

PRZEWODNIK DO WYCIECZEK

XXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego
w Sudetach w r. 1951

Путеводитель экскурсий

XXIV Съезда Польского Геологического Общества
в Судетах 1951 г.

Guide des excursions

*de la XXIV Réunion de la Société Géologique de Pologne
dans les Sudètes en 1951*

T R E Ś Ć

	str.
Wstęp	379
Pierwszy dzień Zjazdu. Budowa geologiczna depresji Świebodziec (K. Smulikowski i H. Teisseyre)	380
Drugi dzień Zjazdu:	
wycieczka A. Przekrój przez południową część Gór Kaczaw- skich w okolicy Bolkowa. (H. Teisseyre i K. Smu- likowski)	387
wycieczka B. Północne Góry Kaczawskie (J. Zwierzycki i J. Piątkowski)	399
Trzeci dzień Zjazdu:	
wycieczka A. Góry Sowie (K. Smulikowski i A. Po- lański)	410
wycieczka B. Problematyka geologiczna Gór Bardzkich (J. Oberc)	415

WSTĘP

Geologia polska staje w Sudetach przed zadaniami szczególnie trudnymi, ze względu na bardzo skomplikowaną budowę tych gór i na brak polskiej tradycji badawczej na tym obszarze.

Prace podjęte w Sudetach przed kilku laty przez liczne polskie ośrodki naukowe, oparły się z natury rzeczy na dorobku nauki niemieckiej. Dały one jednakże w wielu przypadkach nowe i nieoczekiwane wyniki, niezgodne z uogólnieniami poprzedników.

Stąd wyłania się potrzeba przedyskutowania tych wyników w szerszym gronie. Doceniając znaczenie próby sił geologii pol-

skiej na terenie nowym i obcym jej dotychczas, Polskie Towarzystwo Geologiczne uchwaliło odbyć Zjazd w Sudetach w roku bieżącym.

Jako cel wycieczek zjazdowych wybrano następujące regiony:

1. Depresję Świebodzie i południowy pień Gór Kaczawskich,
2. Północną część Gór Kaczawskich,
3. Krę sowiogórską,
4. Góry Bardzkie.

Są to obszary, w których skupiły się badania ośrodków: wrocławskiego i poznańskiego. Badania powyższe dobiegają obecnie końca, względnie są silnie zaawansowane.

Materiał naukowy użyty do niniejszego Przewodnika Zjazdowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego udzielony został przez Państwowy Instytut Geologiczny.

PIERWSZY DZIEŃ ZJAZDU

Budowa geologiczna depresji Świebodzie

Prowadzą: K. Smulikowski i H. Teisseyre

Popołudnie pierwszego dnia Zjazdu poświęcone zostało budowie geologicznej depresji Świebodzie.

Depresja ta wypełniona utworami górnego dewonu i starszego kulmu występuje na styku trzech elementów sudeckich pierwszego rzędu, które różnią się zasadniczo między sobą pod względem wieku, stylu tektoniki i charakteru inwentarza stratygraficznego. Elementami tymi są:

1) Kra Sowich Gór, 2) Góry Kaczawskie i 3) Niecka Śród-sudecka. Od wschodu, zachodu i południa ograniczają depresję Świebodzie linie dyslokacyjne, a to: uskoki sudecki brzeżny, dyslokacja Szczawienka i dyslokacja Strumyka. Ku północy utwory depresji Świebodzie przefalowały się z elementami kaledonikum Gór Kaczawskich.

Stratygrafia

Najstarsze utwory depresji Świebodzie należą do górnego dewonu i reprezentują piętra *f r a n i f a m e n*. Szczegółową ich stratygrafię opracowała D. Pawlik, na podstawie zbiorów własnych i cudzych. Niewielka stosunkowo ilość punktów z fauną, brak jakichkolwiek stałych poziomów petrograficznych i zmienność wykształcenia litologicznego powodują, że w czasie kartowania w terenie nie da się wydzielić konsekwentnie poszczególnych poziomów.

Dewon górny naszego regionu składa się zasadniczo z utworów morskich. Są to ciemno szare łupki ilaste, przekładane piaskowcami szarowakowymi i ławy zlepieńcowe. Wapienie orga-

nogeniczne, koralowe, brachiopodowe, klimentiowe i glonowe (*Sphaerocodium*), występują sporadycznie w formie większych i mniejszych soczewek.

Jest rzeczą ważną, że dewon górny depresji Świebodzie jest utworem synorogenicznym i że pewne poziomy tej formacji uległy wypiętrzeniu już w okresie górno-dewońskim.

Świadczą o tym otoczaki łupków i wapieni górno-dewońskich, które dostrzegamy często w młodszych zlepieńcach tej samej formacji. W związku z tym, E. B e d e r k e i D. P a w l i k przyjmują istnienie fazy pre-marsyjskiej na obszarze Sudetów Środkowych.

Dewon górny, zgodnie z zapodaniami E. B e d e r k e g o, łączy się przejściem z utworami dolnego kulmu w centralnej części wspomnianego regionu. Natomiast w południowej części depresji Świebodzie obie powyższe formacje ma przedzielać dyskordacja, związana z fazą orogeniczną.

W związku z powyższym, oddzielenie dewonu górnego od dolnego karbonu w środkowej części depresji Świebodzie jest trudne, tym bardziej, że karbon dolny pozbawiony jest jakichkolwiek szczątków zwierzęcych, a flora występuje w nim rzadko i jest źle zachowana.

Granice między dewonem a karbonem dolnym przeprowadzono w czasie kartowania arkusza Świebodzie konwencjonalnie, w miejscu gdzie czarne łupki z fauną morską przechodzą w zlepienie gnejsowe, za pośrednictwem arkoz i szarowak arkozowych.

Karbon dolny omawianego obszaru wykształcony jest w fałcie kulmowej, a kulm ten ma pewne cechy swoiste. Składa się nań potężna masa gruboziarnistych, arkozowych szarowak, najczęściej zlepieńcowych, oraz zlepieńców, o mniej lub więcej obfitym cieście arkozowo-szarowakowym. Utworów drobno-klastycznych brak niemal zupełnie. Miąższość tego niezmiernie jednostajnego osadu wynosi 2000—3000 m.

Kulm depresji Świebodzie jest pozbawiony zupełnie skamieniałości morskiego pochodzenia. Uławicenie jego jest bardzo grube i słabo zaznaczone. Sortowanie materiału detrytycznego i selekcja odpornościowa są również bardzo słabe. Wielkość otoczków waha się najczęściej w granicach od kilku do kilkunastu cm., zdarzają się jednakże często otoczki znacznie większe, czasem wzwyż 2 m średnicy.

Osad opisany uważam za dzieło dzikich górskich potoków, wzbierających w czasie okresowych górskich powodzi. Potoki te zrzucały cały swój balast u stóp gór, w miejscu, gdzie wpływały na płaskie dno depresji Świebodzie. Depresja ta, w miarę jak rosła miąższość potężnych stożków napływowych, zanurzała się stopniowo coraz bardziej.

Szczegółowy podział kulmu sudeckiego przeprowadzono dotychczas niejednolicie i nie zawsze opierano go na istotnych

cechach skał. Podział, stosowany przez szkołę wrocławską opiera się głównie na grubości ziarna osadu i na składzie petrograficznym frakcji makroklastycznej.

Kulm depresji Świebodziec podzielić można na dwie odmiany facjalne, które różnią się przede wszystkim składem petrograficznym zlepieńców. Są to: a) kulm z Księżna i b) kulm z Chwaliszowa.

Odmianę pierwszą cechuje ogromna przewaga gnejsu sowiogórskiego nad innymi składnikami. Przegląd 2600 otoczaków z tego kulmu dokonany w 26 różnych odsłonkach, wykazał następujący skład procentowy: gnejsy sowiogórskie: 80%, wapień górnego dewonu: 4,5%, kwarc: 6%, łupki ilaste górnodewońskie 4%, różne kwarcyty: 3%, gabro 1% i inne 1,5%.

W kulmie z Chwaliszowa, na plan pierwszy występują, obok gnejsów, szare ilaste łupki górnego dewonu. Skład petrograficzny zlepieńców tego kulmu zbadano w 50 odsłonkach, oznaczając łącznie 5000 otoczaków. Skład średni ilustruje następujące zestawienie:

gnejsy sowiogórskie: 32% (wahania od 18—59%)

szare łupki dewońskie: 25% (wahania od 2—59%)

różne kwarcyty, piaskowce krzemionkowe: 14,8%

kwarc: 9,3%

różne łupki metamorficzne i fylity: 5,6%

granity: 3%

piaskowce i szarowaki dewońskie: 3%

paleoporfiry i keratofiry: 2%

zieleńcowe łupki i diabazy: 1%

inne: 4,3%

W ostatnim zestawieniu uderza wielka ilość materiału, pochodzącego niewątpliwie z górnego dewonu. Jeśli doliczymy do tego materiału połowę kwarcytów (piaskowce kwarcytowe występują w górnym dewonie dość często) wówczas na skały górnodewońskie, reprezentowane w zlepieńcach kulmu z Chwaliszowa przypadnie aż 35,4%.

Wskazuje to na intensywną erozję tej formacji w okresie osadzania się kulmu depresji Świebodziec. W dolnym kulmie wody płynące zgromadziły zatem na niewielkiej przestrzeni zachodniej części depresji Świebodziec (powierzchnia około 20 km²) ponad 10 km³ skał górnodewońskich. Na każdy kilometr kwadratowy przypada tu zatem 0,7 km³ skał wspomnianych, licząc średnią miąższość osadu na niespełna dwa kilometry.

Facja z Chwaliszowa dominuje w zachodniej części depresji Świebodziec, przytykając bezpośrednio do utworów niecki śródsudeckiej. A zatem szczątki zachodniego wypiętrzenia ramowego depresji Świebodziec, zbudowane w znacznej mierze z utworów górnodewońskich, winny tkwić w głębokim podziemiu Niecki Śródsudeckiej.

Tektonika

Tektonika depresji Świebodzie jest bardzo skomplikowana i trudna do rozwikłania. Zarówno górny dewon i kulm wykazują silne zaburzenia warstw i intensywne sfałdowanie, przy czym upady są najczęściej strome, a w wielu wypadkach prawie pionowe. Cały teren jest niewątpliwie silnie zdyslokowany. Jednakże w czasie kartowania dostrzeżono tylko nieliczne i to największe dyslokacje. W każdym razie stwierdzić można, że wchodzi tu w grę dwa główne systemy uskoku. Jeden z nich wykazuje kierunek NW — SE, względnie NNW — SSE i jest równoległy do brzeżnego uskoku Sudetów. Reprezentuje go przede wszystkim dyslokacja Strumyka, zamykająca depresję Świebodzie od zachodu. System drugi jest w przybliżeniu prostopadły do pierwszego, wykazując bieg NE — SW. Tu należy dyslokacja: Świebodzice-Szczawno-Zdrój, wzdłuż której biją wszystkie źródła mineralne tej ostatniej miejscowości.

Wszakże najbardziej charakterystyczną cechą depresji Świebodzie jest przełałdowanie utworów dewonu i kulmu ze znacznie starszymi elementami skalnymi, należącymi niewątpliwie do kaledonikum kaczawskiego, o czym wspomniano już na wstępie.

Badacze niemieccy z B e d e r k e m na czele uważali wspomniane elementy kaledońskie za wysady starszego podłoża. Autorowie nie godzą się z tym wnioskiem, przyjmując raczej nasuwanie się elementów kaledońskich na uprzednio sfałdowany i częściowo rozmyty dolny kulm i górny dewon.

Za tezę tą przemawiają między innymi wystąpienia diabazów i tufów diabazowych (formacja zieleńcowa) na szczytach wzgórz, położonych w partiach synklijalnych (np. szczyt wzgórza Radoń, położony w osi synkliny Lubiechowa).

Na tym miejscu zajmiemy się natomiast krótkim omówieniem dwu większych i szczególnie ciekawych elementów kaledońskich, ukazujących się w obrębie depresji Świebodzie.

Na pierwszym miejscu wymienić tu należy element, który ukazuje się w Cieszowie i Jaskólnie, na NW od Świebodzie. Będziemy go nazywali płatem Jaskólna. Jądro omawianego płatu tworzy wielka masa skał o wyglądzie zieleńców pochodzenia diabazowego. Skały powyższe wykazują w Cieszowie wkładki lekko sflylizowanych łupków ilastych, przy czym w jednym wypadku zauważono na granicy obu skał wyraźny kontakt termiczny.

Płat diabazowy Jaskólna okolony jest od północy, zachodu i południa przez pas szczególnej skały, wydzielonej na zdjęciu Z i m m e r m a n n a jako granit z Cieszowa (Der gequetschte Granit von Fröhlichsdorf). Wedle badań K. S m u l i k o w s k i e g o jest to kataklazyt, względnie mylonit, dla którego materiałem wyjściowym nie mogły być granity, lecz jakieś me-

tamorficzne skały facji zieleńcowej, metasomatycznie przeobrażone i przekryształizowane.

Skały te nazywać będziemy zbiorowo: „mylonitem z Cieszowa“, nie bacząc na różnorodność struktury i wyglądu megaskopowego. Składają się one zasadniczo z kwarcu i albitu, ze zmiennymi ilościami chlorytu i z podrzędnym i niestałym udziałem serycytu, kalcytu i epidotu, nie wykazując nigdy skalenia potasowego ani żadnych reliktyw składu mineralnego granitu (np. biotyty). Taka kombinacja mineralna znamionuje zieleńcową fację metamorficzną, wytworzoną w płytkiej strefie metamorfozy.

Odmianę najbardziej charakterystyczną stanowią mylonity ziarniste, mniej lub więcej podobne do granitu, o pogruchotanych ziarnach szarego kwarcu i żółtawo-cielistego albitu, zlepionych miazgą kataklastyczną tych samych minerałów z udziałem chlorytu. Często przechodzą one w odmianę porfiroklastyczną, gdzie megaskopowych ziarn jest mniej, a rozartej miazgi znacznie więcej (wyższy stopień kataklazy). Obie te odmiany mogą łącznie przedstawiać zwarte wystąpienia, nasuwające istotnie myśl o intruzjach granitowych.

Częściej jednak mylonity te są przekładane równoległymi ławicami skał ciemniejszych, szaro- lub czarno-zielonych, o wyglądzie zieleńców. Niektóre tylko z tych wtrąceń okazują się właściwymi zieleńcami, tj. złupkowanymi spilitami, inne wykazują w mikroskopie budowę kwaśnych law keratofirowych, zupełnie prawie nie zdeformowanych, o doskonale zachowanych mikrostrukturach.

W zieleńcach i w ciemnych wtrąceniach w obrębie mylonitów można wysledzić w mikroskopie następujące fazy tektonicznej przeróbki:

1. Sfałdowanie i złupkowanie
2. Sztywne popękanie i infiltracja kwarcu z albitem
3. Przefałdowanie i mylonityzacja
4. Sztywne spękanie, infiltracja kwarcu, czasem także węglanów
5. Sztywne spękanie i infiltracja wodzianów żelaza.

Zieleńce wykazują na ogół wszystkie powyższe fazy, natomiast mylonity, występujące z nimi w łącznym kompleksie, tylko trzy ostatnie. Wyprowadzić stąd można wniosek, że mylonity powstały z takich partii zieleńcowej serii, które uległy w drugim etapie masowej metasomatycznej przeróbce hydrotermalnej na ziarniste masy albitowo-kwarcowe.

Na peryferii pasa opisanych mylonitów dostrzegamy strzępy i większe fragmenty kompleksu skalnego, wydzielonego przez E. Zimmermanna jako tufy diabazowe. Zasadniczo mamy tu do czynienia ze skałami zieleńcowymi, najczęściej złupkowanymi, mniej często tufogenicznymi. Towarzyszą

im soczewki wapieni krystalicznych, fylitów wapiennych i innych łupków metamorficznych.

Inny ciekawy fragment elementów kaledońskich dostrzegamy u zachodniej granicy depresji Świebodzie, wzdłuż dyslokacji Strumyka, między wsią tej samej nazwy, a Bogaczowicami Starymi. Reprezentują go diabazy, podobne do diabazów Jaskólna i Cieszowa, porozrywane na szereg fragmentów, a oddzielone od dyslokacji Strumyka na znacznej przestrzeni dużą masą silnie zaburzonych szarowak górnego dewonu.

Niewielkie masy tych szarowak ukazują się również wzdłuż wschodniej granicy fragmentów diabazowych.

Obie te formacje wyodrębniono pod nazwą **p ł a t a S t r u m y k a**.

Płaty Jaskólna i Strumyka reprezentują wedle naszych poglądów resztki większych i odkorzenionych nasunięć. Nasunięcia te powstały przez ześlizgnięcie się sztywnych kier ze spiętrzających się elementów kaledońskich południowego pasa Gór Kaczawskich, w okresie bezpośrednim po sfałdowaniu i częściowym zerodowaniu kulmu i górnego dewonu depresji Świebodzie.

Dewon górny, towarzyszący diabazom płata Strumyka byłby w tej interpretacji masą wyrwaną z podłoża nasunięć i spiętrzoną przed czołem kry diabazowej.

W ostatnim wypadku istnieje również możliwość nieco innej interpretacji, która będzie poruszona w ewentualnej dyskusji w terenie.

Na zakończenie niniejszych wyjaśnień pozostaje jeszcze krótkie omówienie stosunku kulmu depresji Świebodzie do kulmu Niecki Śródsudeckiej.

E. B e d e r k e uważał kulm dolny depresji Świebodzie i kulm dolny Niecki Śródsudeckiej za utwory wiekowo równorzędne i porównywał je ze sobą. Przegląd stosunków, panujących w obu tych regionach budzi jednakże poważne zastrzeżenia co do słuszności tezy B e d e r k e'g o .

I tak kulm depresji Świebodzie łączy się przejściami z niżej ległym górnym dewonem i jest wraz z nim bardzo intensywnie sfałdowany.

Sądząc ze stosunków, panujących na powierzchni — kulm Niecki Śródsudeckiej nie przechodzi w utwory dewońskie i wykazuje znacznie słabsze deformacje. Kulm i dewon depresji Świebodzie uległy przefałdowaniu z elementami kaledonikum sudeckiego, dużo od nich starszymi. Natomiast kulm Niecki Śródsudeckiej leży transgresywnie na elementach kaledońskich i nigdzie nie jest z elementami tymi przefałdowany. Okoliczności te nasuwają wniosek, że kulm depresji Świebodzie jest starszy od kulmu Niecki Śródsudeckiej i że obie te serie dzieli dyskordancja.

Szczegółowe prace w terenie potwierdziły ten wniosek w zupełności.

W dolnej części kulmu niecki śródsudeckiej zauważono bowiem otoczaki zlepieńca, złożonego głównie z gnejsów i łupków dewońskich. Otoczaki tego zlepieńca występują na północ od Bogaczowic Starych i wyglądem swym nie różnią się od niektórych odmian zlepieńców kulmu z Chwaliszowa. Dodać przy tym należy, że najniższa część kulmu Niecki Śródsudeckiej zawiera w okolicy Bogaczowic Starych bardzo duży procent otoczków szarowak, arkoz szarowakowych i piaskowców przeważnie mikowych, oraz otoczaki zlepieńców, zawierających liczne okruchy łupków dewonu (kulm bogaczowicki).

Ilość tego materiału waha się w zlepieńcach bogaczowickich od 12—73% i zwiększa się w kierunku depresji Świebodzie. Można stąd wnioskować, że otoczaki wymienionych skał osadowych zostały wymyte ze skał niewątpliwie kulmowych i górno-dewońskich, wypełniających wspomnianą depresję.

Trasa Pierwszego Dnia Zjazdu

(wykaz zwiedzanych odsłonek)

Trasa pierwszego dnia Zjazdu (wycieczki popołudniowej) wiedzie ze Szczawna-Zdroju przez Świebodzice, Cieszów, Chwaliszów i Bogaczowice Stare, skąd nastąpi powrót do Szczawna-Zdroju w godzinach wieczornych. Uczestnicy Zjazdu zapoznają się w czasie tej wycieczki z formacjami, występującymi na obszarze depresji Świebodzie. Szczegółowe objaśnienie odsłonek nastąpi w terenie, przy czym poruszane będą ważniejsze zagadnienia stratygraficzne, petrograficzne, tektoniczne i paleogeograficzne.

S p i s o d s ł o n e k

1. Stary łom w Szczawienku, na wschód od kościoła, po prawym brzegu potoku Pełcznica. W łomie odsłania się kulm z Ksieźna.
2. Odsłonka dewonu górnego w rowie przeciwczołgowym, przy szosie ze Świebodzie do Chwaliszowa.
3. Skałki diabazowe w Cieszowie, jako przykład diabazów, budujących płat Jaskólna.
4. Skałka mylonitową i diabazy, występujące na lewym brzegu potoka Cisowego.
5. Łom w kulmie z Chwaliszowa, w Bogaczowicach Starych, na prawym brzegu doliny.
6. Łom w kulmie z Lubomina w Górnym Strumyku, przy drodze do Szczawna-Zdroju.

DRUGI DZIEŃ ZJAZDU

Wycieczka A.

PRZEKRÓJ PRZEZ POŁUDNIOWĄ CZĘŚĆ GÓR KACZAWSKICH KOŁO BOLKOWA

Prowadzą: H. Teisseyre i K. Smulikowski

Stratygrafia

Najgłębsza część Gór Kaczawskich odsłania się w jądrze siodła wojcieszowskiego, które przebiega w kierunku równoleżnikowym, między okolicami Bolkowa a obszarem, położonym na zachód od Wojcieszowa.

Odsłania się tu formacja łupkowa, o wyraźnych cechach regionalnej epimetamorfozy, wydzielona przez badaczy niemieckich jako łupki altenberskie i zaliczana przez nich do algonku.

Łupki altenberskie wykazują wykształcenie dość zmienne. W zasadzie są to fylity szarowakowe lub łupki kwarcytowe, których głównym składnikiem jest wedle Block'a kwarc, a na drugim miejscu występuje serycyt. Ilość skałeni jest niewielka, a wśród nich występuje obok pierwotnego również wtórny albit. Szara barwa skały pochodzi od rozproszonej substancji węglistej. Silne zanagażowanie tektoniczne skały wyraża się drobnym sfałdowaniem i porozrywaniem płytek łupkowych, oraz pewnymi objawami kataklazy. Brak wyczerpujących badań mikroskopowych uniemożliwia dokładniejsze scharakteryzowanie cech petrograficznych omawianej formacji.

Ponad łupkami altenberskimi zalegają niezgodnie potężne masy skalne, zaliczane przez geologów niemieckich do starszego paleozoiku. W podstawowej części tych mas dostrzegamy wapienie krystaliczne, znane pod nazwą wapieni wojcieszowskich, uważanych ogólnie za dolny kambr. Wniosek ten opiera się na porównaniu naszego regionu z obszarem łużyckim, gdzie w strobie podobnych wapieni znaleziono w serii ilastej faunę protoleńską.

W jednej ze swych prac Bederke zwraca uwagę na słabość tego rodzaju argumentacji, wskazując na możliwość przydzielenia wapieni wojcieszowskich do algonku.

Wapienie wojcieszowskie reprezentują osad rafowy, dochodzący do 500 m miąższości, partiami zdolomityzowany i wykazujący wkładki łupków ilastych, sfylityzowanych.

Ponad opisanym kompleksem zalega potężna masa skał, które można objąć zbiorową nazwą formacji zieleńcowej. Formacja ta, pod względem petrograficznym dotychczas nie zbadała, kryje ogromną różnorodność skał, zmienionych w płytko-metamorficznej facji zieleńcowej, a to: łupki chlorytowe, różne odmiany łupków albitowych i zieleńce masywne, w których

struktury pierwotne zostały zupełnie lub prawie zupełnie zartarte.

Wśród nich występują skały mniej zmienione, z wyraźnymi resztkami struktur pierwotnych.

Skały prawie nietknięte metamorfozą zdarzają się rzadko.

Skałami wyjściowymi dla formacji zieleńcowej były paleobazalty i diabazy w facji spilitowej, oraz odpowiadające im tufy, podrzędnie także keratofiry i pikryty.

Reprezentują one przypuszczalnie rozległe, podmorskie pokrywy wylewne, przy czym w zieleńcach góry zamkowej w Bolkowie występują wyraźne struktury poduszkowe („pillow-lava structure“).

Zasadnicze minerały silnie zmienionych skał zieleńcowych to: chloryt, albit, epidot, kalcyt i kwarc. Jest to zespół charakterystyczny dla metamorfozy płytkiej. Kwarc, albit, kalcyt i epidot tworzą ponadto osobne żyłki w zieleńcach łupkowych i masywnych.

W formacji zieleńcowej występują ponadto:

1. ciemno-szare i zielone rogowce, osadowego pochodzenia
2. fylity, łączące się niekiedy przejściami z łupkami zieleńcowymi
3. łupki ilaste, lekko tylko sfylityzowane, a zawierające wkładki piaskowców krzemionkowych (facja Cieszowska) i wreszcie:
4. łupki serycytowe, srebrzyście połyskujące (Sady Górne).

Do formacji zieleńcowej należy na koniec mylonit z Cieszowa, opisany w objaśnieniach do pierwszej wycieczki zjazdowej. Utwory skalne, podobne do wspomnianego mylonitu, lecz rozmiarami bez porównania mniejsze dostrzegamy często w pewnych partiach łupków zieleńcowych, w formie różnokształtnych infiltracji albitowo-kwarcowych.

Na powierzchniach ślizgowych łupków zieleńcowych często pojawiają się niebiesko zabarwione odmiany włóknistego amfibolu, zbliżonego do glaukofanu.

