THE METAMORPHIC MASSIF OF THE ŚCINAWKA KŁODZKA BASIN

IRENA WOJCIECHOWSKA

MAPA TEKTONICZNA METAMORFIKU DORZECZA ŚCINAWKI KŁODZKIEJ  
TECTONIC SKETCH MAP OF THE METAMORPHIC MASSIF OF THE ŚCINAWKA KŁODZKA BASIN



IRENA WOJCIECHOWSKA – Budowa geologiczna metamorfitów dorzecza Ścinawki Kłodzkiej  
The geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka

Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1965 r.  
Nakład 737 egz.  
Druk: Lubelskie Zakłady Graficzne im. PKWN