

Antonina PACHOLSKA\*

## BREKcje TEKTONICZNE POŁUDNIOWEGO KRAŃCA BLOKU GNEJSÓW SOWIOGÓRSKICH

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	41
Wstęp . . . . .	41
Uwagi o terminologii skał kataklastycznych . . . . .	44
Charakterystyka skał strefy granicznej bloku sowiogórskiego i struktury bardzkiej . . . . .	46
Mylonity gnejsowe . . . . .	46
Gnejsowe brekcje osadowe, zlepieńce i piaskowce dolnego karbonu . . . . .	47
Gnejsowe brekcje tektoniczne . . . . .	49
Brekcje tektoniczne powstałe ze skał osadowych dolnego karbonu . . . . .	53
Dyskusja i wnioski . . . . .	54
Rozwój strefy fleksurowo-uskokowej przy południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego . . . . .	54
Datowanie wydarzeń diastroficznych na obszarze granicznym bloku sowiogórskiego i struktury bardzkiej . . . . .	55
Literatura . . . . .	58
On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block — Summary . . . . .	60

### Streszczenie

Powstanie brekcji tektonicznych, opisanych w niniejszej pracy, wiązało się z rozwojem strefy fleksurowo-uskokowej wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego. Szerokość tej strefy wynosi przypuszczalnie około 3 km. Brekcjowanie gnejsów zachodziło głównie wzdłuż uskoku inwersyjnego o przebiegu NW—SE i zaznaczyło się tam, gdzie powierzchnie uskoku tworzyły duży kąt z powierzchniami foliacji metamorficznej w gnejsach. Południowa granica bloku sowiogórskiego przebiega skośnie do kierunku omawianej strefy dyslokacyjnej, co jest wynikiem jej przebudowy. Strefa ta, rozwinięta z fleksury, utworzyła się na obszarze uprzednio już wielokrotnie czynnej linii tektonicznej. Można więc sądzić, że przed pojawieniem się wstępnego ugięcia krawędzi bloku gnejsowego doszło do zablźnienia starszych powierzchni nieciągłości w skałach. Okresem powstania rozpatrywanej strefy

fleksurowo-uskokowej był najprawdopodobniej schyłek środkowego wizeny. W południowej części bloku ze zbrecjowanymi gnejsami graniczą brekcje osadowe i zlepieńce dolnego karbonu Gór Bardzkich, złożone głównie z materiału sowiogórskiego. Sedymentacja wyżej wymienionych osadów, wieku dolnowizeńskiego, nie wiązała się jednak z aktywnością strefy fleksurowo-uskokowej występującej dziś w ich sąsiedztwie. Materiał brekcji i zlepieńców gnejsowych powstał przypuszczalnie w efekcie synsedymencyjnej działalności uskoku występującego w centralnej części Gór Sowich. Uskoki te przebiegają w kierunku SW—NE. Na obszarze objętym badaniami można stwierdzić przejawy trzykrotnego nasilenia się ruchów tektonicznych w okresie dolnego karbonu: w dolnym wizenie, pod koniec środkowego wizeny i w wyższej części górnego wizeny.

### WSTĘP

Blok gnejsów sowiogórskich, którym przypisuje się wiek prekambryjski, jest uważany za najstarszy element strukturalny Sudetów (fig. 1). Jest on zbudowany głównie z paragnejsów i migmatytów oligo-

klastowo-biotytowych, którym podrzędnie towarzyszą granitognejsy mikroklinowe. Wzdłuż południowego, a także części południowo-zachodniego brzegu wspomnianego bloku gnejsy są silnie skataklastowane

\* Zakład Nauk Geologicznych PAN, Pracownia Geologii Starych Struktur, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław.

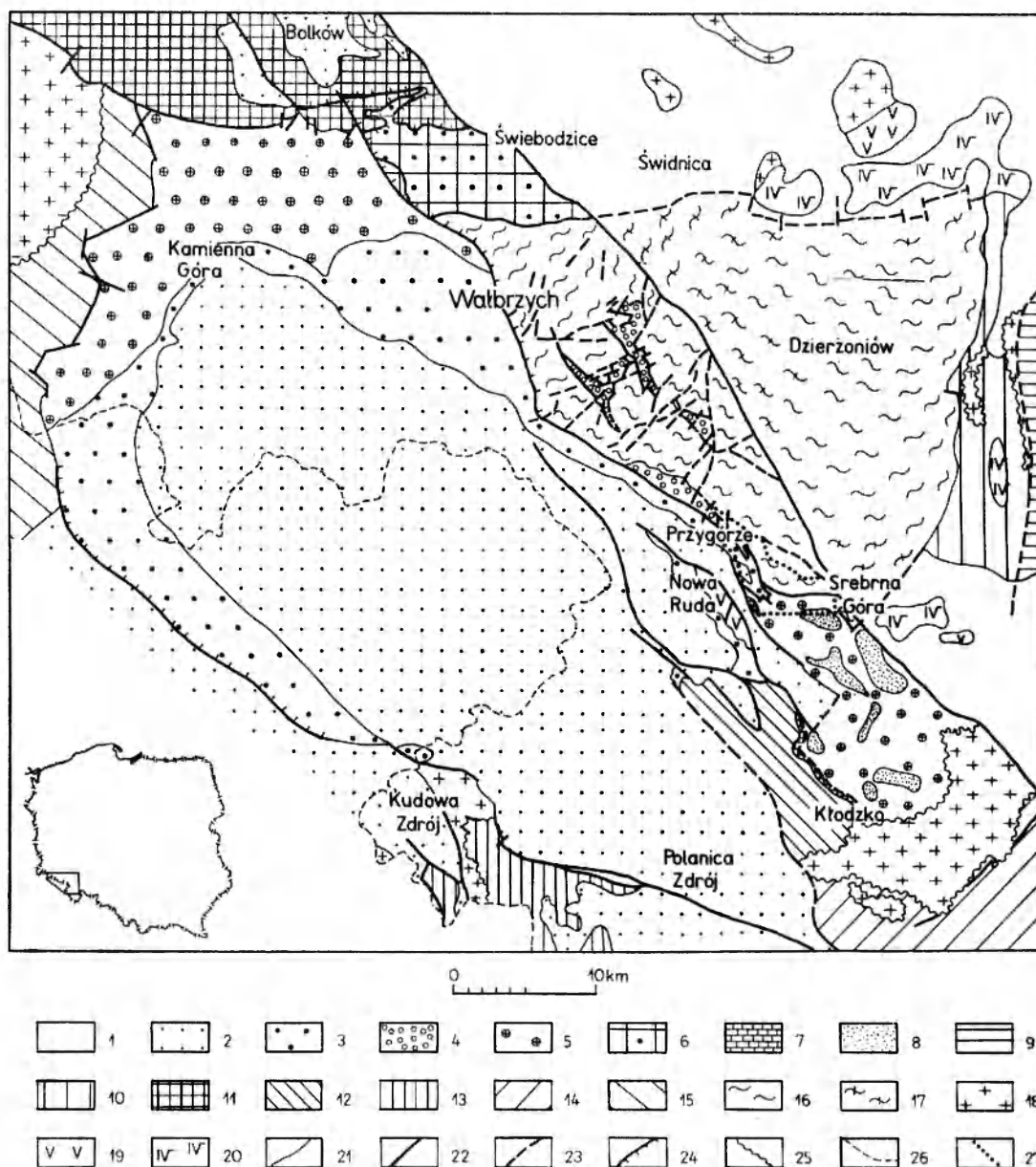


Fig. 1

Szkic geologiczny Sudetów Środkowych (według mapy geologicznej Dolnego Śląska, Wyd. Geol. 1967, uzupełniony na podstawie mapy geologicznej Czechosłowacji, UUG 1966 i prac: Dona (1976), Dziedzica (1970), Grocholskiego (1967, 1969), A. K. Teisseyre'a (1968, 1975a), Wajsprycha (1978), Żakowej (1963))

1 – trzeciorzęd; 2 – skały osadowe permu i mezozoiku; 3 – skały osadowe górnego karbonu; 4 – skały osadowe środkowego i górnego wizenu; 5 – skały osadowe dolnego – górnego wizenu, częściowo być może i górnego turneju; 6 – skały osadowe górnego dewonu – dolnego turneju depresji Świebodzic; 7 – skały osadowe górnego dewonu – dolnego turneju struktury bardzkiej (w pozycji autochtonicznej); 8 – skały osadowe ordowiku, syluru i dewonu struktury bardzkiej (w pozycji allochtonicznej); 9 – skały metamorficzne okrywy masywu strzelińskiego (dewon lub okresy starsze); 10 – skały metamorficzne strefy Niemczy (karbon, ewentualnie okresy starsze); 11 – skały metamorfiku Gór Kaczawskich (eokambry – dolny karbon?); 12 – skały metamorfiku kłodzkiego (prekambry – starszy paleozoik); 13 – skały metamorfiku Gór Orlickich i Bystrzyckich (prekambry – starszy paleozoik); 14 – skały metamorfiku Śnieżnika (prekambry – starszy paleozoik); 15 – skały metamorficzne okrywy granitu Karkonoszy (prekambry – starszy paleozoik); 16 – gnejsy sowiogórskie (prekambry; ułożenie foliacji stwierdzone); 17 – gnejsy sowiogórskie (prekambry; ułożenie foliacji prawdopodobne); 18 – granitoidy (górnego karbonu); 19 – gabra i diabazy; 20 – serpentynyty; 21 – granice jednostek litologicznych; 22 – uskoki stwierdzone; 23 – uskoki przypuszczalne; 24 – nasunięcia; 25 – kontakty intruzyjne granitoidów; 26 – granice państwa; 27 – granice badanego obszaru

Geological sketch of the Central Sudetes (after Geological Map of Lower Silesia 1:200 000 and modified according to Geological Map of Czechoslovakia 1:500 000, Don (1976), Dziedzic (1970), Grocholski (1967, 1969), A. K. Teisseyre (1968, 1975a), Wajsprych (1978), and Żakowa (1963))

1 – Tertiary deposits; 2 – Permo-Mesozoic sedimentary rocks; 3 – Upper Carboniferous sedimentary rocks; 4 – Middle and Upper Viséan deposits; 5 – Lower Viséan – Upper Viséan sedimentary rocks, partly perhaps Upper Tournaisian rocks; 6 – Upper Devonian – Lower Tournaisian rocks of the Świebodzice depression; 7 – Upper Devonian – Lower Tournaisian sedimentary rocks of the Góry Bardzkie unit (autochthonous position); 8 – Ordovician, Silurian, and Devonian sedimentary rocks of the Góry Bardzkie unit (allochthonous position); 9 – metamorphic rocks of the Strzelin massif envelope (Devonian or older); 10 – Niemcza zone metamorphic rocks (Carboniferous or older); 11 – Góry Kaczawskie metamorphic rocks (Eocambrian – Lower Carboniferous?); 12 – rocks of the Kłodzko metamorphic unit (Precambrian – Older Paleozoic); 13 – metamorphic rocks of the Góry Orlickie and Góry Bystrzyckie (Precambrian – Older Paleozoic); 14 – rocks of the Śnieżnik metamorphic unit (Precambrian – Older Paleozoic); 15 – metamorphic rocks enveloping the Karkonosze granite (Precambrian – Older Paleozoic); 16 – Sowie Góry gneisses (Precambrian; orientation of foliation planes according to field observations); 17 – Sowie Góry gneisses (Precambrian; presumable orientation of foliation planes); 18 – granitoids (Upper Carboniferous); 19 – gabbro and diabases; 20 – serpentinites; 21 – boundaries of lithological units; 22 – ascertained faults; 23 – inferred faults; 24 – overthrusts; 25 – intrusive contacts of granitoid massifs; 26 – state frontier; 27 – boundaries of the study area

i zdiaftoryzowane w strefie potężnej dyslokacji (Bederke 1934; Meister, Fischer 1935; Smulikowski 1952; Grocholski 1958, 1961, 1967). Dyslokacja ta ma charakter poligeniczny, czego dowodem jest występowanie w jej obrębie kilku generacji skał kataklastycznych (Grocholski, *op. cit.*). Zdaniem cytowanego autora pas gnejsów o szerokości około 2 km, położony na południowym krańcu bloku i pocięty różnowiekowymi często wielofazowymi uskokami, zasługuje na miano megabrekcji tektonicznej. Główny etap brekcowania, które objęło starsze mylonity i kataklazyty wiąże Grocholski z orogenezą waryscyjską.

Przebieg procesów kataklazy w gnejsach sowiogórskich budził szczególne zainteresowanie w związku z poszukiwaniem złóż barytu. Morawski (1964, 1973) stwierdził ślady najstarszego z dających się jeszcze rozpoznać etapów regionalnej kataklazy gnejsów sowiogórskich, poprzedzającego metasomatozę mikroklinołą. W jej wyniku kosztem paragnejsów powstały granitognejsy mikroklinołe. Wychodnie tych skał biegną równolegle do południowo-zachodniego brzegu bloku sowiogórskiego. Najmłodszym procesem stwierdzonym przez Morawskiego, między innymi w rejonie Srebrnej Góry, było kilkietapowe brekcowanie gnejsów, w tym mylonitów starszych generacji, z którym wiąże się mineralizacja węglanowo-barytowo-siarczkowa.

Do bloku sowiogórskiego przylega od południa struktura bardzka (Oberc 1957a), w skład której wchodzi niezmetamorfizowane skały osadowe ordowiku, syluru, dewonu i dolnego karbonu. Struktura ta ma dość skomplikowaną budowę rozmaicie interpretowaną (Cloos 1922; Bederke 1929; Oberc 1957a, 1972). W północnej jej części, między Podlesiem a Srebrną Górą, sytuacja geologiczna jest jednak stosunkowo prosta — na gnejsach spoczywają osady dolnego karbonu, zapadające monoklinalnie ku południowi pod kątem około 60° (fig. 2A). Tworzą one tak zwaną monoklinę Ostroga (Oberc 1972).

W wyniku badań przeprowadzonych w ostatnich latach Wajsprych (1978) ustalił, że w Górach Bardzkich utwory starsze od dolnego wizenu (wyłączony wapienie górnego dewonu—dolnego turneju odsłaniające się w Dzikowcu i w SW części struktury bardzkiej) występują w pozycji allochtonicznej i są podścielone osadami dolnego karbonu, wykształconymi w facji fliszu.

W profilu pionowym utworów dolnokarbońskich omawianego regionu wydzielił Wajsprych (*op. cit.*) tak zwany oliston<sup>1</sup> i leżącą wyżej molasę Gór Bar-

dzkich. W skład wspomnianego olistonu wchodzi, zdaniem cytowanego autora, trzy podstawowe jednostki litostratygraficzne. Są to (poczynając od dołu): formacja brekcji i zlepieńców z Nowej Wsi, formacja piaskowców ze Srebrnej Góry i melanżowy kompleks Zdanowa. Początek sedimentacji olistonu przypadła na dolny wizen (patrz niżej), utwory molasy natomiast zaczęły się gromadzić w górnym wizenie. W niższej części molasy występują mułowce z wkładką tak zwanego górnego wapienia węglowego. Wiek tego wapienia jest określany jako górnowizeński (poziom IIIa wg geologów niemieckich, *fide* Oberc 1957a; horyzont koralowy D<sub>2</sub> wg Fedorowskiego 1971).

Zbiornik Gór Bardzkich, zdaniem Wajsprycha (1978), powstał w dolnym wizenie jako gwałtowne zapadlisko tektoniczne w obrębie obszarów krystalicznych. Obejmował on, oprócz dzisiejszego obszaru, także wschodnią część bloku sowiogórskiego i był wydłużony południkowo. Rozwój olistonu Gór Bardzkich, którego materiał był dostarczony z północy wiąże Wajsprych (*op. cit.*) z orogenezą w geosynklinie Gór Kaczawskich, położonej na północ od bloku sowiogórskiego.

Najniższą część utworów dolnego karbonu Gór Bardzkich (formacja Nowej Wsi) tworzą brekcje, zlepienie i piaskowce gnejsowe<sup>2</sup> o maksymalnej miąższości około 300 m oraz leżący w ich stropie tak zwany dolny wapień węglowy, wieku dolnowizeńskiego (Paeckelmann 1930, 1931 *fide* Oberc 1957a; Górecka, Mamet 1970; Chorowska 1973). Utwory formacji Nowej Wsi powstały, według Wajsprycha (*op. cit.*), w procesie resedymencji zachodzącej w środowisku morskim i dokonującej się poprzez grawitacyjny ześlizg luźnego druzgotu skalnego z bloku gnejsów sowiogórskich. Materiał wapienny i organogeniczny tworzący poziom wapienia pochodzi, zdaniem cytowanego autora, z szelfu zbiornika, jaki w tym czasie rozpościerał się na północ od wyżej wymienionego bloku.

Formację piaskowców ze Srebrnej Góry o miąższości 400—450 m tworzą utwory o charakterze fliszu. W leżącym wyżej kompleksie melanżowym Zdanowa wyróżnia Wajsprych olistostromę przechodzącą ku górze w utwór o charakterze megabrekcji, określony przez niego jako olistotrymmata. W skład olistostromy i olistotrymmaty wchodzi fragmenty skał ordowiku, syluru, dewonu i dolnego karbonu o bardzo zróżnicowanej wielkości (od pelitu do bloków o średnicy do kilkudziesięciu,

<sup>1</sup> Termin oliston (Hoedemaeker 1973) określa kompleks osadowy powstały w efekcie resedymencji na dużą skalę, dokonującej się poprzez ześlizgi grawitacyjne.

<sup>2</sup> Termin używany tradycyjnie w literaturze regionalnej dotyczącej Gór Bardzkich.

a nawet do kilkuset metrów). W stropie kompleksu melanżowego cytowany autor stwierdza obecność płaszczowin sedymentacyjnych, w których budowie bardzo duży udział mają fliaszowe utwory dolnego karbonu.

Niniejsza praca jest poświęcona opisowi obszaru, na którym blok sowiogórski graniczy ze strukturą bardzką. Ponieważ na obszarze tym kontaktują ze sobą brekcje osadowe i brekcje tektoniczne, powstał problem ewentualnego związku sedymentacji wspomnianych osadów z działalnością sąsiadującej z nimi dyslokacji. Problem ten znalazł się w centrum uwagi przy próbie przedstawienia rozwoju potężnej strefy uskokowej, której fragment występuje na badanym obszarze.

Praca została wykonana w ramach problemu

międzyresortowego I.—16— „Geodynamika obszarów Polski”.

Pragnę serdecznie podziękować prof. dr. S. Dżułyńskiemu za pomoc, jaką mi okazał przy wyborze tematu badań i za cenne dyskusje dotyczące zagadnień poruszanych w tej pracy. Gorąco też dziękuję doc. dr. hab. J. Donowi, którego uwagi były mi bardzo pomocne przy interpretacji mapy geologicznej obszaru badań, a także przy redagowaniu artykułu. Za przejrzanie maszynopisu pracy oraz za liczne dyskusje, a także za pomoc w przygotowaniu pracy do druku serdecznie też dziękuję doc. dr. H. Dziezdicowej, dr. M. Mierzejewskiemu, dr. hab. A. K. Teisseyre'owi oraz wszystkim koleżankom i kolegom z Pracowni Geologii Starych Struktur ZNG PAN, a szczególnie mgr. B. Wajsprychowi.

## UWAGI O TERMINOLOGII SKAŁ KATAKLASTYCZNYCH

Przed podaniem opisu silnie zdeformowanych gnejsów z południowego obrzeżenia bloku sowiogórskiego konieczne jest sprecyzowanie terminologii używanej dla określenia różnych odmian skał kataklastycznych.