Mięszość formacji zieleńcowej ulega poważnym wahaniom, zależnie od natężenia zjawisk wulkanicznych, które dostarczały jej głównej masy materiału, oraz w zależności od późniejszych, wielokrotnie się powtarzających zaburzeń tektonicznych (przeładowanie, nasunięcia i wytłoczenia).

E. Zimmernan sędzi, że pierwotna mięszość formacji zieleńcowej w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich osiąga 2000 m, tam gdzie formacja ta jest najsilniej rozwinięta.

Prócz skał wulkanicznych wspomnianej wyżej formacji, występują w Górach Kaczawskich wulkanity, których pozycja w niemieckim schemacie stratygraficznym nie jest jasna, a stosunek wiekowy i przestrzenny do otaczających mas skalnych jest raczej zagadkowy.

Należą tu porfiroidy, porfiryty, porfiry i keratofiry masywne, oraz keratofiry złupkowane.

Porfiry (paleoporfiry) reprezentują lawy kwaśne, dynamicznie nie zmienione, natomiast porfiroidy wykazują słabsze lub silniejsze przeobrażenia składu mineralnego i mniej lub więcej wyraźną laminację. Przechodzą one w facje łupków kwarcytowych lub łupków kwarcytowo-serycytowych, określaną przez autorów niemieckich jako: „Serizitgneisse“, względnie „Serizitporphiroide und Serizit-Quarzitschiefer“.

Nie wyjaśnione jest również zagadnienie keratofirów Gór Kaczawskich.

Dotychczasowe pobieżne nasze obserwacje przemawiają w każdym razie za istnieniem dwu generacji tych skał wulkanicznych. Keratofiry starsze tworzą niewątpliwie przeławicenia w formacji zieleńcowej, zjawiając się wśród spilitów, tufów i mylonitów.

Keratofiry młodsze wykazują zmienny stosunek przestrzenny względem formacji zieleńcowej i innych skał przyległych i zawierać mogą ksenolity gotowych już łupków zieleńcowych (Skała w okolicy Mysłowa, przy szosie Bolków-Wojcieszów).

Skały te powstały zatem po utworzeniu się serii zieleńcowej i po jej zmetamorfizowaniu (epimetamorfizie).

Keratofiry młodsze są zazwyczaj masywne i częstokroć tworzą wielkie masy skalne. Masy te kontaktują najczęściej z formacją zieleńcową, względnie z wyżej leżącą formacją fylitową.

Keratofiry masywne wykazują przeważnie charakter petrograficzny skał alkalicznych (sodowych), o ile sądzić można na podstawie bardzo dotychczas fragmentarycznej ich znajomości. Skała z kamieniołomu w okolicy Rochowic Starych k. Bolkowa, który zwiedzi wycieczka zjazdowa, zdradza swą wybitną alkaliczność zawartością sodowo-żelazowego amfibolu.

Pod nazwą zbiorową formacji fylitowej rozumieć będziemy ilaste łupki fylitowe i fylity piaszczyste, zaliczane przez autorów niemieckich do ordowiku. Towarzyszą im niejednokrotnie diabazy lub łupki zieleńcowe, jako wkładki stratygraficzne lub jako masy obce, zaklinowane wśród fylitów w czasie przefaldowania lub w czasie późniejszych deformacji sptywnych.

Formacja fylitowa zawiera ponadto wkładki łupków serycytowych i soczewki drobnoziarnistego zlepieńca, znanego pod nazwą „kwarcytów z Kuttenberg“.

Skała ta składa się zasadniczo z ziarna kwarcowego i skaleniowego, o średnicy 1—3 mm, tkwiącego w szaro-zielonym cieście skalnym i łączy się przejściami z facją łupkową. W formacji fylitowej Sadów Górnych brak jest kwarcytów z Kuttenberg, występują natomiast łupki kwarcytowe, rzadziej ma-

sywne kwarcyty, które autorzy niemieccy określili nazwą zbiorową „Die Baumgartner Quarzite“.

Jest to skała na ogół wyraźnie złupkowana, przy czym warstewki bywają bardzo intensywnie sfałdowane lub zmięte. W jej składzie mineralnym przeważa kwarc, wydłużony równolegle do powierzchni złupkowania i wykazujący kwarcytową rekrytalizację. Przymieszka albitu jest zmienna, niekiedy bardzo duża, kiedy indziej znika niemal zupełnie. Płaty, utworzone z kwarcu, względnie kwarcu i albitu, przegradzają cienkie powłoczki serycytu, postrzępionego, zgniecionego i częstokroć silnie zafałdowanego.

Niektóre odmiany omawianych łupków kwarcytowych wykazują wyraźne wydłużenie kierunkowe. Trafiają się również łupki kwarcytowe, zawierające oka kwarcu, do kilku mm grube, a złożone z drobnoziarnistych agregatów kwarcowych, o kwarcytowym charakterze.

Powszechnie występują tu objawy słabszej lub silniejszej kataklazy i mylonityzacji.

Jedyna formacja, której wiek staropaleozoiczny został na terenie Gór Kaczawskich paleontologicznie udokumentowany, to łupki graptolitowe, należące niewątpliwie do gotlandu. Towarzyszą im ilaste łupki ałunowe, czarne łupki krzemionkowe z żyłami i soczewkami kwarcu, oraz lidyty.

T e k t o n i k a

Pomijając dawne koncepcje tektoniczne Gór Kaczawskich, należące już dziś do historii, podkreślić należy, że wedle E. B e d e r k e'g o, główna faza fałdowania przypada w tym regionie na górny gotland.

W powyższym ujęciu Góry Kaczawskie byłyby zasadniczo wycinkiem orogenu młodo-kaledońskiego. Późniejsze ruchy waryscyjskie i młodo-saksońskie zmieniły znacznie pierwotny wygląd gmachu fałdowego kaledońskiego. Charakter odkształceń był jednakże w tych wypadkach raczej dysjunktywny, względnie wyraził się fałdowaniem uskokowym (niemieckie Bruchfaltung).

Wedle S c h w a r z b a c h a, przefałdowanie kaledońskie wytworzyło w Górach Kaczawskich orogen o budowie wachlarzowej. Autor ten przyjmuje, że wergencja osi fałdów w południowym pniu Gór Kaczawskich jest południowa, zaś w północnym pniu północna. Teza powyższa opiera się jednakże jedynie na upadach warstw. Oba pnie rozdziela podłużny rów Świerzawy, wypełniony utworami czerwonego spągowca. Niektórzy badacze niemieccy dopatrywali się w Górach Kaczawskich elementów o charakterze płaszczowinowym (Q u i t z o w).

Ostatnio K o d y m i S v o b o d a wyrazili pogląd, że jednostka ta jest wielką płaszczowiną, nasuniętą od północy na

plaszczowinę sudecką, do której zaliczyli masy skalne, tworzące okrywę granitów Karkonoszy. Plaszczowiny kaledońskie Sudeków są wedle K o d y m a i S v o b o d y elementami, powstałymi przez odkłucie i nasunięcie sztywnych kier (shearing nappe), a nie leżącymi fałdami.

Ten krótki przegląd streszcza najważniejsze dotychczasowe ujęcia, odnoszące się do tektoniki Gór Kaczawskich.

W ujęciach tych uderza z jednej strony pewna szablonowość uogólnień, z drugiej zaś strony brak rozwiązań szczegółowych, opartych na dokładnej analizie mapy. Przyczyną tego ostatniego braku jest niewątpliwie niepewność wydzieleni stratygraficznych.

Nasze prace przeglądowe w Górach Kaczawskich, oraz studium dotychczasowej literatury i map, nasunęły poważne wątpliwości co do niektórych szablonów niemieckich i to zarówno stratygraficznych jak i tektonicznych. Prace szczegółowe autorów, wykonane na obszarze depresji Świebodzic i przyległego skrawka kaledonikum kaczawskiego umożliwiły próbę nowej, szczegółowej interpretacji tektonicznej jeśli chodzi o południowy pień Gór Kaczawskich.

Drugi dzień Zjazdu poświęcony jest w znacznej mierze dyskusji nowych uogólnień.

Metodycznie rzecz biorąc, uogólnienia te opierają się w pierwszym rzędzie na analizie mikroskopowej skał, oraz na bardzo szczegółowych zdjęciach geologicznych. Analiza mikroskopowa ma na celu ustalenie jakości zmian strukturalnych, którym podległy szczególne elementy skalne, oraz odczytanie kolejności tych zmian. Powiązanie zmian strukturalnych z odpowiednimi fazami orogenicznymi pozwoliłyby na ustalenie dokładniejszej stratygrafii formacji metamorficznych, pozbawionych dokumentacji paleontologicznej.

Dokładny obraz intersekcyjny, oparty na bardzo szczegółowym zdjęciu, ma umożliwić sprecyzowanie wzajemnych stosunków przestrzennych między poszczególnymi elementami skalnymi, co ułatwi znacznie interpretację tektoniczną całości.

W chwili obecnej, nasze prace petrograficzne są w początkowej fazie, a zdjęcia szczegółowe objęły jedynie arkusz: Świebodzice (T e i s s e y r e), część arkusza Sędziszów (R a d w a ń s k i) i część arkusza Kamienogóra (Ż a k). Uzupełnienie zbadanego obszaru przyległymi starszymi zdjęciami i literaturą niemiecką, staje się koniecznością.

Dotychczasowe opracowania mikroskopowe wykazują, że skały formacji zieleńcowej a prawdopodobnie też formacja fyllitowa, przeszły pięć kolejno po sobie następujących przemian, związanych niewątpliwie z pięciu różnymi fazami orogenicznymi. Przemiany te, licząc od najstarszej, są następujące:

1. regionalna rekryształizacja i złupkowanie w zasadzie równoległe do pierwotnego uławicenia

2. albityzacja i zmiany hydrotermalne
3. mylonityzacja sztywnych struktur skalnych
4. spękanie i napojenie kwarcem szczelin i wtórna, postkinematyczna albityzacja
5. spękania, zabliźnione węglanami i tlenkami żelaza, po części też kwarcem.

Dwie pierwsze fazy zmian strukturalnych w skałach są zapewne pregotlandzkie, ponieważ trudno przypuścić, aby delikatne struktury graptolitowe mogły się im oprzeć. Łupki graptolitowe, megaskopowo rzecz biorąc, nie wykazują zmian metamorficznych.

Jeśli tak jest w istocie, wówczas regionalna epimetamorfoza Gór Kaczawskich dokonać się mogła albo w starszym kaledonikum (faza sardyjska i takońska), albo w algonku. Wydaje się przy tym rzeczą prawdopodobną, że pregotlandzkie serie metamorficzne Gór Kaczawskich nie są wieku staro-paleozoicznego, lecz należą do młodszego prekambriu. W tym przypadku formacja zieleńcowa wyżej opisana odpowiadałaby formacji spilitowej czeskiego Barrandienu.

Przyszłe badania rozstrzygną zapewne, czy te przypuszczenia są słuszne, czy też nie. Na razie podkreślić należy, że dyskordancja między utworami gotlandu a niżej leżącymi seriami metamorficznymi jest w Górach Kaczawskich zjawiskiem regionalnym o pierwszorzędym znaczeniu, zdaniem naszym dotychczas nienależycie ocenianym.

Przechodząc z kolei do nieco bardziej szczegółowej analizy tektonicznej zajmującego nas obszaru, wyjdziemy od zjawisk zaobserwowanych na terenie depresji Świebodzic i jej północnych peryferii.

Na wstępie podkreśliliśmy fakt tektonicznego przemieszania elementów formacji zieleńcowej ze skałami górnego dewonu i dolnego kulmu, w obrębie wspomnianej depresji.

Ogólnie rzecz biorąc, przemieszanie to wskazuje na dużą intensywność ruchów w okresie kompresji waryscyjskiej. Wchodząc w szczegóły stwierdzamy, że ruchy te prowadziły w dużej mierze do płaskiego nasuwania się sztywnych kier metamorficznych, na sfałdowane i częściowo ścięte jądro depresji Świebodzic. Świadczą o tym diabazy, zalegające na szczycie wzgórza Radoń w Lubiechowie, oraz zieleńcowa łupki, ukazujące się na szczycie koty 385,5 m, o trzy kilometry na zachód od Pełznicy.

Obie wspomniane masy skalne zalegają na kulmie, wypełniającym synkliny, między antyklinalnymi wysadami górnego dewonu.

Fragmentem większego nasunięcia jest zdaniem naszym również płat Jaskólna.

Obraz intersekcyjny oraz zapady warstw, zanotowane w odsłonkach i szurfach, wykazują, że płat Jaskólnina jest formą brachysynklinalną, pociętą licznymi uskokami (wśród uskoków przeważa kierunek NE—SW). Seria warstw, budujących ten element jest odwrócona i spoczywa na silnie zaburzonych utworach górnego dewonu.

Dalsze szczegóły, bardzo ważne dla wyjaśnienia roli ruchów waryscyjskich w tektonice Sudetów Środkowych, dostrzegamy na obszarze między Sadami Górnymi a Chwaliszowem.

Na obszarze tym występują dwie jednostki tektoniczne, zbudowane z warstw metamorficznych, zapadających monoklinalnie ku południowi pod średnimi kątami.

Jednostkę wyższą tworzą fylity, diabazy i mylonity typu Cieszowa, oraz seria skał wyraźnie zieleńcowych, wydzielana przez E. Z i m m e r m a n n a jako: tzw. „tufy diabazowe“. Jednostka niższa ukazuje się na dnie bardziej ku północy i składa się z formacji zieleńcowej, reprezentowanej przez łupki zieleńcowe, mniej lub więcej zmienione diabazy i łupki sercytowe.

Pierwszą jednostkę nazywać będziemy jednostką Cieszowa, drugą zaś jednostką Dobromierza.

Płat Jaskólnina przynależy facjalnie do jednostki Cieszowa, stanowiąc związany z tą jednostką element drugiego rzędu.

Z mapy załączonej wynika, że jednostka Cieszowa uległa przefałdowaniu z utworami górnego dewonu. Na pograniczu Chwaliszowa i Sadów Górnych wciska się w tę jednostkę klin utworów górno-dewońskich, do kilometra szeroki i niespełna 2 kilometry długi.

W środku tego klina dostrzegamy masę łupków zieleńcowych, zapadających łagodnie ku południowi i prawdopodobnie zafałdowanych w dewon od góry.

Utwory górnego dewonu dostrzegamy również na pograniczu jednostki Cieszowa i jednostki Dobromierza, w Sadach Górnych. Tworzą one wąską, niezmetamorfizowaną strefę zaklinowaną wśród skał metamorficznych, miejscami zupełnie wygniecioną i zapadającą ku południowi mniej więcej zgodnie z otaczającymi masami metamorficznymi.

Strefa łupków i szarowak górno-dewońskich ukazuje się w Sadach Górnych na przestrzeni około 3 kilometrów i może być traktowana jedynie jako wąska i silnie sprasowana masa synklinalna na granicy dwu sztywnych kier., a to: jednostki Dobromierza i nasuniętej na nią jednostki Cieszowa.

Utwory osadowe, zapewne dewońskie, tworzą ponadto drobne strzępy, zaklinowane w mylonityczne łupki kwarcytowe jednostki Cieszowa, w pobliżu jej kontaktu z niżejległymi masami łupków zieleńcowych. Jeden z takich strzępów występuje w Sadach Górnych w odległości około 150 m na SE od koty 379.8 m na prawym brzegu doliny (odsłonka zjazdowa Nr 7).

Stanowi on wkładkę zapadającą zgodnie z laminacją okalającego go mylonitu (mylonity typu Sądów Górnych), pod kątem ok. 50° ku SE.

Dwa szlify mikroskopowe, wykonane z tej wkładki dały wynik następujący:

1. Wkładka omawiana jest osadem klastycznym, nietkniętym przez metamorfozę.

2. Składa się ona z okruchów zwietrzałych na miejscu mylonitycznych łupków kwarcytowych, z bardzo małą przymieszką lekko zaokrąglonych okruchów ilastego fylitu.

3. Okruchy te tkwią bezładnie w masie, złożonej z drobnego ziarna kwarcowego.

4. Osad ten uległ zementowaniu, a następnie rozkruszeniu i przemyciu na miejscu, o czym świadczą pojedyncze otoczaki scementowanej skały, w których okruchy łupków kwarcytowych tkwią w masie cementującej (krzemionkowej).

Powstanie omawianej zwietrzliny rezydualnej zdaniem naszym odnieść należy do okresu po penepłenizacji łańcucha kaledońskiego (może dolny dewon). Rozkruszenie, przemycie i przeławienie osadu na miejscu nastąpiło zapewne na skutek transgresji morza górno-dewońskiego. Przemawia za tym nieoznaczalny okruch brachiopoda, dostrzeżony w podobnym strzępie wśród mylonitów sąsiedniej drogi polnej.

Nie ulega wątpliwości, że opisane twory osadowe zaklinowane zostały między sztywne i zmetamorfizowane masy kaledonikum kaczawskiego w okresie kompresji waryscyjskiej, która nastąpiła po osadzeniu się kulmu Chwaliszowa.

Silnie zgradowane jednostki kaledońskie, przykryte świeżymi osadami, uległy wówczas intensywnym ruchom, głównie wzdłuż starych założeń tektonicznych. Pokrywa osadowa dewonu i kulmu uległa wówczas sfałdowaniu i porozrywaniu przez nasuwające się sztywne kry kaledońskie, które zgarniały i stłaczały przed swymi czołami świeży sedyment. Miejscami wszakże sedyment ten tworzył powierzchnie ślizgowe, po których przesuwały się względem siebie mniejsze i większe masy skał metamorficznych.

Tego rodzaju zjawiska obserwujemy jednak jedynie w jednostce Cieszowa, której skały metamorficzne uległy intensywnemu przełałdowaniu z utworami dewonu i kulmu depresji Świebodzie. Niżej leżąca jednostka Dobromierza, zbudowana zasadniczo z serii zieleńcowej, nie wykazuje żadnych przełałdowań ze skałami młodszymi. W naszej okolicy zapada ona monoklinalnie ku południowi, względnie ku południowemu-wschodowi, otulając jądro siodła wojcieszowskiego, które zanurza się ku wschodowi w okolicy Bolkowa.

W okolicach tej miejscowości ukazuje się formacja fylitowa, której utwory zapadają zgodnie i monoklinalnie pod zieleńce jednostki Dobromierza. Wykształcenie facjalne fylitów

z Bolkowa i okolicy jest nieco inne, niż wykształcenie formacji fylitowej jednostki Cieszowa. Między innymi brak w okolicy Bolkowa łupków kwarcytowych, tak charakterystycznych dla regionu Sądów Górnych i Chwaliszowa. Zjawia się natomiast nowy element litologiczny, pod postacią zlepieńcowatych kwarcytów „z Kuttenberg“, opisanych w części stratygraficznej.

Obserwacje litologiczne, oraz stosunki tektoniczne przemawiają za tym, że fylity okolic Bolkowa należą do odrębnej jednostki wyższego rzędu, trzeciej z kolei i leżącej pod jednostką Dobromierza. Jednostkę tę nazwiemy jednostką Bolkowa. W budowie jej biorą udział niemal wszystkie piętra skalne serii kaczawskiej, czym różni się ona wybitnie od obu jednostek poprzednich. Obok fylitów dostrzegamy w jednostce Bolkowa w synkлинаlnych klinach większe masy łupków gotlandu, dalej formację zieleńcową, masywne keratofiry i paleoporfiry, oraz wapienie wojcieszowskie.

Ze studium mapy wynika, że elementy skalne jednostki Bolkowa okalają ze wszystkich stron algonckie jądro siodła wojcieszowskiego. Upady warstw są przy tym stale zwrócone od jądra wspomnianego siodła ku peryferiom.

Podkreślić należy drugi bardzo ważny fakt, a mianowicie, że od miejsca do miejsca różne elementy stratygraficzne jednostki Bolkowa stanowią bezpośredni nadkład łupków altenberskich jądrowej części siodła wojcieszowskiego.

W bezpośrednim nadkładzie łupków altenberskich obserwujemy bowiem na przemian wapienie wojcieszowskie, serię zieleńcową, fylity lub na koniec łupki krzemionkowe gotlandu.

Łupki altenberskie uważamy zatem za czwartą z kolei, odrębną jednostkę tektoniczną, najgłębszą ze wszystkich dotychczas opisanych.

Zachodzi teraz pytanie, jaki charakter tektoniczny należałoby przypisać poszczególnym, wyżej wydzielonym jednostkom pierwszego rzędu, które budują południowy pień Gór Kaczawskich w okolicy bliżej nas interesującej.

Obraz intersekcyjny, uzyskany przez zestawienie map geologicznych i przez obserwacje polowe, przemawia za płaszczowinowym charakterem tych jednostek.

Najbardziej pod tym względem charakterystyczne są stosunki, panujące w obrębie siodła wojcieszowskiego. Stosunki te, niezmiernie zawiłe, tłumaczą się jasno tylko wtedy, jeśli przyjmujemy, że jednostka Bolkowa nasunęła się na jednostkę altenberską.

Za nasunięciem płaszczowinowym przemawiają następujące fakty:

1. Jednostka Bolkowa graniczy z łupkami altenberskimi za pośrednictwem różnych swych ogniw stratygraficznych, aż do najmłodszych włącznie. Wyjaśnić to można łatwo, jeśli

przyjmujemy, że jednostka Bolkowa stanowi fałd leżący, nasunięty, o śródfałdziu fragmentarycznie zachowanym.

2. Paleowulkanity odgrywają poważną rolę w budowie jednostki Bolkowa. (Są to: keratofiry, formacja zieleńcowa, porfiry, porfiryty). Dotychczas nie dostrzeżono śladu tych skał w niżej leżących łupkach altenberskich, przez które przedostawać by się musiały wspomniane paleowulkany, jeśliby seria jednostki Bolkowa znajdowała się „in situ“.
3. Trzeciego argumentu za płaszczowinowym charakterem jednostki Bolkowa dostarcza nam obraz intersekcyjny mapy geologicznej arkusza Bolków (zdjęcie niemieckie). Dostrzegamy na nim, że jednostka bolkowska otula z trzech stron nurzające się ku wschodowi jądro siodła wojcieszowskiego, zbudowane z łupków altenberskich. Zapady warstw w serii skalnej jednostki Bolkowa, są zwrócone stale od jądra wspomnianego siodła.

Jednostka Bolkowa wykazuje bardzo silne strzaskanie uskokiemi i bardzo znaczne wytłoczenia skał, specjalnie sztywnych, co ogromnie utrudnia interpretację intersekcyjnego obrazu mapy. Niemniej jednakże silne jej sfałdowanie nie ulega wątpliwości, o czym świadczą chociażby wydłużone smugi i strzępy utworów gotlandzkich, zaklinowane wśród starych mas skalnych. Przyjmując autochtoniczny charakter serii skalnej, którą wydzieliliśmy jako jednostkę Bolkowa, musielibyśmy przyjąć, że tworzy ona fałdy obalające się monoklinalnie na łupki altenberskie od południa, od wschodu i od północy, co jest nonsensem z mechanicznego punktu widzenia i przypomina naiwną interpretację tektoniki tatrzańskiej, podaną przez Uhliga przed rokiem 1903. Przyjęcie nasunięcia płaszczowinowego trudność tę usuwa bez reszty.

4. Za płaszczowinowym charakterem jednostek tektonicznych, budujących Góry Kaczawskie przemawia na koniec bardzo silne zaangażowanie ich mechaniczne, wyrażające się regionalną mylonityzacją bardziej sztywnych elementów skalnych.

Stopień tej mylonityzacji waha się w szerokich granicach, co jednakże nie jest zjawiskiem obcym terenom silnie przefałdowanym.

Pozostaje jednakże otwarte zagadnienie wergencji płaszczowiny Bolkowskiej i innych jednostek, budujących pień Gór Kaczawskich, zarówno od niej wyższych: (jednostka Dobromierza i Cieszowa), jak i niższych (jednostka altenberska).

Znane dotychczas fakty oraz opublikowane uogólnienia wskazują na południową wergencję osi fałdów kaledonikum regionu Bolków—Wojcieszów.

A oto argumenty.

1. Sch war z b a c h przyjmuje południową wergencję kaledonidów kaczawskich interesującego nas obszaru.

2 K o d y m i S v o b o d a wskazują na południową wergencję płaszczowiny sudeckiej i podsudeckiej bloku Karkonoszy, wysuwając przypuszczenie, że Góry Kaczawskie są trzecią z kolei płaszczowiną, również na południe nasuniętą.

3. C z. Ż a k stwierdził obfitość otoczków litytu w kulmie kamieniogórskim, którego materiał został przetransportowany niewątpliwie z zachodu, od strony bloku Karkonoszy.

Dziś skał tych nie ma zupełnie na obszarze wspomnianej okrywy. Są one charakterystyczne dla gotlandu Gór Kaczawskich. Nie ulega zatem wątpliwości, że w okresie sedymentacji kulmu śródsudeckiego elementy kaczawskie przykrywały znaczne przestrzenie bloku Karkonoszy, zalegając na mezometamorficznym elementach płaszczowiny sudeckiej, będącej pod względem facjalnym elementem zupełnie odmiennym. Zostały one nasunięte od północy. Dodać należy, że fragment pokrywy, należącej do Gór Kaczawskich a zbudowanej z zieleńców i fylitów, zachował się po dziś dzień na południe od Ciechanowic, w stropie serii metamorficznej płaszczowiny sudeckiej, a w spągu kulmu.

4. E. B e d e r k e stwierdza, że w Sudetach środkowych nasunięcia waryscyjskie skierowane są zasadniczo ku południowi, względnie ku południowemu-zachodowi.

5. Badania nasze stwierdzają, że płat Jaskólna i podobne mu mniejsze fragmenty kaledonikum kaczawskiego, spoczywającego na dewonie lub kulmie depresji Świebodzic, mogły nasunąć się jedynie od północy, względnie od strony północno-wschodniej.

Próba interpretacji tektonicznej południowego pnia Gór Kaczawskich, przedstawiona na załączonych profilach, opiera się tedy na dwu wyżej uzasadnionych założeniach, a mianowicie:

1. jednostki budujące ten region są nasunięciami o charakterze płaszczowinowym.

2. wergencja osi fałdów jest południowa, zarówno w dobie ruchów młodokaledońskich, jak i waryscyjskich.

Następstwo zdarzeń na obszarze nas interesującym, porównawszy od młodszego kaledonikum, można by zatem ująć krótko w sposób następujący:

1. kompresja młodokaledońska, złączona z mylonityzacją regionalną skał, zmienionych metamorficznie w czasie wcześniejszych dwu faz orogenicznych (rekrytalizacja łupkowa i albityzacja fazy starszego kaledonikum lub prekambru).

2. daleko idące zrównanie kaledonidów, a następnie sedymentacja dewonu oraz kulmu na elementach kaledońskich, przy akompaniamencie wzmagających się ruchów waryscyjskich. Ruchy te początkowo prowadzą do tworzenia się obniżzeń sedy-

mentacyjnych i spiętrzeń, dostarczających materiału klastycznego do wspomnianych obniżzeń.

3. silna kompresja waryscyjska po osadzeniu się kulmu z Chwaliszowa. W pierwszym okresie kompresja ta powoduje silne sfałdowanie się depresji Świebodzic. W stadium drugim południowy pień Gór Kaczawskich dźwiga się silnie do góry, tworząc siodło wojcieszowskie, a sfałdowana i częściowo zerodowana depresja Świebodzic obniża się po raz wtóry.

4. Odkorzone erozyjnie, sztywne masy skalne jednostki Cieszowa ześlizgują się z południowego skrzydła antykliny wojcieszowskiej ku depresji Świebodzic, nasuwając się na silnie zmięty dewon i kulm. Tworzą się wówczas opisane wyżej zaklinowania dewonu wśród kier metamorficznych jednostki Cieszowa.

Zdajemy sobie sprawę z faktu, że przedstawiona próba interpretacji tektonicznej południowego pnia Gór Kaczawskich i depresji Świebodzic jest koncepcją śmiałą i rewolucyjną, jeśli chodzi o dotychczasowe poglądy. Niemniej podkreślić musimy, że próba ta nie jest czystą spekulacją. Przeciwnie, opiera się ona na kilkuletnich badaniach i — jak nam się wydaje — nie jest pozbawiona ważkiej argumentacji.

Niemniej na razie wstrzymujemy się od wyciągnięcia wniosków ogólniejszych, które narzuca nasza koncepcja odnośnie do planu budowy Sudetów, jako całości, a w szczególności odnośnie roli ruchów waryscyjskich w środkowej części tych gór.

Jeśli koncepcja nasza jest słuszną, wówczas zmienić wypadnie również niektóre poglądy na stratygrafię Gór Kaczawskich. Tak np. przyjęta przez nas koncepcja płaszczowinowa obala konieczność uważania łupków altenberskich za najstarszy element skalny Gór Kaczawskich. Badania petrograficzne wykażą, czy łupki altenberskie kryją w sobie rzeczywiście większą ilość kolejnych przemian i deformacji, niż elementy, uważane dotychczas za młodsze.

Trasa drugiego dnia Zjazdu

Wycieczka A.

Przekrój przez południową część Gór Kaczawskich

Trasa drugiego dnia wycieczki zjazdowej wiedzie ze Szczawna-Zdroju w kierunku północno-zachodnim po okolice między Bolkowem a Wojcieszowem. Zjazd mija nie zatrzymując się wieś Strumyk i wieś Bogaczowice Stare, w których występuje kulm dolny Niecki Śródsudeckiej. Między wspomnianymi miejscowościami, po północno-wschodniej stronie szosy rysują się wzgórza, zbudowane z diabazów i utworów górnego dewonu, należących do elementu Strumyka.

Na północ od Bogaczowic trasa wkracza na małym odcinku w obręb depresji Świebodzie, aby zaraz następnie znaleźć się wśród mas formacji fylitowej, należących do jednostki Cieszowa. Masy te są nasunięte na utwory górnego dewonu i składają się z fylitów silniej lub słabiej chlorytowych, przegradzanych wkładkami i soczewami łupków kwarcytowych. Te ostatnie wykazują zmienną ilościowo albityzację i zmienny stopień zmylonityzowania.

Zjazd zatrzymuje się w Sadach Górnych, przy odsłonkach serii zieleńcowej.

Widoczna jest seria zieleńcowa jednostki Dobromierza oraz zmylonityzowane łupki kwarcytowe z zaklinowanymi zgodnie resztkami utworów dewońskich. Ze szczytu wzgórza 379.8 m uczestnicy obejrzą roztaczającą się wokół panoramę, przy czym nastąpi objaśnienie ogólnej budowy terenu.

Dalsza trasa wiedzie przez Sady Dolne, gdzie wjeżdżamy w permskie konglomeraty i tufy. Następnie miniemy Bolków, gdzie na uwagę zasługują odsłonki zieleńcowych łupków i diabazów ze strukturami poduszkowymi (pillow-lava). Zatrzymanie nastąpi przy odsłonce, która zaznajomi uczestników Zjazdu z wykształceniem serii fylitowej jednostki Bolkowa.

Krótki marsz na pobliskie wzgórze doprowadzi nas do odsłonki, która jest łomem, założonym w keratofirach maszynowych.

Po krótkiej przerwie obiadowej ruszymy dalej szosą, wiodącą ku Jeleniej Górze, mijając po drodze szereg wystąpień formacji fylitowej, skałki zieleńcowe, oraz zostawiając po zachodniej stronie źródła mineralne, okolic Bolkowa (w Rochowicach St.).

W ten sposób dojeżdżamy do łomu wapienia w Wapienicy. Postój następny zapozna uczestników Zjazdu z serią łupków zieleńcowych jednostki Bolkowa, oraz z towarzyszącymi im paleoporfirami.

Ostatnia odsłonka poświęcona jest natomiast łupkom z Radzimowic. Z punktu tego nastąpi powrót w godzinach wieczornych do Szczawna-Zdroju.

DRUGI DZIEŃ ZJAZDU

Wycieczka B.

PÓŁNOCNE GÓRY KACZAWSKIE

Prowadzą: J. Zwierzycki i J. Piątkowski

WSTĘP

Północna część Gór Kaczawskich (tzw. Przedgórze Kaczawskie) stanowi pod względem geologicznym nieckę rozczłon-

konwaną na kilka części, otwartą w kierunku WNW. Terenem wycieczki są niecki częściowe: Jerzmanicko-Leszczyńska i Grodziecka. Obramowanie ich tworzą łupki staropaleozoiczne. Niecki wypełnione są serią skalną, złożoną z osadów i eruptywów permskich (czerwony spagowiec z porfirami i melafirami oraz cechsztyń dolny i górny), pstrego piaskowca, częściowo wapienia muszlowego, osadów górnej kredy. Obie niecki oddziela od siebie, a na wschodzie od obramowania łupków paleozoicznych uskoki Jerzmanicki, ścinający stromo skrzydło północne niecki Jerzmanicko-Leszczyńskiej, podczas gdy południowe zapada łagodnie. Orograficznie zaznaczają się brzegi niecki Jerzmanicko-Leszczyńskiej oraz krawędź ciosowca cenomańskiego i niektóre kominy bazaltowe, przebijające zarówno pokredowe niecki jak i paleozoiczne ramy.

Do najciekawszych problemów należy geneza sfałdowania wapienia muszlowego niecki Grodzieckiej, widocznego w licznych łomach Raciborowic Bolesławieckich. Wynikiem rozwoju cechsztyńskiej paleogeografii są zmiany facjalne osadów cechsztyń dolnego, których granice tną niezgodnie dzisiejsze krawędzie niecek. Morski cechsztyń N. Kościoła i Grodzień różnią się poza tym charakterem fauny i cyklicznością osadów oraz rozwoju poszczególnych poziomów. Żwiry spoczywające nad bazaltem Góry Kamiennej w łomie „Pielgrzymka“ zarysowują rozmiary niezbyt dawnej denudacji. Do najbardziej skomplikowanych zagadnień należy stratygrafia łupków paleozoicznych, tworzących obramowanie niecek, do dzisiaj jeszcze nie rozwiązana.

Opis trasy wycieczki

Dolny cechsztyń Nowego Kościoła

Do kotliny Nowego Kościoła wjeżdżamy z przełomowej doliny rzeki Kaczawy, wyerodowanej w porfirach górno-permskich. Rozszerzenie wyżłobione jest w częściowo mało związanych, drobno-żwirowych zlepieńcach górnego czerwonego spagowca, zwykle barwy czerwonej, czasem szarej (w tym wypadku odmiany wapnistej). Przeważają żwiry kwarcu i porfiru. Są odmiany piaskowcowe i piaszczyste.

W E zboczu doliny, koło nieczynnej dziś cementowni znajduje się $\frac{1}{2}$ km długi łom z odsłoniętym, całkowitym — jedynym w Polsce — przekrojem dolnego cechsztyń w facji morskiej — miedzionośnej.

Dno wewnętrznego łomu spoczywa na górnym czerwonym spagwcu (naciętym w jednym miejscu przez eksploatację); nad zwięzieniem od strony zabudowań widać pierwsze warstwy cechsztyń środkowego.

Miąszość dolnego cechsztyń 13 — 14 m. Za Riedel i Eisentrautem wyróżniamy poziomy (od dołu):

1. Wapień podstawowy, prawie czysty, biało szary z odcieniem fioletowym, cienko- lub grubo-ławicowy z rzadkimi łupkami — ok. 4 m.

2 — 4) Serie złożone na przemian z ławic marglistych, złupkowanych i cienkoławicowych wapieni:

2. Margiel plamisty — warstwy małżonośne, barwy szaro-zielonkawej z matowo-czerwonymi plamami, przepełnione ośródkami i odciskami małży z rodzaju *Schizodus* i licznymi okruchami skorupki *Aviculopinna* — ok. 2¹/₂ m. Najbogatszy to poziom faunistyczny ilościowo i jakościowo (17 gatunków, z tego 13 małży).

3. Margle miedzionośne — ok. 3 m miąższości. Ciemno-szare margle złupkowane, przeławiczone twardymi ławiczkami wapienia z ciemno-zielonymi nalotami malachitu na płaszczyznach (międzywarstwowych) złupkowania. Granica margli plamistych i miedzionośnych nie ostra.

4. Ławica wapienia szaro-żółtej barwy, 30 cm miąższości, znaczy spąg margli ołowionych (warstw gerwilliowych) na przestrzeni całego łomu. Powyżej zalega 4-metrowa seria wapieni przeławiczonych łupkami ciemno-szarymi z miką, przechodzącymi w barwę żółto-białą, czasem z ceglastymi plamami. Ze skamieniałości najczęstsze *Lingula* sp., *Pleurophorus costatus*.

Cechsztyń środkowy składa się z margli piaszczystych i wapieni dolomitycznych.

Upad wynosi kilka stopni (do 10°) na NNE.

Cechsztyń dolny N. Kościoła jest wykształcony w facji morskiej, płytkowodnej, zamieszkaniej w olbrzymiej większości przez małże. Ramienionogi i mszywioly oraz niektóre małże występują sporadycznie. Do najczęstszych należą małże z rodzaju *Schizodus*: *Schizodus schlotheimi*, niezbyt rzadki jest *Schizodus obscurus* i *truncatus*, rzadki *Schizodus rotundatus*. Z innych często można spotkać skorupki *Aviculopinna prisca*, ośródkami i odciskami *Pleurophorus costatus*, *Bokewellia* (*Gervillia*) *antiqua*, rzadziej *ceratophaga*, ramienionoga *Lingula* sp.

Nowy Kościół — Jerzmanice Zdrój

W lewym zboczu doliny Kaczawy już na szerokości kamieniołomu odsłaniają się górno-cechsztyńskie piaskowce drobnoziarniste, ilaste, barwy czerwonej, szarej lub żółtej. Tu i ówdzie są w nich wkładki ilów z wapiennymi bułami, czasem w ich górnych partiach ławice wapienia szarego, dolomitycznego zwane dolomitem kaczawskim.

Całość formacji miąższości ok. 70 m, często pokryta cienkim płaszczem dyluwium kończy się w N części Nowego Kościoła.

Wzgórza otaczające ujście potoku Kondratowskiego są już zbudowane z piaskowca pstrego, wykształconego jako kruchy, czerwony piaskowiec, czasem z łuseczkami muskowitu. Należy on do tzw. piętra kaczańskiego (wg terminologii Scupina), obejmującego najniższe warstwy piaskowca pstrego.

Następny silnie zwężony, przełomowy odcinek doliny jest wyżłobiony w dolno-cenomańskim piaskowcu ciosowym (dolnym ciosowcu) grubo-ziarnistym, częściowo zlepieńcowatym, szarej barwy. Zaznacza się on krajobrazowo jako grzbiet rozdzielający nieckę w kierunku równoległym do jej osi WNW — ESE. Zbocza południowe są strome, natomiast północne płaskie, wyłożone plenerem cenomańskim.

U s k o k J e r z m a n i c k i

Dalsza część doliny Kaczawy, nieco rozszerzona w okolicy Jerzmanic Zdroju ujęta jest w strome, erozyjne zbocza z turońskiego piaskowca ciosowego, zapadającego na NE. Oglądamy go w łomie na E od stacji kolejowej Jerzmanice-Zdrój. Pionowe ściany zbudowane są z gruboławicowego piaskowca barwy szaro-żółtawej, nierówno-ziarnistego, o lepszemu ilastym, z rzadką i ułamkową fauną. Przez szczeliny w ciosowcu wydostawały się wody zawierające bezwodnik węglowy. Jedno z takich źródeł mineralnych w Jerzmanicach-Zdroju znajdowało się na terenie łomu, inne w parku zdrojowym na W od stacji kolejowej. Stacja i łom leżą mniej więcej na osi asymetrycznej niecki. Warstwy są prawie poziome, zlekka nachylone ku SW. Kolosy skalne, rzeźbione wietrzeniem i wodą sterczą stromo ponad dnem doliny. Ku północy ławice piaskowca podnoszą się coraz silniej (kąąt upadu SW rośnie) i wreszcie w grzbiecie wysuniętym ku dolinie przyjmują nachylenie pionowe a nawet przeginają się wstecz (upad bardzo stromy ku NE). Występujące w osi grzbietu, in situ, ławice pozwalają ustalić bieg i upad naprzemianległych pasm zwirowych wśród drobniej ziarnistego piaskowca. Na przeciwległym zboczu bocznej dolinki, położonej na N od opisanego grzbietu są już łupki staropaleozoiczne.

Grzbiet o kierunku WNW — ESE jest orograficznie zaznaczającym się, północno-wschodnim skrzydłem niecki Jerzmanicko-Leszczyńskiej, podwiniętym w czasie obsuwania się serii skalnej, wypełniającej nieckę wzdłuż uskoku Jerzmanickiego. Przyległą dolinką przebiega linia uskoku, który osiąga amplitudę około 500 m. Wiek uskoku pokredowy z czasu poprzedzającego erupcje bazaltowe, które przebijają zarówno skały obramowania jak i wypełnienia niecki.

Ł u p k i s t a r o - p a l e o z o i c z n e

Po opuszczeniu strefy uskoku Jerzmanickiego droga do Złotorii wije się wraz z rzeką po aluwialnym dnie doliny, wśród

erozyjnych zboczy, wyciętych w tym wypadku w łupkach staro-paleozoicznych. Oglądamy je z bliska na kilometrowym z górą odcinku, w którym szosa zbliża się do zachodnich zboczy doliny. W miejscu przecięcia drogi bitej z torem kolejowym widoczne ich skomplikowane ułożenie na zboczu parudziesięciometrowej wysokości. Odsłaniają się tu łupki serycytowe.

Przeszło 1 km dalej, przed stacją Złotoryja, na N od toru odsłonięte są łupki z wkładkami diabazowych łupków.

Z ł o t o r y j a — J e r z m a n i c e - Z d r ó j

Powrót do Jerzmanic przez miasteczko Złotoryję, pięknie położoną na wzgórzach i przez wierzchowinę pokrytą utworami dyluwialnymi. Roztacza się szeroki widok na krajobraz niecki Jerzmanicko-Leszczyńskiej ze sterczącymi ponad nią pojedynczo górami bazaltowymi, krawędzią ciosowca cenomańskiego, a dalej porfirów kaczauskich.

Uskok Jerzmanicki zakryty płaszczem dyluwialnym.

W odległości 1 km mijamy po wschodniej (lewej) stronie potężne wzniesienie Wilkołaka (373 m n. p. m.), sterczące więcej niż 100 m ponad wierzchowinę. Zbudowany jest on z bazaltu, przebijającego turoński ciosowiec. W zachodnim zboczu widać bliźnię kamieniołomu, zastanowionego na skutek uznania góry za obiekt ochrony przyrody. Wąwozami wśród dyluwium, a następnie turońskiego piaskowca zjeżdżamy znów do Jerzmanic-Zdroju.

J e r z m a n i c e - Z d r ó j — P i e l g r z y m k a

Od rozdroża w Jerzmanicach Zdroju prowadzi droga na zachód boczną dolinką wśród zboczy z turońskiego piaskowca, wysokich do kilkunastu metrów. Po 1 km zbocza nieco łagodnieją, wjeżdżamy w obręb piaskowca marglistego, stanowiącego wyższe ogniwo stratygraficzne górnej kredy. Przykryty tu i ówdzie glinami lub żwirami dyluwialnymi wypełnia on zachodnią część niecki, której oś zanurza się ku zachodowi. Po stronie północnej, w odległości ok. 1 km od szosy ciągnie się wyraźna krawędź niecki na granicy łupków paleozoicznych i podwiniętego kredowego skrzydła niecki (turoński ciosowiec). Na południu, w odległości do 2 km widać powoli podnoszący się skłon południowego skrzydła niecki z kulminacjami cenomańskiego ciosowca.

W Pielgrzymce podjeżdżamy od zachodu pod Górę Kamienną (p. 5). W drodze polnej, wiodącej na górę widoczna czerwona zwietrzelina pstrego piaskowca. Przy przejściu grzbietu w skalnym wąwozie obserwujemy kontakt pstrego piaskowca z ciosowcem cenomańskim. Pstry piaskowiec jest nachylony pod kątem ok. 40°, można zauważyć w nim prze-

kątne warstwowanie. (Patrz ustęp pt. „Kamieniołom bazaltowy w Pielgrzymce“.).

Pielgrzymka — Nowa Wieś Grodziska

W północnej części wsi, koło odgałęzienia drogi na E mijamy niespostrzeżenie przedłużenie na zachód uskoku Jerzmańskiego. Płaskie wzgórza na S od Nowej Wsi Grodziskiej, pokryte dyluwium zbudowane są z pod- i nadmelafirowego ogniwa środkowego czerwonego spągowca (bezporfirowego) np. Góra Cieniawa. Na północ od Nowej Wsi Grodziskiej i we wsi Grodziec górny czerwony spągowiec (z porfirem) tworzy ważniejsze wzniesienia i widoczny jest we wrzynkach terenu. Bazaltowe wzgórze Grodziec wznosi się przeszło 100 m ponad wieś i okolicę. Cechsztyń dolny Grodzka tylko w 5 miejscach tworzy nieznaczne wychodnie.

Dolny cechsztyń Grodzka

Jesteśmy na łuku wychodni dolnego cechsztyń, mniej więcej na osi Niecki Grodzieckiej o kierunku NW — SE. Dolny cechsztyń rozpada się tutaj na trzy poziomy; od góry mamy następujący profil:

4. Wapienie poziomu ołowiowego, szaro-żółtawe, przeławiczone z rzadką cienkimi wkładkami łupków. Wapienie są twarde łupliwe pionowo w płaszczyznach tnących się pod różnymi kątami. Miąższość 5 m, licząc w to grubą, spagową ławicę 50 cm miąższości (odpowiednik 30 cm ławicy z N. Kościoła).

3. Poziom miedzionośny, do 2,80 m, składa się z kilku naprzemianległych serii warstw wapiennych, na ogół płonych i warstw przeważnie łupkowych, bogatszych w związki miedzi. Zgniło-zielonkawe, czasami prawie czarne warstwy margli złupkowanych są bogate w ciemno-zielone naloty malachitu na powierzchniach międzywarstwowych. Natomiast w wapieniach, zwłaszcza z ławicy t. zw. produktusowej wykwitły malachitu, a szczególnie krystalicznego auzurytu zgrupowały się na szczelinach pionowych. Ze skamieniałości można spotkać dość obficie srebrzyste skorupki *Productus horridus*, czasem z odłamkami kolców; okazy dochodzą do 5 cm długości. Sporadycznie występują inne ramienionogi, bryozoa i małże.

2. Najniższy pewny poziom to margle plamiste (3,2 m) w formie szaro-zielonkawej, tłustej, plastycznej masy z czerwonymi plamami. Żadnych skamieniałości w nim nie znaleziono. Być może jego spagową część stanowi wapień podstawowy z fioletowym odcieniem.

1. W spagu serii dolno-cechsztyńskiej leży luźny czerwony piasek — zapewne już górny czerwony spągowiec.

Upad 16—19^o ku NW.

Dolny cechsztyń Grodźca różni się od dolnego cechsztyń Nowego Kościoła innym pionowym rozkładem osadów: 1. brak całkowity lub co najmniej bardzo silnie jest zrudukowany wapień podstawowy (potwierdza się spostrzeżenie Eisen-*trauta*); 2. amplituda wahań w typie litologicznym osadów wapień — margiel cienko-warstwowy jest większa, przy tym wahania są rzadsze, 3. fauna jest złożona głównie z ramienionogów (*Productus horridus* dominuje), bryozoów i otwornic, natomiast udział małży jest bardzo słaby (*Schizodus* jest bez mała taką rzadkością jak *Productus* w N. Kościele).

Grodziec — stacja Nowa Wieś Grodziska
Sędzimirów — Raciborowice

Na N od stacji Nowa Wieś Grodziska przekraczamy dwukrotnie przedłużenie uskoku Jerzmanickiego. Graniczą tu ze sobą: od północy górny czerwony spągowiec, od południa górny ciosowiec kredowy. Między Sędzimirowem a Raciborowicami na N zboczu doliny Małego Bobra pojawiają się wychodnie pstrego piaskowca i retu. Pstry piaskowiec jest wykształcony jako twardy, krzemionkowy, średnio-ziarnisty piaskowiec z karneolami. Odpowiada on środkowemu piętru pstrego piaskowca tzw. piaskowcowi lwóweckiemu (według Scupina i Beyera). Serię wapienną retu kontynuuje wapień muszłowy, który odsłania się w przełomowej, południkowej dolinie M. Bobra.

Wapień muszłowy w Raciborowicach

Trzy niecki kaczawskie Leszczyn, Grodźca i Lwówka łączą się w pobliżu potoku Bobra w jedno szersze synklinorium, które przebiega podziemnie pomiędzy Wałem Podsudeckim i samymi Sudetami w kierunku północno-zachodnim przypuszczalnie aż pod Berlin.

Wypełnienie niecek utworami permsko-mezozoicznymi jest nierównomierne i asymetryczne. Cechsztyń morski wraz z transgresywnym czerwonym spągowcem, chociaż w zmieniających się miejscami facjach jest wszędzie w nieckach obecny. Pstry piaskowiec jest lepiej reprezentowany wzdłuż południowego ich brzegu, a wapień muszłowy zachował się tylko w dwóch miejscach, mianowicie w Niece Leszczyńskiej w pobliżu Jerzmanic Zdroju w kształcie wyciśniętego strzępu małej synkliny, przylegającej bezpośrednio do uskoku Jerzmanickiego. Następne wystąpienie wapienia muszłowego znajduje się w Niece Grodzieckiej w pobliżu Raciborowic, gdzie tworzy on łukowate zakończenie niecki i jest pokryty niezgodnie piaskowcami ciosowymi cenomanu. Kajpru w żadnym z tych miejsc nie ma. Został on odkryty na terenie Łużyc dopiero na zachód od Nysy. Wapień muszłowy nie sięga też w głębi — jak to wynika z wierceń —

ani do środka Niecki Leszczyńskiej ani Grodzieckiej. Uległ tam niewątpliwie erozji w okresie przed-cenomańskim.

Wapień muszlowy najlepiej jest odsłonięty w Niecce Grodzieckiej we wsi Raciborowice, gdzie tworzy podstawę tamtejszej cementowni. Był on tam znany na powierzchni — jak to wynika z mapy geologicznej, zdjętej w latach 1910—11 — w kilku pagórkach na wschód i zachód od wsi Raciborowice. Wapień był wydobywany tylko w małych kopankach na cele lokalne. Dopiero po założeniu cementowni, w okresie pomiędzy dwiema wojnami światowymi stwierdzono ciąg dalszy wapieni na wschód od wsi pod lekkim pokryciem piasków dyluwialnych lessów. Założono teraz trzy wielkie kamieniołomy po obydwóch stronach stacji kolejowej, z których największy, wschodni jest jeszcze czynny.

O wapieniu muszlowym istnieje w języku niemieckim kilka małych opracowań, a pomiędzy nimi rozdział o tym przedmiocie w objaśnieniach do arkusza mapy geologicznej 1 : 25000 Grodziec. Wszystkie one pochodzą z okresu przed założeniem cementowni i nie ma w nich wzmianki o 3 wielkich kamieniołomach, gdzie wapień muszlowy został po raz pierwszy wspólnie odsłonięty. Dopiero teraz stała się widoczna struktura tektoniczna oraz skład stratygraficzny.