Znaczenie terminu „deformacja kataklastyczna” przyjęto zgodnie z definicją podaną przez Turnera (in Williams *et al.* 1954), który jako kataklastyczną określił deformację, w czasie której zachodzą przede wszystkim procesy mechaniczne. Przeciwnieństwem jej jest deformacja krystaloblastyczna — proces polegający na rekrytalizacji. Wydaje się istotne, by mianem kataklazy nie określać wyłącznie procesu tworzenia się spękań, choć spotyka się takie rozumienie tego terminu (np. Vernon 1974; Zeck 1974). W przypadku kwarcu za przejawy deformacji kataklastycznej uważa się (Higgins 1971, na podstawie bogatego przeglądu literatury) nie tylko spękanie i skręcenie ziarn, ale także pojawienie się falistego wygaszania światła i lamelek deformacyjnych, a więc objawów odkształcenia plastycznego (Bailey *et al.* 1958).

Badania ostatnich lat wskazują na możliwość powstania niektórych odmian skał kataklastycznych głównie w wyniku odkształcenia plastycznego, gdy poszczególne ziarna mineralne ulegają płynięciu bez udziału lub z niewielkim tylko udziałem spękań (na przykład Katz 1968; Ramsay, Graham 1970 *vide* Vernon 1974; Wilson 1975; Boullier, Gueguen 1975). Utożsamienie terminów kataklaza i deformacja mechaniczna nie budzi też sprzeciwu ze względu na naturalne znaczenie słowa kataklaza, utworzonego z greckiego wyrazu kataklaō — łamać, gnieść, zginać, wyginać (*Słownik grecko-polski* 1960). Wydaje się

więc celowe, aby powyższego określenia używać w sensie podanym przez Turnera (*op. cit.*).

Wiadomo też, że w przypadku deformacji zachodzącej w warunkach metamorficznych kataklaza i krystaloblasteza częściowo współwystępują, co jest szczególnie dobrze widoczne, gdy rekrytalizacja pojawia się jako najczęstszy atrybut deformacji plastycznej niektórych minerałów, na przykład kwarcu (Tullis *et al.* 1973).

Systematyka skał kataklastycznych jest nadal przedmiotem dyskusji. Higgins (1971) zaproponował, na podstawie wyczerpującego przeglądu literatury, przejrzysty schemat ich klasyfikacji. Kontrowersję wzbudziło jednakże użycie przez niego (wg Knopf 1931) terminu blastomylonit na określenie tych skał kataklastycznych, w których rekrytalizacja jest równoczesna lub prawie równoczesna z deformacją. Wyczerpującą dyskusję znaczenia terminu blastomylonit podał Zeck (1974) dochodząc do wniosku, że tradycja skłania raczej do używania go dla określenia tych skał kataklastycznych, w których pojawia się blasteza znacznie późniejsza od kataklazy, związana z oddzielnym stadium metamorficzno-tektonicznym. Oczywiście w skałach tych mogą występować również przejawy blastezy starszej, równoczesnej z kataklazą. W polskiej literaturze geologicznej omawiany termin używany jest w owym tradycyjnym znaczeniu (np. Kozłowska-Koch 1973).

Zeck (*op. cit.*) zaproponował, aby te skały, w których blasteza dominuje nad równoczesną kataklazą określić mianem myloblastyków. Sugestia ta wydaje się autorce słuszna.

Tabela 1 przedstawia bardzo uproszczony schemat

Tabela 1

Schemat klasyfikacji skał kataklastycznych  
Scheme of classification of cataclastic rocks

		Skały bez spójności pierwotnej. Kataklaza przebiega w warunkach niemetalimorficznych Rocks without primary cohesion. Cataclasis takes place under non-metamorphic conditions	Skały ze spójnością pierwotną. Kataklaza przebiega w warunkach metamorficznych Rocks with primary cohesion. Cataclasis takes place under metamorphic conditions	
		Brak rekrytalizacji towarzyszącej kataklazie No recrystallization accompanies cataclasis	Rekrytalizacja towarzysząca kataklazie Recrystallization accompanying cataclasis	
			nieznaczna slight	silna strong
Foliacja kataklastyczna nie występuje Cataclastic foliation absent	brekcja tektoniczna* z teksturą bezładną tectonic breccia* with random fabric	kataklazyt cataclasite	katablastyt** catablastite**	
	brekcja tektoniczna z teksturą kierunkową tectonic breccia with directional fabric	mylonit mylonite	myloblastyt myloblastite	
		Skały z przejawami rekrytalizacji nałożonej w odrębnej niż kataklaza fazie metamorficzno-tektonicznej Rocks recrystallized in metamorphic-tectonic phase other than that of cataclasis		
Foliacja kataklastyczna nie występuje Cataclastic foliation absent	blastobrecja tektoniczna z teksturą bezładną tectonic blastobreccia with random fabric	blastokataklazyt blastocataclasite	blastokatablastyt blastocatablastite	
	blastobrecja tektoniczna z teksturą kierunkową tectonic blastobreccia with directional fabric	blastomylonit blastomylonite	blastomyloblastyt blastomyloblastite	

\* W przypadku skał kataklastycznych zawierających znaczne ilości kwarcu sposób deformacji tego minerału może stanowić kryterium odróżnienia brekcji od kataklazytów i mylonitów: w brekcjach kwarc jest zdeformowany wyłącznie przez powstawanie spękań, bez równoczesnej rekrytalizacji, w kataklazytach i mylonitach natomiast, mineral ten ulega (częściowo lub całkowicie) deformacji plastycznej, której towarzyszy rekrytalizacja.

In the case of quartz-rich cataclastic rocks, the type of deformation of quartz grains may be used in order to distinguish breccias from cataclasites and mylonites. In breccias, deformation of quartz is accomplished by development of fractures without simultaneous recrystallization. In cataclasites and mylonites, partial or total plastic deformation of quartz is accompanied by recrystallization.

\*\* W klasyfikacji Higginsa (1971) brak takiej odmiany skał kataklastycznych, w której występowałaby silna rekrytalizacja towarzysząca kataklazie nie prowadzącej do powstania foliacji kataklastycznej. Jeśli w przyrodzie występują takie skały, można by je określić mianem katablastytów.

Higgins's (1971) classification does not include the cataclastic rocks in which strong recrystallization accompanies cataclasis that does not effect cataclastic foliation. If such rocks occur in nature, they should be termed catablastites.

klasyfikacji skał kataklastycznych, opracowany na podstawie podziału Higginsa (1971) z uwzględnieniem propozycji Zecka (1974). Terminy: brekcja tektoniczna<sup>3</sup>, kataklazyt i mylonit zachowują tu znaczenie podane przez Higginsa. Pozostałe terminy zostały zdefiniowane wyżej lub są oczywiste przez analogię ze zdefiniowanymi.

W klasyfikacji Higginsa, jak i w podziale przedstawionym w tabeli 1, istotne znaczenie ma obecność w rozpatrywanej grupie skał tak zwanej spójności pierwotnej względnie wtórnej oraz tekstury fluksyjnej, określanej też jako foliacja kataklastyczna. Podane

niżej znaczenie tych terminów przyjęto według Higginsa (1971).

Pierwotna spójność (primary cohesion) skał kataklastycznych jest spowodowana częściową rekrytalizacją towarzyszącą kataklazie. Skały rozpatrywanej grupy, powstałe w warunkach metamorficznych, cechują się spójnością pierwotną, podczas gdy przy braku metamorfozy tworzą się takie skały kataklastyczne, które spoistość swą zawdzięczają wtórnej cementacji (brekcje tektoniczne).

Mianem tekstury fluksyjnej określa się teksturę kierunkową powstałą w procesie kataklazy. Z teksturą fluksyjną może się wiązać (ale niekoniecznie) zmienność składu mineralnego poszczególnych warstewek skały, a także laminacja. Tekstura ta może być

<sup>3</sup> Zastosowany przez Higginsa (1971) termin „brekcja uskokowa” (fault breccia) zastąpiono ogólniejszym pojęciem „brekcja tektoniczna” (Kotanski 1955).

widoczna megaskopowo lub tylko mikroskopowo. Powstaje ona wskutek spowodowanego ścinaniem ruchu dyferencjalnego poszczególnych warstw materiału skalnego rozdrobnionego w procesie kataklazy.

Higgins (*op. cit.*) wyróżnia skały z teksturą fluksyjną jedynie w przedziale skał kataklastycznych ze spójnością pierwotną. Wydaje się jednak celowe, aby także wśród brekcji tektonicznych wydzielić odmiany, w których występuje wyraźna tekstura kierunkowa związana genetycznie z procesem tworzenia się brekcji, a więc tekstura fluksyjna (tab. 1).

Procesom wtórnym prowadzącym do spojenia brekcji Higgins (1971) poświęca mało uwagi. Można jednak sądzić, że scementowanie luźnego materiału brekcji następuje, analogicznie jak w skałach osadowych, ulegających diagenecie, w dwojaki sposób: przez wytrącenie się spoiwa mineralnego lub przez częściową rekrytalizację składników. Właśnie w przypadku, gdy w brekcjach brak wytrąconego spoiwa trudno jest rozstrzygnąć czy spoiwość jest wtórna czy też pierwotna, co oznaczałoby, że skała jest kataklazitem lub mylonitem, zgodnie z przyjętą nomenklaturą.

#### CHARAKTERYSTYKA SKAŁ STREFY GRANICZNEJ BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO I STRUKTURY BARDZKIEJ

W południowej części bloku sowiogórskiego występują paragnejsy i migmatyty oligoklazowo-dwufazykowe ze stosunkowo licznymi wkładkami granitognejsów mikroklinowych. Na omawianym obszarze gnejsy noszą ślady kilkakrotnej deformacji kataklastycznej. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji i danych z literatury cytowanej we wstępie autorka wyróżniła dwa zasadnicze okresy kataklazy gnejsów: starszy, w którym deformacja zachodziła w warunkach metamorficznych (być może kilkakrotnie) i młodszy, z którym wiązało się brekcyjne gnejsów bez udziału metamorfozy.

W gnejsowych brekcjach osadowych i zlepieńcach dolnego karbonu Gór Bardzkich występują liczne otoczaki metamorficznych skał kataklastycznych, nie stwierdzono tu natomiast fragmentów brekcji tektonicznych. Wynika stąd, że te ostatnie nie są starsze od dolnokarbońskich brekcji osadowych. Oba rodzaje brekcji mogą być równoległe, gdyż sedymentacja grubodetrytycznych osadów mogła być uzależniona od działalności tej strefy uskokowej, z którą są związane brekcyjne tektoniczne przy południowo-zachodnim i południowym brzegu bloku sowiogórskiego. Przykłady podobnych sytuacji geologicznych są znane z dolnego karbonu Sudetów Środkowych (A. K. Teisseyre 1966 a, 1973; A. K. Teisseyre, J. Teisseyre 1969). Być może jednak wspomniane brekcyjne tekto-

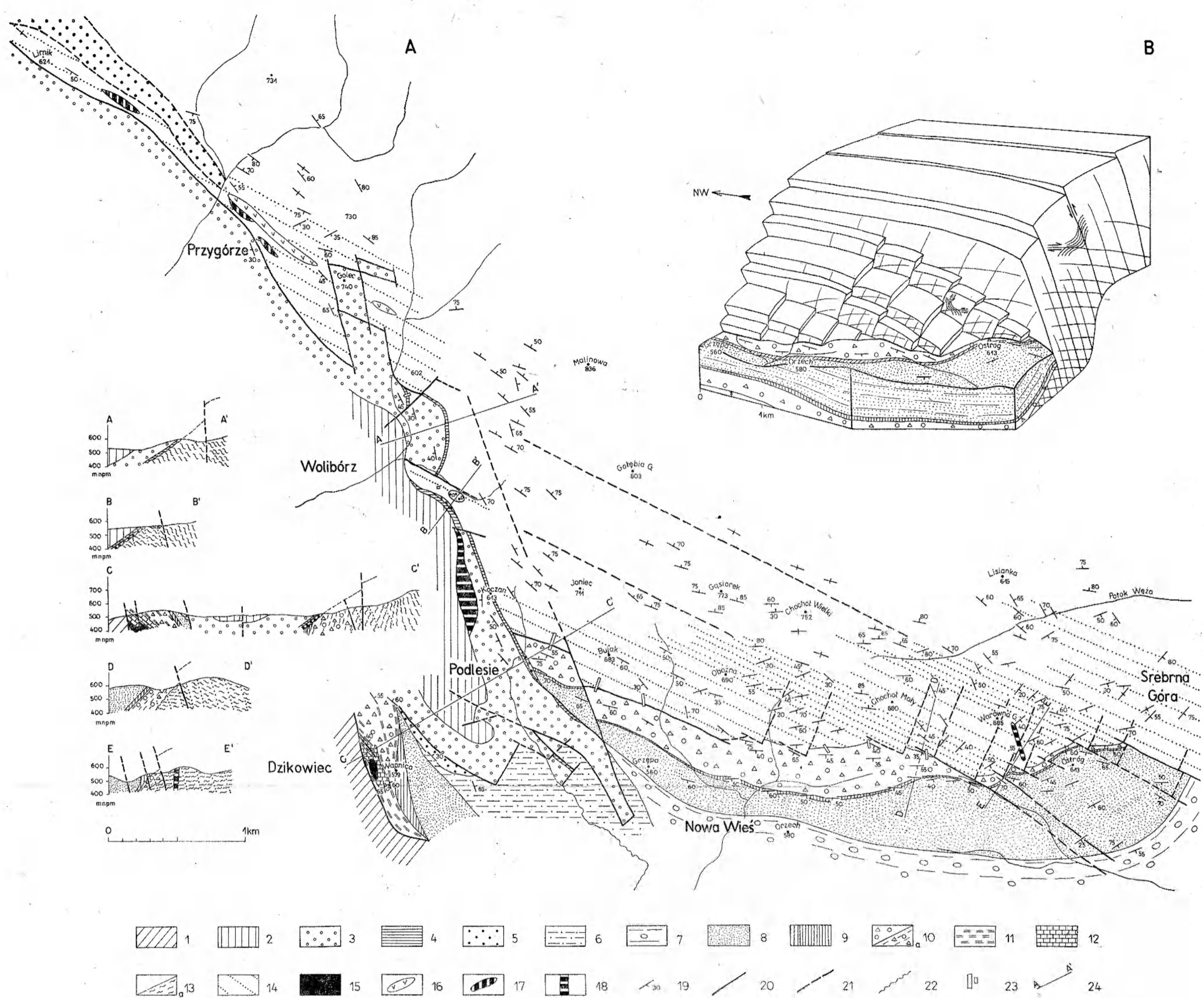
W przypadku skał kataklastycznych złożonych w głównej mierze z kwarcu i skalenia analiza sposobu deformacji kwarcu może być pomocna w odpowiedzi na pytanie czy spoiwość ma charakter pierwotny, czy wtórny. Jeśli deformacja tego minerału dokonuje się wyłącznie przez powstawanie spękań, bez objawów odkształcenia plastycznego, nie występuje równoczesna z nią rekrytalizacja (Tullis *et al.* 1973), brak więc spójności pierwotnej. Uznano wobec tego, że skały, w których kwarc uległ wyłącznie skruszeniu należy określać mianem brekcji tektonicznych. Trzeba dodać, że skalenie deformują się w sposób kruchy (a więc najprawdopodobniej również bez udziału rekrytalizacji) w warunkach, w których kwarc staje się już plastyczny i rekrytalizuje.

Gnejsowe brekcyjne tektoniczne południowego krańca bloku sowiogórskiego mają już, wydaje się, charakter przejściowy między brekcjami a kataklazytami. Występują w nich bowiem, prócz objawów przeważającej kruchej deformacji kwarcu, zjawiska wskazujące, iż kataklazie towarzyszyła równoczesna z nią rekrytalizacja, choć w niewielkim tylko stopniu.

niczne są młodsze od sąsiadujących z nimi brekcji osadowych, których powstanie mogłoby się wówczas wiązać z aktywnością innej strefy uskokowej dostarczającej dużej ilości produktów kruszenia gnejsów. Autorka uważa tę ostatnią możliwość za bardziej prawdopodobną. Opisy skataklazowanych gnejsów i skał osadowych dolnego karbonu zostaną przedstawione w kolejności wynikającej z przyjętej hipotezy.

#### MYLONITY GNEJSOWE

Spostrzeżenia dotyczące wcześniejszych niż brekcyjne deformacji kataklastycznych gnejsów zostały poczynione głównie na podstawie obserwacji fragmentów tych skał wchodzących w skład brekcji tektonicznych (pl. I, 1). Kilkakrotnie stwierdzono ślady kataklazy poprzedzającej krystalizację mikroklinu. Znacznie częściej jednak gnejsy nosiły znamiona mylonityzacji, która odbyła się już po utworzeniu się tego minerału. Na podstawie literatury przytoczonej we wstępie można sądzić, że mylonityzacja ta objęła znaczny obszar, położony wzdłuż południowo-zachodniego i południowego brzegu bloku sowiogórskiego, ale nasilenie jej było dosyć zmienne — miejscami zaznaczyła się bardzo silnie, miejscami wcale nie. Ulegały jej wszystkie odmiany gnejsów, uzyskując charakterystyczny wygląd bądź to gnejsów



oczkowych, bądź to drobnolaminowanych mylonitów, czasem silnie zsylikowanych.

Opis mikroskopowy. Deformacja ziarn mineralnych w gnejsach skataklastycznych w warunkach metamorficznych przebiegała w sposób zasadniczo odmienny niż w brekcjach tektonicznych. Celem uwypuklenia różnic w sposobie deformacji i rekrytalizacji tych samych minerałów w odmiennych warunkach najpierw zostaną opisane przeobrażenia obserwowane w mylonitach gnejsowych.

Kwarc w starszych skałach kataklastycznych nosi znamiona deformacji plastycznej. W słabo zmylonityzowanych gnejsach minerał ten faliście wygasza światło, przy czym w poszczególnych jego kryształach często występują wyraźne pasma deformacyjne (deformation bands), ustawione skośnie lub równoległe do powierzchni foliacji. Dużo rzadziej pojawiają się lamelki deformacyjne w przybliżeniu prostopadłe do tych pasm. W przypadku słabo zaznaczającego się falistego wygaszania nie obserwuje się rekrytalizacji kwarcu. W miarę nasilania się intensywności deformacji na granicach poszczególnych ziarn kwarcowych pojawiają się mikrostylolity (pl. I, 2), a następnie brzeżna granulacja i rekrytalizacja. W typowych mylonitach kwarc jest bardzo silnie zdeformowany. Można tu prześledzić kolejne stadia rozwoju mikrostruktur deformacyjnych tego minerału, opisanych przez Hobbsa (1968) i Wilsona (1973). Ziarna kwarcu w mylonitach ulegają znacznemu wydłużeniu. Czasem pojedyncze jego kryształy tworzą bardzo cienkie wstęgi, w obrębie których występuje jednorodnie faliste wygaszanie światła, częściej jednak ziarna kwarcowe ulegają silnej granulacji. Polega ona na tworzeniu się podziarn w obrębie poszczególnych kryształów (pl. I, 3); im silniejsza deformacja tym bardziej różnorodna orientacja poszczególnych podziarn spowodowana ich rotacją (pl. I, 4).

W zdeformowanych skaleniach (plagioklasy i mikroklin) obserwuje się spękania zabliźnione kwarcem (pl. I, 5), a także wyginanie prążków bliźniaczych (pl. I, 6). W silnie zmylonityzowanych gnejsach skalenie mają owalne zarysy. „Oczka” skaleniowe są opływane przez zgranulowany kwarc i roztarte lub wywalcowane łyszczki, tworząc struktury typowe dla mylonitów (pl. I, 7). Czasem owalne porfiroklasty skaleni są otoczone bardzo cienką obwódką regeneracyjną skaleni o współczynniku załamania światła niższym od oligoklazu. Przypuszczalnie jest to skałek potasowy, którego krystalizacja wiązała się z okresem mylonityzacji.