Chociaż detalicznie stratygrafia nie została jeszcze dostatecznie wyjaśniona, wynika z tymczasowego zdjęcia, iż mamy tu do czynienia tylko z dolnym piętnem wapienia muszlowego, obejmującym dwa lub trzy poziomy wapienia falistego wraz z retem czyli morskim, górnym piętnem pstręgo piaskowca. Osady retu i dolnego wapienia muszlowego składają się tutaj z naprzemianległych, dobrze uwarstwionych pokładów ciemnoszarego marglu oraz wapienia. Tworzą one nieprzerwaną, zgodnie ułożoną całość, tak że trudno podać granicę pomiędzy nimi. Ret zawiera na ogół więcej marglu niż wapienia, a w wapieniu falistym panuje odwrotny stosunek.

Ponieważ seria marglisto-wapienna tworzy w Raciborowicach w całości wielki łuk wypukły na wschód a wklęsły i wypełniony kredą od zachodu, rozciąga się oddział retu na peryferii po stronie południowej i wschodniej. Północna peryferia znajduje się już na następnym arkuszu o 1¹/₂ km na północ od stacji Raciborowice. Istnieje tutaj również wielki a obecnie nieczynny kamieniołom, który był przed wojną eksploatowany przez osobną spółkę akcyjną, która posiadała tam, obecnie zniszczone piece wapienne.

Dokładna grubość serii wapienno-marglistej jest na razie nieznana, gdyż poza wymienionymi odkrywkami i kamieniołomami jest ona ukryta w głębi pod utworami dyluwialnymi. Nie ma też ani jednego miejsca na powierzchni, gdzie się pstry piaskowiec styka bezpośrednio z serią marglisto-wapienną. Dopiero wiercenia będą mogły tę sprawę wyjaśnić.

Bieg i upad warstw nie wskazuje wcale na ogólnie łukowy układ warstw, lecz na bardzo intensywne pofałdowanie lokalne. Amplituda tych antyklin i synklin wynosi zaledwie kilkadziesiąt metrów i osi ich przebiegają mniej więcej w kierunku wchodnio-zachodnim. Upady warstw są bardzo strome i dochodzą do pozycji pionowej. Niektóre siodła są nawet przewalone ku południowi i widać tu i ówdzie początki nasunięć jednego na drugie. W osiach siodła i łęków jest seria zwykle złamana, gdy przeważają w niej warstwy wapieni nad marglami i wykazuje tutaj uskoki wschodnio-zachodnie. W wszystkich kamieniołomach można obserwować, że na zgięciach synklin i antyklin ławice i warstewki wapienia nie są nigdzie naprawdę przegięte — jak w fałdach alpejskich lub karpacczych — lecz że przechodzą z jednego kierunku w drugi za pomocą niezliczonych pęknięć poprzecznych. Wapienie te nie fałdowały się w wielkiej głębi, gdyż pod przemożnym i wszechstronnym naciskiem w strefie zmiękczenia z pewnością nastąpiłyby zgięcia takie same jak w górach typu alpejskiego. Nacisk powodujący pomarszczenie warstw w kierunku poziomym od północy ku południowi musiał tutaj atakować dość płytko licząc od powierzchni ziemi.

W kamieniołomie wielkim w pobliżu kościoła ewangelickiego po zachodniej stronie toru kolejowego, na północny-zachód od stacji kolejowej, gdzie seria składa się prawie z samych warstw wapiennych, fałdowania intensywnego nie widać i wapienie są tylko lekko nachylone ku zachodowi, jak to wynika z ogólnego łukowatego układu wapienia muszlowego. Natomiast w innych kamieniołomach, gdzie jest więcej margli a mniej wapieni, fałdowanie jest bardzo intensywne. Natężenie fałdowania jest więc na pierwszym miejscu zależne od miękkości i podatności warstw. Kierunek zaś antyklin, synklin oraz uskoków osiowych przebiega głównie w kierunku północno-zachodnim i południowo-wschodnim. Pofałdowanie to zostało więc wywołane przez nacisk od północnego-wschodu ku południowemu-zachodowi.

Jeżeli porównamy te detaliczne siodła i łęki z głębszym podłożem, mianowicie z łupkami miedzionośnymi dolnego cechsztynu, pod serią wapienia muszlowego i retu, to widzimy, że te górne pomarszczenia są zupełnie niezależne od układu w głębi. Warstwy cechsztynu tworzą tutaj w podłożu jedną, wielką, łagodnie pochyloną synklinę. Pofałdowanie więc serii wapienia muszlowego i retu musiało nastąpić przez działanie jakiegoś powierzchniowego nacisku, który nie odbił się na wgłębnych warstwach cechsztynu. Naciskiem tym mogło być tylko gwałtowne posuwanie się lądolodu w okresie dyluwialnym.

Wszystkie te wymienione kamieniołomy zostały wydrążone na pagórkach marglisto-wapiennych, które są pokryte

tylko cienką kilkumetrową powłoką piasków oraz iłów czwartorzędowych. Nieco dalej na północ i południe pokrywa utworów dyluwialnych jest znacznie grubsza. W okresie więc zlodowacenia wystawały pagórki wapienia muszlowego i retu w górę ponad otoczenie i tworzyły wybitną przeszkodę dla lodowca, który na swej drodze z północnego-wschodu ku południowemu-zachodowi musiał się o nie zaczepić. Nad Nysą Łużycką została seria miocenska ze swymi piaskami, iłami oraz węglami brunatnymi w podobny sposób pofałdowana. Węgiel brunatny wraz z piaskami i iłami tworzy tam strome synkliny i antykliny, częściowo przewalone ku południowemu-zachodowi i nasunięte jedne na drugie. Aby pofałdować warstwy nie tylko węgla lecz luźnego piasku, musiały te pokłady być najpierw całkowicie nasiąknięte wodą i zamienione na lód, który posiada dostateczną elastyczność do wytworzenia fałdów. Piasek luźny, bez lodu zostałyby pod naciskiem zesunięty na większy stos i nie wykazywałyby potem żadnej struktury.

To samo musiało się stać tutaj z serią marglisto-wapienną. Wiadomo, że wyciśnięcie kilkudziesięciometrowych kier kredy białej na wyspie Rugii zostało również spowodowane przez lodowce północne.

Najlepszy dowód, iż pofałdowanie serii wapienia muszlowego i retu nastąpiło przez łądolód czwartorzędowy, wynika z faktu, że partie piasków dyluwialnych biorą udział w tym ruchu i zostały wfałdowane pomiędzy owe wapienie i margle. Na zachodniej ścianie najbardziej na wschód wysuniętego, czynnego obecnie kamieniołomu, jest odsłonięty profil, załączony jako szkic do przewodnika. Po lewej stronie są widoczne strome fałdy w serii marglistej z cienkimi warstwami wapienia osadzonego w pewnych odstępach. W pobliżu schodów, prowadzących z powierzchni na dno łomu przebiega niezbyt widoczna płaszczyzna nasunięcia prawej części profilu na lewą. W dwóch miejscach ponad tymi schodami występują partie dość dobrze uwarstwionych lecz luźnych piasków, w których niektóre ziarna wskazują na ich pochodzenie skandynawskie. Piaski te zostały pierwotnie złożone w dwóch miejscach na powierzchni wapieni. Będąc nasiąknięte wodą i zamienione na lód przetrwały one dwa mniejsze nasunięcia wapieni, leżących dzisiaj nad nimi oraz większy uskok przebiegający mniej więcej wzdłuż schodów.

Gdyby te piaski zostały z powierzchni wsypane przez jakiegokolwiek szczeliny do ich obecnego miejsca, to zatraciłyby one niewątpliwie ich pierwotną strukturę sedymentacyjną.

Sprasowane fałdy na wapieniu muszlowym są też widoczne w małym kamieniołomie przy południowym końcu wsi Raciborowice. Osie fałdów posiadają tutaj ten sam kierunek, co w powyżej opisanym wielkim, czynnym kamieniołomie, mianowicie

NW—SE i muszą być przypisane temu samemu naciskowi lodowca z północnego-wschodu.

Kamieniołom bazaltowy w Pielgrzymce

Na południowy wschód od wsi Pielgrzymka znajduje się jeden z większych kamieniołomów bazaltu. Skała ta występuje na szczycie kopulastego, z daleka widocznego pagórka. Pod względem geologicznym jest to zerodowany czop albo wypełnienie komina wulkanicznego. We wschodniej części Gór Kaczawskich znamy takich bazaltów w formie czopów około 200 sztuk. Wypełniały one kiedyś centralne części kominów w stożkowatych górach wulkanicznych. Przy niektórych z nich są jeszcze zachowane po bokach resztki aglomeratów czyli okruchów wulkanicznych albo tufów albo płyt lawowych, które pozostały po niewątpliwie olbrzymich kiedyś górach stożkowych. W krajach, gdzie jeszcze dzisiaj spotyka się czynne wulkany, dochodzą one do wysokości kilku tysięcy metrów. Do takich wysokości sięgają one zapewne też kiedyś i tutaj.

O ich wieku geologicznym wiemy z innych okolic Dolnego Śląska, iż niektóre z nich powstały w okresie przed górnym mioceniem, gdyż osady miocénskie są na nich złożone transgresywnie, inne zaś muszą być młodsze, gdyż przebijają pokłady węgla brunatnego, a na arkuszu Chełmiec wychylają się czopy bazaltowe w pobliżu Jawora z pośród utworów dyluwialnych. Do ich kompletnego zerodowania było więc aż nadto czasu. W okolicy Lubania występują też bazalty w kształcie płyt lawowych, które się kiedyś wylały na podłożu miocénkim.

W Górach Kaczawskich występują czopy bazaltowe najczęściej w kształcie izolowanych, z daleka widocznych, stożkowatych pagórków, lecz wykazują na szczytach często kawałki jakiejś starej erozyjnej płaszczyny, do której zostały pierwotnie zerodowane. Na tych płaszczynach leżą nieraz głązy narzutowe, składające się z gnejsów, granitów i porfirów pochodzenia skandynawskiego. Na szczycie bazaltu Pielgrzymki zalega dość obszerna warstwa grubego żwiru, składająca się z kulistych otoczków mlecznego kwarcu i krzemienia o średnicy 3—5 cm. Warstwa ta wykazuje miąższość 1,20—2,00 m. W objaśnieniach niemieckich do arkusza Złotoryja ten żwir jest zaliczany do miocenu, co jest jednak bardzo nieprawdopodobne.

Na skutek dalszej erozji, już zapewne w czasach dyluwialnych, została owa pierwotna płaszczyna prawie kompletnie zniszczona i pagórki wypreparowane aż do dzisiejszych kształtów, tak że warstwa żwiru ze szczytu bazaltu Pielgrzymki nie ma nigdzie w terenie dalszego ciągu.

Bazalt w kamieniołomie Pielgrzymki posiada w kilku miejscach strukturę kolum sześciobocznych. Występuje ona w obrę-

bie czopu w kilku wachlarzach, które wskazują na to, iż komin wulkaniczny nie był wypełniony jednorazowo, lecz że lawa wciskała się tutaj w kilku etapach, przez co kolumny — tworzące się jak wiadomo prostopadle do płaszczyzny chłodzenia — musiały się każdorazowo dostosować do nieregularnych, zimnych ścian. Gdzie lawa zastygła w kształcie niezbyt grubych płyt lub ławic przeważają struktury w kształcie zgniecionych worków z mąką albo nieregularnych kul. Obraz całości jest tutaj jeszcze zakłócany licznymi żyłami bazaltu o nieco odmiennym składzie oraz innym kolorze przy wietrzeniu.

Podłoże, w którym jest osadzony czop bazaltowy Pielgrzymki składa się z piaskowca pstrego a z północnej strony z piaskowca ciosowego cenomańskiego. Piaskowce te tworzą w stosunku do twardego bazaltu dość szeroką podstawę pagórka Pielgrzymki. Należy jednak uwzględnić, iż były one przez długi czas ochraniające przed erozją przez części stożka bazaltowego i uniknęły przez to zbyt szybkiej erozji. Dopiero po splukaniu resztek stożka wulkanicznego zostały wystawione na pełne działanie atmosferilów, które ich jeszcze nie zdołało wyprzeżarować w stosunku do ich twardości.

TRZECI DZIEŃ ZJAZDU

Wycieczka A.

GÓRY SOWIE

Prowadzą: K. Smulikowski i A. Polański

Gnejsy Gór Sowich

Blok krystaliczny Sowich Gór stanowi osobną jednostkę strukturalną w obrębie środkowej części Sudetów Zachodnich. Ma on kształt w przybliżeniu trójkątny i powierzchnię około 600 km². Kontakty tego bloku z otaczającymi go jednostkami strukturalnymi Sudetów są wyłącznie natury tektonicznej: od północnego boku trójkąta masyw gabrowo-serpentynowy Sobótki, na krańcu zachodnim formacje dewońskie, od boku wschodniego paleozoiczne i algonckie serie metamorficzne strefy Niemczy, a od boku południowo-zachodniego karbońskie osady niecki śródsudeckiej.

Brzeźny uskock sudecki dzieli blok Sowich Gór na mniejszą część południowo-zachodnią, tworzącą właściwe Góry Sowie, oraz większą część północno-wschodnią wchodzącą w skład pagórkowatego przedpola sudeckiego. Obie te części zbudowane są jednakże z jednakowego rodzaju formacji skalnych i należą do jednolitej jednostki strukturalnej.

Przeważającym elementem petrograficznym bloku Sowich Gór są gnejsy o pochodzeniu przeważnie osadowym (para-

gnejsy). Ortognejsy odgrywają natomiast rolę podrzędną, występując przede wszystkim w ciągłej, lecz wąskiej strefie przy południowo-zachodnim brzegu kompleksu gnejsowego.

Paragnejsy, pochodzące prawdopodobnie z metamorfozy formacji piaszczysto-ilastych, są to skały barwy szarej, o zmiennej grubości ziarna i różnorodnej teksturze. Głównie składniki mineralne stanowią: oligoklaz, kwarc i biotyt. Oligoklaz, o tabliczkowatym pokroju, zawiera około 20% anortytu i jest albitowo zbliżniaczony. Budowa pasowa przeważnie słabo zaznaczona, przy czym obwódka jest zazwyczaj bogatsza w anortyt niż jądro. Ksenomorficzny kwarc wykazuje znamiona dynamicznego zaangażowania, jak faliste znikanie światła lub rozpad większych ziarn na mozaikowy agregat. Biotyt, trzeci istotny składnik paragnejsów, cechuje wyraźny pleochroizm od barwy słomkowo-żółtej do brunatno-czerwonej. Skaleń potasowy występuje w zupełnie podrzędnych ilościach w postaci drobniutkich nieregularnych plamek tkwiących pomiędzy innymi jasnymi składnikami skały, lub jako antypertytowe wrostki w oligoklazie. W niektórych skałach brak go jednak zupełnie. Muskowit w paragnejsach jedynie w śladach towarzyszy biotytowi. Granat jest częstym składnikiem akcesorycznym, tworząc zaokrąglone ziarna o reliktowym charakterze. Pospolitym składnikiem jest sylimanit, najczęściej w formie filcu fibrolitowego, niekiedy wykształcony również w makroskopowo dostrzegalnych agregatach. Obok sylimanitu zauważyć można czasami również relikty dystenu. Inne akcesoria stanowią: apatyt, cyrkon oraz tlenki żelaza.

Pierwotnym, najmniej zmienionym typem kompleksu paragnejsowego, są przypuszczalnie bardzo drobnoziarniste gnejsy facji leptytowej. Warstewkowanie ich jest bardzo słabo zaznaczone lub zgoła niedostrzegalne, barwa ciemnoszara, a wygląd zewnętrzny przypominający piaskowce.

Odmiany wyraźniej łupkowate cechuje równoległe ułożenie blaszek biotyту oraz zwiększenie się grubości ziarna, wywołane intensywniejszą rekrytalizacją. W gnejsach właściwych warstewki biotyту przewijają się na kształt równoległych w przybliżeniu słoń wśród ziarnistego zespołu jasnych składników.

Znacznie pospolitsze od powyższych typów są na terenie kompleksu paragnejsowego przeróżnie wykształcone gnejsy migmatyczne. Szczególnie rozpowszechnione są tu arteryty czyli migmatyty żyłkowane odznaczające się występowaniem na szarym drobnoziarnistym tle białawych żyłek oligoklazowo-kwarcowych; grubość żyłek zmienna od 1 mm do paru centymetrów. Uczestnicy zjazdu będą mogli obserwować tego rodzaju skały w kamieniołomie w pobliżu domu wypoczynkowego Ligi Morskiej nad jeziorem na rz. Bystrzycy.

W niektórych odmianach jasne żyłki są silnie powyginane, z łagodnymi, owalnymi, wężowo wijącymi się skrętami, przyjmując charakter ptygmatycznego pofałdowania, typowego dla skał rozmiękłych podczas procesu granityzacji wzgl. anateksis.

W obrębie kompleksu migmatycznego występują również żyły skał granitowych, o miąższości dochodzącej do 1 m, przy czym bieg tych żył jest na ogół zgodny z warstwowaniem gnejsów. Tworzące je skały są średnioziarniste, barwy jasnoszarej. Studia mikroskopowe przeprowadzone przez A. Polańskiego w takich żyłach z okolic Walimia wykazały, że w przeciwieństwie do jasnych gnejsów oraz cienkich jasnych żyłek w arterytach zawierają one pokażniejsze ilości skalenia potasowego, często w postaci mikroklinu (10—20%) oraz muskowitu, nieraz ilościowo przeważającego nad biotytem.

Niekiedy struktury migmatyczne ulegają zatarciu na skutek rozplywania się jasnych żyłek. Powstają wtedy gnejsy „mieszane“ o prawie niedostrzegalnym warstwowaniu i mniej lub więcej ziarnistej strukturze, a w skrajnym przypadku migmatyczne granity, najczęściej zupełnie masywne, a rzadko tylko zdradzające nikłe ślady kierunkowości.

Do rozpowszechnionych odmian należą również gnejsy warstewkowe, składające się z na przemianległych, równoległe ułożonych warstewek jasnych skaleniowo-kwarcowych oraz czarnych bogatych w biotyty.

Geneza opisanych powyżej typów strukturalnych wysuwa się na czoło zagadnień petrologicznych związanych z kompleksem paragnejsów. Mamy tu przykład zawilego i zapewne wieloetapowego procesu polimetamorfozy, zakończonego migmatyzacją. Migmatyzację zaś tłumaczyć sobie możemy na różne sposoby. Mogła się ona odbywać pod wpływem pochodzących z głębi juwenilnych emanacji magmy granitowej wnikających w kompleks paragnejsowy. Z drugiej strony proces migmatyzacji mógł mieć również charakter przeróbki anatektycznej. Ze zwiększaniem się bowiem stopnia metamorfozy, a zwłaszcza przy wzroście temperatury, łatwiej topliwe składniki pierwotnego kompleksu paragnejsowego przechodzić mogły w stan ciekły, a nowonarodzona „in situ“ magma palingenetyczna dostarczyła następnie jasnych żyłek wśród partii skalnych bardziej odpornych na topnienie. Podobny skład mineralny pierwotnych nie dotkniętych migmatyzacją paragnejsów oraz gnejsów migmatycznych względnie brak zróżnicowania mineralnego pomiędzy jasnymi żyłkami tych ostatnich a resztą skały przemawia na korzyść hipotezy o miejscowym anatektycznym pochodzeniu użytkowania.

Jako lokalne i ilościowo podrzędne odmiany kompleksu gnejsowego wymienić można: gnejsy hornblendowe i aplitowe oraz granulity. Uważamy je za produkty metamorfozy skał magmowych o charakterze diorytowym wzgl. granitowym. Granu-

lity obserwować będzie można w czasie wycieczki zjazdowej w kamieniołomach koło stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej. Są to skały drobnoziarniste, popielate, białawe lub szare, złożone w głównej mierze z kwarcu i skaleń (plagioklaz z podrzędną ilością skaleń potasowego). Zasadniczym i charakterystycznym minerałem barwnym jest granat w postaci czerwono-różowych ziarenek, układających się częstokroć warstwowo lub smużyście. Towarzyszą mu niejednokrotnie podrzędne ilości biotyту, niekiedy zaś również dysten jako minerał akcesoryczny.

Do najpospolitszych wtrąceń zasadowych wśród gnejsów Sowich Gór należą amfibolity. Większość z nich przedstawia zapewne zmetamorfizowane magmowce, niektóre uważamy za produkty metamorfozy bardziej żelazistych lub marglistych wkładek w pierwotnej serii osadowej. Amfibolity są to skały czarniawo-brunatnej barwy, złożone z plagioklazu i hornblendy, której częstokroć towarzyszy kwarc i biotyt. Często spotyka się również granat. Obok prawdziwych amfibolitów występują również wkładki skał amfibolowych nie zawierających plagioklazu; są to metamorfity powstałe zapewne z ultrazasadowych skał magmowych. Produktami metamorfozy bogatych w oliwin skał ultrazasadowych (perydotydów itp.) są również serpentynity, skały najczęściej zupełnie zbite, zielonkawo-czarne, niekiedy zawierające piękne złocisto-żółte żyłki chryzotyłu. Wycieczka zjazdowa napotka je w odsłonce przy stacji kolejowej w Bystrzycy.

Do zupełnych wyjątków na terenie Sowich Gór należą wkładki krystalicznych wapieni, skał białych lub szarych, o zmiennej grubości ziarna.

Nader pospolite w kompleksie Sowich Gór są pegmatyty. Występują one jako żyły przecinające gnejsy lub amfibolity, często jednakże tworzą nieprawidłowe soczewki i gniazda ściśle wplecione w strukturę otaczającej skały. Główne ich składniki stanowią: kwarc, oligoklaz, skaleń potasowy oraz łyńczyki. Obok najpospolitszych pegmatytów biotytowych, w których blaszki biotyту dochodzą do kilkunastu centymetrów, są również pegmatyty muskowitzowe. Nierzadki tu bywa również czarny turmalin, częstokroć skupiający się w gniazdku. Ponadto notowane było występowanie takich minerałów jak: beryl, apatyt, dysten, tryplit, sarkopsyd i kolumbit.

Kompleks gnejsowy Sowich Gór dotknięty był zapewne kilkakrotną metamorfozą. Opierając się na obecności reliktyw dystenu i granatu w gnejsach biotytowych możemy przypuszczać (jak podkreślił to K. S m u l i k o w s k i), że pierwotną fację metamorficzną stanowiły granulity o kombinacji mineralnej: kwarc — oligoklaz — skaleń potasowy — granat — dysten, które następnie przekształciły się w warunkach mniejszego ciśnienia w fację gnejsów o charakterystycznej kombina-

cji mineralnej: kwarc — oligoklaz — biotyt — sylimanit. Następny etap stanowiłaby migmatyzacja tych gnejsów i wykształcenie się gnejsów migmatycznych.

Wiek kompleksu gnejsowego Sowich Gór nie jest nam dokładnie znany. Otoczaki gnejsów występują w najniższym kulmie, a więc kompleks gnejsowy jest odeń napewno starszy. Jednakże bliższe określenie jego wieku jest na razie niemożliwe. Geologowie niemieccy przyjmowali początkowo wiek archaiczny (D a t h e), później przypisywali ich metamorfozę orogenezie waryscyjskiej i uważali, że nie są one starsze od syluru (L e p s i u s, F i n c k h), w końcu znowu skłaniali się do wieku prekambryjskiego. Jeżeli weźmiemy pod uwagę prawdopodobieństwo kilku etatowej metamorfozy tych skał, związanej z kilkoma zapewne orogezami, musimy uznać, że prekambryjski i to archaiczny wiek sowiogórskich gnejsów jest najbardziej prawdopodobny.

TRZECI DZIEŃ ZJAZDU

(Wycieczka a)

GÓRY SOWIE

prowadzą: K. S m u l i k o w s k i — A. P o l a ń s k i

T r a s a w y c i e c z k i

1. Walim — przy szosie na Kłodzko. Gnejsy facji leptytowej, gnejsy migmatyczne i żyły granitu dwumikowego w tychże.
2. Walim — S kraniec miasteczka. Mylonit na kontakcie gnejsów i kulmu.
3. Szosa nad południowym brzegiem jeziora zaporowego na rzece Bystrzyca koło Zagórza Śląskiego. W kamieniołomie koło domu wypoczynkowego Ligi Morskiej arteryty oraz gnejsy z ptygmatycznym fałdowaniem. W gnejsach gniazda pegmatytowe z turmalinem. Przy samej zaporze żyły pegmatytów.
4. Bystrzyca Górna. — Kamieniołom w granulicie około 300 m na SE od stacji kolejowej.
5. Bystrzyca Górna — N kraniec stacji kolejowej. Serpentytyny z żyłkami chryzotyłu oraz skały amfibolowo-granatowe (eklogity).
6. Nieganów, przy szosie z Lubachowa do Rysinowa. Kamieniołom w gnejsach hornblendowych i amfibolitach.

WYCIĘCZKA B.
PROBLEMATYKA GEOLOGICZNA GÓR BARDZKICH

J. Oberc

WSTĘP

Przedstawiona w niniejszym artykule problematyka geologiczna gór Bardzkich jest wynikiem badań przeprowadzanych od roku 1949. Badania te są częścią badań nad karbonem dolnym Sudetów zainicjowanych przez prof. Dr H. Teisseyre'a. Finansowane są one przez P. I. G. w Warszawie, dla którego piszący te słowa prowadzi szczegółowe zdjęcie geologiczne. Dotychczas niecały obszar gór Bardzkich został zdjęty, lecz jedynie teren między Nową Wsią i Czerwieńczycami a Bardem i Opolnicą. Z tego też powodu problematyka tej części gór Bardzkich będzie szczegółowiej potraktowana niż problematyka obszarów dotychczas nie zdjętych.

Problematyka niniejsza ma służyć dla XXIV. Zjazdu P.T.G. Artykuł uwypukla dorobek polskiej nauki w tym terenie.

Za cenne uwagi, których udzielił mi w związku z badaniami prof. Dr H. Teisseyre składam Mu na tym miejscu gorące podziękowania.

1. Góry Bardzkie — struktura bardzka

Góry Bardzkie — to element morfologiczny Sudetów środkowych, przez który Nysa Kłodzka dokonała przełomu przed opuszczeniem gór. Od półn.-wschodu graniczą one z przedpołem Sudetów. Zbudowane są one na powierzchni głównie z utworów dolnego karbonu i gotlandu przefaladowanych nawzajem. Powyższy typ budowy geologicznej nie ogranicza się jednak do gór Bardzkich w znaczeniu morfologicznym. Obejmuje on jeszcze pewne części regionów geograficznych sąsiadujących z górami Bardzkimi a to: gór Sowich, obniżenia Noworudzkiego, wzgórz Włodzickich i kotliny Kłodzkiej. W regionach tych budowa geologiczna charakteryzująca góry Bardzkie występuje albo na powierzchni ziemi, albo przykryta jest miejscami niegrubą serią młodszych osadów: karbonu górnego, czerwonego spągowca, trzeciorzędu i czwartorzędu. Stąd też nazwa gór Bardzkich stosowana do całości omawianego typu budowy geologicznej staje się nieściśłą i niewystarczającą. Dla określenia więc interesującego nas typu budowy geologicznej w Sudetach środkowych proponuję nazwę *struktury bardzkiej*. Struktura ta obejmuje więc prócz gór Bardzkich części sąsiadujących regionów geograficznych.

Struktura bardzka graniczy: od północy z gnejsami sowymi i serpentynitami, od połd.-zachodu z garbami noworudzkimi i metamorfikum kłodzkim, od wschodu zaś z sjenitem kłodzko-złotostockim.

2. Problem zdjęcia geologicznego

Dotychczasowe zdjęcie geologiczne jak wykazują badania bieżące posiada moc braków. Zostało ono wykonane dla różnych arkuszy mapy 1 : 25000 w różnych czasach przez różnych autorów:

arkusz Nowa-Ruda	1904	D a t h e
„ Ząbkowice	1932	F i n c k h
„ Kłodzko i Wojciechowice	1942	F i n c k h, M e i s t e r F i s c h e r, B e d e r k e.

Granice arkuszy w stosunku do arkusza sąsiedniego wykazują w przebiegu serii skalnych niezgodności, stanowiąc „uskoki“.

Starsze mapy mają błędów więcej, co jest w dużej mierze zrozumiałe. Jednakże ujawniają się na nich takie błędy, które były już w owych czasach do uniknięcia. Nowe jednak arkusze np. Wojciechowice posiadają również poważne błędy. W znanej mi z autopsji części arkusza Wojciechowic spotkałem takie niedociągnięcia jak niewykorzystanie na mapie odsłonek, tzw. warstw zdanowskich dług. ponad 100 m w podciętym na pewno przed wykonaniem zdjęcia brzegu Nysy.

To co powiedziałem dotychczas jest argumentem wystarczająco przemawiającym za koniecznością nowego zdjęcia. Poza tym dodać należy, że przy zdjęciach operowano schematami, nie starając się rozwiązać szczegółowo poszczególnych zjawisk geologicznych. To też poszczególne arkusze wykonane są w pewnych „stylach“. I tak: arkusz Nowa Ruda przedstawia dla części obejmującej strukturę bardzką styl budowy nieckowatej, (synklinalnej), arkusz Ząbkowic styl budowy uskokowej, arkusz Wojciechowice i Kłodzko styl budowy uskokowo-fałdowej.

Nowe zdjęcie geologiczne ma również ważne znaczenie praktyczne, gdyż może wyjaśnić wiele zagadnień związanych z genezą zagłębia węglowego. Ma ono charakter zdjęcia szczegółowego. Zdjęcie to wykazuje, że styl budowy geologicznej na poszczególnych arkuszach nie zmienia się z granicami arkuszy, lecz jest on stosunkowo jednolity, najczęściej łuskowy, choć obserwuje się też znaczniejsze nasunięcia.

3. Stratygrafia

Ogólna charakterystyka dotychczasowych badań

Dotychczasowe badania stratygraficzne przeprowadzone przez piszącego te słowa potwierdzają w dużej mierze wyniki badań geologów niemieckich, z tym że te ostatnie zostały ugruntowane przede wszystkim w nowym zdjęciu. Wydzielenia bowiem stratygraficzne nie wszędzie na dawnych zdjęciach zostały

konsekwentnie przeprowadzone. Mało zajmowano się zmianami facjalnymi a w badaniach stratygraficznych nie próbowano w większości wypadków podkreślać tych momentów, które mają duże znaczenie paleogeograficzne. Nie podkreślano przynależności określonych serii skalnych do poszczególnych orogenez. We wszystkich pracach odnosi się wrażenie jakiejś łączności serii staro- i młodo-paleozoicznych, zwłaszcza tam, gdzie wiek serii warstw ze Zdanowa był mylnie ujęty.

W wielu wypadkach gdzie istniały trudności w wyjaśnieniu stratygrafii wskutek błędnego zdjęcia wprowadzano nowe czynniki. Tak postąpił B e d e r k e z szarowakami dolno-karbońskimi budującymi szczyty gór Bardzkich, które uznał za utwór lądowy w najmłodszej części dolnego karbonu. Przy obecnym zdjęciu okazało się, że seria ta należy do starszych części dolnego karbonu, gdyż zalega bezpośrednio na sylurskim podłożu, w którym nasunięta jest na młodsze ogniwa dolnego karbonu. W razie potrzeby wprowadzano również czynniki transgresji dla wyjaśnienia genezy ławic zlepieńców.

Wielką troską przy prowadzonych obecnie badaniach było usunięcie wspomnianych braków oraz zagęszczenie punktów z fauną lub florą mającą znaczenie dla stratygrafii. Zebrane nowe fauny nie są jeszcze dzisiaj opracowane.

W rezultacie badań ujmując stratygrafię utworów struktury bardzkiej w sposób następujący:

1. seria staro-paleozoiczna — kaledońska
2. seria młodo-paleozoiczna — hercyńska (waryscyjska)

Seria staro-paleozoiczna — kaledońska

Kolejność warstw tej serii została poprawnie podana po raz pierwszy przez D a h l g r ü n a i F i n c k h a w 1924 roku. Przedstawia się ona w sposób następujący:

4. warstwy ze Zdanowa — Ludlow
3. łupki graptolitowe — Tarrannon, Wenlock
3. lidyty — Llandovery
4. łupki kwarcytowe i kwarcyty — dolny sylur

W profilu tym zwróć uwagę na pewne kwestie wątpliwe co do których istnieją w literaturze sprzeczności.

Kwarcyty stanowią najstarszą część utworów sylurskich w strukturze bardzkiej. Odsłaniają się serią grubości co najwyżej kilkunastu m. Badania obecne wykazują, że wszędzie są one odkłute od podłoża.

F i s c h e r (1942) jest zdania, że kompleks ów jest spągkiem transgredującego gotlandu. Stwierdzenie dokładne wieku tego kompleksu jest sprawą wielkiej doniosłości, gdyż jest to najstarsza niezmetamorfizowana kinetycznie seria w Sude tach Kłodzkich. Jej wiek może więc oznaczać górną gra-

nicę fałdowania staro-kaledońskiego w tej części Sudetów. Niestety nie dostrzeżono w niej dotychczas śladów skamieniałości. Być może, że jest to utwór transgresywny, jednak nigdzie nie stwierdzono w nim partii zlepieńcowatych, by można było na ten temat coś powiedzieć. Stanowisko wiekowe tego utworu musi opierać się z konieczności na zasadach pośrednich.

Najbardziej sporną kwestią w literaturze odnośnie serii staro-paleozoicznej struktury bardzkiej była sprawa wieku warstw ze Zdanowa.

Twórca tego pojęcia *D a t h e* (1904) widział w nich podobieństwo do dolnego dewonu Turynгии i dolnego karbonu Harcu (1904 s. 29—30). W rezultacie w legendzie do mapy *D a t h e* g o figurują one powyżej górnego dewonu i pod karbonem dolnym.

B e d e r k e (1924 s. 21), opierając się na profilu w Zdanowie gdzie występują one w serii odwróconej, zaliczył je do dolnego syluru, ponieważ zapadają tam one pod górny sylur graptolitowy.

W tym samym roku *D a h l g r ü n i F i n c k h* (s. 286—287) stwierdzają, że warstwy ze Zdanowa stanowią najwyższy sylur i są nadkładem stratygraficznym syluru graptolitowego, z którym łączą się przejściami. Obserwacji swoich dokonali oni na górze Łupianka w Wilczy.

Poglądy te są ponad wszelką wątpliwość słuszne. W czasie dotychczasowych badań znaleziono wiele miejsc, w których istnieją przejścia od syluru graptolitowego do warstw ze Zdanowa. Udało się też przeprowadzić próby podziału tego kompleksu grubego około 200 m na podstawach litologicznych.

Facje warstw ze Zdanowa

Dotychczas kompleks ten ujmowano zawsze jako całość stwierdzając, że są to pstry łupki często krzemionkowe. Przy dokładniejszych badaniach okazało się, że można wydzielić tutaj cztery facje:

- a. facja łupków pstrych, miękkich, ilastych, łagodnych w dotyku. Są to łupki czerwone, zielone, żółte a rzadko czarne i szare z odcieniem zielonawym — facja zdánowska.
- b. Łupki ilaste grubołupliwe, zielone, twarde, bardzo subtelnie laminowane, z rzadko występującymi wkładkami łupka czarnego typu graptolitowego, niekiedy są one skrzemieniałe. W tym bardzo drobnym materiale występują ziarna zwietrzałego skalenia. Jest to facja mikołajowska.
- c. Łupki szare z odcieniem zielonawym i wkładkami zielonego niekiedy słabo skrzemieniałego łupka, a często kwarcytu szarawakowego — facja Wilczy.

- d. Łupki krzemionkowe o ławicach kilkunastu cm podzielonych regularnie cienkimi do kilku cm wkładkami łupka ilastego zielonego. Seria ta wietrzeje często na kolor czerwony, jednak bardzo łatwo można ją odróżnić od pstrych łupków opisanych pod a. Jest to facja brzeżnicka.

Między facją a i c oraz prawdopodobnie c i d istnieją przejścia zazębienie facji. Między facją a i b a łupkami graptolitowymi istnieją przejścia. Wyraźnych profilów, w których zazębiałyby się facja a i b nie znaleziono. Jednakże na zboczach zbudowanych z warstw ze Zdanowa obserwowano wielokrotnie równocześnie skały facji a i b. Wynika stąd wniosek, że warstwy ze Zdanowa można podzielić na dolne (facja a i b) i górne (facja c i d).

Zagadnienie downtonu

Powszechnie znane jest przechodzenie gotlandu graptolitowego w pstre łupki wysładzającego się morza z fauną małżoraczków, raków olbrzymich i ryb. Utwory te wydziela się zwykle jako downton uważając go za piętro najwyższego syluru.

Badania W. Schmidta (1939) wykazały, że facja pstrych łupków rozpoczyna się w zachodniej Europie w różnych poziomach graptolitowych, wskutek czego pojęcie downtonu nie może być uważane za odrębne piętro, lecz jedynie za fację.

Warstwy ze Zdanowa zwłaszcza w części dolnej wykazują zupełne analogie litologiczne z downtonem. Wprawdzie pełnej analogii dotychczas nie zaobserwowano (nie znaleziono fauny rybnej i raków) lecz o obecności małżoraczków w tych utworach donosi F i s c h e r (1942 s. 21). Poza tym jedno stanowisko małżoraczków zostało stwierdzone w czasie obecnych badań (w szurfie). Niekiedy w zwietrzelinie łupków spotyka się również małżoraczki. Dolna część warstw ze Zdanowa wykazuje więcej analogii z downtonem niż górna, w której łupki czerwone występują stosunkowo rzadko.

Łupki krzemionkowe spotyka się w omawianym kompleksie dość często. D a t h e uważał je za adinole, które są skałami kontaktowymi. W istocie łupki te w przekrojach zawierają cienkie wkładki łupka ilastego nie tkniętego metamorfozą termiczną. Tego rodzaju układ nie może więc być kompleksem zmienionym termicznie czyli łupki krzemionkowe nie mogą być adinolami.

Łupki krzemionkowe obserwowane w serii zdanowskiej wykazują różny stopień skrzemienienia, przy zachowaniu cech litologicznych tych samych. Zwłaszcza tego rodzaju zjawisko obserwuje się na większą skalę w facji b. Prawdopodobnie więc skrzemienienie owo jest przynajmniej częściowo wtórne.

Wiek warstw ze Zdanowa

Wspomniałem wyżej nieco o wieku warstw ze Zdanowa. Dodać należy, że dokładne oznaczenie wieku tego kompleksu jest szczególnie ważne, gdyż ma to pierwszorzędne znaczenie dla wyznaczenia wieku fałdowania młodo-kaledońskiego w strukturze bardzkiej. Obecnie zwrócę uwagę na jeden fakt. Grubość tej łupkowej serii wynosi około 200 m, podczas gdy grubość pozostałej części serii gotlandzkiej sięgającej włącznie do Wenlocku (F i n c k h i D a h l g r ü n, 1924) wynosi zaledwie kilkadziesiąt metrów. W tym świetle trudno przyjąć, by seria ta obejmowała tylko piętro Ludlow przy równie powolnej ilastej sedymentacji. To też jest rzeczą wielce prawdopodobną choć bynajmniej nie udowodnioną, że górna część kompleksu zdanowskiego obejmuje przynajmniej część dolnego dewonu. Na możliwość tę zwraca także uwagę F i s c h e r (1942) choć motywów żadnych tutaj nie podkreśla.

Seria młodo-paleozoiczna — hercyńska

Seria młodo-paleozoiczna struktury bardzkiej składa się z dewonu górnego i karbonu dolnego, przy czym dewon górny rozprzestrzeniony jest również poza wspomnianą strukturę na obszar krystalinikum kłodzkiego.

Dewon górny

Na obszarze krystalinikum kłodzkiego wykształcenie dewonu górnego jest następujące:

1. zlepieńce wapniste, gabrowe lub fylitowe.
2. wapienie, których strop na terenie Dzikowca tworzy wapień klimeniowy.

Na obszarze struktury bardzkiej wykształcony jest dewon górny w facji zlepieńców i wapieni. Zlepieńce górno-dewońskie składają się z otoczków głównie skał sylurskich scementowanych lepiszczem wapiennym. Niewątpliwy dewon górny został dotychczas tylko w jednym punkcie struktury bardzkiej udowodniony paleontologicznie, a to w Nowej Wsi (B e d e r k e, 1929 s. 444). W innych okolicach o ile występuje w ogóle, co jest wielce prawdopodobne, nie może być dotychczas wydzielony dla zupełnego podobieństwa do utworów dolnego karbonu.

Karbon dolny

Dolny karbon struktury bardzkiej wykształcony jest głównie w facji kulmowej. W tych klastycznych utworach spotyka się jednak niekiedy wkładki i soczewki wapienne (wapień węglowy). Stąd też stosowanie do tej serii nazwy kulmu jest

niezupełnie usprawiedliwione. Posługiwać się przeto będziemy nazwą dolnego karbonu, która to nazwa stoi w zgodzie z dwiema zasadniczymi facjami kulmu i wapienia węglowego.

Stratygrafia utworów dolno-karbońskich nie została przez naukę niemiecką rozwiązana a nawet dobrze postawiona. Chaos jaki panował w tej dziedzinie spowodowany był intensywną, skomplikowaną a nierozwiązaną tektoniką struktury bardzkiej, która kształtowała się w kilku hercyńskich fazach górotwórczych, i w której przebijają stare, kaledońskie a może jeszcze starsze założenia. W łuskach tutejszych obserwuje się często wytłoczenia warstw na skrzydłach odwróconych a nawet normalnych. Spowodowane jest to zjawisko stosunkowo plastycznymi skałami występującymi w jądrach fałdów i fałdującymi się inaczej niż dolny karbon. Fałdowanie więc struktury bardzkiej ma charakter dysharmonijny.

Pierwszej próby podziału utworów dolno-karbońskich dokonał na arkuszu Nowa Ruda w 1904 D a t h e. Podzielił on je na kulm dolny i górny zaliczając do dolnego brekcje, zlepieńce i piaskowce gnejsowe, serię łupków z ławicami szarowak i zlepieńców, górne i dolne wapienie węglowe, zlepieńce gabrowe i diabazowe oraz łupki krzemionkowe, które jak okazało się należą do gotlandu. Do górnego kulmu zaliczył D a t h e łupki ilaste i szarowaki z grubymi ławicami zlepieńców, oraz zlepieńce gabronośne.

Uderza w tym podziale powtarzanie się serii łupkowej.

Schemat ten przyjął B e d e r k e (1929), który uznał szarowaki górnego kulmu D a t h e g o za utwór lądowy i paralizował je z utworami lądowymi z górnej części dolnego karbonu w zachodniej części niecki śródsudeckiej.

Odmienne potraktował stratygrafię dolnego karbonu na arkuszu Ząbkowice L. F i n c k h (1932). Dzieli on tamtejszy dolny karbon na część dolną i górną. Do dolnej zalicza serię szarowak i łupków a do górnego zlepieńce, które D a t h e nazwał gabronośnymi a które zawierają otoczaki szarowak starszej części dolnego karbonu. Przyjmuje on na granicy tych dwu serii (kulmu dolnego i górnego) transgresję. Zlepieńce gnejsowe tworzące spąg utworów dolno-karbońskich na arkuszu Nowa Ruda zalicza on do kulmu górnego „transgresywnego“ nie bacząc na to, że brak w nich w ogóle materiału kulmu starszego i że przeczy temu ich pozycja tektoniczna.

Dużą rolę w stratygrafii utworów dolno-karbońskich przypisywano słusznie utworom wapiennym wśród osadów klastycznych. Już A. S c h ü t z e (1882) wydzielił tu dwa horyzonty wapienia węglowego, które mają inne wykształcenie petrograficzne i inną faunę. Dla starszego z nich — dolnego uznał F r e c h (1899 s. 310) formę *Productus sublaevis* za formę charakterystyczną, a dla młodszego, górnego formę *Productus giganteus*. W utworach tych jak też zlepieńcach gnejsowych oraz

serii łupkowej w sąsiedztwie górnego wapienia węglowego występuje bogata fauna, która została opracowana pod względem paleontologicznym szczegółowo lecz niezupełnie w latach trzydziestych. Fauna ta ma ogromne znaczenie dla wyznaczenia wieku poszczególnych serii skalnych. Jednakże zauważyć należy, że ilość punktów z fauną jest zbyt skąpa aby wyznaczyć wiek wszystkich utworów dolno-karbońskich struktury bardzkiej.

Komplikacje tektoniczne, o których wspomniano wyżej, powodują, że profile dla ustalenia sekwencji warstw dolnego karbonu należy tutaj dobierać bardzo starannie. Jako główny profil należy uznać sekwencję warstw w jednostce najmniej zaburzonej tektonicznie tzn. dolny karbon na brzegach gnejsów sowych.

Przekrój ten wykazuje zasadniczą dwudzielność serii dolno-karbońskiej. Dolna część serii to kilkaset metrów gruba seria zlepieńców gnejsowych składających się z bloków gnejsowych do kilkadziesiąt cm, pochodzących z erodowanego intensywnie w tym czasie gnejsu sowiogórskiego. Część górna osadów dolno-karbońskich to seria łupków ilastych, ciemno-szarych z wkładkami szarowak. Grubość tych ostatnich dochodzi niekiedy do kilkunastu metrów. Grubość serii natomiast może dochodzić miejscami nawet do tysiąca metrów. Obydwie wyżej opisane serie w interesującym nas elemencie oddzielone są ławicą wapienia węglowego dolnego kilkanaście m grubą. Ławica podobna nie występuje w żadnej innej jednostce tektonicznej z wyjątkiem wsi Dzikowiec na przeciwległym brzegu niecki sedymentacyjnej. Tam też dwudzielność w wykształceniu litologicznym karbonu dolnego jest równie wyraźna.

Seria zlepieńców gnejsowych nie występuje również w żadnej innej jednostce tektonicznej struktury bardzkiej. Zastępują ją gruboławicowe szarowaki budujące grzbiety we wnętrzu gór bardzkich, które D a t h e zaliczył do górnego kulmu, a B e d e r k e uznał za kulm lądowy młodszy. Przytoczoną tutaj tezę popiera fakt, że szarowaki owe zalegają zwykle na przed-karbońskich skałach tworzących jądra nasunięć i łusek. Jest to więc podłoże tych szarowak na którym się one osadzają. Istnieją tu analogie ze zlepieńcami gnejsowymi, dla których gnejsy sowe stanowią również przed-karbońskie podłoże tej serii dolno-karbońskiej.

W spągu serii szarowakowej występują partie zlepieńcowate, bogate w kwarc i łupki łyszczkowe. Te zlepieńcowate partie mają szerokie rozprzestrzenienie w górach bardzkich.

Seria łupkowa jest wspólna dla wszystkich elementów tektonicznych z tym, że zaczyna się ona nie wszędzie jednakowo wysoko w znaczeniu stratygraficznym. Gdziekolwiek schodzi ona aż prawie do spągu utworów dolno-karbońskich (wsch. zbocza góry Słup), zazębiając się z facją szarowak. W górnej

części zawiera omawiana seria wkładki niekiedy gruboławicowych szarowak i zlepieńców. Zlepieńce te zawierają zwykle otoczaki szarowak starszej części dolnego karbonu oraz gabra i skały metamorfikum kłodzkiego.

Omawiana seria zawiera utwory wapniste zwane górnym wapieniem węglowym. Są to były różnej wielkości do kilkudziesięciu cm, bogate w faunę brachiopodową. Były te nie występują wszędzie. Dotychczasowe badania wykazują, że są one ograniczone do arkusza Nowa Ruda. Wydaje się, że występują one w jednej strefie serii łupkowej. Spotyka się je również niekiedy w grubszych soczewkach szarowakowych występujących wśród tych łupków.

Wiek omawianych głównych serii górnego karbonu jest według różnych autorów różny. Poniżej podane jest w formie tabeli zestawienie dwóch zasadniczych poglądów według autorów opracowujących faunę dolno-karbońską Niemiec. Są to poglądy Peckelmana (1930) i H. Schmidta (1925). Pierwszy z nich opiera swoje poglądy na brachiopodach, drugi na goniatytach. Uwzględnione zostały tutaj znane w owym czasie wystąpienia fauny.

	Schmidt	Peckelmann
	goniatyty	brachiopody
Czerwieńczyce — g. wap. węgl.	II gamma	III alfa
Nowa Wieś — d. wap. węgl.		Visé
Srebrna Góra zlepieńce gnejsowe	II gamma	głęb. Visé

Zaliczenie górnego wapienia węglowego z Czerwieńczyce przez Schmidta do piętra II gamma jest niezrozumiałe, gdyż występuje tam forma *Glyphioceras crenistra*, znana owemu autorowi. Wiek utworów ze Srebrnej Góry według obydwu autorów podobny.

Wynika z tej tabeli że najmłodszym udowodnionym piętrem dolnego karbonu jest piętro III alfa. Ponad utworami zawierającymi formę *Glyphioceras crenistria* zalega seria zlepieńca gabronośnego (zlepieńce z Wilczy) a nad nim jeszcze kilkuset metrowa seria łupkowo-szarowakowa. Stąd też piętro III beta powinno być reprezentowane, piętro zaś III gamma jest również prawdopodobne. Sprawa ta czeka dopiero na rozwiązanie. Koniecznym jest wyszukanie w tej serii nowych stanowisk z fauną. Jest to sprawa tym ważniejsza, że dokładne wyznaczenie wieku najmłodszych skał serii dolno-karbońskiej struktury bardzkiej pozwoli na dokładne wyznaczenie wieku fazy sudeckiej.

Również sprawa wieku utworów starszych od II gamma jest w tej chwili trudna do rozstrzygnięcia. Zlepieńce gnejsowe, których wiek wyznacza się na II gamma, nie muszą być najstarszym utworem dolno-karbońskim w strukturze bardzkiej. Utworami starszymi od poziomu II gamma zdają się być zlepieńce i brekcje dolno-karbońskie rozwinięte na wzgórzach Wi-

dalek i Chełmik w Wojborzu. Zlepieńce te składają się z bloków sylurskich kwarcytów, keratofirów, czerwonych fylitów, łupków krzemionkowych warstw ze Zdanowa, a niekiedy i łupków graptolitowych. Są one scementowane lepiszczem wapiennym i na oko przypominają utwory dewońskie. Przechodzą one w niewielką soczewę wapienia. W wapiennym zlepieńcu znaleziony został brachiopod, którego cechy skorupy według opinii kolegi Dr H. M a k o w s k i e g o pozwalają zaliczyć ów okaz do spiriferów dolnokarbońskich z pogranicza Tournai i Visé, a może nawet tournai. Znaleziony tam korał według opinii p. Dr M. R ó ż k o w s k i e j należy do grupy koralii karbońskich *Zaphrentoides*. Strefa występowania koralii *Zaphrentis* ogranicza się do starszej części górnego tournai, co odpowiada w facji amonitowej piętru II alfa.

Z powyższego wynika, że istnieją w górach Bardzkich utwory starsze od zlepieńców gnejsowych, których górna część jest wieku II alfa.