Łyszczki w mylonitach są charakterystycznie wywalcowane, a czasem zafałdowane. Muskowit często ulega roztarciu w serycyt. Sporadycznie stwierdza się przejawy podeformacyjnej rekrytalizacji

jasnego łyszczki, który tworzy promieniste skupienia drobnych blaszek przy brzegach starszych osobników (pl. I, 8). Biotyt czasem gdy wykazuje ślady silnej deformacji jest równocześnie schlorityzowany. Bardzo często jednak silnie zdeformowany biotyt nie jest przeobrażony.

#### GNEJSOWE BREKcje OSADOWE, ZLEPIENICE I PIASKOWCE DOLNEGO KARBONU

W najniższej części profilu osadów dolnokarbońskich, w okolicach Podlesia, Nowej Wsi i Srebrnej Góry występują gnejsowe brekcje osadowe (pl. II, 1; pl. III, 1, 2). Wyżej, szczególnie w rejonie Nowej Wsi i Srebrnej Góry, pojawiają się zlepieńce gnejsowe. W Dzikowcu za odpowiednik brekcji i zlepieńców jest uważana seria piaskowców gnejsowych z cienkimi przeławieniami mułowców i zlepieńców. W wyższej części tej serii pojawiają się potężne wkładki grubo-okruchowych brekcji gnejsowych. Wspomniane piaskowce w najniższej partii zawierają prócz detrytusu gnejsowego także okruchy gabra.

Podłożem piaskowców gnejsowych w Dzikowcu jest wapień górnego dewonu-dolnego turneju, o miąższości około 45 m (Oberc 1957a), spoczywający na gabrach (fig. 2A, przekrój CC'; fig. 3). Piaskowce zalegają na wapieniu niezgodnie. Różnica w ułożeniu

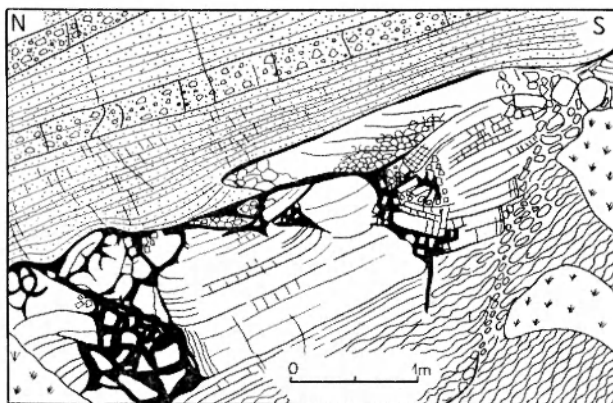


Fig. 3

Kontakt piaskowców gnejsowych dolnego wizeanu (zaznaczonych kropkami) z wapieniami górnego dewonu — dolnego turneju. Najwyższa ławica wapienia, stosunkowo masywnej, uległa budinażowi po osadzeniu się piaskowców gnejsowych. Na granicy wapieni i piaskowców widoczna warstwa czarnego łupku, który w czasie budinażu został wtłoczony w zbrekcyjne partie wapienia. Północna część nieczynnego kamieniołomu na górze Wapnica w Dzikowcu

Contact of Lower Visean gneissic sandstones (dotted) with Upper Devonian — Lower Tournaisian limestones. The top layer of relatively massive limestone was boudined after deposition of gneissic sandstones. Black shales occurring between sandstones and limestones squeezed into brecciated limestones. Northern face of abandoned quarry, Mt. Wapnica at Dzikowiec



warstw obu serii skalnych wynosi 8—12°. Spąg brekcji i zlepieńców gnejsowych graniczących z gnejsami sowiogórskimi nie został natomiast nigdzie odsłonięty. Wiadomo, że między Podlesiem a Srebrną Górą wspomniane osady kontaktują z gnejsami zasadniczo wzdłuż uskoków (patrz niżej, por. też Meister, Fischer 1935; Grocholski 1961). Trudno więc orzec czy spoczywają one tu bezpośrednio na gnejsach, czy też podobnie jak w Dzikowcu na utworach górnego dewonu-dolnego turneju.

Skartowanie granicy gnejsowych brekcji osadowych z gnejsami sowiogórskimi było dość trudnym i niewdzięcznym zadaniem, bowiem w strefie kontaktu tych serii skalnych gnejsy są na ogół silnie zbrekcjowane i często przybierają wygląd bardzo zbliżony do osadów dolnego karbonu<sup>4</sup>. Przebieg wspomnianej granicy jest dosyć zmienny. Na obszarze położonym między Podlesiem a Nową Wsią stanowi ją uskok biegnący w kierunku NW—SE. W rejonie Srebrnej Góry osady dolnego karbonu również kontaktują z gnejsami wzdłuż uskoku, przy czym brak tu brekcji i zlepieńców gnejsowych oraz wapieni — skataklowane gnejsy graniczą bezpośrednio z serią fliszową.

Środkowy odcinek rozpatrywanej granicy na obszarze między Nową Wsią a Srebrną Górą przebiega równoleżnikowo. W niektórych miejscach

<sup>4</sup> Wiele uwagi poświęcono próbie znalezienia metody pozwalającej odróżnić oba typy brekcji. Zasadniczą różnicę między nimi stanowi znacznie większa różnorodność odmian gnejsów wśród okruchów wchodzących w skład brekcji osadowych, w porównaniu z brekcjami tektonicznymi (por. Grocholski 1961). Należy jednak pamiętać, że w tych brekcjach tektonicznych, których powstaniu towarzyszyło dość silne przemieszczenie rozkruszonego materiału gnejsowego również może wystąpić różnorodny skład okruchów, ze względu na niejednorodność serii wyjściowej. Pewną pomocą przy rozróżnianiu brekcji tektonicznych i osadowych było kryterium mikroskopowe ustalone na podstawie porównania wymienionych odmian skalnych na podstawie prób pobranych z brekcji o znanej naturze. Brekcje o niewątpliwie tektonicznej genezie stwierdzano bowiem na obszarze występowania gnejsów sowiogórskich, natomiast bezspornym dowodem osadowego pochodzenia brekcji było pojawianie się w ich składzie detrytusu wapiennego. Okazało się, że aczkolwiek w obu rodzajach brekcji krystalizowały minerały ilaste, to jedynie w brekcjach osadowych utworzyły one dobrze wykształcone spoiwo wypełniające przestrzeń między większymi ziarnami. W brekcjach tektonicznych natomiast, nawet jeśli minerały te tworzą większe skupienia, kształt ich nigdy nie naśladuje zarysów por międzyziarnowych. Stosując wyżej wymienione kryteria przy rozróżnianiu brekcji osadowych i tektonicznych wypadało zwykle uznać, że te ostatnie pojawiają się w miejscach dość wyraźnego wzrostu nachylenia zboczy górskich. Potwierdzałyby to w pewnym stopniu zasadność przyjętych kryteriów, gdyż podobny wpływ różnicy zwięzłości obu rodzajów brekcji na morfologię terenu zaznacza się wyraźnie także w dużej skali: brekcje tektoniczne tworzą pasmo wzgórz, a w obrębie brekcji osadowych rozwinęły się doliny.

osady dolnokarbońskie są tu oddzielone od gnejsów uskokami biegnącymi w kierunku NW—SE, ginącymi ku południowemu wschodowi w serii osadowej. Przedłużanie się tych uskoków ku północnemu zachodowi jest oczywiste, występują one w strefie brekcji tektonicznych oznaczonej szrafurą o zmiennej intensywności (fig. 2A). W paru miejscach omawianego odcinka brekcje osadowe i zlepieńce kontaktują z gnejsami wzdłuż uskoku o przebiegu SSW—NNE. Między uskokami granicę osadów dolnego karbonu z gnejsami stanowi przypuszczalnie wychodnia kontaktu sedimentacyjnego obu serii skalnych, choć trudno byłoby dowieść tego w terenie. Wniosek taki nasuwa się dopiero przy interpretacji mapy geologicznej.

Miąższość gnejsowych brekcji osadowych i zlepieńców odsłaniających się między Podlesiem a Nową Wsią jest nieznaną, w okolicy Nowej Wsi wynosi około 300 m i ku wschodowi maleje do około 60 m. W rejonie Dzikowca szerokość wychodni osadów leżących poniżej wapienia dolnowizeńskiego maleje wyraźnie w kierunku z NNW na SSE. Wydaje się, że decyduje o tym duża zmienność miąższości potężnych wkładek brekcji gnejsowych w obrębie piaskowców. Miąższość omawianych osadów w Dzikowcu waha się od 200 do 50 m.

W skład brekcji i zlepieńców wchodzi fragmenty gnejsów, których wymiary wynoszą od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów, a także liczne bloki od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Uławicenie omawianych utworów jest niezbyt wyraźne. Większość płaskich bloczków i otoczków jest ułożona w przybliżeniu równolegle do powierzchni uławicenia.

W składzie petrograficznym brekcji i zlepieńców zwraca uwagę stosunkowo duży udział fragmentów silnie zmylonityzowanych i często diaforycznie przeobrażonych odmian gnejsów, szczególnie licznie występujących w osadach z okolic Podlesia. W omawianych utworach spotyka się też niezbyt liczne bloczki skał wapiennych i szczątki fauny, pojawiające się głównie w rejonie Nowej Wsi i Srebrnej Góry. Najniższa część brekcji jest ich najprawdopodobniej pozbawiona. W zlepieńcach gnejsowych w Nowej Wsi występują też bloki gruboziarnistych piaskowców o spoiwie węglanowym, a w brekcjach z okolic Podlesia fragmenty ciemnych łupków, zdaniem Oberca (1957a) wieku górnodewońskiego.

Duży udział zmylonityzowanych gnejsów w omawianych brekcjach i zlepieńcach wskazuje na południowo-zachodnią część bloku sowiogórskiego, jako na obszar źródłowy materiału gnejsowego. Próba ustalenia kierunku transportu badanych osadów drogą pomiaru ułożenia płaskich otoczków nie dała

rezultatu. W piaskowcach gnejsowych z Dzikowca, dość ubogich w struktury sedimentacyjne, stwierdzono sporadyczne występowanie jamek wirowych wskazujących na transport z NW ku SE.

Opis mikroskopowy. Obserwacje przeprowadzone w gnejsowych brekcjach i zlepieńcach dotyczą przede wszystkim procesów wtórnych, jakie zaszły w nich podczas diagenety i deformacji. Płytki cienkie wykonano ze stosunkowo drobnoziarnistych partii skał. W szkielecie ziarnowym stwierdzono przewagę okruchów gnejsów, nierzadko zmylonityzowanych, nad pojedynczymi ziarnami mineralnymi kwarcu, często polikrystalicznego, skaleni (kwaśnych plagioklazów i mikroklinu), muskowitu i dużo rzadziej biotyту. Na ogół występują też w zmiennych ilościach fragmenty skał wapiennych i kalcytowe szczątki organiczne. Pierwotnych zarysów znacznej części drobnych ziarn nie można już zobaczyć, gdyż zostały zatarte w wyniku procesów wtórnych.

Spoiwo mineralne w brekcjach i zlepieńcach gnejsowych jest dobrze rozwinięte. W partiach osadów, w obrębie których występuje detrytyczny materiał wapienny spotyka się spoiwo kalcytowe. Przy braku detrytus wapiennego pojawia się jedynie powszechnie występujące spoiwo ilaste, a także węglanowe utworzone z minerałów zabarwionych brunatnie wskutek wietrzenia.

Minerały ilaste spoiwa tworzą agregaty złożone z blaszek o długości dochodzącej do 0,04 mm. Wykazują one barwy interferencyjne od niskich, jak u kaolinitu do wysokich zbliżonych do muskowitu. W przestrzeniach między większymi ziarnami detrytycznymi minerały ilaste przyjmują pozycję typową dla spoiwa, często jednak rosną kosztem innych minerałów tworzących duże okruchy, głównie skaleni. Brunatnie wietrzejący węglan pojawia się również nie tylko w przestrzeniach międzyziarnowych w asocjacji ze spoiwem ilastym, ale także impregnuje całą skałę, tworząc drobne romboedry na tle skaleni, kwarcu i kalcytu budującego zarówno ziarna detrytyczne, jak i spoiwo. Brunatny węglan jest bardzo silnie zwietrzały i trudno oznaczyć jego skład.

W omawianych skałach często obserwuje się pod mikroskopem przejawy deformacji szkieletu ziarnowego. Nie tylko blaszki łuszczaków, ale także ziarna kwarcu i skaleni oraz okruchy gnejsów noszą ślady miażdżenia wskutek nacisku ziarn otaczających (pl. IV, 1–4). Wyraźnej deformacji ulegało też czasami spoiwo kalcytowe (pl. IV, 5). Natomiast część kalcytu, brunatnie wietrzejący węglan i minerały ilaste wykryły się po deformacji i nie noszą śladów odkształceń (pl. IV, 6).

Szczególną uwagę zwrócono na sposób deformacji ziarn kwarcu. W osadzie często zaznacza się silne

ich spękanie połączone z przemieszczeniem poszczególnych fragmentów. Nierzadko obserwuje się znaczne zmiany zarysów ziarn kwarcowych, dokonujące się zasadniczo bez utraty ich ciągłości (pl. IV, 1). Kwarc deformował się przy tym głównie w sposób plastyczny, pojawiało się bardzo nieregularne faliste wygaszanie światła, czasem lamelki deformacyjne, a także nieznaczna rekryształizacja (pl. IV, 1, 2). Spękania w tak zdeformowanych ziarnach powstawały zapewne dopiero w końcowej fazie odkształcenia.

#### GNEJSOWE BREKcje TEKTONICZNE

Brekcje tektoniczne występują na obszarze położonym między Przygórzem a Srebrną Górą (fig. 2A) w strefie o szerokości od kilkudziesięciu metrów do 1 km. Większość brekcji wiąże się z dużymi uskoki, które najłatwiej można skartować wówczas, gdy gnejsy graniczą wzdłuż nich ze skałami osadowymi dolnego karbonu. Uskoki te, o przebiegu NW–SE, są najprawdopodobniej inwersyjne, gdyż niekiedy w ich sąsiedztwie warstwy osadowe uległy odwróceniu (fig. 2A, przekroje *CC'* i *EE'*).

W licznych odsłonięciach w omawianej strefie brekcowanie gnejsów nie zaznaczyło się zupełnie lub pojawiło się tylko lokalnie, podczas gdy znaczna część skały nie została zdeformowana i można w niej zmierzyć bieg i zapad foliacji. Okazuje się, że na terenie objętym badaniami foliacja przebiega dosyć regularnie, co pozwala przypuszczać, że w czasie tworzenia się brekcji zachowała ona zasadniczo swe pierwotne ułożenie (z wyjątkiem naturalnie stref uskoków).

Na obszarach stosunkowo słabego zbrekcowania gnejsów pojawiają się niewielkie uskoki, których szczeliny są wypełnione produktami kruszenia skał (pl. II, 2). Szerokość stref brekcji wynosi w takich przypadkach najczęściej kilka lub kilkanaście centymetrów. Pomiaru ułożenia drobnych uskoków zestawiono na diagramie (fig. 4). Większość z nich przebiega w kierunku NW–SE i zapada pod dużymi kątami ku NE. W sąsiedztwie paru drobnych dyslokacji można stwierdzić ugięcia powierzchni foliacji w gnejsach, wskazujące na podnoszenie się skrzydeł północno-wschodnich — są to więc uskoki inwersyjne (fig. 5).

Stromo zapadającym uskokiom towarzyszą niekiedy połogie spękania, wzdłuż których doszło do niewielkich przemieszczeń (fig. 6). Zwrot ruchu zachodzącego wzdłuż takich współwystępujących, drobnych dyslokacji pozwala przypuszczać, że rozwinęły się one równolegle do dwóch komplementarnych zespołów powierzchni ścinania.

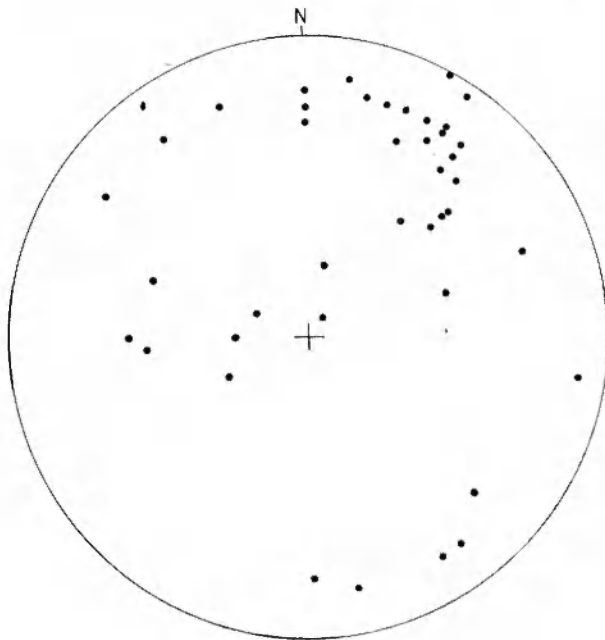


Fig. 4

Ułożenie drobnych uskoków. Górna półkula siatki Schmidta  
Diagram showing orientation of small faults. Upper hemisphere of Schmidt net

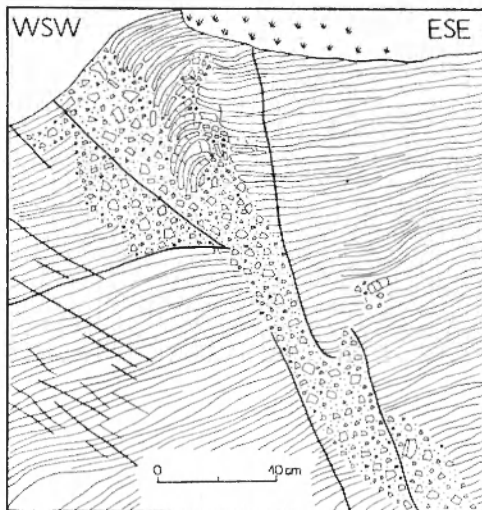


Fig. 5

Brekcja tektoniczna związana z niewielkim uskokiem inwersyjnym o przebiegu NW—SE. Ułożenie foliacji w gnejsie: 260/35°. Szczyt Bujaka

Tectonic breccia associated with a small reverse fault striking NW—SE. Foliation in gneiss oriented 260/35°. Summit of Mt. Bujak

W nielicznych przypadkach brekcje wiążą się z małymi uskokiemi o przebiegu zbliżonym do SW—NE i zapadzie ku NW lub SE (fig. 4).

Kontakt brekcji tektonicznych z otaczającymi je gnejsami bywa czasem dość ostry lub też między brekcją a skałą niezdeformowaną występują przejścia. W partiach przejściowych pojawiają się bardzo



Fig. 6

Brekcja tektoniczna związana z uskokiem inwersyjnym o przebiegu NW—SE a także z uskokiem połączym. Widoczne krótkie szczelinki tensyjne. Ułożenie foliacji w gnejsie: 190/55°. 350 m na W od szczytu Obożnej

Tectonic breccia associated with small NW—SE reverse fault and low-angle fault. Visible short tension cracks. Foliation of gneiss oriented 190/55°. 350 m west of the summit of Mt. Obożna

liczne i gęste spękania, wzdłuż których fragmenty gnejsów uległy niewielkim przemieszczeniom. Ułożenie tych spękań jest czasem dość regularne i można je zmierzyć. Jest ono wówczas najczęściej zbliżone do przebiegu uskokiów inwersyjnych NW—SE. Brekcjowanie gnejsów może się też wiązać z pojawianiem się licznych spękań o biegu zbliżonym do SW—NE lub NS i stromym lub łagodnym zapadzie ku NW lub ku W (fig. 7, 8).