Na rozwiązanie oczekuje sprawa stosunku utworów dolnokarbońskich do górno-dewońskich. Devon górny udowodniony przez B e d e r k e g o w Nowej Wsi rozwinął się w facji kulmowej. W stosunku do dewonu górnego, zalegającego na metamorfikum kłodzkim nie wykazuje on podobieństwa. Wapienie nie wykształciły się tutaj. W innych okolicach poza Nową Wsią, nie znaleziono analogicznych utworów. Stąd też nie jest do dzisiaj pewnym, czy istnieje przejście od dewonu do karbonu, czy też nie. Nie jest rzeczą wykluczoną, że zlepieńce kwarcowe występujące często w spągu utworów karbońskich należą tutaj. Sprawa ta czeka więc na rozwiązanie. Zauważyć jednak należy, że na dewonie metamorfikum kłodzkiego nigdzie dolny karbon nie zalega stratygraficznie, lecz tektonicznie.

4. T e k t o n i k a

W rozwoju poglądów na tektonikę struktury bardzkiej można wyróżnić dwa zasadnicze etapy zwłaszcza odnośnie części zachodniej tej struktury.

B e y r i c h (1844) i D a t h e (1904) uznali tę tektonikę za nader prostą. Jednostka omawiana miała być niecką, w której ku osi zapadają starsze warstwy, środek zaś wypełniony jest osadami młodszymi. Ta jedynie teza może tłumaczyć wydzielenie owego górnego kulmu przez D a t h e g o. Kulm ten jak się okazało jest częściowo najstarszym dolnym karbonem struktury bardzkiej. Budowy tej nie mógł zrozumieć już w 1857 roku K r u g v o n N i d d a, który w poszukiwaniu węgla natrafił w Zdanowie na sylur graptolitowy. Wyraża on wątpliwość w związku z napotkaniem w osi owej niecki stwierdzonej przez B e y r i c h a warstw starszych niż na jej brzegach. Podobne wątpliwości co do tak prostej budowy struktury bardzkiej wy-

raza C l o o s (1922) wskutek tego, że zauważył on tutaj najróżniejsze kierunki tektoniczne.

Drugim etapem jest praca B e d e r k e g o (1929), który doszedł do wniosku, że góry Bardzkie wykazują budowę łuskową. Łupki krzemionkowe w Nowej Wsi uznane przez D a t h e g o za wkładki stratygraficzne w kulmie interpretuje jako łuskę syluru. Podobną łuskę ma stanowić sylur Łupianki w Wilczy. Tektoniki gór Bardzkich nie przedstawia on szczegółowo, wymienia jedynie kilka wystąpień warstw zdanowskich wśród kulmu, (było ich w owym czasie niewiele) i stwierdza, że stanowią one jądra łusek. Przebiegu ich i stosunku do innych elementów B e d e r k e nie omawia.

W pracy swej sprecyzował B e d e r k e pojęcie nasunięcia kłodzkiego. Jest to nasunięcie struktury bardzkiej na dewon górny zalegający na krystalinikum kłodzkim. Podał on wtedy amplitudę tego nasunięcia na 1000—2000 metrów, opierając się jedynie na różnicach w złupkowaniu keratofirów pregotlandzkich występujących w strukturze bardzkiej okolic Kłodzka. Tego rodzaju amplituda oparta na nie przekonywujących bynajmniej podstawach miała być według B e d e r k e g o największą spośród waryscyjskich nasunięć w Sudetach środkowych (str. 484). Nasunięcie to jak w ogóle główne fałdowanie struktury bardzkiej miało być wieku fazy sudeckiej.

Dalej zwraca B e d e r k e uwagę na istnienie dwufazowości ruchów waryscyjskich na przykładzie dyslokacji zaznaczającej się wzdłuż Nysy i południowo-wschodniej części gór Bardzkich. Są one widoczne i w innych częściach gór Bardzkich. Faza młodsza dająca formy w kierunku półn.-wschodnim ma charakter ruchów transversalnych przecinających starsze fałdy o kierunku północno-zachodnim. Wieku tych faz B e d e r k e nie podaje (str. 475—480).

W 1932 roku wydaje objaśnienia do arkusza Ząbkowice L. F i n c k h. Nie respektując słusznych tez B e d e r k e g o wyjaśnia budowę gór Bardzkich tektoniką uskokową. Według niego kulm zalega tu poziomo a tylko w pobliżu uskoków wykazuje strome ustawienie w wyniku ciągnięcia warstw. Tę tezę rozciąga nawet na arkusz Nowa Ruda, gdzie wąska smuga zlepieńców gabronośnych D a t h e g o ma być rowem tektonicznym.

Późniejsze badania autorów niemieckich nie wniosły niczego nowego do tektoniki struktury bardzkiej. Wprawdzie na arkuszu Świdnica mapy 1 : 200 000 opracowanym przez M e i s t e r a i F i s c h e r a w 1936 roku zaznaczono kilka dalszych wystąpień syluru wśród dolno-karbońskich osadów, to jednak autorzy ci w objaśnieniach do arkuszy okolic Kłodzka z roku 1942 zaznaczają (str. 22), że młodsze paleozoikum wykazuje jedynie tektonikę uskokową, czyli stoją bliżej stanowiska

Finckha i nie traktują wystąpień wspomnianego syluru jako łusek.

Uderzającym jest fakt, że autorzy niemieccy nie starali się ujmować historycznie ruchów górotwórczych struktury bardzkiej. Nie oddzielali oni nawet orogenezy kaledońskiej od waryscyjskiej na owym obszarze. Jedynie praca Bederkego 1924 roku dowodzi istnienia orogenezy kaledońskiej, choć dla gór Bardzkich faktu tego nie podkreśla. Fischer i Meister potraktowali sprawę wieku fałdowania starszego paleozoikum gór Bardzkich zupełnie formalistycznie. Są oni tego zdania, że ponieważ fałdowanie mogło odbywać się w dolnym dewonie, więc było ono wczesno-waryscyjskie. Zapominają o tym, że sfałdowana seria gotlandzka jest przecież serią kaledońską, więc jej fałdowanie choćby odbywało się w dolnym dewonie musi być kaledońskie.

Badania geologiczne prowadzone przez piszącego te słowa wykazały, że struktura bardzka składa się z szeregu fałdów, w tym najczęściej łusek obalonych głównie ku południowi i zachodowi a niekiedy także ku północy jako fałdy wsteczne. Badania te pozwoliły na wydzielenie dużej ilości elementów tektonicznych i ich dokładne prześledzenie. Wykazały one krzyżowanie się szeregu nasuniętych fałdów pod kątami prostymi. Jest to dowodem na wielofazowość ruchów tektonicznych w strukturze bardzkiej. Ruchy te odnoszą się do dwóch orogenez kaledońskiej i hercyńskiej. Pohercyńskie ruchy, które uformowały strukturę bardzką zdają się mieć tylko charakter dyslokacji radialnych.

W obrazie tektonicznym struktury bardzkiej, którego na tym miejscu nie sposób detalicznie rozpatrywać, uderza przede wszystkim fakt zasadniczej dwukierunkowości przebiegu tych fałdów. Jedne biegną z półn.-zachodu na połd-wschód lub z zachodu na wschód, inne z północy na południe. W okolicy Zdanowa i Wilczy obserwuje się zjawiska tego rodzaju, że fałdy przebiegające na powierzchni z zachodu na wschód giną pod nasuniętymi od wschodu fałdami przebiegającymi z północy na południe. Jest to dowodem, że struktura bardzka formująca się dopiero w orogenezie hercyńskiej nie kształtowała się w jednej fazie górotwórczej. Analiza zdjęcia jak i obserwacje sedymentologiczne doprowadziły do wyznaczenia następujących faz, których wiek daje się na ogół dość dokładnie sprecyzować.

a. Przed osadzeniem serii gotlandzkiej a po ordowiku istniało fałdowanie (faza takońska) serii budujących metamorfikum kłodzkie, a tworzących podłoże struktury bardzkiej w jej południowej części. Fałdowanie to miało kierunki północno-zachodnie i wschodnio-zachodnie. O istnieniu tej fazy mówią Meister i Fischer (1942 str. 53) z tym, że nie podkreślają jej znaczenia w wielokrotnych fałdowaniach Sudetów. Było to ostatnie w Sudetach fałdowanie, które wywołało me-

tamorfozę kinetyczną. Późniejsze fałdowania ani w obszarze kłodzkim, ani prawdopodobnie w górach Kaczawskich metamorfozy nie wywołały, gdyż ani tu ani tam gotland nie jest zmetamorfizowany. Fakt ten nie stoi w zgodzie z tezami B e d e r k e g o (1924 str. 18), który uważał, że główne fałdowanie w Sudetach przypada na granicy sylur — dewon. Zauważyć prócz powyższego należy, że to co B e d e r k e uważa za główne fałdowanie w Sudetach nie było fałdowaniem najintensywniejszym, gdyż wywołało tylko epimetamorfozę. Starsze pre-kambryjskie fałdowania były znacznie intensywniejsze, gdyż wywołały metamorfozę nawet typu kata.

b. Fałdowanie młodo-kaledońskie. Wiek tego fałdowania jest trudny do wyznaczenia z powodu trudności wyznaczenia górnej granicy wieku warstw ze Zdanowa. Jest to więc faza eryjska lub co jest więcej prawdopodobne dolno-dewońska, o ile górna część warstw ze Zdanowa należy do dolnego dewonu. Fałdy powstałe w czasie tej fazy miały przebieg wschód-zachód ewent. półn.-zachód — połd.-wschód. Tworzyły się wtedy fałdy obalone z odwróconymi seriami, na co istnieją dowody z Zdanowie.

c. Występowanie otoczków szarowak dolno-karbońskich w zlepieńcach dolno-karbońskich (zlepieńce z Wilczy) dowodzi, że zaznaczyła się tu w okresie dolno-karbońskim faza górotwórcza, która wydzwignęła ponad dno basenu część wcześniej osadzonych sedymentów z tym, że w innych częściach basenu sedymentacja trwała. Faza ta może być dość dokładnie datowana. Zlepieńce występują bezpośrednio nad serią łupkową zawierającą formę *Glyphioceras crenistra* w Czerwieńczycach. Najbardziej prawdopodobny jej wiek jest na granicy poziomów III alfa i III beta. Wiekowo faza ta nie zgadza się z selkijską przypadającą na granicę pięter pericyclusowego i glyphiocerasowego. Jest od nich młodsza. Ma ona znaczenie jedynie lokalne. Fałdy, które wtedy powstały miały prawdopodobnie charakter wielkopromienny.

d. Zaleganie słabo sfałdowanych warstw wałbrzyskich na złuskowanym i zerodowanym dolnym karbonie i sylurze w Nowej Wsi dowodzi istnienia fazy sudeckiej. Faza ta dała fałdy biegnące z półn. zachodu na połd. wschód i z zachodu na wschód. Fałdowanie było silne, gdyż powstały łuski, miejscami (Nowa Wieś) wstecznie obalone ku północy. Naciski górotwórcze szły od północy, co podkreśla również B e d e r k e w pracy z 1929 roku.

e. Ostatnie fałdowanie intensywne struktury bardzkiej zaznaczyło się po fazie sudeckiej. Kierunek fałdowania jej zgoła odmienny od dotychczasowych. Fałdy jego nasuwają się ku zachodowi, czyli naciski szły od wschodu. Struktury wcześniejsze kryją się pod nasuniętymi w ten sposób fałdami.

Amplitudy są znaczne. Stwierdzona np. amplituda nasunięcia Wilczy wynosi ponad 2,5 km. Fałdowanie to nie posiada swojej serii sedymentacyjnej, wskutek czego określenie jego wieku może być oparte na przesłankach pośrednich. Za przynależnością tych fałdów do fazy asturyjskiej przemawiają fakty:

skały żyłowe w dyslokacjach tnących pod kątem prostym te fałdy. Są to porfiryty występujące w dwóch miejscach w Wilcza potoku. Według Petraschka porfiryty są z pogranicza Westfalu i Stefanu i zdają się wiązać z górnokarbońskim sjenitem kłodzkim.

W zagłębiu Nowo Rudzkim fałdy fazy austuryjskiej mają bieg północ-południe (B u b n o f f 1931 załączona mapa) więc zgodny z kierunkiem fałdów omawianych w strukturze bardzkiej.

Fałdowanie to było bardzo intensywne i zachodziło prawdopodobnie wzdłuż pęknięć przecinających fałdy faz wcześniejszych. Jest to więc nasuwanie kier. Bieg warstw w masach nasuniętych zmienia się na północno-południowy, a biegi starsze zachowały się w tych elementach tylko fragmentarycznie. Faza asturyjska ma w strukturze bardzkiej ogromne znaczenie, gdyż dzisiejszy jej obraz tektoniczny jest wynikiem przemożnego wpływu tej fazy. Wydaje się, że nasunięcie kłodzkie mające na arkuszu Kłodzko przybliżony bieg północno-południowy powstała w tej fazie. Fakt ten nie byłby zgodny z poglądami B e d e r k e g o.

f. Po osadzeniu się czerwonego spągowca następuje dość słabe fałdowanie. Czerwony spągowiec przykrywający strukturę bardzką wykazuje biegi północno-zachodnie.

g. Wielce prawdopodobne są dysjunktywne ruchy saksońskie choć w tej chwili nie ma w strukturze bardzkiej na to dowodu.

h. W trzeciorzędzie zaznaczyły się ruchy wzdłuż uskoku sudeckiego brzeźnego, który obcina od północnego-wschodu strukturę bardzką. Ruchy te mają charakter radialny.

5. Kilka uwag o ewolucji tektonicznej struktury bardzkiej

W niniejszym rozdziale zostanie podanych kilka uwag o wielofazowym rozwoju tektonicznym struktury bardzkiej oraz o stosunku tej struktury do starszych elementów obrzeżających ją. W związku z tym ostatnim omówione będzie zachowanie się tych starszych masywów, których ruchy wywołały fałdowanie interesującej nas struktury. Ponieważ, jak wynika z rozdziału poprzedniego kierunek nacisku zmieniał się wskutek tego w ciągu wielofazowego fałdowania struktury bardzkiej, zmie-

niać się musiała rola poszczególnych masywów otaczających strukturę.

Zagadnienie to w minimalnym stopniu interesowało geologów niemieckich pracujących w Sudetach, wskutek czego tezy tutaj przyjęte przedstawiają nową próbę.

Struktura bardzka w przybliżeniu ma kształt trójkąta, którego boki przebiegają w sposób następujący:

Bok południowo-zachodni. Struktura bardzka nasunięta jest tutaj na przykryte dewonem górnym:

- a. gabra noworudzkie wieku przed górno-dewońskiego metamorfikum kłodzkie (fylity, keratofiry, zieleńce) sfałdowane i zmetamorfizowane przed gotlandem.

Powyższe dwa różnowiekowe elementy można objąć wspólną nazwą wału kłodzkiego. Skały budujące wał kłodzki a przykryte częściowo górnym dewonem zapadają ku północnemu-wschodowi pod strukturę bardzką tworząc jej podłoże. Podłoże to zdaje się być miejscami przefaldowane ze skałami struktury bardzkiej.

Bok południowo-wschodni stanowi kontakt ze sjenitem kłodzko-złotostockim wciśniętym między strukturę bardzką a prekambryjskie krystalinikum Łądko — Śnieżnika. Struktura bardzka zapada na tym odcinku pod sjenit, jak wskazuje mapa załączona do pracy B e d e r k e g o z 1922 roku. Sjenit ten jest młodszy od skał struktury bardzkiej. Jest to skała wykazująca teksturę kierunkową zgodną ze ścianami osłony. Dowodzi to, że jest to intruzja syntektoniczna czyli, że powstanie jej wiąże się z jakąś fazą górotwórczą młodszą od dolnego karbonu struktury bardzkiej. Skały dolno-karbońskie i starsze są przez sjenit zmienione termicznie. W obrębie sjenitu znajdują się również zmienione termicznie kry skał budujących strukturę bardzką. Świadczy to, że główna jego masa znajduje się na obszarze pierwotnego występowania skał struktury bardzkiej.

Północny brzeg struktury bardzkiej ma kształt złożony. Między Woliborzem a Srebrną Górą ma przebieg wschodnio-zachodni i jest zbudowany z gnejsów sowich, dalej ku południowemu-wschodowi jest to brzeg wtórny (o ile struktura bardzka nie wychodzi tu poza brzeg Sudetów), który stanowi uskoki sudecki brzeżny. Na tym odcinku rozprzestrzenione są:

- a. główna masa gnejsów sowich,
- b. gnejsy typu sowiego okolic Mikołajowa, nie łączące się na powierzchni z tamtymi,
- c. masyw serpentynitowy i częściowo gabrowy, z którego zbudowane są Mnich i Grochowa Góra.

Masyw ten leży prawie zupełnie poza brzegiem orograficznym Sudetów a tylko niewielki fragment w Brzeźnicy należy do Sudetów. Wiek jego nie może być dobrze określony. Ser-

pentinit ów starszy jest od przed górno-dewońskiego gabra, które w nim tworzy żyły.

Ruchy wymienionych masywów skalnych w różnych orogenezach i fazach górotwórczych spowodowały fałdowania serii sedimentacyjnych osadzających się w niewielkiej niecce pomiędzy nimi. W orogenezie kaledońskiej, rzecz jasna, nie brały udziału młodsze od niej części masywów ograniczających strukturę bardzką. Pod tymi seriami przebiegają granice elementów tektonicznych, które budują obramowanie struktury bardzkiej.

Historia geologiczna struktury bardzkiej rozpoczyna się na granicy ordowiku i gotlandu, kiedy po sfałdowaniu i metamorfizie krystalinikum powstało w strefie kontaktowej tej jednostki i gnejsów sowych obniżenie, w którym osadziła się seria gotlandzka. Wiek fałdowania tej serii został opisany w poprzednim rozdziale. Ruch mas postępował tutaj od strony gnejsów sowych i być może serpentynitów (o ile one istniały). Masywem oporowym było metamorfikum kłodzkie. Fałdy miały przebieg wschodnio-zachodni, a w części południowej basenu północno-zachodni. Wergencja fałdów była południowa i południowo-zachodnia. Fakt ten widoczny jest stąd, że późniejsze fałdowania (sudeckie), w których przebijają wyraźnie stare założenia kaledońskie wykazują tę samą wergencję. W tych okolicach gdzie struktura bardzka została najsilniej odkształcona przez fazę asturyjską stare biegi północno-zachodnie lub wschodnio-zachodnie są fragmentarycznie do zaobserwowania.

Okres środkowego dewonu a może i częściowo dolnego, to okres erozji kaledonidów bardzkich i odsłonięcia masywu gabrowego w Nowej Rudzie. Nowa seria sedimentacyjna, która osadziła się na zgradowanych kaledonidach bardzkich rozpoczyna się w dewonie górnym i trwa do piętra glypticerasowego włącznie. Sedymencja ta ma charakter potężnego stożka, którego grubość maleje ku południowemu-wschodowi. Następuje faza sudecka. Masywy oporowe są takie jak w czasie fazy młodo-kaledońskiej z tym, że niewątpliwie biorą w nich udział gabra noworudzkie oraz serpentynity Mnicha i góry Grochowej. Przebieg fałdów podobny jest jak w fazie młodo-kaledońskiej. Bieg wschodnio-zachodni lub północno-zachodni tych fałdów panował jeszcze niewątpliwie w okolicach Wojciechowic. Tworzą się łuski obalone ku południowemu-zachodowi lub wstecznie ku północy (łuska góry Orzech w Nowej Wsi). Jaki charakter miało wówczas wschodnie zakończenie fałdującego się basenu dolno-karbońskiego trudno powiedzieć. Jest trudno przypuścić, aby basen, którego oś ma niewątpliwie kierunek wschodnio-zachodni, kończył się ku wschodowi tak wielką szerokością jaką dziś przedstawia wschodnie zakończenie struktury bardzkiej. Jest więcej prawdopodobne, że młodsze ruchy asturyjskie doprowadziły do obecnego kształtu zakończenia wschodniego w tej

części niecki sedymentacyjnej przez dalekie nasunięcie metamorfikum Łądku.

Gradowanie fałdów powstałych w fazie sudeckiej nie wszędzie trwa aż do fazy asturyjskiej. Już z początkiem górnego karbonu w zachodniej części struktury bardzkiej mogą sedymentować się warstwy wałbrzyskie. Ich pokrywa sięgała zapewne dalej ku wschodowi lecz później została rozmyta. Rozmycie to nastąpiło w każdym wypadku przed fazą asturyjską, czego dowodem jest, że w niezbyt odległym od górnego karbonu Nowej Wsi elemencie Włóczka Paprotni w Czerwieńczycach nie znaleziono w spągu nasunięcia ani strzępów pokrywy górno-karbońskiej.

Faza asturyjska zmieniła gruntownie tektonikę gór Bardzkich. Powodem tego jest fakt, że kierunek ruchu zmienił się na zachodni. Fałdowanie to należy uznać za ruch kier wzdłuż uskoku poprzecznych fazy wcześniejszej. Jak ruch ten był intensywny świadczy oprócz dalekich dziś jeszcze nasunięć fakt, że biegi warstw zmienione zostały o 90° w stosunku do biegów fałdów wcześniejszej fazy, a stare biegi zachowały się fragmentarycznie.

Za masę nacierającą (fałdującą) należy uznać nie sjenit złoto-stocko-kłódzki, który wtedy dopiero się tworzył, lecz metamorfikum Łądku-Śnieżka. Masywów oporowych brak. Dostatecznym oporem były niezbyt jeszcze zeszywniałe fałdy skierowane względem nowych pod kątem 90°. Ruch tych mas ustał dopiero w pobliżu naroża, w którym wał kłódzki zbiega się z gnejsami sowimi.

Późniejsze fałdowania były już słabe. Dla fazy zaznaczającej się po czerwonym spągowcu masą oporową była już struktura bardzka, która doznała nieznacznych odkształceń. Ruch szedł od północnego-wschodu od strony gnejsów sowich.

Fałdowania po-permskie miały charakter dyslokacji radialnych.

S k o r o w i d z n a z w

Miejsowości:

Nazwa obecna	Nazwa dawna
Bardo	Wartha
Brzeźnica	Briensnitz
Czerwieńczyce	Rothwaltersdorf
Dzikowiec	Ebersdorf
Łądek	Landeck
Mikołajów	Niklasdorf
Nowa Ruda	Neurode
Nowa Wieś	Neudorf
Opolnica	Giersdorf
Srebrna Góra	Silberberg
Wilcza	Wiltch
Wojciechowice	Königshain
Ząbkowice	Frankenstein
Zdanów	Herzogswalde
Złoty Stok	Reichenstein

Nazwy topograficzne:

Nazwa obecna	Nazwa dawna
Grochowa Góra	Grochauerberg
Góry Sowie	Eulen Gebirge
Góry Bardzkie	Warthauer Gebirge
Kotlina Kłodzka	Glatzer Kössel
Łupianka	Pinke B.
Nysa Kłodzka	Glatzer Neisse
Orzech	Hasel B.
Mnich	Harte B.
Paprotnia	Busch Berge
Śnieżnik	Glatzer Schneeberg
Słup	Hupprich
Włóczek	Völken Plan

LITERATURA

1. Betrich: Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. *Kartens Archiv f. Min.* Band 18. S. 3—86, Berlin 1844. — 2. Krug von Nidda: *Zeitschrift der Deutsch Geol. Gesellsch.* S. 671—672, Berlin 1855. — 3. Schütze A.: Geognostische Darstellung der Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens, Berlin 1882. — 4. Dathe: Blatt Neurode, Berlin 1904. — 5. Bederke E.: Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. *Abhandl. d. Preus. Geol. L. A.* Neue Folge H. 89 S. 39—70, Berlin 1922. — 6. Cloos H.: Gebirgsbau Schlesiens, Berlin 1922. — 7. Bederke E.: Das Dewon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschritte d. Geologie u. Palaeontologie* H. 7, Berlin 1924. — 8. Dahlgrün F., Finckh L.: Ein Silurprofil aus dem Warthauer Schiefergebirge. *Jahrb. d. Preus Geol. Land. A.*, Berlin 1924 — 9. Schmidt H.: Die karbonischen Goniatiten Deutschlands. *Jahrb. d. Preus. Geol. L. A. B.* 45 S. 489—609. Berlin 1925. — 10. Bederke E.: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten *Fortschritte d. Geologie u. Palaeontologie* H. 23, Berlin 1929. — 11. Peckelmann W.: Die Fauna des Deutschen Unterkarbons. Die Brachiopoden I. T. *Abh. d. Preus Geol. L. A. N. F.* H. 122, Berlin 1930. — 12. Finckh L.: Blatt Frankenstein. Berlin 1932. — 13. Meister, Fischer: Blatt Schweidnitz 1:200 000 Berlin 1936. — 14. Petrascheck W. E.: Zur Alterbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien. *Zeitschr. d. Deutch. Geol. Gesellsch.* B. 90. Berlin 1958. — 15. Schmidt W.: Die Grenzschichten Silur-Devon in Thüringen. *Abhandl. d. Preus. Geol. L. A. N. F.* H. 195. Berlin 1939. — 16. Meister E., Fischer G.: Blatt Glatz-Königshain, Reichenstein, Landeck (Erl.) Berlin 1942. — 17. Rospond St.: Skorowidz ustalonych nazw, miejscowości na Ziemiach Odzyskanych. Wrocław 1948. — 18. *Monitor Polski* rok XXVII. część A. nr A-44 13. lipca 1949.

Z Zakładu Geolog. Ogólnej Uniw. Wrocław.

PRZEWODNIK DO WYCIECZKI W GÓRY BARDZKIE

Wycieczka B.

prowadzi J. O b e r c

T R E Ś Ć

	str.
Wstęp	433
A. Trasa Szczawno-Zdrój — Srebrna Góra .	433
B. Część szczegółowa wycieczki	
Dolny Karbon	436
1. Zlepienie gnejsowe Trasa między punkt. 1 i 2	
2. Wapień węglowy dolny i seria łupków ilastych Trasa między punkt. 2 i 3	
Stare paleozoikum	440
3. Warstwy ze Zdanowa — facja szarych łupków ilastych Trasa między punkt. 3 i 4	
4. Profil starego paleozoikum w Zdanowie Trasa między punkt. 4 i 5	
5. Przekrój warstw ze Zdanowa w Wilczy — Problem downtonu	
6. Zlepienie gabrońskie i ich interpretacja — tektonika wę- zła Wilczy	
C. Trasa Wilcza — Kłodzko	449

WSTĘP

Trasa wycieczki w góry Bardzkie składa się z trzech zasadniczych odcinków.

- A. Szczawno Zdrój — Srebrną Górą odbyta samochodem. Wzdłuż trasy nie przeprowadza się szczegółowych obserwacji.
- B. Srebrna Góra — Zdanów — Wilcza. Wzdłuż trasy istnieje 6 punktów szczegółowych obserwacji.
- C. Odcinek Wilcza — Kłodzko wzdłuż którego nie przeprowadza się szczegółowych obserwacji. W Kłodzku następuje rozwiązanie wycieczki.

A. Trasa Szczawno Zdrój — Srebrna Góra

Ze Szczawna Zdroju przez Biały Kamień, Stary Zdrój aż prawie do skrzyżowania dróg w pobliżu Rysinowa biegnie trasa na południe i południowy-zachód od granicy młodszej części dolnego karbonu z karbonem górnym po najstarszej części serii

górnokarbońskiej — warstwach Wałbrzyskich. Przed wspomnianym skrzyżowaniem kulm zanika na powierzchni w postaci klina między karbonem górnym a gnejsami sowimi. Zanikanie to ma charakter tektoniczny. Sytuacja ta trwa aż do okolic Ludwikowic i Sokolca, gdzie znowu pojawiają się utwory dolnego karbonu tym razem zalegające na gnejsach sowich. Cała ta trasa biegnie wzdłuż granicy dwóch zasadniczych elementów tektonicznych środkowych Sudetów: zmetamorfizowanych w prekambrium gnejsów sowich i niecki śródsudeckiej, której rozwój zaczyna się od dolnego karbonu, a kończy w górnej kredzie. Seria budująca nieckę nie jest jednak kompletna, gdyż brak w niej utworów od średniego triasu do dolnej kredy włącznie. Jej ewolucja tektoniczna jest długa i wielofazowa.

Kontakt dwu omawianych elementów ma na całej przestrzeni charakter tektoniczny. Gnejsy sowie w postaci sztywnej kry są nasunięte na utwory karbońskie niecki śródsudeckiej. Istnieją bezpośrednie dowody na to, że nasuwanie owo trwało do fazy asturyjskiej (B e d e r k e 1929 str. 486) mianowicie koło Jedliny Zdroju warstwy z Białego Kamienia zapadają pod gnejsy sowie. Pośrednie dowody jak sfałdowanie czerwonego spągowca cechsztynu i dolnego triasu niecki śródsudeckiej są dowodem, że ruch kry sowiogórskiej przedłużał się jeszcze co najmniej do dolnego triasu.

Od Rysinowa do Głuszycy karbon górny poprzerywany jest często żyłami porfiru. Często porfiry te mają charakter pokrywy. Ich wiek jest prawdopodobnie górnokarboński, choć część ich może być wieku dolno-permskiego (środkowa część dolnego permu). W Głuszycy na przestrzeni kilkuset metrów trasa wchodzi na gnejsy sowie, które są tutaj najdalej wysunięte ku południowemu zachodowi.

Do okolic Sierpnic trasa przebiega to po utworach karbońskich, to po zapadającym ku południowemu-zachodowi czerwonym spągowcu, a stąd aż do miejscowości Drogosław biegnie po utworach czerwonego spągowca. Okolica ta jest malownicza. Wzgórza po prawej stronie zbudowane są z piaskowców, porfirów i melafirów dolno-permskich. Po lewej stronie ciągnie się główny grzbiet gór Sowich.

W Drogosławiu trasa przecina ogromny uskok o amplitudzie pionowej co najmniej 1 km. Jego północno-wschodnie skrzydło leżące zbudowane jest na powierzchni z dolnego permu. Skrzydło wiszące południowo-zachodnie zbudowane jest z górnego karbonu a dalej z gabra uznawanego na ogół za przedgórnokarbońskie. W dalszym ciągu trasa biegnie wzdłuż utworów górnokarbońskich (warstwy szaclarskie) zalegających bezpośrednio na gabrach. Spąg tych utworów zbudowany jest ze zlepieńców zawierających bloki gabra, wyżej leży seria produkcyjna zawierająca złoża węgla.

Nowa Ruda w centrum tut. przemysłu węglowego położona jest w obniżeniu morfologicznym pomiędzy gabrami od północnego wschodu i wzgórzami zbudowanymi z czerwonego spągowca. Wzdłuż tego obniżenia biegnie trasa do miejscowości Słupiec. Tutaj przedłużeniem wzgórz zbudowanych z gabra są wzgórza zbudowane z diabazu. Co do wieku tych ostatnich istnieją w literaturze dwa zasadnicze poglądy. Jeden z nich uznaje że diabazy są równowiekowe z gabrem (D a t h e 1904, B e d e r k e 1929), drugi, że są one starsze od gabra z Nowej Rudy (F i n c k h 1923), które ma być pokulmowe. Jedynie diabaz jest uznawany przez F i n c k h a za przed górno-dewoński.

Utwory górno-karbońskie i dalej permskie panują jeszcze do skrzyżowania dróg w Bożkowie. Są one przerywane wyławami melafirów wieku dolno-permskiego.

Stąd do rozwidlenia dróg w kierunku Wojborza i Czerwieńczyc występują na powierzchni szare fylity wieku prawdopodobnie ordowickiego. Zostały one zmetamorfizowane na granicy ordowiku i gotlandu i stanowią część metamorfikum kłodzkiego. Od wspomnianego rozwidlenia dróg wjeżdżamy w rów Czerwieńczyc wypełniony czerwonym spągowcem. Przykrywa on kontakt przed górno-karbońskiej struktury bardzkiej z masywem gabrowym i metamorfikum kłodzkim.

Na północy i wschodzie widoczne są wzgórza należące do struktury bardzkiej. Najokazalsze z nich to wzgórze Słup po wschodniej stronie i Włóczek po stronie zachodniej. Należą one do dużego elementu struktury bardzkiej (nasunięcie Wilczy) o amplitudzie stwierdzonej ponad 2,5 km.

Na północ od kościoła w Czerwieńczycach przecina trasa drugi brzeg rowu Czerwieńczyc i wchodzi w strukturę bardzką występując bezpośrednio na powierzchni. Okazałe wzgórze po lewej stronie szosy to Borek. Na jego zboczu wschodnim przebiega stromo łuska o jądrze zbudowanym z warstw ze Zdanowa mająca bieg północ-południe i zapadająca ku wschodowi. Do łuski tej należy dolny karbon budujący malowniczy pagórek Jarota w kształcie regularnego stożka.

Na wschód od kościoła w Nowej Wsi widoczna jest wyraźna ostroga zbudowana z zielonych łupków krzemionkowych warstw ze Zdanowa. Jest to jądro łuski (łuska góry Orzech) nasuniętej wstecznie ku północy na karbon dolny, który wraz z masą gnejsów sowych podsuwa się pod wspomnianą łuskę. Wzgórza na południe od tej ostrogi zbudowane również z łupków krzemionkowych przedstawia odkorzeniony fragment nasuniętego elementu tektonicznego (płat Nowej Wsi).

Na rozwidleniu skręca trasa w kierunku Srebrnej Góry. Przechodzi ona wzdłuż kamieniołomu dolnego wapienia węglowego. Kamieniołom ten był jednym z punktów wycieczek zjazdowych XX. Zjazdu P.T.G. Trasa biegnie aż do końca opisywa-

nego odcinka po zlepieńcach gnejsowych zapadających ku południowi. Te zalegają na gnejsach sowych budujących wzgórze po lewej stronie drogi (góry Sowie).

LITERATURA

1. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten — Blatt Freiburg, Waldenburg, Charlottenbrunn, Rudolfswaldau, Langenbielau, Neurode. — 2. Finckh: Die Stellung des Gabbros und Serpentine und ihre Beziehung zu den Gneisen und Graniten. *Jahrb. d. Preuss. Geol. L. A.* Band 42, s. 825—848, Berlin 1923. — 3. Bederke: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschritte der Geologie und Paleontologie*, Berlin 1929.

B. Część szczegółowa wycieczki

Dolny karbon

Punkt 1. Zlepieńce gnejsowe

We wrzynie po kolejce zębatej odsłania się górna część serii zlepieńców gnejsowych. Ich grubość w interesującym nas profilu dochodzić może nawet do 300 metrów. Punkt obserwacji znajduje się około 30—40 m poniżej stropu serii zlepieńcowej.

Nazwa zlepieńców gnejsowych pochodzi stąd, że składają się one przede wszystkim z bloków i okruchów materiału gnejsowego, który pochodzi z erozji gnejsów sowych. Materiał z którego zbudowana jest skała nie wykazuje segregacji. Duże bloki — otoczaki nie zawsze są gęsto obok siebie rozmieszczone. Często zawieszane są one w cieście szarowakowym. Ich wielkość dochodzi do 60 cm. Otoczenie jest dobre tak, że często nie widać w nich pierwotnego kształtu bloku z którego powstały. Ciasto szarowakowe jest drobno i gruboziarniste i obfituje w muskowit. Skalenie tego ciasta są przeważnie rozłożone. Na północnej ścianie wrzynki utwór ten wykazuje ślady uławicenia.

Zlepieńiec ten był analizowany pod kątem składu litologicznego. Wykazuje on skład następujący: gnejs 76%, kwarc 14%, wapień zbity 6%, wapień krystaliczny 3%, pegmatyt 1%.

Bezpośrednio pod mostem w półn. ścianie wrzynki tkwi buła wapienia zanieczyszczonego, zbitego i siniego, wielkości około 1 metra. Jest ona dzisiaj w dużej mierze wyeksploatowana na faunę. Zewnętrzne jej partie zbudowane są z wapienia czystego, głębsze zaś z zanieczyszczonego materiałem piaszczysto-skaleniowym a zwłaszcza muskowitem. Spotkać w nim też można otoczaki gnejsu. Omawiany wapień zawiera faunę,

która rzuca światło na wiek tego utworu. Jest to fauna głównie brachiopodów i krynoidów. Tych ostatnich jest sporo w stanie nieoznaczalnym.

Wapień zbity biorący udział w składzie zlepieńca gnejsowego nie różni się litologicznie od wyżej ległego wapienia węglowego dolnego. Nie może jednak pochodzić z tego poziomu wapienia, gdyż jest on młodszy i zalega na serii zlepieńców gnejsowych. Wapień ten zawiera sporą ilość fauny krynoidowej a także brachiopodowej. Pochodzenie bloków tego wapienia może być dwojakie: a. syngentyczne z osadem zlepieńca gnejsowego, b. alogeniczne. Teza pierwsza jest trudna do przyjęcia, gdyż trudno sobie wyobrazić by równocześnie z sedymentacją tak grubego materiału mogły sedymentować się wapień, na których wzrastały liczne liliowce i żyły brachiopody. Gdyby nawet tak było to obserwowalibyśmy soczewy wapienia i kuliste jego bloki. Z tego też powodu przypuszczać należy, że wapień ten jest alogeniczny. Fauna zawarta w nim opracowana częściowo przez *P e c k e l m a n n a* dowodzi, że wapień jest osadem prawie równoczesnym z sedymentacją zlepieńca. Warunki więc powstawania tego osadu były w przybliżeniu następujące. Ze skalistych brzegów basenu sedymentacyjnego znoszone były przez dzikie potoki bloki skalne. Pewne jednak partie zbiornika posiadały warunki spokojniejsze, gdzie w płytkiej wodzie morskiej osadzały się niegrube soczewki wapienia, na którym żyły i liliowce i brachiopody. Wapień ów był zanieczyszczony drobnym materiałem gnejsowym, a niekiedy dostawały się do niego i otoczaki gnęjsowe, które niekiedy znajdują się w tych właśnie wapiennych blokach. Z czasem jednak na skutek podniesienia brzegów basenu owe soczewki uległy erozji a bloki z nich wraz z materiałem gnejsowym dostawały się do basenu w postaci otoczaków lub bloków większych. Wykazują one bowiem ślady otoczenia.

Trasa między punktem 1 i 2

Od odsłonki pod mostem na granicy powiatów Ząbkowickiego i Kłodzkiego biegnie trasa wrzynką po kolejce zębatej. Po drodze odsłaniają się na północnej stronie zlepieńce gnejsowe. Niektóre bloki budujące ten zlepieniec przedstawiają pegmatyty. Widać w nich duże do kilku cm kryształy muskowitu.

Punkt 2. Dolny wapień węglowy i seria łupków ilastych

W podziale stratygraficznym dolnego karbonu sudeckiego, dolny wapień węglowy stanowi oddawna horyzont przewodni. *A. Schütze* (1882) pierwszy odróżnił go od tak zwanego

górnego wapienia węglowego opierając się na różnicach petrograficznych. Zauważył on, że o ile młodszy (górnny) wapień węglowy ma szerokie rozprzestrzenienie gdyż znany jest również w karbonie dolnym Sowich gór i zachodniej części niecki śród-sudeckiej, o tyle starszy (dolny wapień węglowy) ograniczony jest jedynie do gór Bardzkich. Tutaj istnieją dwa zasadnicze jego wystąpienia: a) w Dzikowcu, gdzie tworzy trzy soczewy, b) między Woliborzem a Srebrną Górą tworzy jedną ławicę kilkanaście metrów grubą. F r e c h (1899 s. 310) zauważył, że fauna obydwu poziomów wapieni jest różna. Dla dolnego formą przewodnią jest *Productus sublaevis*, dla górnego *Productus giganteus*.

W odsłonce interesującej nas odsłania się stropowa część dolnego wapienia węglowego. Jest on tu silnie zmięty tektonicznie w postaci drobnych i nieregularnych płytek zafałdowań. Poza tym jest on nieregularnie cienko warstwowany. Z rzadka jest to czysty wapień. Najczęściej zawiera domieszki drobnego materiału szarowakowego. Ku górze pojawiają się cienkie wkładki ciemno-szarych prawie czarnych łupków. Wapień jest bardzo silnie spękany, lecz spękania te są najczęściej zabliznione żyłami kalcytu. Najdolniejsze odsłaniające się tutaj partie wapienia zawierają pierścienie liliowców, które ku górze zanikają. Ogólny bieg wapienia 250°, zapad 65° SE.

Bezpośrednio na wapieniach zalega mięzsza seria łupków ilastych z wkładkami szarowak. Jej dolna część odsłania się we wrzynie. Między wapieniem a serią tą istnieją przejścia.

Łupki ilaste są ciemno-szare, niekiedy prawie czarne, piaszczyste i mikowe. Są one spękane i rozpadają się na pryzmaty. Łupki te przeławicane są warstwami szarowak o grubości dochodzącej do kilku metrów. Ogólny ich bieg jest wschodnio-zachodni a zapad południowy dochodzący do 80°. Seria łupkowa jest w odsłonce miejscami wtórnie zafałdowana w drobne fałdy i zdyslokowana. Szarowaki są niekiedy zbrekcjonowane. Na powierzchniach spękań obserwuje się czasem lustra tektoniczne. Niektóre partie szarowak są zlepieńcowate. Materiałem, który tworzy bardzo słabo na ogół otoczone otoczaki, jest zielony łupek ilasty lub krzemionkowy warstw ze Zdanowa.

Na podstawie przekroju dotychczas poznanego możemy historię tego obszaru podzielić na trzy etapy rozwojowe a to:

a. sedymentacja makroklastycznego materiału na brzegach gnejsu sowiego. Sedymentacja ta początkowo lądowa przechodzi w morską o czym świadczą bloki z fauną morską.

b. Po zakończeniu osadzania makroklastycznego osadu przeważa sedymentacja wapienia nad mechaniczną. Fakt ten spowodowany jest nagłym obniżeniem brzegów basenu prawdopodobnie tektonicznej natury, co powoduje „załamanie“ sedymentacji mechanicznej.

c. W trzecim etapie sedymentują się osady ilaste i piaszczyste. Oznacza to daleko posuniętą gradację obszarów sąsiadujących z basenem. Erodowane są również warstwy ze Zdanowa o czym świadczy ich obecność w otoczkach.

Trasa między punktem 2 a 3

Tuż za odsłoneką wapienia węglowego i dolnej części serii łupkowej trasa wiedzie przez wiadukt przechodzący ponad potokiem płynącym od Srebrnej Przełęczy. Ta oddziela górę Ostróg od Warownej góry. Doliną potoka biegnie dyslokacja, wzdłuż której ławica wapienia węglowego jest przerzucona na północne stoki Ostroga (skrzydło leżące uskoku). Ku południowi i wschodowi roztacza się piękny widok na obniżenie Zdanowa i wzgórza otaczające to obniżenie (Głownia, Wilczak, Wilcza Równia).

Bezpośrednio za wiaduktem przechodzi trasa w nową wrzynkę. Obserwuje się tutaj dalej serię łupkową dolnego karbonu z wkładkami szarowak. Ławice szarowak są niezbyt grube i dochodzą do kilkudziesięciu cm. Niektóre ich partie są zlepieńcowate. Ziarna zlepieńca wahają się w granicach kilku mm, słabo otoczone i składają się z czarnego łupka graptolitowego oraz zielonego krzemionkowego łupka warstw ze Zdanowa. Seria ta wykazuje biegi północno-wschodnie i zapady południowo-wschodnie. Obserwuje się tu wtórne zafałdowania i zluźnienia tektoniczne oraz drobne uskoki. Na początku wrzynki wykazują warstwy tendencję tworzenia sklepienia antyklinalnego. W drugiej części odsłonki sklepienie owo już się nie zaznacza.

Za wrzynką trasa przechodzi wysokim i długim nasypem, z którego widoczna jest wewnętrzna część gór Bardzkich i obniżenie morfologiczne Zdanowa.

Następnie wrzynka odsłania podobnie serię łupków i szarowak kulmu. Nie różnią się one od opisanych poprzednio. Wtórne dyslokacje i zafałdowania obserwuje się tutaj dość często. W środkowej części wrzynki na jej ścianie północnej widoczna jest kilkanaście metrów gruba ławica szarowak spękanych i zaokrąglonych na kontakcie z łupkami, który jest zluźnieniem tektonicznym spowodowanym dużą różnicą sztywności. Ku górze ławica szarowak przechodzi stopniowo w serię łupkową. Na ścianie południowej wrzynki ławica owa już jest widoczna, gdyż dnem wrzynki przebiega uskoku. Przed końcem odsłonki obserwuje się słabe dyslokacje wśród łupków i szarowak.

Bezpośrednio za wrzynką wchodzi trasa na nasyp przecinający niewielką dolinę o biegu północno-wschodnim.

Tuż za nasypem widoczne są po północnej stronie łupki ilaste kulmu silnie zaangażowane tektonicznie. Bezpośrednio za

nimi widoczna jest na ścianie ławica zlepieńca górnej części dolnego karbonu. W składzie jego biorą udział otoczaki skał przed-karbońskich jak łupki ilaste i krzemionkowe warstw ze Zdanowa oraz starszej części dolnego karbonu, jak łupki ilaste ciemno-szare, szarowaki o różnym ziarnie aż do zlepieńcowatych włącznie. Otoczenie jest tego rodzaju, że najczęściej widoczny jest jeszcze kształt bloczka, z którego powstał otoczak. Wielkość poszczególnych otoczków dochodzi do 5 cm, przy czym większe na ogół są otoczaki szarowak niż skał przed-karbońskich. Otoczaki tkwią z dala od siebie w cieście szarowakowym.

Obecność otoczków w starszej części dolnego karbonu w zlepieńcach młodszej części dolnego karbonu dowodzi, że po osadzeniu serii szarowakowej i łupkowej miały miejsce ruchy górotwórcze, które miejscami wydzwignęły wspomniane osady. Te uległy erozji i dostarczyły materiału do młodszych zlepieńców.

Nad zlepieńcami zalegają łupki ilaste górnej części dolnego karbonu. Są one tutaj silnie zaangażowane tektonicznie i wywalcowane, przy czym zawierają wytłoczenia szarowak w postaci zaokrąglonych w czasie ruchu tektonicznego bloków różnej wielkości.

Około 100 metrów od ławicy zlepieńca pojawiają się wśród łupków dolno-karbońskich wytłoczone zielone łupki mniej lub więcej skrzemieniałe warstw ze Zdanowa, zapadające stromo ku wschodowi. Powtarzają się one czterokrotnie wąskimi i nieregularnymi smugami wśród łupków dolno-karbońskich.

Stare Paleozoikum

Punkt 3. Warstwy ze Zdanowa — facja łupków szarych

Warstwy ze Zdanowa, których problem będzie omówiony w następnej odsłonce są serią młodszą od gotlandu graptolitowego. Można je podzielić na dolne i górne.

W odsłonce opisywanej odsłania się górna część warstw ze Zdanowa wykształcona w facji łupków szarych. Seria ta cechuje się bardzo cienkim uławiceniem i składa się głównie z łupków ciemno-szarych z odcieniem zielonawym, pękających na ostre pryzmaty, nieco mikowych zawierających nieznaczne domieszki kwarcu. W łupkach tych występują cienkie ławice skały ilastej o zielonym odcieniu, nie zawierającej kwarcu, o przełamie muszlowym. Zawiera ona blaszki miki ułożone równolegle do warstwowania. Niekiedy spotyka się w nich tekstury skorupowe a na dolnych powierzchniach utwory o charakterze hieroglifów. Spotyka się też wśród łupków szarych

wkładki skał kwarcytowych z domieszką materiału skaleniowego. Wkładki te są silnie spękane i rozpadają się przy uderzeniu młotkiem na drobną kostkę. W dolnej i górnej części odsłonki odsłaniają się wkładki łupka czerwonego.

Seria odsłaniająca się tutaj zapada ku północnemu-wschodowi pod serię łupkową dolnego karbonu. Kontakt ów jest niezgodny (tektoniczny) co można było stwierdzić na ostatnim odcinku trasy przed omawianą odsłonką. Za charakterem tektonicznym tego kontaktu przemawia fakt, że młodsze ogniwa dolnego karbonu (seria łupkowa) kontaktują z serią staro-paleozoiczną. Brak jest pośrednich ogniw (starszej części dolnego karbonu).

Wzdłuż omawianej dyslokacji nasuwały się gnejsy sowie wraz z zalegającymi na nich utworami dolnego karbonu ku południowi, powodując sfałdowanie serii sedymentacyjnych gór Bardzkich na sąsiednim odcinku.

Interesująca nas seria warstw zdanowskich należy pod względem tektonicznym do dużego wypiętrzenia warstw staro-paleozoicznych (wysad Zdanowa), które zajmuje widoczne ku południowi szerokie obniżenie morfologiczne.

Trasa między punktem 3 i 4

Tuż za odsłonką przechodzi trasa zjazdu na nasyp. Po stronie północnej nasypu przebiega omówiony kontakt tektoniczny. W odległych o kilkadziesiąt metrów odsłonkach osadów dolnego karbonu obserwuje się szarowaki i łupki ilaste bardzo silnie zaangażowane tektonicznie. Wśród łupków widoczne są wytłoczenia bloków szarowak zaokrąglonych w czasie ruchu górotwórczego. Potwierdza to przytoczony pogląd na tektoniczny charakter kontaktu dolnego karbonu i starego paleozoikum.

Za wiaduktem, z którego widoczne jest doskonale obniżenie zbudowane na powierzchni z warstw ze Zdanowa, można obserwować jeszcze raz serię łupkową dolnego karbonu z wkładkami szarowak. Całość jest wywalcowana i bardzo silnie wymięta. Poniżej nasypu przecina trasa ponownie omówiony kontakt tektoniczny. Po wschodniej stronie trasy odsłania się w starym łomie górna część serii zdanowskiej (facja łupków ciemnoszarych).

Punkt 4. Profil starego paleozoikum w Zdanowie

Stratygrafia utworów staro-paleozoicznych w górach Bardzkich została w zarysach rozwiązana w 1924 roku przez Dahlgrüna i Finckha na podstawie sztucznie wykona-

nego przekopu na górze Łupianka w Wilczy. Profil na którym oparli swoją stratyografię wspomniani autorzy nie jest już dzisiaj dostępny.

Interesujący nas profil starego paleozoikum w Zdanowie jest dzisiaj najlepszym tego rodzaju profilem. Znany jest on już od stu lat, dawniej jednak nie był tak wyraźnie odsłonięty jak od czasu zbudowania szosy asfaltowej.

Tektonika tutejszego starego paleozoikum utrudnia zbadanie następstwa warstw i jedynie fauna, którą niektóre człony starego paleozoikum zawierają (łupki graptolitowe) może dać rozwiązanie.

Opierając się na wynikach *Dahlgrüna* i *Finckha* stwierdzić można, że seria staropaleozoiczna jest tutaj zafałdowana w postaci fałszywej synkliny, w której jądrze występują warstwy najstarsze. Skrzydło południowe ma zapad 40° ku północy, skrzydło zaś północne 55° ku południowi. W ten sposób warstwy młodsze zapadają pod starsze. Skrzydło południowe jest przecięte podłużną dyslokacją dzięki której brak na powierzchni serii łupka graptolitowego. Omawiana fałszywa synkliną jest odkorzeniona. Charakter tego odkorzenia trudny jest do wyjaśnienia. Być może, że jest to odkorzenie tektoniczne spowodowane przez nasuwającą się od północnego wschodu w czasie późniejszych ruchów górotwórczych masę gnejsów sowiogórskich okolic Mikołajowa.