Charakterystyczną odmianą brekcji tektonicznej można obserwować w odsłonięciu gnejsów położonym w bardzo bliskim sąsiedztwie granicy podłoża z osadami dolnokarbońskimi. Odsłonięcie to leży na linii przekroju geologicznego DD' przedstawionego na figurze 2 A. W niewielkiej skale można prześledzić stopniowe przejście od paragnejsów niezbrekcjowanych, pociętych spękaniami o orientacji 30/20—55° do pojawiającej się powyżej nich brekcji (fig. 9). Charakter petrograficzny gnejsów słabo zdeformowanych i wszystkich fragmentów gnejsowych w brekcji jest bardzo zbliżony. Najniższą część omawianej brekcji powstała niewątpliwie wyłącznie w procesie tektonicznym, gdyż z gnejsami podłoża łączy się przejściem. Wyżej natomiast występuje już być może zbrekcjowany osad dolnego karbonu; nie sposób tego rozstrzygnąć.

W brekcji, której przypisano tu pochodzenie wyłącznie tektoniczne, występują wyraźne powierzchnie oddzielności o ułożeniu 195/35°, pokryte rysami tektonicznymi o orientacji 205/30°. Płaskie bloczki



Fig. 7

Tworzenie się brekcji tektonicznej związane z pojawieniem się licznych spękań o orientacji  $40/70^\circ$  i  $305/70^\circ$ , wzdłuż których fragmenty gnejsu uległy przemieszczeniu. Przejście od gnejsu niezdeformowanego do brekcji bywa gwałtowne lub stopniowe. Powierzchnia foliacji w gnejsie ( $165/30^\circ$ ) jest ułożona w przybliżeniu równoległe do płaszczyzny rysunku. 850 m na EEN od szczytu Warownej Góra

Inception of tectonic breccia related to numerous joints oriented  $40/70^\circ$  and  $305/70^\circ$ . Fragments of gneisses were displaced along these joints. Transition from undeformed gneiss to breccia may be rapid or gradual. Foliation of gneiss ( $165/30^\circ$ ) roughly parallel to plane of drawing. 850 m EEN of the summit of Mt. Warowna Góra

gnejsów układają się równoległe do tych powierzchni, które z kolei są zorientowane bardzo podobnie, jak uławicenie zlepieńców gnejsowych odsłaniających się w najbliższej okolicy.

Powstanie opisanej brekcji tektonicznej zostało najprawdopodobniej zapoczątkowane pojawieniem się w gnejsie spękań o orientacji NW—SE, zapadających ku NE. Bezpośrednią przyczyną utworzenia się brekcji z wyraźną teksturą kierunkową było działanie pary sił, wywołanych zsuwaniem się pokrywy osadowej dolnego karbonu z wychylającego się podłoża gnejsowego. Z procesem tym wiązała się też zapewne reorientacja spękań NW—SE, niegdyś przypuszczalnie bardziej stromych niż obecnie (fig. 9). Podobne zjawisko można obserwować w innym odsłonięciu, położonym również w niewielkiej odległości od granicy gnejsów ze skałami osadowymi dolnego karbonu (fig. 10).



Fig. 8

Rozwój brekcji tektonicznej związany z pojawieniem się połączonych spękań o orientacji  $270/20^\circ$ . Przesunięcia zachodzące wzdłuż tych spękań doprowadziły do utworzenia się fałdu o niewielkiej amplitudzie, widocznego w najściślej zbrekcjowanych pakietach gnejsu. Ułożenie foliacji w gnejsie:  $170/70^\circ$ . 350 m na EES od szczytu Warownej Góra

Development of tectonic breccia related to flat-dipping joints oriented  $270/20^\circ$ . Minute displacements of weakly brecciated gneisses along these joints gave rise to an open fold. Foliation of gneisses oriented  $170/70^\circ$ . 350 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra

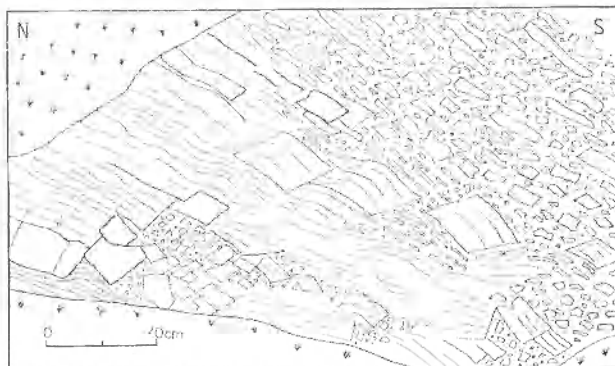


Fig. 9

Przejście gnejsu w brekcię tektoniczną o wyraźnej teksturze kierunkowej. Tekstura ta została wywołana przez parę sił spowodowaną zsuwaniem się osadów dolnokarbońskich z podłoża gnejsowego w czasie tworzenia się omawianej strefy dyslokacyjnej. Ułożenie foliacji w gnejsie:  $230/20^\circ$ . 550 m na WWS od szczytu Warownej Góra

Gneiss passing into tectonic breccia having distinct directional fabric which was effected by a couple of forces due to southward gravitational sliding of Lower Carboniferous deposits over the gneissic block during formation of the discussed fault-zone. Foliation in gneiss oriented  $230/20^\circ$ . 550 m WWS of the summit of Mt. Warowna Góra

Brekcie tektoniczne występujące na omawianym obszarze często pocięte są żyłami kwarcowymi, najczęściej o przebiegu NNW—SSE. W okolicy Srebrnej Góry podobny kierunek mają ponadto żyły wypełnione kalcytem i barytem. Wszystkie

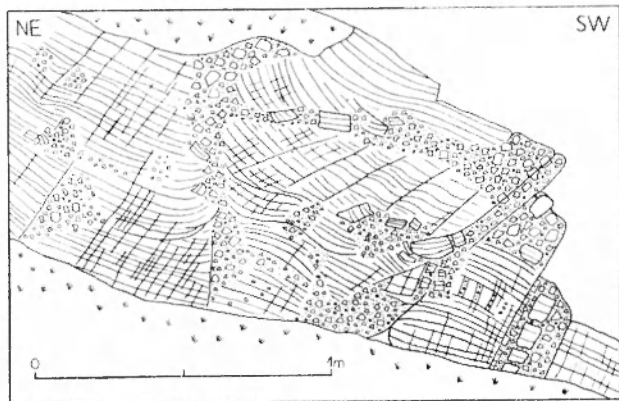


Fig. 10

Powstanie fałdów o małej amplitudzie oraz brekcji tektonicznej w gnejsie pociętym gęstą siecią spękań o orientacji 35/60°, lokalnie zrotowanych. Duży wpływ na deformację gnejsów wywarło tu działanie pary sił wywołanej grawitacją (por. fig. 9). Ułożenie foliacji w gnejsie: 160/35°. 750 m na SE od szczytu Oboźnej

Development of open folds and tectonic breccia in the gneiss cut by closely spaced joints having orientation 35/60° and being locally rotated. Deformation of gneisses was strongly influenced by a couple of forces evoked by gravitation (cf. fig. 9). Orientation of foliation in gneiss 160/35°. 750 m SE of the summit of Mt. Oboźna

one są znacznie młodsze od wyżej opisanych brekcji. Żyła kersantytu znana z okolic Warownej Góry również przecina skały uprzednio już skonsolidowane (fig. 2A, przekrój EE').

Wygląd makroskopowy brekcji tektonicznych jest bardzo ściśle uzależniony od charakteru petrograficznego gnejsów będących dla nich skałami wyjściowymi (pl. III, 3, 4). Brekcje granitognejsowe, utworzone ze skał o bardzo znacznej przewodzie kwarcu i skaleni nad łuszczkami są bardzo zwięzłe, w przeciwieństwie do paragnejsowych powstałych z odmian gnejsów bogatych w łuszczki. Barwa brekcji, zależna od barwy skał macierzystych, nierzadko przybiera jednak odcień rdzawo-czerwony.

Stopień rozkruszenia materiału gnejsowego w omawianych skałach bywa różny (pl. III, 3–6). Spotyka się tu rozmaite strukturalne odmiany brekcji wydzielone przez Nortona (1917), różniące się między sobą stosunkiem ilościowym większych okruchów do drobnoziarnistego tła. W skałach we wstępnym stadium zbrekcjowania poszczególne fragmenty są bardzo nieznacznie przemieszczone względem siebie (pl. III, 6). Można wówczas używać określenia „brekcje in situ” (Hamberg, *vide* Quensel 1916); analogiczny termin Nortona (1917) brzmi „crackle breccia”.

Przy większym przemieszczeniu fragmentów wchodzących w skład brekcji pojawia się w niej drobno rozkruszone tło. W bardzo silnie zbrekcjowanych

gnejsach ilość jego może być przeważająca. Fragmenty gnejsów są na ogół ostrokrawędziste, zdarzają się się jednak także wyraźnie obtoczone. Tekstura omawianych skał, z wyjątkiem jednego opisanego wyżej przypadku, jest bezładna.

Wymiary wyróżniających się wielkością niezdeformowanych partii gnejsów w brekcjach są bardzo różne, na ogół wahają się od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. W dużych odsłonięciach (np. na Oboźnej) można stwierdzić, że w skład niektórych odmian opisywanych skał wchodzi także potężne bloki o rozmiarach dochodzących do kilku metrów. Bardzo drobnoziarniste „mikrobrekcje” przypominające wyglądem afanityczne skały wylewne są dosyć rzadkie.

Opis mikroskopowy. Typowe obrazy mikroskopowe brekcji tektonicznych są widoczne na załączonych zdjęciach (pl. V, 1–8). Pod mikroskopem obserwowano przede wszystkim przebieg procesu mechanicznej destrukcji gnejsów, a także przejawy rekryształizacji w drobnoziarnistym tle brekcji.

Charakterystyczną cechą omawianych skał jest występowanie w nich przejść od partii zbudowanych z gnejsu nieskruszonego do brekcji (pl. V, 2). Godny uwagi jest też fakt, iż w brekcjach tektonicznych nie widać na ogół zależności pomiędzy odkształcaniem się pewnych partii gnejsu a naciskiem jakichś większych jego fragmentów, podczas gdy w brekcjach osadowych podobna zależność zawsze występowała. Większe ziarna w zdeformowanym osadzie ściśle do siebie przylegały (pl. IV, 1), a w brekcji tektonicznej na ogół są rozdzielone drobnoziarnistym tłem<sup>5</sup> (pl. V, 1).

Wspólną cechą wszystkich przebadanych brekcji tektonicznych omawianego obszaru jest występowanie przejawów kruchej deformacji kwarcu. W brekcjach powstałych kosztem tych gnejsów, w których kwarc jednolicie lub lekko faliście wygasza światło, większe okruchy ziarn kwarcowych tkwiące w drobnoziarnistym tle skalnym również jednolicie wygaszają światło (pl. V, 3), przy czym zjawiska tego nie sposób tłumaczyć późniejszą rekryształizacją kwarcu.

Zrekryształizowany kwarc występuje przede wszystkim w obrębie bardzo drobnoziarnistych partii brekcji, a czasem także wzdłuż spękań większych ziarn kwarcowych, których poszczególne fragmenty uległy w czasie deformacji bardzo niewielkim przesunięciom względem siebie, ale nie zostały rozdzielone (pl. V, 4). Fragmenty te wykazują przy tym niekiedy charakterystyczne, nieregularnie faliste wygaszanie światła, nieco różniące się od falistego wygaszania

<sup>5</sup> Opisana wyżej różnica między brekcjami tektonicznymi i osadowymi była niekiedy wykorzystywana jako jedno z kryteriów pozwalających rozdzielić obie serie skalne.

światła w gnejsach niezbrekujowanych. Powyższe nieliczne przejawy plastycznej deformacji kwarcu i towarzyszącej jej rekrytalizacji pojawiły się najprawdopodobniej w nieco późniejszym czasie niż zdecydowanie dominująca sztywna deformacja, w czasie której rekrytalizacji raczej nie było. Wiązałoby się to zapewne z tym, że w schyłkowym okresie brekujowania tempo deformacji niewątpliwie znacznie zmalało.

Brekcje tektoniczne, zgodnie z przyjętą definicją, spistość swą zawdzięczają procesom wtórnym. Można przypuszczać, że w drobno zmielonym pyłe powstałym przy kruszeniu gnejsów dość szybko zaczęła zachodzić rekrytalizacja. Prócz nowo powstałego kwarcu w tle brekacji występuje wtórny serycyt i chloryt. Serycyt pojawia się wówczas, gdy skały macierzyste zawierają muskowitz (pl. V, 1), chloryt natomiast rośnie zapewne kosztem pierwotnego biotyty. Chloryt ten o słabym pleochroizmie i niskich, lecz normalnych barwach interferencyjnych tworzy czasem dość duże nieregularne skupienia (pl. V, 8).

Omawiane skały często są impregnowane węglanem brunatnie zabarwionym wskutek wietrzenia. Występuje on najczęściej w spękaniach i w drobnoziarnistym tle brekacji (pl. V, 4), lecz także koroduje kwarc i skalenie. Na ogół tworzy bardzo drobne romboedryczne kryształki, tak silnie zwietrzałe, że nie można oznaczyć ich składu. Po podgrzaniu burzy z kwasem solnym. Lokalnie, u wschodnich podnóży Koczana i na szczycie Bujaka, brekacje są bardzo silnie przepojone dolomitem. Kryształy tego minerału osiągają tu wymiary kilku centymetrów.

W żyłkach węglanowych, a niekiedy i w partiach silnie skruszonej brekacji, występują czasem większe nagromadzenia minerałów ilastych o barwach interferencyjnych od szarych do słomkowo-żółtych (pl. V, 7). Skupienia te są na ogół drobnołuseczkowe, niekiedy jednak złożone z blaszek o długości 0,03 mm, ułożonych w charakterystyczne szeregi. Wtedy z reguły barwy interferencyjne tych minerałów są wyższe niż w agregatach drobnoziarnistych.

Procesy rekrytalizacji zachodzące w brekacjach tektonicznych oraz w zdeformowanych brekacjach osadowych i zlepieńcach dolnego karbonu wykazują duże podobieństwo. Pojawienie się w obu seriach skalnych impregnacji węglanowej było zapewne uzależnione od działalności roztworów hydrotermalnych, którym uitorowały drogę liczne uskoki omawianej w tej pracy strefy dyslokacyjnej (por. Grocholski 1961). Rekrytalizacja minerałów ilastych w brekacjach tektonicznych i w skałach osadowych odbywała się zapewne również pod wpływem zjawisk hydrotermalnych.

Warto również poświęcić nieco uwagi przejawom

deformacji kwarcu w brekacjach tektonicznych, a także w brekacjach osadowych. W sposobie odkształcenia tego minerału w obu rodzajach skał występują wyraźne różnice (kwarc w skałach osadowych jest zdeformowany znacznie bardziej plastycznie niż w brekacjach tektonicznych). Brekujowanie gnejsów odbywało się w strefach uskoków, których powstanie było spowodowane działaniem potężnej siły podnoszącej blok sowiogórski. Deformacja brekacji i zlepieńców gnejsowych przejawiająca się w całej objętości osadów, na ogół bez związku z nielicznymi w nich uskokami, była raczej związana z procesem zsuwania się obciążonego nadkładem osadu z wychylającego się podłoża. Zachodziła więc pod wpływem działania znacznie mniejszych sił niż te, które oddziaływały na gnejsy. Naprężenia powstałe w skałach osadowych były zapewne o wiele mniejsze niż w gnejsach, tempo deformacji osadów mogło być wolniejsze, a ponadto skały osadowe obfitowały w wodę, której obecność zmniejsza wytrzymałość kwarcu (Griggs, Blacic 1965). Wszystkie te czynniki sprzyjały pojawieniu się deformacji plastycznej kwarcu w brekacjach osadowych i zlepieńcach w tym samym czasie, gdy w gnejsach kwarc uległ skruszeniu.

#### BREKcje TEKTONICZNE POWSTAŁE ZE SKAŁ OSADOWYCH DOLNEGO KARBONU

W sąsiedztwie uskoków, wzdłuż których seria dolnokarbońska graniczy ze skałami podłoża należy się spodziewać zbrekujowanych skał osadowych. Bezsorna identyfikacja brekacji tektonicznych powstałych kosztem gnejsowych brekacji osadowych jest jednak najczęściej niemożliwa.

Brekcje tektoniczne utworzone ze skał serii fliszowej stwierdzono w kilku miejscach na zboczach Ostroga, między innymi w dużych odsłonięciach położonych przy trasie nieczynnej kolejki. W obrębie zbrekujowanych piaskowców i mułowców pojawiają się liczne lustra tektoniczne o przebiegu NW—SE, nachylone ku NE pod kątem 45—65°. Na ich powierzchni występują rysy tektoniczne układające się w przybliżeniu równolegle do kierunku zapadu luster.

Liczne bloki piaskowcowych i mułowcowych brekacji tektonicznych spotyka się też w starym rowie poszukiwawczym położonym w odległości około 150 m na NE od szczytu Ostroga. Towarzyszą im bloki gnejsowych brekacji tektonicznych.

Obserwacje mikroskopowe wskazują, że spojenie zbrekujowanych skał serii fliszowej musiało się dokonać, podobnie jak w opisanych wyżej gnejsowych brekacjach tektonicznych, wskutek rekrytalizacji roz-

kruszonego materiału skalnego (głównie minerałów ilastych, w które obfitują omawiane skały), brak tu bowiem wytraconego spoiwa.

Niektóre brekcje piaskowcowe z rejonu Ostroga

są pocięte siecią żyłek kwarcowo-węglanowych, które pojawiły się już po spojeniu brekcji, gdyż przecinają je w sposób niezależny od przebiegu granic poszczególnych fragmentów wchodzących w ich skład.

## DYSKUSJA I WNIOSKI

### ROZWÓJ STREFY FLEKSUROWO-USKOKOWEJ PRZY POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ KRAWĘDZI BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO

Kilka przesłanek pozwala przypuszczać, że tworzenie się opisanych w tym artykule brekcji tektonicznych było procesem jednorazowym: 1. uskoki, z którymi wiążą się główne wystąpienia brekcji mają bardzo zbliżone ułożenie przestrzenne; 2. wszystkie brekcje powstały w wyniku deformacji kataklastycznej przebiegającej w bardzo podobnych warunkach; 3. przebieg procesów wtórnych, dzięki którym doszło do spojenia zbrekcjowanych gnejsów, też jest bardzo zbliżony we wszystkich zbadanych przypadkach.

Bezpośrednią i główną przyczyną zbrekcjowania gnejsów w południowej części bloku sowiogórskiego było powstanie licznych uskoków inwersyjnych o bardzo zróżnicowanej wielkości, przebiegających w kierunku NW—SE i stromo nachylonych ku NE. Obserwacje dotyczące drobnych stref brekcji tektonicznych wskazują, że wspomnianym wyżej uskokom towarzyszą niekiedy komplementarne uskoki połogie. Powyższe spostrzeżenia, jak również i fakt, że pas gnejsów objętych brekcjowaniem ma znaczną szerokość (około 2 km, mierząc w kierunku prostopadłym do przebiegu uskoków), pozwalają sądzić, że na omawianym obszarze mamy do czynienia z odcinkiem dość potężnej strefy fleksurowo-uskokowej. Istnienie fleksury w obszarze granicznym bloku sowiogórskiego i struktury bardzkiej przyjmowali Bederke (1929) i Oberc (1957a).

Warto zwrócić uwagę na wniosek, do jakiego prowadzi przypuszczenie, że strefa fleksurowo-uskokowa utworzyła się na obszarze starej, wielokrotnie uprzednio czynnej linii tektonicznej przebiegającej wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego. Wiadomo, że fleksura może się pojawić w skałach tylko wówczas, gdy zachowana jest ich ciągłość, a w każdym razie brak jest takich powierzchni nieciągłości, które w danym polu naprężeń mogłyby zostać wykorzystane, przez co zamiast fleksury powstałyby uskoki wtórne. Trzeba więc uznać, że zanim powstała fleksura, z której rozwinęła się omawiana strefa dyslokacyjna, musiało dojść do znacznej konsolidacji obszaru wspomnianej wyżej poligenicznej strefy tektonicznej. Uskoki inwersyjne o przebiegu NW—SE tworzą zespół uskoków pier-

wotnych (sensu Jaroszewski 1974), nie wykorzystują one bowiem żadnych wcześniejszych powierzchni nieciągłości w gnejsach. Wniosek taki wynika z obserwowanego niejednokrotnie faktu, że powstanie drobnych uskoków było poprzedzone utworzeniem się fleksur o przebiegu NW—SE.

Pojawienie się w gnejsach brekcji tektonicznych dowodzi, że deformacja tych skał zachodziła w warunkach, w których zachowywały się one jak ciało kruche. Wobec tego powstanie fleksur we wstępnej fazie odkształcenia wydaje się świadczyć, że mechanizmem deformacji plastycznej było wówczas pełzanie.

Zbrekcjowanie gnejsów nastąpiło tylko na tych obszarach, gdzie powierzchnie uskoków inwersyjnych o przebiegu NW—SE tworzyły duży kąt z powierzchniami foliacji metamorficznej w skałach [fig. 2A]. Natomiast przy zbliżonym ułożeniu wyżej wymienionych powierzchni brekcje tektoniczne nie rozwinęły się. Wobec braku brekcji kartowanie uskoków w gnejsach jest bardzo utrudnione. Można się jednak spodziewać, że podobny przebieg foliacji i powierzchni uskokowych sprzyjał stosunkowo łatwemu powstaniu uskoków, które wypadałoby określić jako „lawicowe”. Zaznaczono je na mapie jako przypuszczalne, na obszarze położonym na północ od linii wzgórz Joniec, Chochół Wielki, Lisianka, na których kończą się wystąpienia brekcji tektonicznych.

Warstwy osadów dolnego karbonu, występujące wzdłuż południowego brzegu bloku sowiogórskiego, układają się w dość zmienny sposób. Najbardziej zrozumiałą wydaje się być układ warstw na obszarze położonym między Podlesiem a Nową Wsią, gdzie biegną one równoległe do generalnego kierunku strefy dyslokacyjnej NW—SE, przy której uległy wychyleniu. Przyjęto więc, że oś fleksury, z której rozwinęła się omawiana strefa przebiegała poziomo.

Potrzeba wyjaśnienia licznych zmian w ułożeniu warstw osadowych na obszarze zawartym między Nową Wsią a Srebrną Górą nasunęło przypuszczenie, że strefa fleksurowo-uskokowa, która pierwotnie miała najprawdopodobniej stosunkowo prostą budowę, uległa później jakiejś modyfikacji. Polegała ona, wydaje się, na rotacji pewnych partii bloku gnejsowego, ograniczonych powierzchniami uskoków inwersyjnych o przebiegu NW—SE (fig. 2B). Rotacja

ta dokonała się wokół osi prostopadłych do powierzchni wspomnianych uskoków, dla których przyjęto orientację  $35/65^\circ$ , jako średnią uzyskaną z bezpośrednich pomiarów (fig. 4). Właśnie w wyniku wspomnianej rotacji biegi warstw osadów dolnego karbonu na monoklinie Ostroga uległy zmianie z NW—SE na WE do WWS—EEN (fig. 11).

W tych partiach bloku gnejsowego, w obrębie których zaszło poprzeczne ugięcie można się spodziewać powstania stref fleksurowo-uskokowych o osiach zapadających pod niewielkimi kątami ku SSW. Oczekiwana orientacja powierzchni ścinania w tych strefach wynosi  $295/70^\circ$  dla zespołu stromego i  $235/25^\circ$  dla zespołu połogiego. Ułożenie niektórych drobnych uskoków, a także spēkań prowadzących do tworzenia się brekcji w gnejsach jest dosyć zbliżone (fig. 4, 7, 8).

Wydawało się prawdopodobne, że na omawianym obszarze powinny występować także i duże, stromo

zapadające uskoki inwersyjne, i że ich obecność wywiera pewien wpływ na ułożenie warstw skał osadowych dolnego karbonu przy granicy z gnejsami. Przy pomocy diagramu przedstawionego na figurze 11 można zorientować się, że wpływ ten uwidacznia się wówczas, gdy na obszarach o generalnym przebiegu warstw w kierunku WE do WWS—EEN pojawiają się lokalnie biegi NW—SE. Można to bowiem tłumaczyć jako wynik rotacji warstw wokół osi powstałych z przecięcia się uskoków inwersyjnych NW—SE z uskokami inwersyjnymi SSW—NNE. Przyjmując powyższą interpretację wyznaczono na mapie położenie uskoków o kierunku SSW—NNE w tych miejscach, gdzie należałoby ich oczekiwać. Uskoki te często wypadało prowadzić w dolinach potoków i w bardzo podobny sposób skartował je też Grocholski (1961). Nie można jednak stwierdzić czy wiążą się z nimi znaczniejsze strefy brekcji tektonicznych.

Strefa dyslokacyjna, której niewielki fragment obserwujemy na badanym obszarze, ciągnie się najprawdopodobniej na znacznej przestrzeni wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego. Przy tej krawędzi blok gnejsowy uległ przypuszczalnie nieco silniejszemu obłamaniu wzdłuż uskoków omawianej strefy, niż w rejonie Podlesia, Nowej Wsi i Srebrnej Góry (fig. 1).

#### DATOWANIE WYDARZEŃ DIASTROFICZNYCH NA OBSZARZE GRANICZNYM BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO I STRUKTURY BARDZKIEJ

Chcąc określić wiek utworzenia się strefy fleksurowo-uskokowej przy południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego należy przede wszystkim odpowiedzieć na pytanie czy brekcje osadowe i zlepnie dolnego wizen Górn Bardzkich powstały w wyniku jej aktywności. Przy założeniu, że tak trzeba było przyjąć, że strefa ta powstała w dolnym wizenie (lub wcześniej), a po nagromadzeniu się utworów dolnego karbonu monokliny Ostroga uległa jedynie odnowieniu. Dziwne wydawałoby się jednak tak równomierne odnowienie uskoków tej strefy, jak to widać w obrębie osadów na omawianym obszarze. Ponadto zastanawiające jest, że w Dzikowcu, a więc na terenie położonym w bliskim sąsiedztwie potężnej dyslokacji<sup>6</sup>, niezgodność kątowa między wapieniami górnego dewonu — dolnego turneju wynosi tylko  $8-12^\circ$ .

<sup>6</sup> Skały osadowe w okolicy Dzikowca są wychylone ku NE, lecz wydaje się, że wcześniej uległy one wychyleniu ku SW na skłonie rozpatrywanej strefy fleksurowo-uskokowej, a dopiero później położenie ich uległo zmianie wskutek podnoszenia się masywu gabrowo-diabazowego Nowej Rudy.

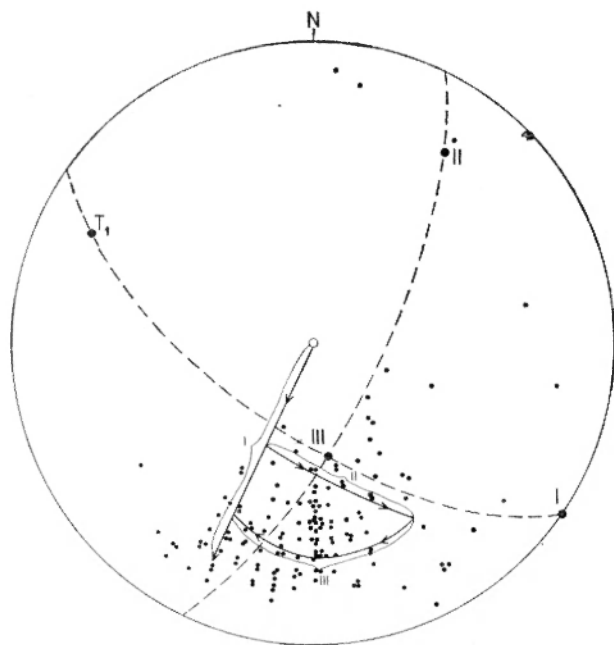


Fig. 11

Wpływ tektoniki podłoża gnejsowego na zmiany ułożenia warstw osadów dolnego karbonu monokliny Ostroga (górna półkula siatki Schmidta)

Kółko — pierwotne ułożenie osadów; I — pierwsza oś rotacji — oś fleksury o orientacji  $120/0^\circ$ ; II — druga oś rotacji — normalna do powierzchni uskoków inwersyjnych o przebiegu NW—SE i zarazem oś poprzecznych fleksur o przebiegu SW—NE;  $T_1$  — teoretyczne położenie normalnej do powierzchni stromych uskoków inwersyjnych związanych z fleksurami o przebiegu SW—NE; III — trzecia oś rotacji — linia przecięcia powierzchni uskoków inwersyjnych NW—SE i SW—NE; punkty-pomiary ułożenia warstw

Influence of gneissic basement tectonics on rotations of Lower Carboniferous rocks in the Ostróg monocline (upper hemisphere of Schmidt net)

Circle — primary position of bedding; I — first rotation axis — axis of flexure oriented  $120/0^\circ$ ; II — second rotation axis — normal to planes of NW—SE reverse faults and parallel to axes of SW—NE transversal flexures;  $T_1$  — theoretically inferred orientation of a normal to planes of steep reverse faults connected with SW—NE flexures; III — third rotation axis — line of intersection of NW—SE reverse faults with SW—NE ones; dots — bedding surfaces



Powyższe niejasności znikają jeśli przyjmiemy, że w okresie depozycji brekcji, zlepieńców i piaskowców gnejsowych obszar, na którym występuje dziś omawiana strefa dyslokacyjna stanowił płaskie dno zbiornika bardzkiego. Zbiornik ten przedłużał się pierwotnie ku północy (Wajsprych 1978; por. wstęp) i wydaje się dość prawdopodobne, że w jego zachodnim obrzeżeniu rozpościerał się ład pocięty uskokami i będący źródłem materiału brekcji i zlepieńców gnejsowych dolnego karbonu Gór Bardzkich.

W dolnym i środkowym wizenie na obszarze Sudetów Środkowych występował też, obok morskiego zbiornika bardzkiego, lądowy basen sedymentacyjny położony w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (fig. 1). Miał on charakter śródgórskiego zapadliska ograniczonego uskokami (A. K. Teisseyre 1968, 1971, 1973). Miąższość nagromadzonych w nim osadów wykształconych głównie w postaci zlepieńców wynosi ponad 2000m.

Obszar przylegający od północnego zachodu do zbiornika bardzkiego mógłby więc stanowić granicę między dwoma wyżej wymienionymi basenami dolnokarbońskimi w Sudetach. Część tego obszaru (fig. 1) przypadłaby na centralną partię Gór Sowich, w której występują liczne uskoki o przebiegu SSW—NNE do SW—NE (Grocholski 1961, 1967). Przy założeniu, że oba wspomniane zbiorniki powstały równocześnie, co wydaje się dość prawdopodobne, wypada paralelizować brekcje, zlepieńce i piaskowce gnejsowe z obszaru Gór Bardzkich z najniższymi osadami kulmu lądowego (tzw. kulm z Sadów Górnych<sup>7</sup>). Badania A. K. Teisseyre'a (1966b) wykazują, że w czasie sedymentacji kulmu z Sadów Górnych we wschodniej części basenu lądowego materiał detrytyczny był przynoszony między innymi właśnie ze wschodu i południowego wschodu. Był to jednak głównie materiał pochodzenia osadowego, podczas gdy w brekcjach i zlepieńcach gnejsowych Gór Bardzkich otoczaki skał osadowych pojawiają się w niewielkiej ilości. Zgodnie z dotychczasowym podziałem stratygraficznym utworów dolnego karbonu w Sudetach (Żakowa 1963) wiadomo też, że centralna partia bloku sowiogórskiego stała się obszarem sedymentacji dopiero w środkowym wizenie, podczas gdy w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej i w zbiorniku Gór Bardzkich osady zaczęły się gromadzić już co najmniej w dolnym wizenie (fig. 1).

Strefa fleksurowo-uskokowa przy południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego powstała,

zdaniem autorki, dopiero po osadzeniu się dolnowizeńskiej formacji brekcji i zlepieńców z Nowej Wsi i wyżej leżącej formacji piaskowców ze Srebrnej Góry (sensu Wajsprych), wieku środkowowizeńskiego (Żakowa 1963). W czasie sedymentacji wyżej wymienionych osadów blok sowiogórski łączył się raczej w sposób ciągły z obszarem przylegającym do niego od południowego-zachodu. Nieco wcześniej została tu przerwana sedymentacja wapieni górnego dewonu i dolnego turneju, lecz nie ma wystarczających podstaw by sądzić, że nastąpiło to wskutek działalności strefy uskokowej występującej przy południowo-zachodnim i południowym brzegu bloku sowiogórskiego.

Wiadomo, że omawiana strefa dyslokacyjna powstała przed osadzeniem się zlepieńców gabrowo-diabazowych podścielających zlepieńce kwarcowe namuru. Wynika to z sytuacji geologicznej stwierdzonej w okolicy Podlesia (fig. 2A, przekroje BB', CC'). Aby dokładniej sprecyzować wiek utworzenia się tej strefy trzeba rozpatrzyć fakty obserwowane w tak zwanej synklinie Woliborza (Oberc 1957b), określanej też jako rów synkinalny (Dziedzic 1970). Dawno już stwierdzono tu niezgodne ułożenie osadów namuru i dolnego karbonu (Dathe 1904) i uznano, że przyczyną wspomnianej niezgodności jest faza górotwórcza sudecka (Bederke 1929; Oberc 1957a, b). Nowych informacji dostarczyły badania Dziedzica (1965a, 1970), który ustalił, że dziś obserwowane granice serii namurskiej i dolnokarbońskiej w synklinie Woliborza mają charakter uskoków i osady namuru leżą w rowie tektonicznym. Autor ten stwierdził też, że sedymentacja dolnokarbońska przechodzi tu w sposób ciągły do namuru, podobnie jak w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (H. Teisseyre 1959, 1961; Dziedzic 1960). Ciągłość sedymentacji w okresie najwyższego wizeniu i namuru w okolicach Podlesia i Dzikowca podkreśliła też Krawczyńska-Grocholska (1966). Zdaniem cytowanych autorów najmlodsze osady dolnego karbonu w synklinie Woliborza są wykształcone w postaci zlepieńców gabrowo-diabazowych oraz utworów ilasto-mułowcowo-piaszczystych, które przechodzą w spągowe osady namuru, również drobnoziarniste. Wyżej dopiero pojawiają się zlepieńce kwarcowe warstw wałbrzyjskich.

Na omawianym obszarze seria osadowa, rozpoczynająca się w najwyższym wizeniu i obejmująca namur A (Krawczyńska-Grocholska 1966), spoczywa na różnych utworach skalnych zdeformowanych w strefie dyslokacyjnej o przebiegu NW—SE. W Woliborzu występuje kontakt sedymentacyjny piaskowców, mułowców i łupków namuru z gnejsami sowiogórskimi.

<sup>7</sup> Kulm z Sadów Górnych jest tradycyjnie zaliczany do górnego turneju, ostatnio jednak A. K. Teisseyre (1975b) wyraził przypuszczenie, że może on już reprezentować wizen.

górkimi<sup>8</sup> (fig. 2A, przekrój AA'); (por. Grocholski 1961; Krawczyńska-Grocholska 1966). W okolicy Dzikowca natomiast, na północno-wschodnim zboczu Wapnicy, można podejrzewać niezgodne zaleganie zlepieńców gabrowo-diabazowych podścielających tu serię namurską na osadach najniższej części dolnego karbonu Gór Bardzkich, uprzednio wychylonych z poziomu i ściętych przez erozję.

Sedymentacja serii skalnej zaczynającej się górnowiązeńskimi zlepieńcami gabrowo-diabazowymi została poprzedzona, względnie wywołana ruchami górotwórczymi, które pojawiły się najprawdopodobniej w wyższej części górnego wizenu. Właśnie z tym okresem wiązał H. Teisseyre (1960, 1961) pewne ożywienie tektoniczne na obszarze Sudetów Środkowych, określane mianem fazy sudeckiej. Wiek tej fazy przypada, zgodnie z wynikami badań ostatnich lat, na najwyższą część zony Cu III $\beta$  (Patteisky 1961; Pfeiffer 1971).

Pochodzenie materiału zlepieńców gabrowo-diabazowych jest związane z erozją skał masywu gabrowo-diabazowego Nowej Rudy (Dziedzic 1965b). Podobną opinię wyraził także Oberc (1957b), zaliczając jednak te osady do górnego karbonu. Przypuszczalnie więc w okresie poprzedzającym ich sedymentację znacznemu wyniesieniu uległ obszar położony na południowy zachód od bloku sowiogórskiego. Równocześnie wydaje się oczywiste, że ten sam obszar ulegał obniżaniu wówczas, gdy była czynna strefa dyslokacyjna o przebiegu NW—SE, wzdłuż której wypiętrzał się blok sowiogórski. Działo się to również w okresie poprzedzającym sedymentację zlepieńców gabrowo-diabazowych górnego wizenu. Wynika stąd, że omawiana strefa uskokowa utworzyła się wcześniej niż w fazie sudeckiej, jeśli z tą ostatnią zwiążemy wyźwignięcie masywu Nowej Rudy.

Dokładniejsze ustalenie okresu powstania strefy fleksurowo-uskokowej przy południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego jest możliwe dzięki badaniom przeprowadzonym na obszarze Gór Bardzkich przez Wajsprycha (por. wstęp). Wydaje się, że najślusniej byłoby wiązać rozwój omawianej strefy dyslokacyjnej z okresem pojawienia się w zbiorniku bardzkim kompleksu melanżowego Zdanowa. Kompleks ten jest przykryty utworami molasy Gór Bardzkich, której sedymentacja zaczęła się na początku górnego wizenu, zatem tworzenie się strefy fleksurowo-uskokowej mogłoby przypadać na koniec środkowego wizenu.

Zasięg utworów molasy Gór Bardzkich na ob-

szarze synkliny Woliborza przedstawiono na figurze 2A, na podstawie pracy Wajsprycha (1978). Widać tu, że molasa leży niezgodnie na osadach monokliny Ostroga wychylonych w strefie dyslokacyjnej o przebiegu NW—SE. Istnienie dwóch niezgodności kątowych w obrębie osadów dolnego karbonu na omawianym obszarze, a brak takiej niezgodności między dolnym i górnym karbonem wyjaśnia zdaje się dość dobrze sytuację geologiczną panującą w synklinie Woliborza.

Ruchy tektoniczne przejawiające się pod koniec środkowego wizenu miały też wpływ na przebieg wydarzeń geologicznych w lądowym basenie sedymentacyjnym północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Tu bowiem, właśnie w najwyższej części środkowego wizenu doszło do silnego obniżenia dna wschodniej części zbiornika i do chwilowych ingresji morskich na tym obszarze (A. K. Teisseyre 1975a). Można też dodać, że przełom środkowego i górnego wizenu był okresem, w którym na znacznych obszarach Europy ruchy tektoniczne znalazły swój oddźwięk także w zmianach przebiegu sedymentacji osadów dolnego karbonu wykształconych w facji wapienia węglowego (Aleksandrowicz, Siedlecka 1964 oraz cytowani przez nich autorzy).

Odnośnie omawianej strefy fleksurowo-uskokowej o przebiegu NW—SE wypada jeszcze wspomnieć, że uskoki wchodzące w jej skład odnawiały swą działalność w okresie późniejszym od dolnego karbonu. W Woliborzu, w strefie kontaktu gnejsów sowiogórskich z osadami namuru, występuje ostroga gnejsowa o wydłużeniu NW—SE (fig. 2A), skartowana na podstawie zwiertzeliny i wkopów ziemnych. Budujące ją gnejsy są częściowo zbrekcjonowane, a od strony południowo-zachodniej towarzyszy im cienki pas piaskowców i mułowców warstw wałbrzyskich (namur), podścielonych odsłaniającymi się lokalnie zlepieńcami gabrowymi dolnego karbonu (por. Grocholski 1961; Krawczyńska-Grocholska 1966). Brak tu natomiast wyższej części warstw wałbrzyskich, to znaczy zlepieńców kwarcowych i serii węglonośnej, które to osady są dobrze rozwinięte w bliskim sąsiedztwie omawianego rejonu. Bezpośrednio na najniższych osadach namuru towarzyszących „półwyspowi” gnejsów spoczywają zlepieńce stefanu. Można więc przypuszczać, że tak znaczna redukcja namuru jest tu spowodowana erozją przedstefańską, która była uwarunkowana aktywnością uskoku należącego do rozpatrywanej strefy dyslokacyjnej, mającą miejsce w okresie późniejszym od namuru A. Znacznie młodsze zapewne od tej strefy są uskoki o przebiegu SW—NE i NNW—SSE, stwierdzone w okolicy Woliborza i Podlesia.

<sup>8</sup> Brak tu zlepieńców gabrowo-diabazowych najwyższego wizenu.

## LITERATURA

- ALEKSANDROWICZ S. W., SIEDLECKA A., 1964: Charakterystyka litologiczna wapieni wizeńskich w Czernej koło Krzeszowic. Lithological profile of Dinantian limestones at Czerna near Krzeszowice. *Rocz. P. T. Geol.*, t. 34, z. 3.
- BAILEY, S. W., BELL R. A., PENG X. C. J., 1958: Plastic deformation of quartz in nature. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 69, no. 11.
- BEDERKE E., 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Palaont.*, Bd. 7, H. 23.
- 1934: Sudetenrand und Eulengneisproblem. *Vom deutschen Osten*, H. 21.
- BOULLIER A. M., GUEGUEN Y., 1975: SP-Mylonites: Origin of Some Mylonites by Superplastic Flow. *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 50, No 2.
- CHOROWSKA M., 1973: Stratygrafia wapienia węglowego Gór Bardzkich na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, vol. 17, nr 4.
- CLOOS H., 1922: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. *Gebr. Borntraeger*. Berlin.
- DATHE E., 1904: Blatt Neurode und Erläuterungen. Berlin.
- DON J., 1976: Kakiryty Gór Złotych i ich stosunek do granitoidów kłodzko-złotostockich. *Mat. Konf. Ter.*, Uniw. Wrocław.
- DZIEDZIC K., 1960: Niektóre problemy geologiczne związane z kulką ostrogą Jabłowa. Quelques problèmes Géologiques liés avec le promoteur de Culm de Jabłów — Sudetes Moyens. *Acta geol. pol.*, vol. 10, No 3.
- 1965a: Stosunek górnego karbonu do podłoża w północno-wschodniej części noworudzkiego rejonu węglowego. The Upper Carboniferous and its substratum in the north-eastern part of the Nowa Ruda coal basin. *Acta geol. pol.*, vol. 15, No 2.
- 1965b: Geneza karbońskich niecek na noworudzkim masywie gabrowo-diabazowym. Genesis of the Carboniferous Troughs in the Area of the Nowa Ruda Gabbro-Diabase Massif. *Kwart. geol.*, vol. 9 nr 3.
- 1970: Tektonika północno-wschodniej części karbonu noworudzkiego. Tectonics of the Carboniferous Deposits in the North-Eastern Part of the Nowa Ruda Coal Basin. *Acta geol. pol.*, vol. 20, No 1.
- FEDOROWSKI J., 1971: *Aulophyllidae (Tetracoralla)* from the Upper Viséan of Sudetes and Holy Cross Mountains. *Aulophyllidae z górnego wizeniu Sudetów i Gór Świętokrzyskich*. *Palaeont. pol.*, No 24.
- GÓRCEKA T., MAMET B., 1970: Sur quelques microfacies carbonates paleozoiques des Sudetes Polonaises (Monts de Bardo). *Rev. Micropaleont.*, vol. 13, No 3.
- GRIGGS D. T., BLACIC J. D., 1965: Quartz: Anomalous weakness of synthetic crystals: *Science*, vol. 147.
- GROCHOLSKI W., 1958: The tectonic zone of south-west margin of Sowie Góry. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. chim., geol., geogr.*, vol. 6, No 11.
- 1961: Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the South-Western Border of the Sowie Mts Gneiss Block (Sudeten Mts). *Studia geol. pol.*, vol. 8.
- 1967: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 3.
- 1969: Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Mezostructures of the Sowie Góry gneisses in the Foreland of the Sudetes Mts. *Rocznik PTGeol.*, t. 34, z. 4.
- HIGGINS M. W., 1971: Cataclastic rocks. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 687.
- HOBBS B. E., 1968: Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, vol. 6 (5).
- HOEDEMAEKER Ph. J., 1973: Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Mortalla (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta geol.*, 19.
- JAROSZEWSKI W., 1974: Tektonika uskoków i fałdów. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- KNOPF E. B., 1931: Retrogressive metamorphism and phyllositization. *Am. J. Sc.*, vol. 21.
- KOTAŃSKI Z. J., 1955: Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle wierchowego triasu Tatr. Tentative genetical classification of Breccias on the Basis of Studies concerning the High-Tatric Trias in the Tatra Mountains. *Rocznik PTGeol.*, t. 24, nr 1.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1973: Polimetamorfy strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzynka w Sudetach. Polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzynka dislocation zone. *Geol. Sudetica*, vol. 8.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1966: Namur Zagłębia Noworudzkiego w świetle badań sporowych. Le Namurien du Bassin de Nowa Ruda à la lumière des études palynologiques. *Geol. Sudetica*, vol. 2.
- MEISTER E., FISCHER G., 1935: Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1 : 200 000, Blatt Schweidnitz. *Preuss. Geol. L.-A.*
- MORAWSKI T., 1964: Charakterystyka petrograficzna skał otoczenia mineralizacji barytowych w rejonie Głuszycy, Modliszowa i Srebrnej Góry. *Archiwum Inst. Geol.*
- 1973: The Sowie Góry Area and its petrological problems. *Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie. Le guide à la XV-e Session de l'AZOPRO*, *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- NORTON W., 1917: Studies for students. Classification of breccias. *Journ. Geol.*, 25.
- OBERC J., 1957a: Region Gór Bardzkich (Sudety). *Przewodnik dla geologów*. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- 1957b: Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. *Stratigraphy and tectonics of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the western part of the Bardo Region — Sudetic Mts*. *Inst. Geol. Biul.* 123.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- PATTEISKY K., 1961: Contribution to the Stratigraphical Colloquium: Das Alter der sudetisch und erzgebirgisch-variskischen Faltungsphasen. 4 Congr. Internat. Stratigr. *Geol. Carbonifere*, 2, Maestricht.
- PFEIFFER H., 1971: Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der ausseren Kristallinzone des variszischen Bogens. *Geologie*, J. 20, H. 9.
- QUENSEL P., 1916: Zur Kenntins der Mylonitbildung. *Inst. Uppsala Bull.*, vol. 15.
- Słownik grecko-polski*, Abramowiczówna Z., 1960, t. 2, Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mountains. *Rocznik P. T. Geol.*, t. 21, nr 1.
- TEISSEYRE A. K., 1966a: Lower Carboniferous Breccias on the Northern Margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Sc., Ser. geol. geogr.*, vol. 14.

- 1966b: Kierunki transportu i pochodzenie materiału detrytycznego w kulmic lądowym NE części niecki śródsudeckiej. On the Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: paleocurrents and the provenance of clastics. *Acta geol. pol.*, vol. 16.
- 1968: Charakterystyka sedimentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: a study in sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- 1971: Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and palaeogeography of the lowest Kulm of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, vol. 5.
- 1973: Carboniferous Fans and Fanglomerates in the Central Sudetes 1: Marginal Faults, Downfaulting and Sedimentation. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. de la Terre*, vol. 21.
- 1975a: Sedymetologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the Kulm alluvial fans in the western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, vol. 9, nr 2.
- 1975b: Dolny karbon północnej części niecki śródsudeckiej. Przewodnik XLVII Zjazdu PTG Świdnica. Wyd. Geol.
- TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE J., 1969: Faulting and Sedimentation in the North-Western Margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. sc. geol. géogr.*, vol. 17, No 1.
- TEISSEYRE H., 1959: Zu dem Problem der Discordanz zwischen den Waldenburger Schichten und den Kulm in der Innersudetischen Mulde. *Geologie*, Bd. 8, h. 1.
- 1960: Karbon dolny Sudetów Środkowych. The Lower Carboniferous of the Middle Sudetes. *Ann. Silesiae*, vol. 1.
- 1961: On the Problem of Unconformity Between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. geol. géogr.*, vol. 9.
- TULLIS J., CHRISTIE J. M., GRIGGS D. T., 1973: Microstructures and Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 84, No 1.
- VERNON R. H., 1974: Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation. *Geol. Mag.*, vol. 111, No 2.
- WAJSPRYCH B., 1978: Allochtoniczna pozycja utworów ordowiku, syluru i dewonu w Górach Bardzkich (Sudety, wizen). Allochthonous nature of Ordovician, Silurian and Devonian rock-sequences of the Bardzkie Mts. (Sudetes, Visean). *Rocznik P. T. Geol.*, t. 58. z. 2.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT Ch. M., 1954: Petrography. W. H. Freeman and Co, San Francisco.
- WILSON C. J. L., 1973: The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, vol. 19, No 1.
- 1975: Preferred orientation in Quartz Ribbon Mylonites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 86, No 7.
- ZECK H. P., 1974: Cataclastites—cataclastic rocks. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 274, No 9.
- ŻAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetes. *Kwart. Geol.*, vol. 7, No 1.

Antonina PACHOLSKA\*

## ON THE TECTONIC BRECCIAS AT SOUTHERN EDGE OF THE SOWIE GÓRY GNEISS BLOCK

**ABSTRACT:** Tectonic breccias described in the present paper were developed in a wide fault-zone running along southwestern edge of the Sowie Góry gneiss block. This fault-zone resulted from the rejuvenation of the old polygenetic tectonic line. The brecciated gneisses of the southern Sowie Góry about on the south against sedimentary breccias and conglomerates of the Lower Viséan of the Góry Bardzkie, the sedimentary rocks being derived from the Sowie Góry metamorphic ones. Their sedimentation was controlled

by the SW-NE faults cross-cutting the central part of the Sowie Góry gneiss block. The fault-zone discussed in this paper is younger than those Lower Viséan conglomerates and sedimentary breccias and strikes in the NW-SE direction. It had been developing toward the end of the Middle Viséan. Three periods of Early Carboniferous more intense tectonic movements were recognized in the study area, namely in Early Viséan, at an end of Middle Viséan, and in uppermost Viséan (Sudetic Phase).

### Summary

### INTRODUCTION

The Sowie Góry gneiss block is commonly regarded as the Precambrian oldest structural element of the Sudeten Mts (fig. 1). The gneisses are represented mostly by oligoclase-biotite paragneisses and migmatites accompanied locally by microcline granite-gneisses. All these gneisses are strongly cataclased and diatrorised within the zone of the fault which runs along southwestern border of the Sowie Góry block (Bederke 1934, Meister, Fischer 1935; Smulikowski 1952; Grocholski 1958, 1961, 1967; Morawski 1964).

On the south, the Sowie Góry block adheres to the Góry Bardzkie unit (Bardo structure of Oberc 1957a) which is built of the non-metamorphosed sedimentary rocks of Ordovician, Silurian, Devonian, and Lower Carboniferous age. According to Wajsprych (1978) the primary extent of these rocks was much greater than that observed today and they had covered a remarkable part of the Sowie Góry block. These sedimentary rocks were deposited in a deep tectonic depression which had been developing rapidly on the crystalline basement rocks during the Early Viséan.

In the vertical sequence of Lower Carboniferous rocks of the Góry Bardzkie, Wajsprych (1978) recognized the so-called olisthon<sup>1</sup>. Its origin was connected with orogenetic processes in the Góry Kaczawskie geosyncline. The Góry Bardzkie molassa is the other member of the above mentioned sequence. The olisthon comprises (going upwards) the Nowa Wieś formation

of breccias and conglomerates of Early Viséan age (Paeckelmann 1930, *vide* Oberc 1957a; Górecka, Mamet 1970; Chorowska 1973), the Srebrna Góra sandstone formation of Middle Viséan age (flysch), and also Middle Viséan melange complex of Zdanów. The latter is composed of olisthostroma, olisthotrymata, and sedimentary nappes. Wajsprych (*op. cit.*) believes that in the Góry Bardzkie, the pre-Early Viséan sedimentary rocks occur as the allochthonous masses except the Upper Devonian-Tournaisian limestones outcropping in Dzikowiec and in southwestern part of the Góry Bardzkie unit (fig. 1).

The Góry Bardzkie molassa (*sensu* Wajsprych, 1978) started to be deposited in the Late Viséan. Among others it includes the so-called Upper Carboniferous Limestone belonging to the horizon cuIIIa (according to German geologists, *vide* Oberc 1957a) or to the coral horizon D<sub>2</sub> (Fedorowski 1971).

The present paper deals with the development of the fault-zone which presently separates the Sowie Góry block from the Góry Bardzkie unit.

The author wishes to express her cordial thanks to Professor S. Dżyłyński and Doc. Dr hab. J. Don for their stimulating aid during the investigations. Also acknowledged with thanks are Doc. Dr H. Dziedzicowa, Dr M. Mierzejewski, Dr hab. A. K. Teisseyre, and especially Dr B. Wajsprych for their remarks and criticism.

### REMARKS ON THE CATACHESTIC ROCKS TERMINOLOGY

A simplified scheme of classification of the cataclastic rocks is presented in table 1 elaborated on the basis of Higgins' (1971) work. His classification has, however, been slightly modified by introducing the term of myloblastyt (Zeck 1974)

<sup>1</sup> The term olisthon (Hoedemaeker 1973) refers to a sedimentary complex developed owing to the large-scale re-sedimentation evoked by gravitational sliding.

to determine those rocks in which a strong blastesis is contemporary with mylonitization. Tullis, Christie, Griggs (1973) recognized that quartz is recrystallizing when fails plastically and it does not recrystallize when the deformation is accomplishing by fracturing. Following this the present author believes that studying the mode of failure of the quartz grains of certain rock types, one can decide whether these rocks should be termed as cataclastites or tectonic breccias.

\* Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

## CHARACTERISTICS OF THE ROCKS OF THE BOUNDARY ZONE BETWEEN THE SOWIE GÓRY BLOCK AND THE GÓRY BARDZKIE UNIT

The gneisses outcropping along southern edge of the Sowie Góry block suffered several times from cataclastic deformations. Gneissic mylonites, gneissic tectonic breccias, and mylonitic breccias were recognized there.

In the Góry Bardzkie, the gneissic sedimentary breccias of Lower Viséan age (fig. 2A) contain numerous fragments and pebbles of gneissic mylonites (metamorphic cataclastic rocks) but no fragments of tectonic breccias. Therefore the latter cannot be older than the Early Viséan. The both types of breccias might be developed contemporaneously. Then the deposition of these coarse-detritic sediments would have been controlled by the tectonic activity in the NW–SE fault-zone running along southwestern border of the Sowie Góry block. An alternative explanation assumes that the tectonic breccias are younger than the sedimentary ones which could be connected with another fault-zone providing a substantial amount of the crushed gneisses. The present author finds the latter possibility to be more probable.

### GNEISSIC MYLONITES

All the observations concerning mylonites refer to the gneiss fragments involved in tectonic breccias (pl. I, 1). It is apparent that all varieties of Sowie Góry gneisses are represented among the mylonites. Mylonitic processes affected these gneisses under still metamorphic conditions, but the intensity of these processes varied considerably. Mineral grains of the mylonites (pl. I, 2–8) were deformed and recrystallised differently than those of the tectonic breccias. Quartz in mylonites commonly displays signs of plastic failure.

### GNEISSIC SEDIMENTARY BRECCIAS, CONGLOMERATES, AND SANDSTONES OF LOWER CARBONIFEROUS AGE

In the vicinity of Podlesie, Nowa Wieś and Srebrna Góra, the bottom part of Lower Carboniferous sequence of the Góry Bardzkie is represented by gneissic sedimentary breccias and conglomerates reaching nearly 300 m in their thickness (pl. II, 1; III, 1, 2). The series of gneissic sandstones<sup>2</sup> outcropping nearby Dzikowiec is considered as an equivalent of the above mentioned rocks. These sandstones are accompanied by thin intercalations of gneissic conglomerates and siltstones and they contain fragments of gabbro at the bottom of this series. The gneissic sandstones are built of material transported likely from NW to SE. The upper part of the discussed series is characterized by the presence of huge intercalations of the coarse-detritic gneissic breccias having variable thickness. The gneissic sandstones of Dzikowiec lie unconformably over Upper Devonian and Lower Tournaisian limestones (fig. 2A, cross-section *CC'*; fig. 3). An angle of this disconformity amounts 8–12°. Unfortunately, the bottom part of the series of breccias and conglomerates and their contact with the Sowie Góry gneisses are nowhere exposed. In the Podlesie-Srebrna Góra region, these sediments have been brought into contact with gneisses along the fault (fig. 2A; cf. Meister, Fischer 1935; Grocholski 1961). It is impossible to say whether they were deposited immediately upon the basement gneisses or at least in part upon the Upper Devonian-Lower Tournaisian rocks.

The breccias and gneissic conglomerates are indistinctly bedded. They are built mostly of the Sowie Góry gneiss fragments, the gneisses being often strongly mylonitised and retro-

gressively transformed. Besides, the sedimentary rocks contain fragments of limestones, fragments of fauna, blocks of coarse-grained gneissic sandstones, and fragments of dark clayey shales. The discussed rocks have calcite, clayey, or carbonate cements. The latter being composed of rusty-brown weathering minerals. Beneath the microscope, one can often observe the signs of deformation of both grain-framework (pl. IV, 1–4) and calcite cement (pl. IV, 5). Quartz was plastically deformed. Then calcite recrystallised and crystallised a rusty-brown weathering carbonate and clay minerals (pl. IV, 6).

### GNEISSIC TECTONIC BRECCIAS

Tectonic breccias occur along southern border of the Sowie Góry block, in the belt several to one thousand metres wide (fig. 2A). Most of these breccias accompany the NW–SE likely reverse faults (fig. 2A, cross-sections *CC'* and *EE'*). Only faintly brecciated gneisses are met in the region which is cross-cut by small faults having breccias in the fissures (pl. II, 2; fig. 5). Orientation of these small fault planes is illustrated in figure 4.

The steeply dipping small faults are occasionally accompanied by flat-lying joints along which minute displacements might take place (fig. 6). Sense of these displacements allow to infer that the observed conjugate structures are parallel to a pair of complementary shearing planes.

Closely spaced joints may sometimes be observed in the zones of gradual passage from undeformed gneisses to breccias. Rock fragments were slightly displaced along these joint planes. They are mostly parallel to the NW–SE reverse faults (fig. 10). In the gneisses in which brecciation has just commenced (so-called breccia *in situ* according to Hamberg, *vide* Quensel 1916), one can occasionally meet the SW–NE to N–S trending joints having steep or moderate dips to NW or W (figs. 7, 8).

The passage from non-brecciated gneisses to overlying tectonic breccia with directional fabric (fig. 9) was observed near the contact of the Sowie Góry gneisses and Lower Carboniferous rocks.

Megascopic appearance of the tectonic breccias can be seen in pl. III, 3–6. The breccias display variable degree of crushing. They have random fabric (except breccia seen in fig. 9) and commonly contain sharp-edged gneiss fragments and only occasionally the rounded ones (pl. V, 6).

The characteristic of the discussed rocks seen best beneath the microscope, is the presence of transitional zones from non-crushed gneisses to breccias (pl. V, 2). On the contrary to sedimentary breccias the tectonic ones do not display any sign of control of larger gneiss fragments over the deformation of another constituents of these breccias. The deformed sedimentary rock has its grains adhering closely to one another (pl. IV, 1) whereas solid constituents of tectonic breccia are usually set in a fine matrix (pl. V, 1).

The common characteristic of all investigated tectonic breccias is a brittle deformation of quartz (pl. V, 3) and feldspar grains (pl. V, 5). Plastic failure of quartz followed by weak recrystallization is much more rare (pl. V, 4).

Secondary processes leading to the cementation of breccias are marked by recrystallization of quartz, seicite, and chlorite of the fine-grained groundmass (pl. V, 1, 8). The discussed rocks are frequently impregnated with a rusty-brown weathering carbonate mineral (pl. V, 4, 7).

Both the tectonic breccias and the deformed sedimentary breccias and conglomerates of Lower Carboniferous age display

<sup>2</sup> Term commonly used in Sudetic regional literature.

the same features of mineral recrystallization which affected these rocks. Carbonate impregnation seen in rocks of the two series was likely evoked by hydrothermal solutions wandering along fault planes of the discussed fault-zone (*cf.* Grocholski 1961). Plastic deformation of quartz grains in the sedimentary breccias was contemporary with the crushing of this mineral in gneisses. Much lower stresses in the former rocks may account for this startling coincidence. Also it is probable that sedimentary rocks were deformed less violently than the gneisses were brecciated. Moreover, water occurring in the sedimentary rocks

must have remarkably lowered the compressive strength of quartz (Griggs, Blacic 1965) and considerably influenced the mode of its deformation.

#### TECTONIC BRECCIAS DERIVED FROM LOWER CARBONIFEROUS SEDIMENTARY ROCKS

In the Srebrna Góra region, the brecciated sandstones and siltstones may be observed. Breccias of these rocks have numerous tectonically polished surfaces striking in the NW-SE direction and dipping northeastwards at an angle of 45-64°.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

#### DEVELOPMENT OF THE FAULT-FLEXURE ZONE ALONG THE SOUTHWESTERN EDGE OF THE SOWIE GÓRY GNEISS BLOCK

It can be judged from the spatial orientation of reverse faults accompanied by tectonic breccias and from the remarkable width of brecciated gneisses belt that the investigated region is cut by a huge NW-SE running fault-flexure zone. This zone follows the older tectonic line which ceased long ago. In the span of tectonic calm, the older generation of cataclastic rocks was remarkably consolidated.

In the questioned fault-zone, the gneisses were subject to brecciation only where the NW-SE reverse faults make a high angle with dominant metamorphic foliation of these rocks (fig. 2A).

Development of a formerly simple fault-zone towards the present one is illustrated in figure 2B. Some fragments of the Sowie Góry gneiss block, bordered by planes of NW-SE reverse faults, were rotated around the axes perpendicular to these faults. Such a rotation caused the change of strike directions of Lower Carboniferous rocks adjacent to the Sowie Góry block. Bedding planes of these rocks striking once in the NW-SE direction (direction of the discussed fault-flexure zone) presently run in the W-E or WWS-EEN direction. At the same time, transversal fault-flexure zones were effected in gneisses, running in the SSW-NNE direction, too (fig. 2A, B).

#### DATING OF DIASTROPHIC EVENTS IN THE BOUNDARY AREA BETWEEN THE SOWIE GÓRY BLOCK AND THE BARDO UNIT

According to the present author the dislocation zone separating the Sowie Góry block from the Góry Bardzkie unit is younger than the sedimentation of breccias, conglomerates, and gneissic sandstones of Lower Viséan age and overlying Middle Viséan flysch series. At the time of sedimentation of these deposits, the Sowie Góry block was likely linked continuously with the region adhering to it on the southwest. The questioned breccias and gneissic conglomerates were not developed owing to the activity of the fault-flexure zone occurring today in their neighbourhood. Otherwise it could be assumed that this fault-zone had been developed before Lower Carboniferous rocks of the Ostróg monocline were deposited, and next it was merely rejuvenated. But such a regular rejuvenation of faults as it is seen in these rocks looks improbable. The same is suggested by a nearly concordant occurrence of gneissic sandstones over Upper Devonian-Lower Tournaisian limestones at Dzikowiec. This conformity would be hardly accounted for in terms of hypothesis assuming the development of a huge

flexure-fault zone<sup>3</sup> in the place of subsequent deposition of these sandstones.

The questioned breccias, gneissic conglomerates, and sandstones were developed owing to the activity of another fault-zone occurring within the Sowie Góry block, perhaps northwest of the Góry Bardzkie (comp. transport directions in the gneissic sandstones of Dzikowiec). The source area for the discussed detritic rocks might be situated in the central part of the Sowie Góry block that is cross-cut by numerous SSW-NNE or SW-NE trending faults (Grocholski 1961, 1967), (fig. 1).

In the Lower and Middle Viséan, there were two sedimentary basins in the Central Sudetes. One of them was represented by a marine basin of the Góry Bardzkie and the other had a continental character. The latter occupied northwestern part of the Intrasudetic Basin (fig. 1) and was an intramontane depression bordered by faults active during sedimentation (A. K. Teisseyre 1968, 1971, 1973). Thus the inferred source area providing detritic material for Lower Carboniferous gneissic sandstones and conglomerates of the Góry Bardzkie could represent the boundary between these two sedimentary basins.

The Sowie Góry block was remarkably uplifted along the discussed NW-SE flexure-fault zone that must have been developed before the deposition of uppermost Viséan gabbro-diabase conglomerates (Dziedziec 1965a, 1970, Krawczyńska-Grocholska 1966) underlying Namurian rocks of the Wolibórz syncline (fig. 2A). This zone was likely formed at the time of appearance of the Zdanów melange complex (*sensu* Wajsprych, 1978) in the Góry Bardzkie basin. The Zdanów complex is covered with rocks of the Góry Bardzkie molassa (*sensu* Wajsprych) whose sedimentation commenced at the beginning of Late Viséan. Therefore, the discussed fault-zone formation may be assigned to the end of the Middle Viséan. At the same time, the remarkable tectonic movements gave rise to marine ingressions into a terrestrial basin of the northwestern Intrasudetic Basin (A. K. Teisseyre 1975a). Besides, it is well known that at the Middle/Late Viséan turn, vast areas of Europe were affected by tectonic movements which resulted in considerable changes of character of sediments being developed in the Carboniferous Limestone facies (Aleksandrowicz, Siedlecka 1964).

In the northwestern Góry Bardzkie, the Lower Carbo-

<sup>3</sup> It seems that sedimentary rocks of Dzikowiec were formerly dipping southwestwards on the slope of the discussed flexure-fault zone. Their actual northeastern dips resulted from subsequent rotation evoked by uplifting of the Nowa Ruda gabbro-diabase massif (see further text).

niferous sedimentary rocks occurring close to the NW—SE fault-zone were rotated en bloc, next remarkably eroded, and further on covered with the Góry Bardzkie molassa (fig. 2A). Afterwards, it was developed the rock series commencing with uppermost Viséan gabbro-diabase conglomerates. This series embraced Namurian A deposits as well (Dziedzic 1965a, 1970; Krawczyńska-Grocholska 1966). Sedimentation of the conglomerates followed uplifting of the region situated south-

west of the Sowie Góry block (Dziedzic 1965b, Oberc 1957b). This uplifting took likely place in the upper Late Viséan. To this very period H. Teisseyre (1960, 1961) ascribed tectonic activity recognizable in the Central Sudetes and known as the Sudetic Phase. Patteisky (1961) and Pfeiffer (1971) assigned this phase to the uppermost zone cu III $\beta$ .

*Translated by Andrzej Żelaźniewicz*



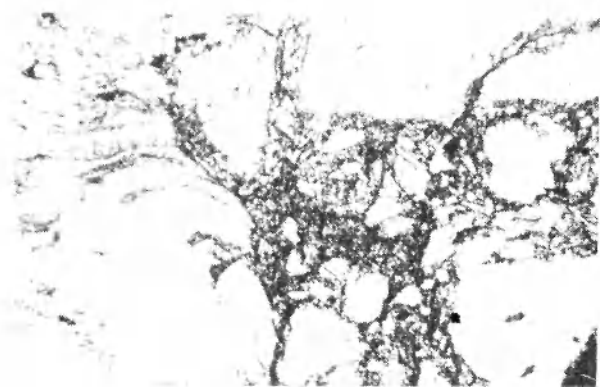
## PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

PLATE I

Procesy deformacji i rekrystalizacji w gnejsach sowiogórskich zmylonityzowanych w warunkach metamorficznych  
Deformation and recrystallization processes in the Sowie Góry gneisses mylonitised under metamorphic conditions

1. Fragment mylonitu w brekcji tektonicznej. Pow.  $90 \times$ . Bez analizatora. 350 m na W od szczytu Oboźnej  
Fragment of mylonite in tectonic breccia. Mag.  $90 \times$ . Without analyser. 350 m W of the summit of Mt. Oboźna
2. Szew mikrostylolitowy na granicy ziarn kwarcowych. Gnejs słabo zmylonityzowany. Pow.  $80 \times$ . Nikole skrzyżowane. 550 m na EES od szczytu Warownej Góry  
Microstylolite seam between quartz grains; weakly mylonitised gneiss. Mag.  $80 \times$ . Nicols crossed. 550 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra
3. Tworzenie się podziarn w kryształach kwarcu w obrębie słabo zmylonityzowanego gnejsu. Pow.  $80 \times$ . Nikole skrzyżowane. Lokalizacja jak wyżej  
Development of subgrains in a crystal of quartz occurring in weakly mylonitised gneiss. Mag.  $80 \times$ . Nicols crossed. Localization as above
4. Ziarno kwarcu zdeformowane silniej niż przedstawione na fotografii poprzedniej. Widoczna znaczna rotacja podziarn. Pow.  $80 \times$ . Nikole skrzyżowane. 350 m na WNW od szczytu Bujaka  
Quartz grain deformed stronger than shown in Photo 3. Visible significant rotations of subgrains. Mag.  $80 \times$ . Nicols crossed. 350 m WNW of the summit of Mt. Bujak
5. Silnie zdeformowane ziarno kwarcu, plastycznie wygięte wokół pękniętego ziarna plagioklastu. Pow.  $80 \times$ . Nikole skrzyżowane. 550 m na EES od szczytu Warownej Góry  
Strongly deformed quartz grain bent plastically around cracked plagioclase grain. Mag.  $80 \times$ . Nicols crossed. 550 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra
6. Prążki bliźniacze w plagioklastach wygięte przy kontakcie ziarna skaleniowego z lamina łyteczkową. Pow.  $80 \times$ . Nikole skrzyżowane. Lokalizacja jak wyżej  
Twin lamellae of plagioclase grain bent at its contact with mica lamina. Mag.  $80 \times$ . Nicols crossed. Localization as above
7. Zgranulowany kwarc, otaczający ziarno skalenia „obtoczone” w procesie mylonityzacji. Pow.  $90 \times$ . Nikole skrzyżowane. 350 m na W od szczytu Oboźnej  
Mosaic quartz around a feldspar grain rounded during mylonitization. Mag.  $90 \times$ . Nicols crossed. 350 m W of the summit of Mt. Oboźna
8. Agregat jasnego łyteczku rosnącego kosztem muskowitu zdeformowanego w czasie mylonityzacji. Pow.  $80 \times$ . Nikole skrzyżowane. 550 m na EES od szczytu Warownej Góry  
White mica aggregate growing at the expense of muscovite deformed during mylonitization. Mag.  $80 \times$ . Nicols crossed. 550 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra



1



2



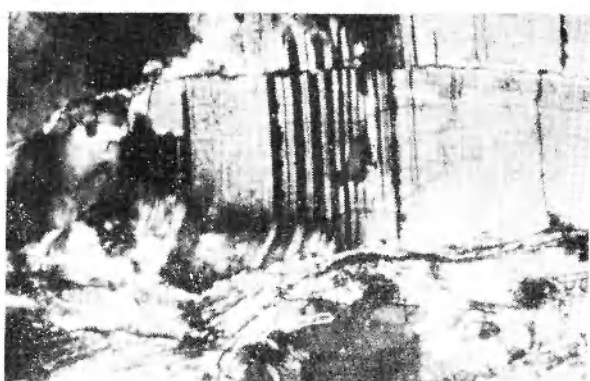
3



4



5



6



7



8

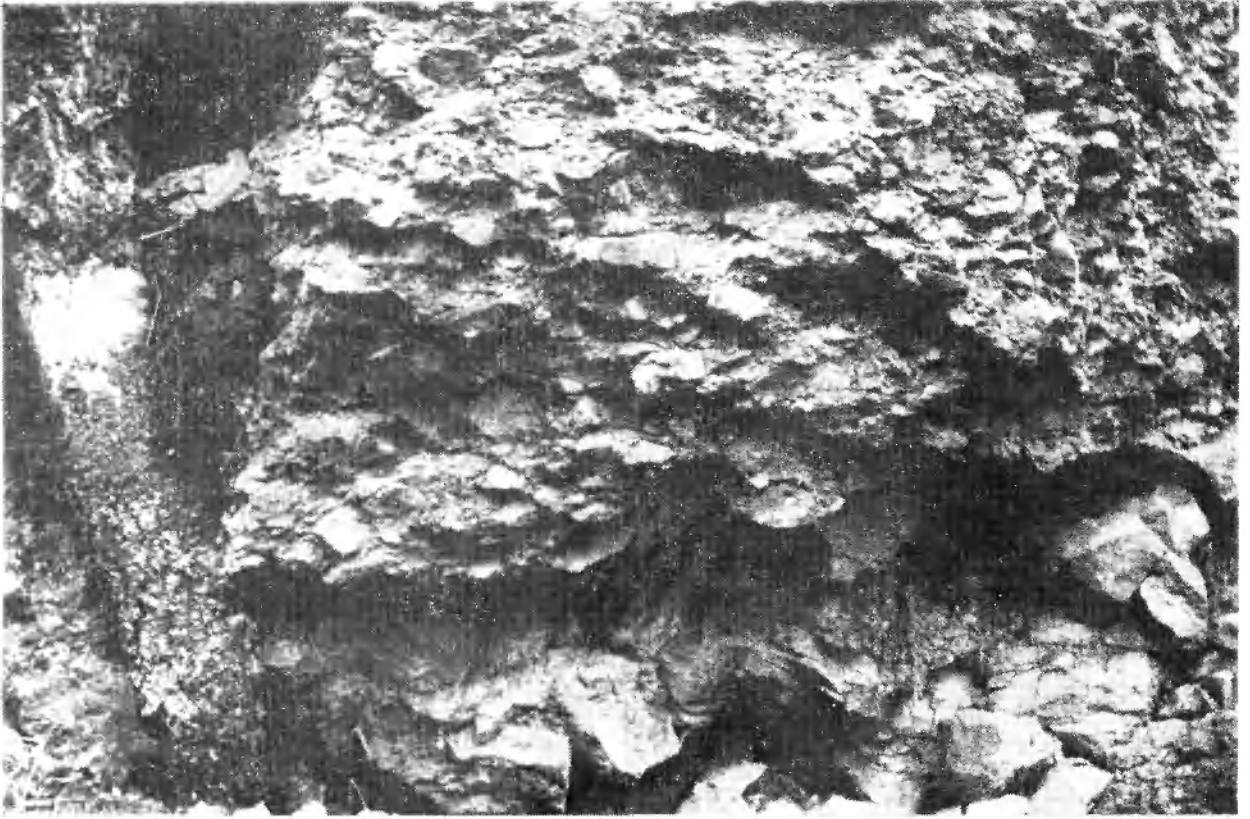
Antonina PACHOLSKA --- Breccje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich  
On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block

PLANSZA II

PLATE II

Brekcje gnejsowe przy południowym brzegu bloku sowiogórskiego  
Gneissic breccias at southern border of the Sowie Góry block

1. Brekcja osadowa dolnego karbonu Gór Bardzkich. 600 m na SSE od szczytu Oboźnej  
Sedimentary breccia of the Góry Bardzkie Lower Carboniferous sequence. 600 m SSE of the summit of Mt. Oboźna
2. Brekcja tektoniczna występująca w strefie o szerokości około 2 m, widocznej w środkowej części odsłonięcia. 300 m na W od szczytu Oboźnej  
Tectonic breccia occurring in 2 m wide zone seen at the middle of the exposure. 300 m W of the summit of Mt. Oboźna



1



2

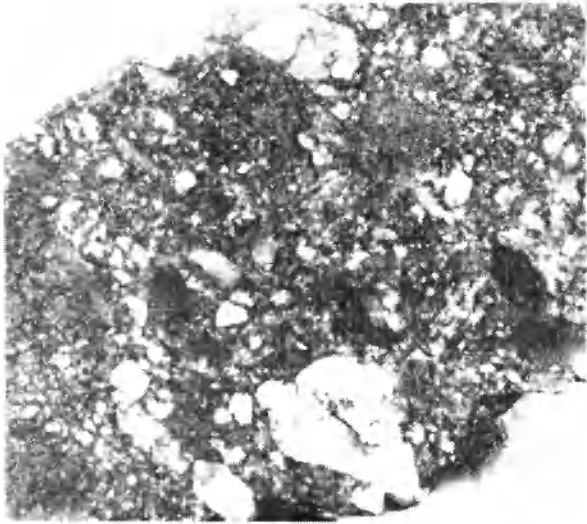
Antonina PACHOLSKA — Brekcie tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich  
On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block

PLANSZA III

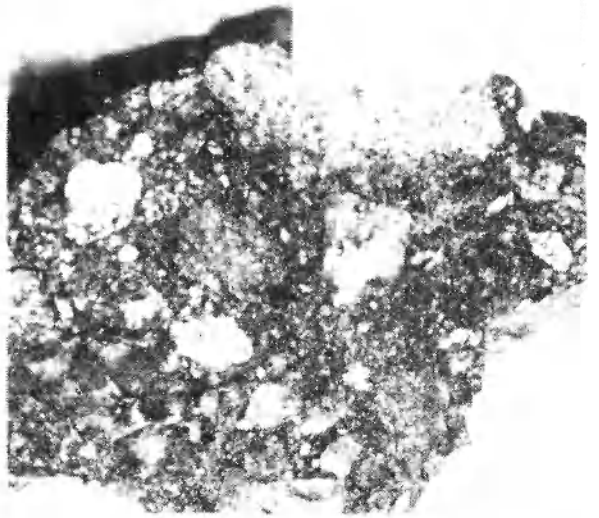
PLATE III

Wygląd makroskopowy brekcji gnejsowych  
Megascopic appearance of gneissic breccias

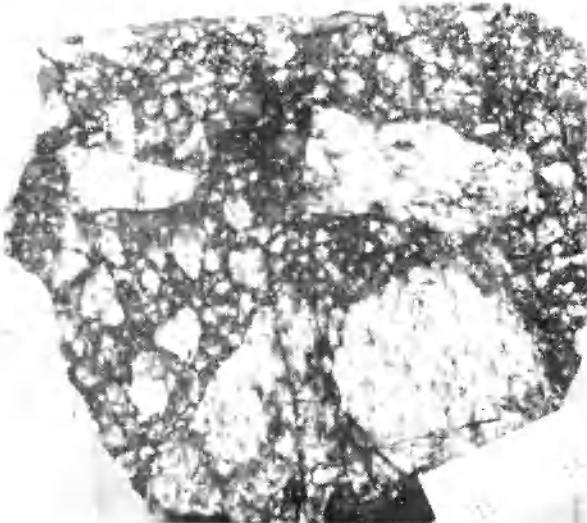
- 1, 2. Brekcja osadowa. Pow. 1,3 × 500 m na SSE od szczytu Oboźnej  
Sedimentary breccia. Mag. 1,3 × 500 m SSE of the summit of Mt. Oboźna
3. Brekcja tektoniczna powstała z granitognejsu mikroklinowego. Pow. 1,3 × 550 m na WWS od szczytu Warownej Góry  
Tectonic breccia derived from microcline granite gneiss. Mag. 1,3 × 550 m WWS of the summit of Mt. Warowna Góra
4. Brekcja tektoniczna powstała z paragnejsu oligoklazowo-biotytowego. Pow. 1,3 × 200 m na EES od szczytu Warownej Góry  
Tectonic breccia derived from oligoclase-biotite paragneiss. Mag. 1,3 × 200 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra
5. Brekcja tektoniczna. Strzałka wskazuje szczelinę rozdzielającą dwie części fragmentu gnejsowego, tworzące niegdyś jedną całość.  
Pow. 1,3 × 800 m na EEN od szczytu Warownej Góry  
Tectonic breccia. Arrow points to a crack dividing once one fragment of gneiss into two pieces. Mag. 1,3 × 800 m EEN of the summit of Mt. Warowna Góra
6. Brekcja tektoniczna. W niektórych partiach widoczna brekcja in situ. Pow. 1,3 × 350 m na SE od szczytu Koczana  
Tectonic breccia. Breccia in situ visible in some places. Mag. 1,3 × 350 m SE of the summit of Mt. Koczana



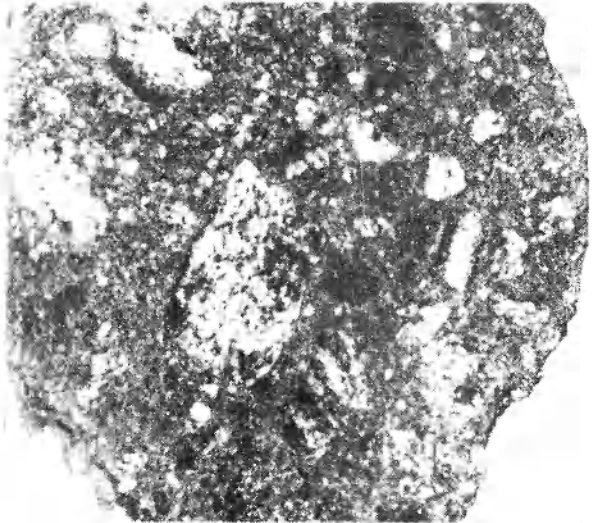
1



2



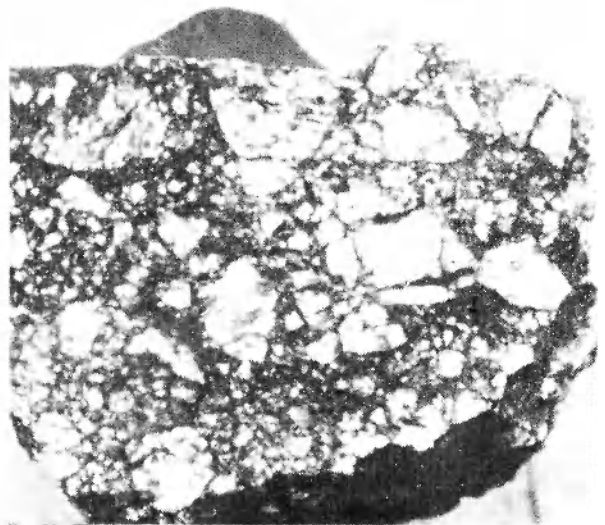
3



4



5



6

Antonina PACHOLSKA – Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich  
On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block

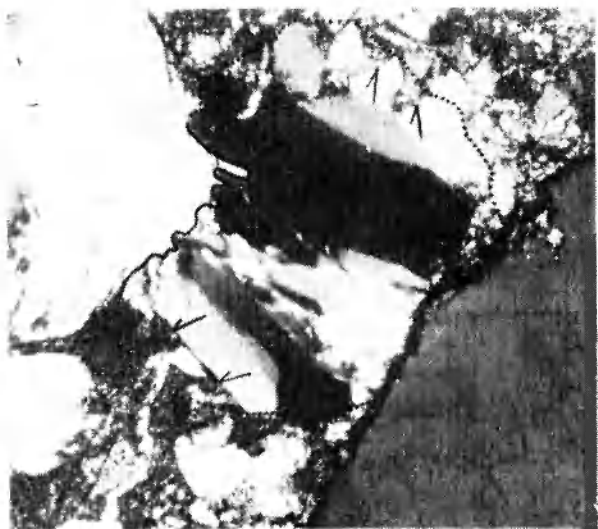
## PLANSZA IV

### PLATE IV

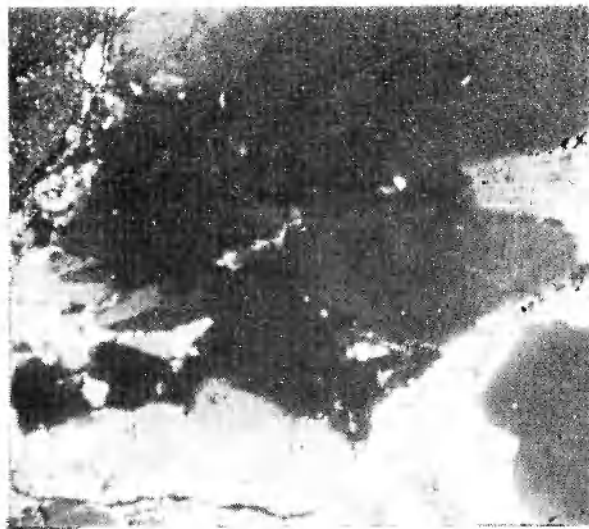
Procesy deformacji i rekrystalizacji w gnejsowych brekcjach osadowych i zlepieńcach  
Deformation and recrystallization processes in gneissic sedimentary breccias and conglomerates

1. Ziarno kwarcu zachowujące ciągłość po odkształceniu. Na granicy dwóch sąsiadujących ze sobą ziarna widoczny szew mikrostylolitowy (podkreślony linią ciągłą). Linią kropkowaną zaznaczono przypuszczalny pierwotny zarys zdeformowanego ziarna kwarcu, wypieranego przy brzegach przez minerały ilaste (strzałki). Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 600 m na SW od szczytu Chochoła Małego  
Quartz grain still continuous after deformation. Microstylolite seam along boundary of two neighbouring grains (solid line). Dots mark presumable former outline of the deformed quartz grain which is partly replaced by clay minerals (arrows). Mag. 90 ×. Nicols crossed. 600 m SE of the summit of Mt. Chochoł Mały
2. Zdeformowane ziarno kwarcu. Widoczne ostre granice między poszczególnymi pasmami falistego wygaszania światła. Małe jasne punkty to zrekrystalizowane elementy kwarcowe. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. Lokalizacja jak wyżej  
Deformed quartz grain. Visible sharp boundaries between strips of different extinction. Fine light points represent recrystallized quartz elements. Mag. 90 ×. Nicols crossed. Localization as above
3. Zdeformowane ziarno plagioklazu. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. Lokalizacja jak wyżej  
Deformed plagioclase grain. Mag. 90 ×. Nicols crossed. Localization as above
4. Zdeformowana blaszka muskowitu. Po jej prawej stronie widoczne zrekrystalizowane minerały ilaste. Pow. 225 ×. Nikole skrzyżowane. 550 m na SW od szczytu Warownej Góry  
Deformed muscovite flake. Recrystallized clay minerals seen right of it. Mag. 225 ×. Nicols crossed. 550 m SW of the summit of Mt. Warowna Góra
5. Zdeformowane wczesne spoiwo kalcytowe. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. Lokalizacja jak wyżej  
Deformed early calcite cement. Mag. 90 ×. Nicols crossed. Localization as above
6. Szczelina w ziarnie kwarcowym wypełniona kalcylem (k) i brunatno zabarwionym zwietrzałym węglanem (czarny). Minerale ilaste (i) tworzą agregaty w przestrzeniach między ziarnami detrytycznymi a dużym kryształem kalcytu postdeformacyjnego spoiwa. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 650 m na SW od szczytu Warownej Góry  
Crack in a quartz grain filled up with calcite (k) and rusty-brown weathering carbonate (black). Clay minerals (i) form aggregates in the voids between detritic grains and large calcite crystal of post-deformational cement. Mag. 90 ×. Nicols crossed. 650 m SW of the summit of Mt. Warowna Góra

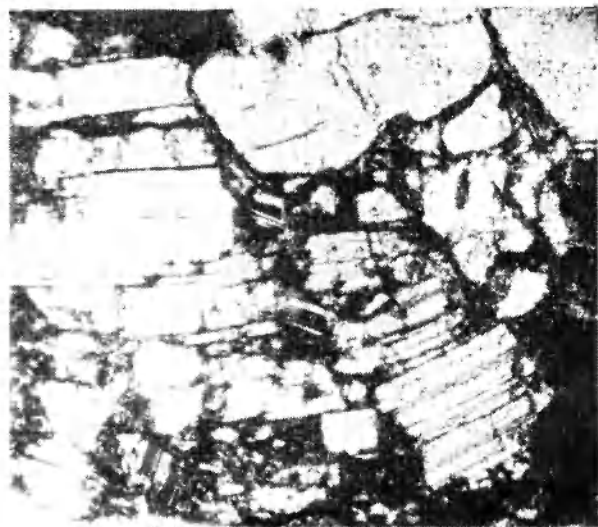




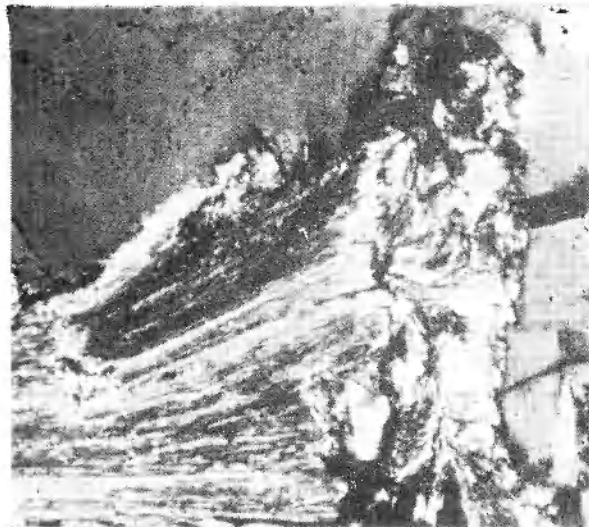
1



2



3



4



5



6

Antonina PACHOLSKA — Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich  
On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block

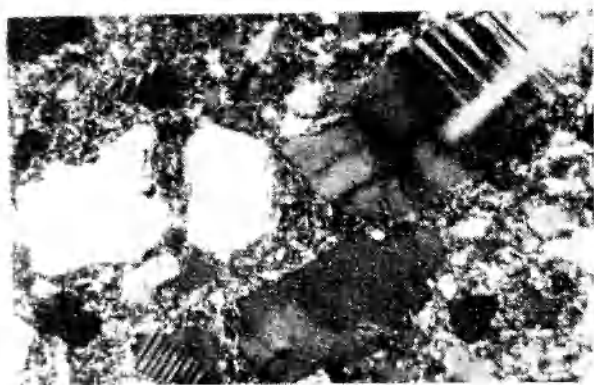
## PLANSZA V

### PLATE V

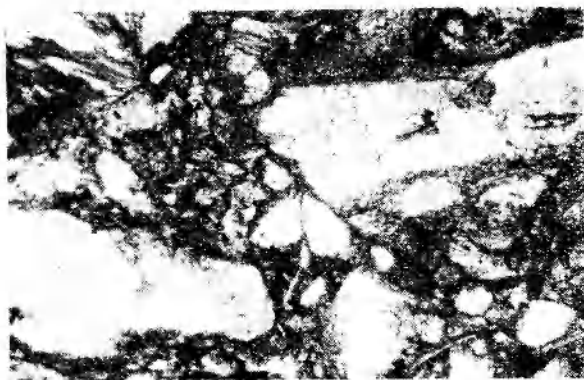
#### Procesy deformacji i rekrytalizacji w gnejsowych brekcjach tektonicznych

#### Deformation and recrystallization processes in tectonic gneiss breccias

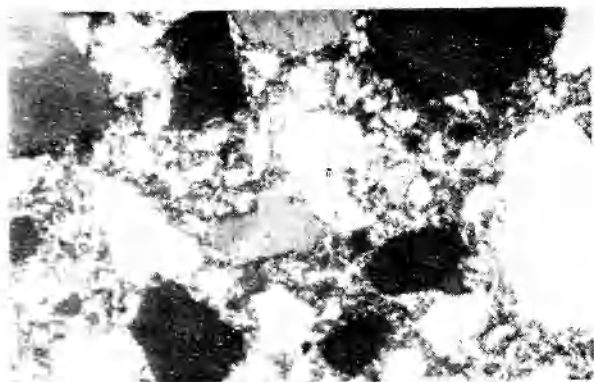
1. Brekcja powstała z gnejsu ubogiego w lyszczki. W jej drobnoziarnistym tle widoczne niewielkie blaszki zrekrystalizowanego serycytu. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 800 m na NE od szczytu Warownej Góry  
Breccia derived from mica-poor gneiss. Tiny scales of recrystallized sericite seen against fine-grained groundmass of breccia. Mag. 90 ×. Nicols crossed. 800 m NE of the summit of Mt. Warowna Góra
2. Brekcja powstała z gnejsu zawierającego dużo lyszczków. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 200 m na EEN od szczytu Bujaka  
Breccia derived from mica-rich gneiss. Mag. 90 ×. Nicols crossed. 200 m EEN of the summit of Mt. Bujak
3. Brekcja utworzona z gnejsu, w którym kwarc wykazywał prawie jednolite znikanie światła. Okruchy kwarcu w brekcji też jednolicie wygaszają światło. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 800 m na NE od szczytu Warownej Góry  
Breccia derived from gneiss having quartz with uniform extinction. Fragments of quartz in breccia display uniform extinction as well. Mag. 90 ×. Nicols crossed. 800 m NE of the summit of Mt. Warowna Góra
4. Skruszone ziarno kwarcu, którego fragmenty uległy nieznacznym przemieszczeniom. Strzałki wskazują zrekrystalizowany kwarc. W przestrzeniach między ziarnami kwarcu występuje brunatno zabarwiony zwietrzały węglan impregnujący brekcję (czarne plamki). Pow. 80 ×. Nikole skrzyżowane. 200 m na EES od szczytu Warownej Góry  
Crushed quartz grain whose fragments were slightly displaced. Arrows point to recrystallized quartz. In voids between quartz occur rusty-brown weathering carbonate to impregnate the breccia (black spots). Mag. 80 ×. Nicols crossed. 200 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra
5. Skruszone ziarno skaleni. Pow. 225 ×. Nikole skrzyżowane. 800 m na EEN od szczytu Warownej Góry  
Crushed feldspar grain. Mag. 225 ×. Nicols crossed. 800 m EEN of the summit of Mt. Warowna Góra
6. Schlorityzowany biotyt silnie wygięty w sąsiedztwie „obtoczonego” okruchu skaleniowo-kwarcowego w brekcji powstałej z paragnejsu obfitującego w lyszczki. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 350 m na EES od szczytu Warownej Góry  
Chloritized biotite strongly bent near “rounded” quartz-feldspar fragment in breccia derived from mica-rich paragneiss. Mag. 90 ×. Nicols crossed. 350 m EES of the summit of Mt. Warowna Góra
7. Brunatno zabarwiony zwietrzały węglan (czarny) i minerały ilaste (strzałka) wypełniają szczelinę w słabo zbrekcjowanym gnejsie. Pow. 90 ×. Nikole skrzyżowane. 550 m na WWS od szczytu Warownej Góry  
Brown weathering carbonate (black) and clayey minerals (arrow) filling cracks in weakly brecciated gneiss. Mag. 90 ×. Nicols crossed. 550 m WWS of the summit of Mt. Warowna Góra
8. Zrekrystalizowany chloryt w drobnoziarnistym tle brekcji powstałej z gnejsu bogatego w biotyt. Pow. 225 ×. Nikole skrzyżowane. 200 m na WVN od szczytu Bujaka  
Recrystallized chlorite in fine groundmass of breccia derived from biotite-rich gneiss. Mag. 225 ×. Nicols crossed. 200 m WVN of the summit of Mt. Bujak



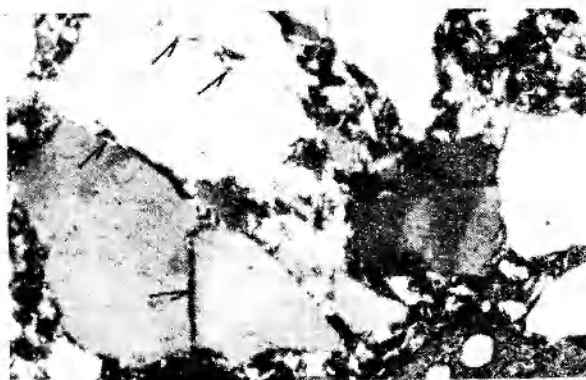
1



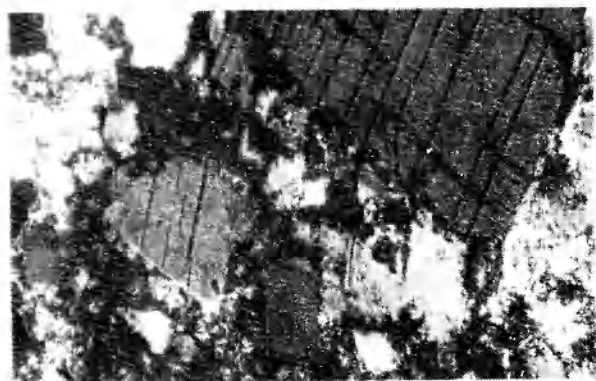
2



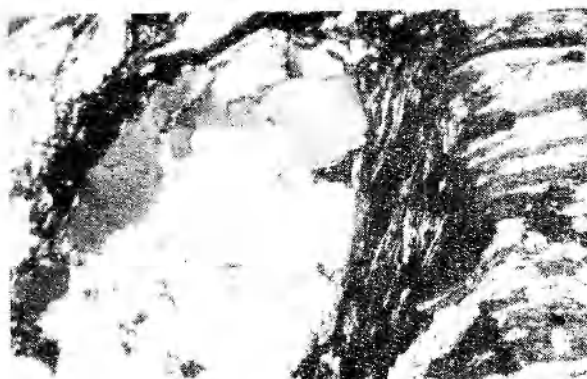
3



4



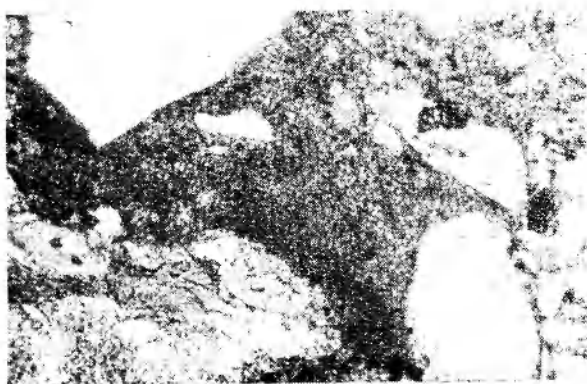
5



6



7



8

Antonina PACHOLSKA – Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich  
On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block