Interesować nas przeto będzie skrzydło północne synkliny, gdzie ciągłość warstw jest kompletna.

Najstarsza część omawianej serii to jasne kwarcyty z odcieniem fioletowym lub różowym. W innych częściach gór Bardzkich mają one sporą domieszkę czarnego pigmentu roślinnego. Lepiszczce ich jest krzemionkowe. W dolnej części wrzynki są one niekiedy drobno warstwowane i mają charakter łupków kwarcytowych. Wiek tej serii może być oparty jedynie na podstawach tektonicznych gdyż nie zostały w nich znalezione skamieniałości. *Dahlgrün* i *Finckh* zaliczają ją do dolnego syluru, podczas gdy późniejsi autorzy (*Fischer* i *Meister* 1942 str. 20) są zdania, że tworzą one spąg transgredującego gotlandu, co nie wyklucza ich ordowickiego wieku. Zauważyć należy, że spąg tej serii nie jest nigdzie w górach Bardzkich poznany i że wszędzie są one odklute od swego podłoża.

Na kwarcytach zalega stratygraficznie seria lidyków o grubości kilku metrów. Lidyty tworzą tu ławice grubości do 15 cm, które są oddzielone od siebie łupkami typu graptolitowego. Grubość tych wkładek jest niewielka i dochodzi do 10 cm.

Z kolei zalega grubsza seria czarnych łupków ilastych, niekiedy nieco piaszczystych zawierających graptolity. Wśród nich pojawiają się cienkie wkładki lidyków grubości do dwóch cm, a w górnej części tej serii smugi zielonego łupka krzemionko-

wego typowego dla wyżej leżącego kompleksu warstw ze Zdanowa. Często też są w łupkach graptolitowych wykwitki żółtego ałunu (łupki ałunowe). Serię łupków graptolitowych zaliczyli na podstawie graptolitów *Dahlgrün* i *Finckh* do Tarrannon i Wenlock, podczas gdy starszej od nich serii lidyków przypisują wiek Llandovery.

Warstwy ze Zdanowa — facja miękkich łupków pstrych

Stratygraficznie wyżej nad łupkami graptolitowymi leżą warstwy ze Zdanowa znane w literaturze niemieckiej jako „Herzogswalderschichten“. Ich stanowisko stratygraficzne było w literaturze różnie traktowane i wahało się od dolnego syluru do dolnego karbonu włącznie.

Na obserwacjach przeprowadzonych w interesującym nas przekroju oparł swój pogląd na wiek omawianej serii *Bederke*, który oznaczył go jako dolny sylur (1924 s. 21) na tej podstawie, że zapadają one pod gotlandzkie łupki graptolitowe. *Bederke* przy tym nie zaobserwował faktu, że zaleganie tego rodzaju spowodowane jest odkształceniami tektonicznymi i nie jest ono stratygraficzne.

Pierwszymi, którzy wiek warstw ze Zdanowa ocenili właściwie byli *Dahlgrün* i *Finckh*. Uznali oni słusznie, że jest to kompleks leżący powyżej łupków graptolitowych, z którymi łączy się on przejściem stratygraficznym. Zaliczyli je oni do gotlandu.

Dotychczasowe badania w górach Bardzkich potwierdzają wyniki tych autorów z tym, że wątpliwym jest czy seria ta grubości około 200 metrów może mieścić się w piętrze Ludlow. Prawdopodobnie górna część tego kompleksu przechodzi już do dewonu dolnego.

Warstwy ze Zdanowa w interesującej nas odsłonce wykształcone są jako miękkie łupki żółte i seledynowe z cienkimi wkładkami zielonego łupka krzemionkowego. Wprawdzie na kontakcie z łupkami graptolitowymi istnieje zluźnienie tektoniczne, jednak jest ono nieznaczne, o czym świadczą przejścia stratygraficzne od jednej serii do drugiej. W obrębie łupków graptolitowych spotyka się wszędzie wkładki zielonego łupka krzemionkowego. Na odwrót w obrębie serii zdanowskiej spotyka się cienkie wkładki łupka graptolitowego, dobrze widoczne w odsłonce.

Od północy warstwy ze Zdanowa kontaktują z serią łupków graptolitowych, które należą do innej (niższej) tektonicznej jednostki.

Element, do którego należy opisane stare paleozoikum jest od zachodu obcięty uskokiem mniej więcej równoległym do szosy asfaltowej. Uskok ten przecina również nasunięte na paleozoikum pre-kambryjskie gnejsy sowie okolic Mikołajowa.

Całość należy do tzw. wysadu Zdanowa zbudowanego na powierzchni prawie wyłącznie ze starego paleozoikum. Wysad zdanowski znajduje się na poprzecznej elewacji pomiędzy gnejsami sówimi Srebrnej Góry, a niewielkim fragmentem gnejsu tegoż typu w okolicach Mikołajowa nasuniętym na utwory paleozoiczne. Zbudowany on jest z trzech elementów tektonicznych nasuniętych na siebie, w których najwyższy reprezentuje fałszywa synklina Zdanowa. Od wielkiej masy utworów staro-paleozoicznych oddzielają się trzy „odnogi“ tych utworów, które biegną ku zachodowi i południowemu-wschodowi od wysadu, znacząc na powierzchni przebieg łusek wśród otaczających je utworów dolnego karbonu.

Wysad zdanowski powstał w czasie orogenezy hercyńskiej (faza sudecka). Elementy budujące go mają przebieg wschód-zachód. Fałszywa synklina Zdanowa powstała w czasie orogenezy hercyńskiej, dowodem na to jest fakt, że w jej przedłużeniu ku zachodowi biegnie synklina dolnego karbonu wśród utworów staro-paleozoicznych. Synkliny te musiały więc powstać w jednym czasie. Warunkiem jednak powstania fałszywej synkliny musiała być odwrócona wcześniej seria starego paleozoikum. Fakt ten rzuca światło na charakter ruchów kaledońskich w górach Bardzkich, w czasie których tworzyły się fałdy leżące, posiadające serie odwrócone.

Przy omawianiu geologii okolic Zdanowa niesposób pominąć morfologiczne zjawiska. Morfologia tych okolic jest w zupełności zależna od warunków geologicznych. Obniżenie morfologiczne Zdanowa zbudowane jest na powierzchni z mało odpornych utworów staro-paleozoicznych. Z tych większą odporność wykazują jedynie kwarcyty ordowiku, które w fałszywej synklinie budują niewielkie wzniesienie. Ramy obniżenia Zdanowa zbudowane są z utworów dolno-karbońskich i częściowo (od północnego-wschodu) z gnejsów. Synklina dolnego karbonu zaznaczająca się w obrębie wysadu Zdanowa zaznacza się w morfologii w postaci wzniesienia.

W okresie zlodowacenia lodowiec wtargnął do obniżenia morfologicznego zdanowskiego doliną potoka i pozostawił tu ślady w postaci szczątków zachowanych prawie wyłącznie w postaci głazów narzutowych.

Trasa między punktem 4 i 5

Od punktu czwartego trasa biegnie w górę. Na wschód od szosy na północnych stokach Głowni przebiega brzeg nasunięcia Wilczaka, które ma kierunek północ-południe. Nasuwa się on na fragmenty dolnego karbonu zachowane na brzegach wysadu Zdanowa oraz na utwory budujące ten wysad.

Z kolei przebiega trasa wzdłuż potoka. Po obu jego stronach wzgórze zbudowane są z dolnego karbonu, którego spąg

jest poziomy. Podścielające je warstwy ze Zdanowa ciągną się bardzo blisko zakrętu szosy ku południowi. Na zakręcie szosy w dnie potoka zachowały się ślady moreny piaszczystej.

Nieco dalej w podcinie drogi odsłaniają się warstwy ze Zdanowa wykształcone w facji ciemno-szarych łupków, bardzo silnie zaangażowane tektonicznie i zbrekcjonowane. Kontaktują one od południa z wywalcowanymi łupkami górnej części dolnego karbonu. Jest to jądro krótkiej łuski mającej przebieg wschód-zachód. Ku zachodowi zanika ona w odległości 400 metrów od szosy. Ku wschodowi w odległości kilkudziesięciu metrów od szosy ginie ona pod nasuniętym od wschodu elementem Wilczaka. Charakterystycznym jest krzyżowanie się dwóch jednostek pod kątem prostym. Fakt ten wiąże się z dwufazowością ruchów waryscyjskich na obszarze gór Bardzkich. Starsze elementy w tej części gór mają bieg wschód-zachód i powstały w fazie sudeckiej, młodsze o biegu północ-południe (łuska Wilczaka) powstały w fazie asturyjskiej.

Z kolei przecina trasa główny dział wodny gór Bardzkich. Po wschodniej stronie drogi widać duże wzniesienie Wilczaka, zbudowane z szarawak dolnego karbonu zalegających na warstwach zdanowskich, które są jądrową częścią elementu. Spąg utworów dolno-karbońskich zbudowany jest tutaj ze zlepieńców, w skład których wchodzi otoczaki kwarcu i łupków łuszczkowych. Po stronie zachodniej wznosi się największe w tej części wzniesienie Słup zbudowane z szarowak. Na wschodnich zboczach Słupa seria szarowakowa starszej części dolnego karbonu przechodzi w serię łupkowo-szarowakową. Wzgórze to należy do elementu tektonicznego mającego częściowo bieg wschód-zachód, częściowo północno-południowy i nasuniętego ku południowi i zachodowi. Element ten to nasunięcie Wilczy.

Poniżej działu wodnego przechodzi trasa przez jądrową partię niewielkiego nasunięcia o biegu północno-zachodnim, które w profilu drogi nie występuje w odsłonkach. W przydrożnych odsłonkach widoczne są szarowaki dolno-karbońskie.

Nieco wyżej odgałęzienia drogi do Wilczy szosa przecina jądro łuski Wilczej Równi. Element ten odgałęzia się na Wilczej Równi od wysadu Zdanowa. Jego jądro zbudowane jest z facji szarych łupków warstw ze Zdanowa, które pasem szerokim do 100 metrów ciągnie się aż do najbliższego od drogi potoka. W profilu szosy asfaltowej jądro łuski Wilczej Równi (szare łupki warstw ze Zdanowa) ma zaledwie kilka metrów szerokości. Na kontakcie z podścielającymi je utworami dolno-karbońskimi elementu niżejległego obserwuje się wytłoczenia i silne sprasowanie tych utworów.

Podłoże łuski Wilczej Równi stanowi duży element tektoniczny — nasunięcie Wilczy, którego stropowa część odsłania się poniżej brzegu łuski Wilczej Równi. Jest to seria dolnego karbonu, który jest tu w całości rozwinięty w facji łupków ila-

stych z podrzędnymi wkładkami szarowak. W obrębie serii łupkowej zaznacza się na brzegach potoka płynącego przez Wilczą antyklina o przebiegu północno-zachodnim. Oś tej antykliny została wyznaczona na podstawie biegów i upadów warstw. Na jej skrzydle północnym w pobliżu osi odsłaniają się warstwy ze Zdanowa zapadające ku południowemu-zachodowi po zbocze góry Słup. Z kolei pod warstwy te zapadają szarowaki budujące jądro omawianej antykliny. Stanowią one podłoże nasunięcia Wilczy, czyli należy je interpretować jako okno tektoniczne (okno Wilczy). Północno-wschodnie skrzydło tej antykliny jest słabo znane na skutek zasypania glinami starszych utworów. Warstwy ze Zdanowa nie zostały tu dotychczas odkryte.

W bocznej dolince schodzącej od wschodu w kierunku głównego potoku odsłania się w profilu drogi strefa kontaktowa serii łupkowej z jądrową częścią (warstwy ze Zdanowa) nasunięcia Wilczy. Obserwuje się tu zbrekcjonowanie skał i bardzo silne ich wymielenie. Początkowo przeważają w tej brekcji skały dolnego karbonu, dalej zaś w pobliżu zakrętu coraz więcej jest składników warstw ze Zdanowa. W wywalcowanej fluidalnie serii łupkowej obserwuje się wytłoczenia różnej wielkości bloków szarowakowych o zaokrąglonych w czasie ruchu kształtach.

Owa silnie wymięta i zbrekcjonowana strefa spowodowana jest dwoma uskoki, przebiegającymi dnem bocznej dolinki, z których jeden przesuwają jądrową część łuski Wilczej Równi ku zachodowi, a drugi obcina ją na kontakcie z jądrem nasunięcia Wilczy zbudowanym z warstw ze Zdanowa. Na skrzydle podniesionym (południowym) łuska ta została rozmyta.

Punkt 5. Przekrój warstw ze Zdanowa w Wilczy — problem downtonu

W odsłonce w Wilczy odsłaniają się dwie facje warstw ze Zdanowa. Od strony północnej jest to facja szarych łupków, facja Wilczy, od strony południowej facja łupków pstrych, facja zdanowska. Silniejsze zaangażowanie tektoniczne wykazuje partia szarych łupków ilastych. Jest ona wykształcona jak w punkcie 3. Zostały w niej znalezione szczątki psylofitów. Analogiczne wykształcenie wykazuje ona w innych częściach gór Bardzkich z tym że gdzieś jest ona silniej skrzemieniała.

Większe zróżnicowanie wykazuje facja łupków pstrych, w której łupki czerwone są charakterystyczne. Występują w niej również zielone łupki krzemionkowe jak w facji łupków szarych. Mimo to więc, że widoczne jest zluźnienie tektoniczne między jedną a drugą serią, należy uznać, że pomiędzy dwiema odsłaniającymi się facjami istnieją przejścia stratygraficzne. W najbardziej południowej części odsłonki pojawiają się smugi łupka typu graptolitowego świadczące, że facja ta rozwija się z łupków graptolitowych nie występujących w odsłonce.

Stosunek więc obu facji do siebie jest tego rodzaju, że facja pstrych łupków jest starsza.

Zagadnienie downtonu

Downton cechujący się pstrymi osadami uznany został przez W. Schmidta (1939) za fację na podstawie tego, że w różnych obszarach Europy zaczyna się w różnych poziomach graptolitowych górnego syluru. Nie może to więc być piętro. Wszędzie facja ta rozwija się z syluru graptolitowego lub z wapieni sylurskich.

W górach Bardzkich wykazuje podobieństwo do downtonu dolna część warstw ze Zdanowa. Fauna tego utworu znana dotychczas składa się z małżoraczków podobnie jak w innych obszarach Europy. Seria ta grubości nieco poniżej stu metrów odpowiadałaby więc piętru Ludlow.

Seria zdanowska odsłaniająca się w Wilczy ma przebieg wschodnio-zachodni i tworzy jądro nasunięcia Wilczy, którego stwierdzona amplituda wynosi nieco ponad 2,5 km. Ku wschodowi jądro tego elementu zapada pod nasuniętą od wschodu łuskę Wilczaka. Obserwuje się tu więc krzyżowanie dwóch elementów.

Trasa między punktem 5 i 6

Na południe od odsłonki widoczne są trzy żeberka skalne zbudowane z krzemionkowych łupków warstw ze Zdanowa.

Punkt 6. Zlepieńce z Wilczy i ich interpretacja — tektonika węzła Wilczy

Pionowo ustawiona ławica zlepieńcowo-szarowakowa zaznacza się wyraźnie w morfologii. Ciągnie się ona od góry Bożym w Czerwieńczycach, gdzie wyraźnie występuje zgodnie wśród serii łupkowej górnej części dolnego karbonu, przez Wilczę przechodząc dalej na arkusz Ząbkowice, gdzie jest obcięta uskokiem. Obserwował ją już D a t h e (1904) i wydzielił jako zlepieńce gabronośne.

Omawiana ławica ma w przekroju Wilczy grubość przeszło stu metrów i składa się z szarowak i zlepieńców a niekiedy zawiera wkładki łupkowe. Szarowaki zdają się przeważać. Tkwią w nich partie zlepieńcowate zwykle bardzo szybko wyklinowujące się. W zlepieńcowatych partiach ilość ciasta szarowakowego dochodzi do 50%. Otoczaki zawieszono są w tym cieście w pewnej od siebie odległości. W innych punktach jak np. w Wojborzu ilość tego ciasta maleje i dochodzi niekiedy zaledwie do 10%.

Wśród otoczek przeważają szarowaki dolno-karbońskie, niekiedy zlepieńcowate (56%), dalej kwarcyty i łupki krzemion-

kowego gotlandu (20%), szare łupki ilastego dolnego karbonu (15%). W niewielkich ilościach występują tu wapienie krystaliczne i w śladach otoczaki gabra, diabazu, paleoporfiru i innych skał. Otoczaki wykazują dobre otoczenie choć najczęściej widoczny jest kształt bloczku z którego powstały.

Interesująca nas ławica ma duże znaczenie paleogeograficzne. Obecność otoczaków skał dolnokarbońskich świadczy o tym, że sedymentacja ich była wynikiem podniesienia nad poziom basenu wcześniej osadzonych utworów dolno-karbońskich. Łatwy jest do uchwycenia wiek owej fazy górotwórczej, ponieważ seria ta zalega bezpośrednio nad serią łupkową zawierającą formę *Glyphioceras crenistria*. Wiek jej można więc przyjąć jako granicę poziomów III alfa i III beta.

Tektonika wężła Wilczy

Na terenie Wilczy zbiega się szereg elementów tektonicznych. Głównym z nich jest nasunięcie Wilczy mające tutaj przebieg wschód-zachód. Jest ono jednostką płasko nasuniętą o czym świadczą odkorzone erozyjnie fragmenty zalegające płasko lub zaklinowane przed brzegiem tej jednostki oraz pojawienie się podłoża tej jednostki w oknie tektonicznym Wilczy. Jądro jednostki omawianej zanurza się pod łuskę Wilczaka nasuniętą od wschodu. Między nasunięciem Wilczy a łuską Wilczaka przebiega mniejszy element o kierunku północno-zachodnim — łuska Wilczej Równi, która zanika na terenie Wilczy.

Dobrym horyzontem przewodnim dla tektoniki tej okolicy są zlepieńce gabronośne należące do podłoża nasunięcia Wilczy. Ławica tego zlepieńca jest na terenie Wilczy rozerwana przez wysad starego paleozoikum aż do kwarcytów ordowiku(?) włącznie. Jest to element Łupianki, który po przebicu ławicy zlepieńca gabronośnego łączy się z nasunięciem Wilczy.

Ku wschodowi ławicę zlepieńców gabronośnych przecina pod kątem łuska Wilczaka nasuwająca się dalej ku południowemu wschodowi na dolno-karbońską synklinę odwodową elementu Łupianki.

Geneza owego wężła Wilczy powstałego w czasie orogenezy waryscyjskiej nie da się wytłumaczyć jedno-fazowym ruchem. Pierwsza faza (sudecka) wytworzyła elementy przebiegające ze wschodu na zachód podobnie jak na obszarze Zdanowa. Druga zaś młodsza (asturyjska) wytworzyła elementy przebiegające tu z północy na południe lub o kierunku północno-zachodnim. Z fazą tą związane są porfiryty gór Bardzkich, które występują częściowo wzdłuż dyslokacji biegnącej doliną potoka Wilcza z zachodu na wschód. Uskok ten oddziela główny grzbiet gór Bardzkich od części obniżonej struktury Bardzkiej.

LITERATURA

1. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Neurode, Frankenstein. — 2. Bederke E.: Das Dewon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung — *Fortschritte der Geologie und Palaeontologie* Heft 7 Berlin 1924. — 3. Dahlgrün F., Finckh L.: Ein Silurprofil aus dem Warthauer Schiefergebirge in Schlesien. *Jahrb. d. Preuss. Geol. L. A.* Band 44, s. 281—289, Berlin 1924 — 4. Bederke E.: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschritte der Geologie und Palaeontologie* Heft 23, Berlin 1929. — 5. Petrascheck W. E.: Zur Altersbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien, *Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellsch.* Band 90 Heft 1, Berlin 1938. — 6. Schütze: Geognostische Darstellung des Niederschleisisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens Berlin 1882. — 7. Frech F.: *Lethaea Palaeozoica* Band 2. 1899. — 8. Geologische Karte des Deutschen Reiches. Erläuterungen zum Blatt Glatz-Königshain, Reichenstein und Landeck (Erläutert von E. Meister und E. Fischer).

C. Trasa Wilcza — Kłodzko

Tuż za potokiem w Wilczy przecina trasa jądro fałdu Łupianki przebijające ławicę zlepieńca gabronośnego. Całość ta ścięta jest bardzo wyraźnie zaznaczającą się w morfologii powierzchni zrównania, leżącą około 20 metrów nad dnem doliny potoka, a widoczną na wschód od szosy. Pod zlepieńcem od strony południowej zalega ponad 1 km strefa łupków górnej części dolnego karbonu. Na łuskach tych między Wilczą a Winną Górą zalega płat Wilczy i kilka innych zaklinowanych fragmentów zbudowanych z warstw ze Zdanowa, a należących do nasunięcia Wilczy.

W okolicach Winnej Góry tektonika komplikuje się bardzo znacznie. Występują tam trzy elementy tektoniczne płasko zalegające na sobie. Są to od dołu:

- a. podłoże nasunięcia Wilczy (łupki górnej części dolnego karbonu).
- b. synklina Winnej Góry zbudowana z łupków szarowak dolnego karbonu podścielonych warstwami ze Zdanowa. Jej skręt synklinalny zaznaczający się w serii zdanowskiej jest przykryty glinami czwartorzędu. Element ten powstał w fazie sudeckiej i jest odkorzenionym fragmentem nasunięcia Wilczy.
- c. Płat Widałka-Chełmika zbudowany z brekcji wapnistych z soczewkami wapieni. Jest to najstarsza część dolnego karbonu nasunięta na synklinę Winnej Góry wraz z fragmentami podłoża struktury bardzkiej w postaci strzępów keratofirów kambryjskich. Płat ten nasunięty został w fazie asturyjskiej na zerodowaną częściowo synklinę Winnej Góry.

Tuż za Winną Górą przykryta jest struktura Bardzka osadami czerwonego spągowca zapadającego ku SW i grubymi zwalami glin czwartorzędowych. Za wsią Wojbórz znowu pojawiają

się na powierzchni utwory karbońskie. Ze starego poziomu erozyjnego przykrytego glinami czwartorzędu schodzi trasa na terasę zalewową Nysy. Na odcinku tym odsłania się znowu dolnokarbońska seria szarowakowa zapadająca stromo ku zachodowi. Dobrze jest ona odsłonięta w dwóch łomach we wsi Młynów. W drugim z nich obserwować można kopalne osuwisko dolnokarbońskie.

Za Młynowem na ostatnim wzniesieniu przed połączeniem się Nysy ze Ścinawą odsłaniała się keratofiry kambryjskie będące fragmentem zafałdowanego podłoża struktury Bardzkiej. Są one bardzo silnie spękane gdyż znajdują się w pobliżu brzegu nasunięcia kłodzkiego. Za wzniesieniem tym trasa schodzi na terasę zalewową rzeki Ścinawy; nieco poniżej łączy się Ścinawa z Nysą Kłodzką. W pobliżu tego połączenia struktura bardzka nasuwa się na wapienie i zlepieńce wapniste górnego dewonu zalegające transgresywnie na metamorfikum kłodzkim. Metamorfikum to budują głównie zlepieńce, fylity, keratofiry i tufy keratofirowe starego paleozoikum. Na nim położone jest miasto Kłodzko.

LITERATURA

1. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Neurode. — 2. B e d e r k e E.: Das Dewon in Schlesien und das Alter der Sudeten-faltung. *Fortschritte der Geologie und Palaeontologie*. Heft 7. Berlin 1924. — 3. B e d e r k e E.: Die varistische Tektonik der mitleren Sudeten, tamże H. 23 Berlin 1929. — 4. Geologische Karte des Deutsches Reiches — Blätter: Glatz, Königshain, Reichenstein, Landeck (erläutert von E. M e i s t e r und G. F i s c h e r).

SPIS NAZW

Miejscowości:

Nazwa obecna	Nazwa dawna
Biały Kamień	Weisstein
Bożków	Eckersdorf
Czerwieńczyce	Rothwaltersdorf
Drogosław	Kunzendorf
Głuszyca	Wüstegiersdorf
Kłodzko	Glatz
Ludwikowice	Ludwigsdorf
Mikołajów	Niklasdorf
Nowa Ruda	Neurode
Nowa Wieś	Neudorf
Rysinów	Reussendorf
Sierpnice	Rudolfswaldau
Słupiec	Schlegel
Sokolec	Glätzig Falkenburg
Srebrna Góra	Silberberg
Stary Zdrój	Altwasser
Szczawno Zdrój	Bad Salzbrunn
Wałbrzych	Waldenburg
Wilcza	Wiltsch
Ząbkowice	Frankenstein
Zdanów	Herzogswalde

Nazwy topograficzne:

Nazwa obecna	Nazwa dawna
Bożym	Edelmanns B.
Warowna Góra	Donjon
Głownia	Reinerskuppe
Góry Sowie	Eulen Gebirge
Jarota	Welprich B.
Łupianka	Pinke B.
Orzech	Hasel B.
Ostróg	Spitz B.
Wilczak	Humerich
Słup	Grosswiltscher-Scheide
Wilcza Równia	Hupprich

LITERATURA

1. Rospond: Skorowidz ustalonych nazw miejscowości na Ziemiach Odzyskanych. Wrocław 1948. — 2. *Monitor Polski*: rok XXVII część A nr A-44. 13. lipca 1949.

Z Zakładu Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego.