

JULIUSZ TEISSEYRE

Budowa geologiczna elementu Strugi

STRESZCZENIE: Opierając się na pracach ziemnych i na badaniach petrograficznych diabazów oraz łupków i szarogłazów górnodewońskich, wchodzących w skład elementu Strugi, autor skłania się do przyjęcia górnokambryjskiego wieku diabazów oraz stwierdza, że element Strugi stanowi raczej wycisnięcie odkorzenionych partii podłoża (kulmu depresji Świebodzie, niż płat nasunięty z północy.

WSTĘP

Na granicy depresji Świebodzie i niecki śródsudeckiej, pomiędzy wsią Struga na południowym wschodzie a wsią Stare Bogaczewice na północnym zachodzie, ukazuje się struktura znana w nowszej literaturze (H. Teisseyre 1952) pod nazwą elementu Strumyka. W związku z zaszłą w międzyczasie zmianą nazwy wsi Strumyk na Struga, autor niniejszej pracy proponuje zmianę nazwy tejże struktury na element Strugi oraz analogiczną zmianę nazwy uskoku Strumyka na uskok Strugi. Położenie elementu Strugi i jego stosunek do sąsiadujących jednostek tektonicznych wyższego rzędu przedstawia szkic tektoniczny (fig. 1).

Element Strugi występuje w intersekcji w postaci ciała soczewkowego zbudowanego z diabazów, zaliczanych do wyższego kambru oraz skał osadowych wieku górnodewońskiego. Soczewa ta wydłużona jest w kierunku WNW-ESE; jej dłuższa oś mierzy około 3 km, a krótsza około 1 km. Granice elementu i to zarówno pn.-wschodnia jak i pd.-zachodnia mają charakter dyslokacyjny. Pd.-zachodnią granicą omawianej struktury jest uskok Strugi (Adelsbacher Störung geologów niemieckich). Jest to walna dyslokacja, oddzielająca depresję Świebodzie od niecki śródsudeckiej. Podkreślić należy, że element Strugi leży na osi synkliny. Jednocześnie jednak występuje on na przedłużeniu klina gnejsowego Gór Sowich, obciętego tępo uskokiem w okolicach Szczawienka. Są to niewątpliwie struktury różnowiekowe. Najstarszą z nich są gnejsy Gór Sowich, później zapewne zarysowała się synklina Szczawienka, a najmłodszą strukturą jest prawdopodobnie element Strugi.

Historia badań geologicznych na opisywanym obszarze sięga po-

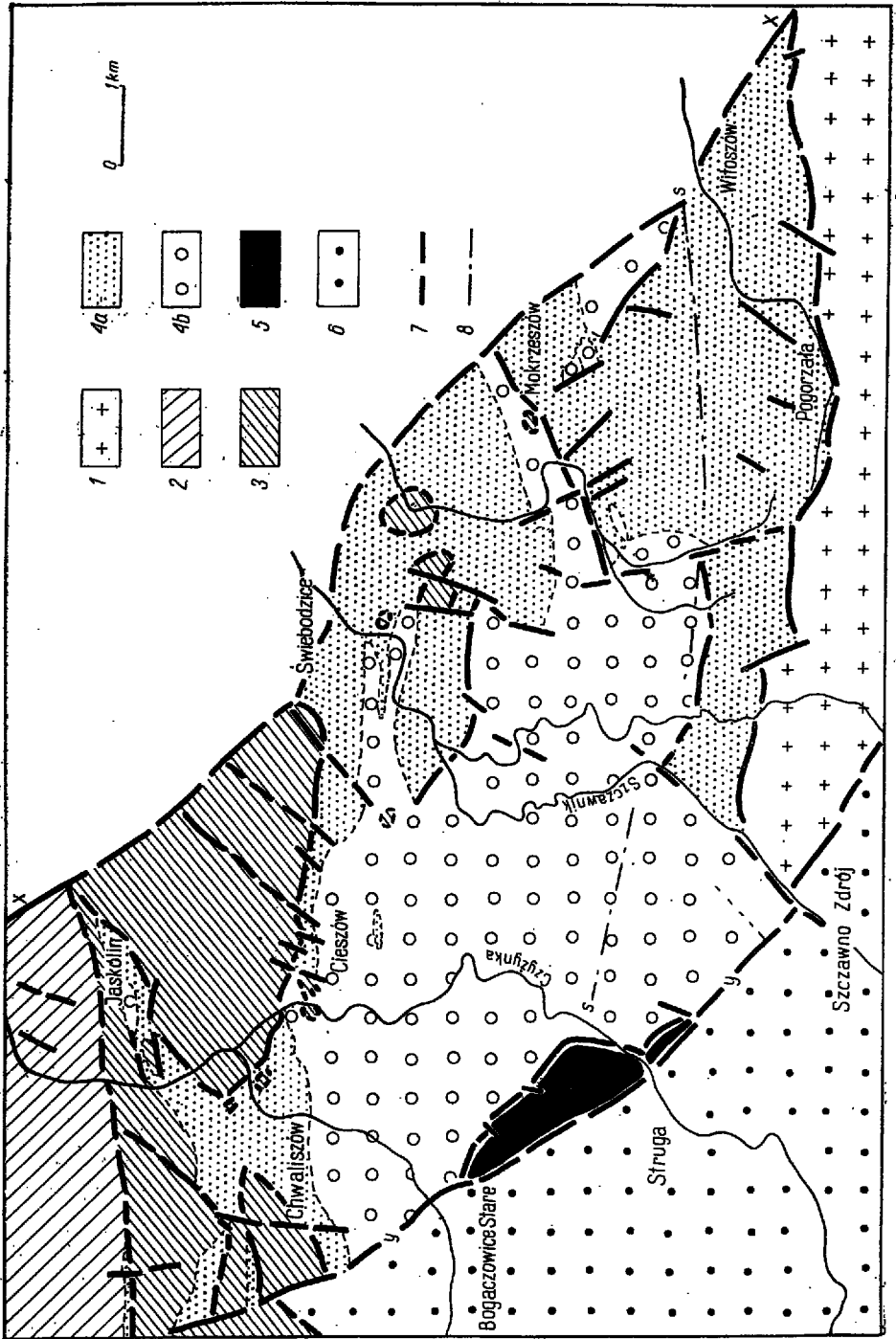


Fig. 1

czątku bieżącego stulecia. Szczegółową mapę geologiczną, wraz z objaśnieniami, opracowali wówczas geolodzy niemieccy Dathe, Berg i Zimmermann (1912). Tektoniką i wiekiem osadów dewońskich tych okolic zajmował się E. Bederke (1924, 1929). H. Murawski (1943) jako pierwszy zaliczył diabazy, występujące na arkuszu Świebodzice, do wyższego kambru; łącząc je z podobnymi skałami Gór Kaczawskich.

Element Strugi był interpretowany przez geologów niemieckich jako horst (Adelsbacher Horst). Interpretacja powyższa nie da się pogodzić z szeregiem obserwowanych szczegółów i, jak wykazał H. Teisseyre (1952), jest raczej mało prawdopodobna. Wynikiem obserwacji, poczynionych przez H. Teisseyre'a, jest próba zinterpretowania elementu Strugi jako mas nasuniętych. Element Strugi, według tego autora, podobnie jak płat Jaskulina i wiele drobniejszych wystąpień diabazów w północnej części depresji Świebodzic, stanowi fragment mas, nasuniętych z południowego obrzeża Gór Kaczawskich na fałdującą się w tym okresie depresję Świebodzic. Ruchy powyższe należałyby prawdopodobnie do wstępnych faz orogenezy waryscyjskiej (H. Teisseyre 1949).

Ostatnio K. Łydka (1958) uznał wiek diabazów elementu Strugi za górnodewoński, powracając tym samym do starych koncepcji geologów niemieckich (Dathe, Berg & Zimmermann 1912). Dyskusja nad wiekiem skał diabazowych będzie rozważona obszerniej w części szczegółowej.

Praca niniejsza ma być próbą sprawdzenia dotychczasowych hipotez. W tym celu przy użyciu wkopów wykonano nowe szczegółowe zdjęcia kartograficzne. Szczególną uwagę zwrócono przy tym na zjawiska drobnej tektoniki, a także zbadano skały mikroskopowo.

Szkic tektoniczny depresji Świebodzic
(według H. Teisseyre'a, znacznie schematyzowany)

1 gnejsy Gór Sowich; 2 jednostka Dobromierza; 3 jednostka Cieszowa; 4 depresja Świebodzic: a dewon, b kulm; 5 element Strugi; 6 kulm niecki śródsudeckiej; 7 dyslokacje: x-x uskoki sudecki brzeżny, y-y uskoki Strugi; 8 osie synklin — s-s osie synkliny Szczawienka

Tectonic sketch map of the Świebodzice depression
(after H. Teisseyre, much simplified)

1 gneisses of the Sowie Góry; 2 Dobromierz Unit; 3 Cieszów Unit; 4 Świebodzice depression: a Devonian, b Culm; 5 Struga element; 6 Culm of the Middle Sudetic Trough; 7 dislocations: x-x Sudetic marginal fault, y-y Struga fault; 8 syncline axis — s-s axis of Szczawienko syncline

PRZEGLĄD STRATYGRAFICZNO-LITOLOGICZNY

Diabazy elementu Strugi

Skały te występują w głównej swej masie wzdłuż pn.-wscho. krawędzi elementu Strugi. Nie tworzą one zwartej masy, ale są roz na szereg brył o zarysie soczewkowatym, lub też nieregularnym.

Obraz intersekcyjny skał diabazowych nie daje się interpretow. jako jakiegokolwiek regularniejsze formy występowania wulkanitów cz, też skał żyłowych, jak sille, dajki, pokrywy bądź potoki. Podkreślić tu należy, że nigdzie na obszarze elementu Strugi ani też w innych okolicach depresji Świebodzic nie obserwowano termicznego kontaktu diabazów ze skałami dewonu.

Diabazy makroskopowo przedstawiają się jako skały zbite, afanitowe, koloru ciemnoszarego do prawie czarnego z odcieniem zielonkawym, a miejscami sinym. Na skutek wietrzenia ich barwa zmienia się na stalowo-zieloną lub brązową. Płaszczyzny spekań tych skał pokryte są rdzawym lub wiśniowym nalotem. Obserwowano na nich także nacieki tlenków manganu.

W odkrywce 2 obserwowano relikty struktur „pillow lava“. Biorąc pod uwagę dłuższe osie „poduszek“, są one tam ustawione prawie pionowo (pl. XXIX). Należy jednak zaznaczyć, że struktury te są wykształcone w sposób niezbyt typowy. Trudno zatem przewidzieć z zupełną pewnością, czy są to relikty struktur poduszkowych czy może formy te mają charakter wtórny (boudinage) i są efektem oddziaływania tektoniki.

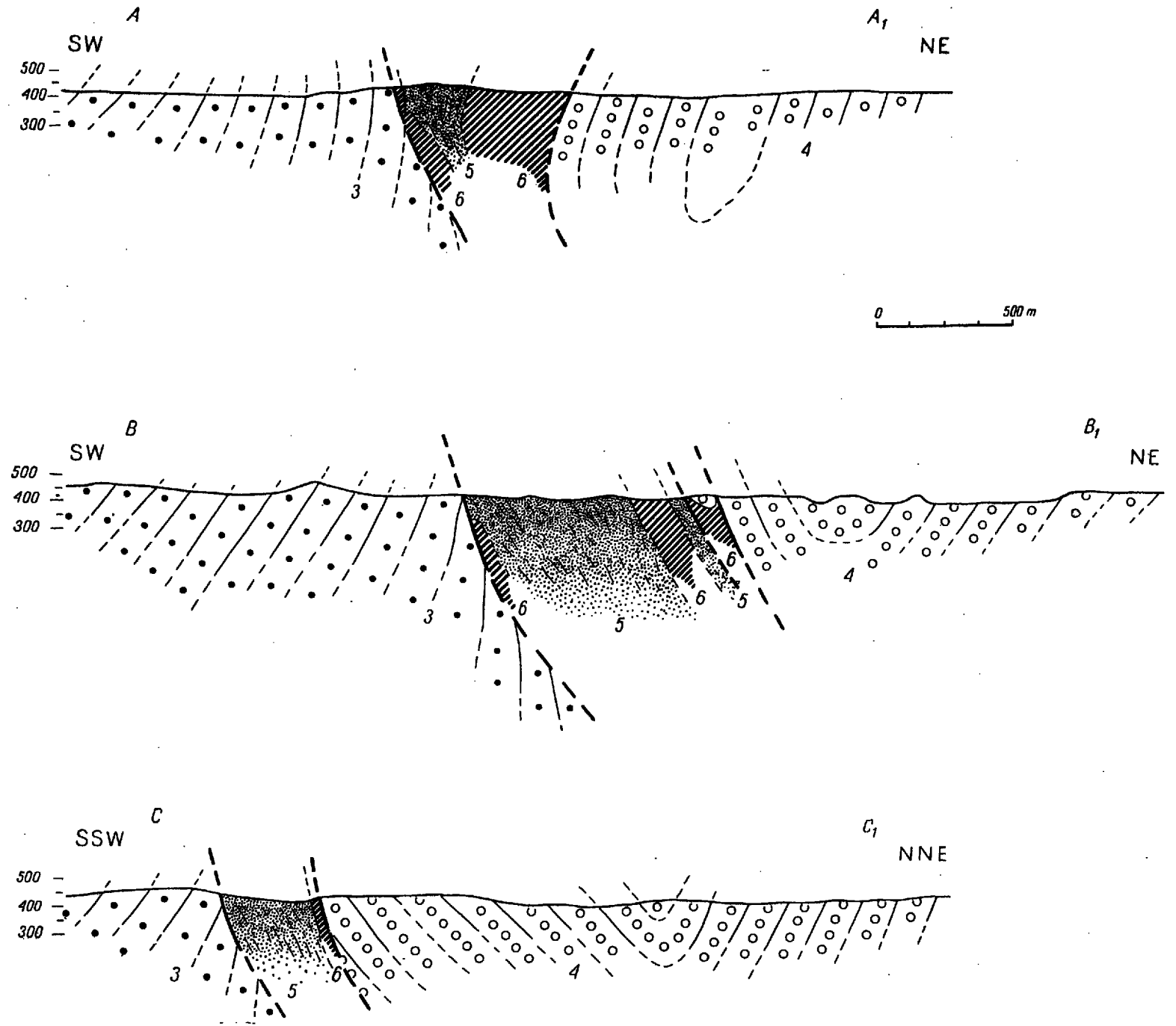
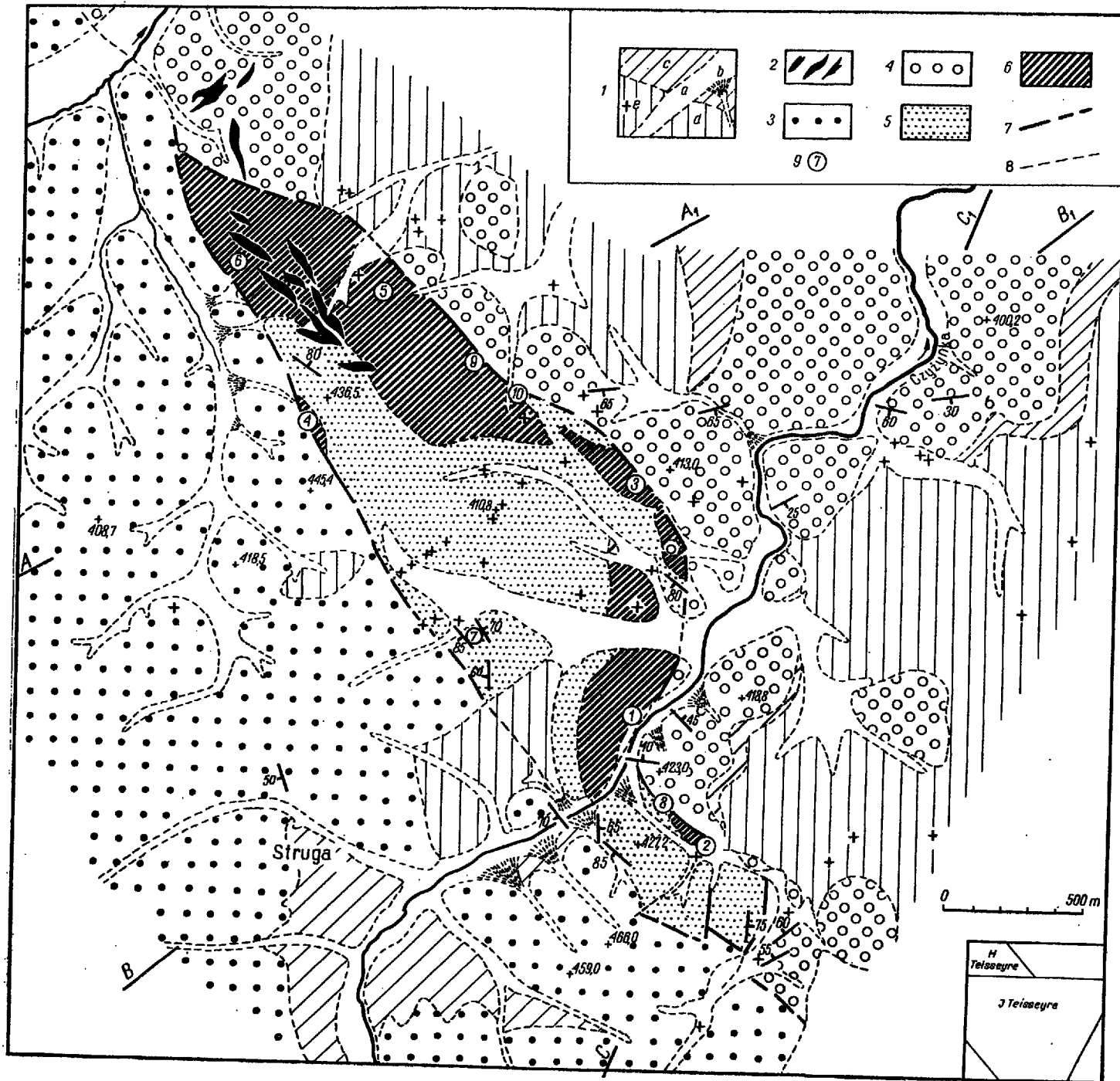
Opisy mikroskopowe

Obraz mikroskopowy tych dość monottonnych makroskopowo skał jest bardziej urozmaicony. Można tu wydzielić odmianę holokrystaliczną oraz hipokrystaliczną. Rozmieszczenia tych odmian oraz ich zasięgu nie sposób ustalić, wobec słabego stosunkowo odkrycia terenu, a przede wszystkim bardzo dużej ich zmienności na niewielkich nawet odcinkach.

Odmiana holokrystaliczna. — Znana jest ona między innymi z odkrywek 3 i 6 oraz rowu poszukiwawczego 8, gdzie występuje obok odmiany hipokrystalicznej.

Odmianę tę charakteryzuje struktura ofitowa (pl. XXX), miejscami intergranularna. Szkielet struktury stanowią listewki plagioklazów, miejscami bardzo silnie wydłużone, natomiast w partiach grubiej ziarnistych (odkrywka 3) wykazują one niekiedy pokrój tabliczkowaty. Normalna budowa pasowa jest szczególnie dobrze widoczna w formach tabliczkowatych.

Mapa geologiczna i przekroje okolic Strugi
 Geological map and cross-sections of the region of Struga



1 czwartorzęd: a napływ den dolinnych, b stożki napływowe i usypiskowe, c gliny zboczowe, d gliny zwałowe, e glazy narzutowe; 2 ryolity (młodowaryscyjskie skały żyłowe i wulkaniczne); 3 kulum z Lubomina (dolny karbon); 4 kulum z Chwaliszowa (dolny karbon); 5 szarogłazy i łupki (górny dewon); 6 diabazy (górny kambr?); 7 uskoki; 8 przypuszczalny przebieg uskoku pod utworami czwartorzędowymi; 9 odkrywki, wykopy i rowy wymienione w tekście. A-A₁, B-B₁, C-C₁ linie przekrojów

1 Quaternary: a fluvial deposits, b alluvial fans and talus, c slide-weathering material, d boulder clay, e erratics; 2 rhyolites (Young-Variscian vein- and volcanic rocks); 3 Culm of Lubomina (Lower Carboniferous); 4 Culm of Chwaliszów (Lower Carboniferous); 5 graywackes and shales (Upper Devonian); 6 diabases (Upper Cambrian?); 7 faults and thrust; 8 hypothetical faults and thrusts covered by Quaternary; 9 exposures and trenches described in the Polish text. A-A₁, B-B₁, C-C₁ cross-sections

Stopień zaawansowania procesów serycytyzacji jest bardzo zmienny, a różnice dostrzegalne są nie tylko pomiędzy poszczególnymi preparatami ale również w różnych miejscach tego samego preparatu. Proces serycytyzacji postępuje od jądra kryształów ku obwódkom. W dość rzadkich przypadkach, a mianowicie w preparacie z odkrywki 6, obserwowano wypieranie plagioklazów przez chloryt (pl. XXXI, fig. 1). Proces ten postępuje od centrum ku partiom obwodowym kryształów. Chloryt wypierający plagioklaz ma cechy optyczne penninu.

Plagioklaz występujący w tych skałach zawiera przeciętnie 25-33% An. Być może, że centralne partie kryształów zawierają niekiedy więcej anortytu niż to jest podane powyżej. Silna nader serycytyzacja jąder kryształów uniemożliwia tu jakikolwiek pomiar. Z drugiej strony zawartość anortytu w partiach peryferycznych niektórych kryształów spada niekiedy do około 20%.

Listewkowe najczęściej plagioklasy tworzą dość regularną sieć, w której oczkach tkwią augity. Augity te bliskie są diopsydowi, na co wskazuje kąt z/γ 40° .

Brak tu zupełnie oliwinu, co zgodnie podkreślają wszyscy dotychczasowi badacze. Istnieją natomiast wypełnienia kalcytowe, bądź też kalcytowo-chlorytowe, z rzadka zawierające serpentyn, które ze względu na swój pokrój uważane być mogą za pseudomorfozy po oliwinie. Zostały one opisane już przez K. Łydkę (1958). Zarówno regularne pseudomorfozy jak też i występujące niekiedy nieumiarowe skupienia serpentynu są tworamii raczej rzadkimi. Przemawiałoby to za akcesoryczną rolę pierwotnego oliwinu w opisywanych skałach.

Augity wykazują dużą odporność na zmiany wtórne. W niektórych partiach, a szczególnie w silnie zaangażowanych tektonicznie częściach skały, są one wypierane przez zespół kalcyt-pennin, jak to stwierdzono w odkrywce 6, lub zespół kalcyt-klinochlor-pennin występujący w odkrywce 3.

W skałe z odkrywki 3 klinochlor występuje również samodzielnie, wypełniając nieregularne próżnie a rzadziej niewielkie żyłki.

Lokalnie obserwowano ciekawe zjawisko polegające na zupełnym zastąpieniu ciemnych składników skały przez kalcyt, przy dobrej konserwacji pierwotnej ofitowej struktury (pl. XXX). Udział chlorytu i serpentynu wśród produktów wtórnych przemian minerałów ciemnych jest tu zupełnie znikomy. Proces ten w tak zaawansowanym stadium rozwojowym jest znany jedynie z niektórych partii rowu 8, i ma on zapewne zupełnie lokalne znaczenie. Przypuszczalnie zjawisko wypierania ciemnych składników skały przez kalcyt jest stosunkowo młodym procesem, któremu mogły utorować drogę liczne żyły kalcytowe związane z obserwowanym tu uskokiem (por. fig. 4).

Magnetyt, obserwowany w zmiennych ilościach we wszystkich

zbadanych próbkach, przetyka w postaci drobnych automorficznych kryształów inne składniki skały. W partiach silnie tektonicznie zaburzonych, a szczególnie na pęknięciach, ślizgach, itp., magnetyt przechodzi w hematyt lub w limonit.

Cechy strukturalne, skład mineralny, jak również charakter wtórnych zmian tej skały dość dobrze odpowiadają charakterystyce diabazów podanej przez Brongniarta.

Odmiana hipokrystaliczna. — Odmiana ta znana jest z większej ilości punktów, między innymi z odkrywek 1 i 2 oraz z rowu 8, gdzie występuje ona obok odmiany holokrystalicznej, ponadto stwierdzono jej występowanie w dwu wykopach umiejscowionych w NW narożu elementu Strugi, nie oznaczonych na mapie.

Skały zaliczone do tej odmiany charakteryzują się strukturą intersertalną (pl. XXXI, fig. 2; pl. XXXII, fig. 1), miejscami pseudowariolitową (pl. XXXII, fig. 2). W przypadku struktury intersertalnej przestrzenie pomiędzy silnie wydłużonymi listewkami plagioklazów wypełnione są szkliwem. Szkliwo rzadko tylko jest przejrzyste i bezbarwne, przeważnie zostało zabarwione na kolor szaro-brunatny lub czerwono-brunatny, niekiedy jest prawie zupełnie nieprzejrzyste na skutek wytrącenia znacznych ilości wtórnych związków żelaza. Pod skrzyżowanymi nikolami obserwować można silniej lub słabiej zaawansowane odszklenie. Z odszkleniem tła szklistego (mezostasis) łączy się niekiedy chlorytyzacja, a niekiedy kalcytyzacja. W szkliwie występują niekiedy niewielkie agregatowe skupienia, zbudowane najprawdopodobniej z augitu.

Plagioklasy w większości przypadków zawierają około 20% anortytu, a niekiedy zawartość tego składnika spada do 12%. Listewki plagioklazów zrastają się niekiedy w pędzelkowate bądź też palczaste skupienia, dając przejścia do struktury pseudowariolitowej (pl. XXXII, fig. 2). Ta odmiana strukturalna charakteryzuje się wyraźnie mniejszą zawartością szkliwa.

Wydaje się, że proponowany przez K. Lydkę (1958) termin „spilit“ można by odnieść jedynie do opisanej wyżej odmiany hipokrystalicznej, a ściślej do jej najsilniej załbityzowanych ogniw.

Deformacje tektoniczne

We wszystkich opisywanych tu odmianach skalnych można było obserwować szereg zjawisk mających swe źródło w silnym tektonicznym zaangażowaniu tych skał.

W odmianie holokrystalicznej obserwowano niejednokrotnie słabsze lub silniejsze spękanie i zuskokowanie lametek plagioklazu. W pew-

nych przypadkach dochodzi do zupełnego rozbicia poszczególnych osobników na niewielkie okruchy. Ciemne składniki skały zostały w tych przypadkach zastąpione bez reszty przez agregat kalcytowo-chlorytowy z niewielkim na ogół udziałem serpentynu. Pierwotna struktura skały jest wówczas zupełnie zatarta. Mniejsze lub większe okruchy silnie z reguły zsercytyzowanego plagioklazu tkwią w drobnokrystalicznej masie chlorytowo-kalcytowej. Przypomina to nieco obraz struktury porfirowej.

Nieco inaczej reagują na naciski tektoniczne skały odmiany hipokrystalicznej. Najczęściej występuje tu pokruszenie całej skały na mniejsze bądź też większe bryłki, a przestrzenie pomiędzy nimi wypełnione są kalcytem, lub niekiedy agregatem kalcytowo-albitowym.

Przy dalej posuniętym zbrekcjowaniu skały dochodzi do rozmielenia sporych partii na drobnokrystaliczną masę, słabo reagującą na światło spolaryzowane. Masa ta jest najczęściej scementowana kalcytem bądź hematytem. Wśród partii rozmielonych tkwią mniejsze lub większe bryłki o prawie nienaruszonej strukturze pierwotnej.

Skład chemiczny diabazów

Dla bliższego określenia przynależności systematycznej diabazów oraz porównania ich z podobnymi skałami Gór Kaczawskich wykorzystano materiały znajdujące się w zbiorze analiz chemicznych H. Pendiasa i S. Maciejewskiego (1959).

Tabela (Chart) 1

Skład normatywny skały — przeliczył A. Maciejewski
Normativ composition by S. Maciejewski

SiO ₂	49,62		
TiO ₂	1,75	kwarc (quartz)	—
Al ₂ O ₃	15,16	ortoklaz (orthoclase)	3,9
Fe ₂ O ₃	5,81	albit (albite)	39,8
FeO	6,04	anortyt (anortite)	18,4
MnO	—	korund (corundium)	—
MgO	4,83	tenardyt (tenardite)	0,1
CaO	8,86	diopsyd (diopside)	17,6
Na ₂ O	4,79	hypersten (hipersten)	—
K ₂ O	0,73	enstatyt (enstatite)	—
H ₂ O	2,56	oliwin (olivine)	5,8
P ₂ O ₅	0,21	magnetyt (magnetite)	8,4
CO ₂	—	ilmenit (ilmenite)	3,3
SO ₃	0,09	apatyt (apatite)	0,3
		subst. org. (organic subst.)	—
Suma	100,45	kalcyt (calcite)	
		H ₂ O	2,56

Diabazy Strugi były analizowane przez A. Eyme'a, wyniki analizy przytaczam poniżej. Analizowana skała pochodziła prawdopodobnie z odkrywki 5.

Wyliczony ze składu chemicznego skład normatywny pozwolił na umieszczenie badanej skały w diagramie systematycznym Johannsen-Niggli w modyfikacji K. Smulikowskiego (1934) (fig. 2). W podany sposób umieszczono na tymże wykresie 18 analiz diabazów z różnych partii Gór Kaczawskich.

Jak widać, diabazy Strugi wypadają w tym wykresie w polu andezytów. W polu tym mieści się również większość punktów odpowiadających diabazom Gór Kaczawskich. Otrzymany z przeliczenia analizy chemicznej

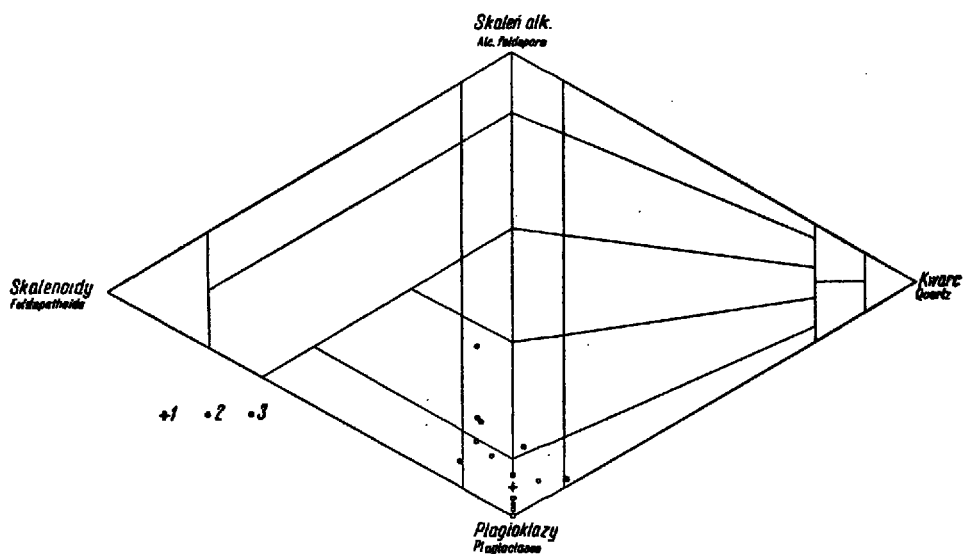


Fig. 2

Położenie diabazów Gór Kaczawskich i diabazów Strugi w wykresie klasyfikacyjnym Johannsen-Niggli-Smulikowski

- 1 diabaz elementu Strugi o zawartości An. w plagioklazie normatywnym 27%,
- 2 diabazy Gór Kaczawskich o zawartości An. w plagioklazie normatywnym do 50%,
- 3 diabazy Gór Kaczawskich o zawartości An. w plagioklazie normatywnym ponad 50%

Position of the Góry Kaczawskie diorites and the Struga diorites plotted against Johannsen-Niggli-Smulikowski classification diagram

- 1 diorite of Struga, normative plagioclase 27% An.; 2 diorites of Góry Kaczawskie, normative plagioclase up to 50% An.; 3 diorites of Góry Kaczawskie, normative plagioclase above 50% An.

skład normatywnego plagioklazu w diabazie Strugi wykazuje zawartość anortytu 27%. Znamienny jest fakt, że podobne wartości dała większość oznaczeń optycznych w diabazach Strugi. Ze zbliżoną zawartością pro-

centową anortytu spotykamy się też często w diabazach Gór Kaczawskich, co wynika z prac M. Turnau-Morawskiej (1953) i K. Lydki (1953).

Forma występowania

Jak to już było powiedziane powyżej, diabazy elementu Strugi nie wykazują jakichkolwiek regularnych form występowania. Obserwowane formy mają charakter wtórny, a ich zarysy poddyktowane są stylem lokalnej tektoniki. W tej sytuacji jedynymi wskazówkami co do pierwotnych form występowania tych skał mogą być wnioski wyciągnięte z obserwacji strukturalnych i teksturalnych. I tak wydaje się, że wyróżniona tu odmiana hipokrystaliczna z charakterystyczną dla niej strukturą intersertalną lub pseudowariolitową mogłyby odpowiadać pokrywom lub potokom lawowym. Obserwowane w odkrywcę 2 relikty struktur „pillow lava“ (pl. XXIX) świadczą o podmorskim charakterze tego wulkanizmu. Natomiast liczne wystąpienia odmiany holokrystalicznej diabazów o wszelkich cechach skał żyłowych wskazują na późniejsze intruzje w starsze pokrywy lawowe.

Problem wieku skał diabazowych

Wiek skał diabazowych nie jest bezpośrednio udowodniony. Wszystkie bowiem kontakty tych skał na obszarze depresji Świebodzie mają charakter tektoniczny.

Poniżej przytoczone będą najważniejsze opinie na temat wieku skał diabazowych w porządku chronologicznym. Dathe, Berg i Zimmermann (1912) uważali skały diabazowe za dewońskie, nie precyzując dokładnie ich wieku. Sądząc z wypowiedzi tych badaczy, bliskie sąsiedztwo terenowe diabazów oraz łupków i szarogłazów dewonu było dla nich wystarczającą przesłanką równowiekowości tych skał. E. Bederke (1924, 1926) uważał, że są one w każdym razie wieku przeddewońskiego. H. Murawski (1943) przypisuje diabazom, występującym w północnej części depresji Świebodzie, oraz podobnym do nich diabazom elementu Strugi wiek wyższego kambru. Jako podstawę do takiej paralelizacji przyjął on daleko posunięte podobieństwo litologiczne tych skał do diabazów, wchodzących w skład serii zieleńcowej Gór Kaczawskich. Pogląd ten uzyskał swoje uzasadnienie tektoniczne w późniejszych pracach H. Teisseyre'a (1947, 1952, 1956), traktujących wszelkie wystąpienia diabazów na obszarze depresji Świebodzie jako utwory związane z kaledonikum kaczawskim i nasunięte na skały kompleksu waryscyjskiego.

Dodać należy, że sąsiadująca od północy z depresją Świebodzie jednostka Dobromierza zbudowana jest głównie z serii zieleńcowej. Zieleńce te niemal zupełnie pozbawione są odmian masywnych, które można by paralelizować z wystąpieniami diabazów w depresji Świebodzie. Przyj-

mując koncepcję dużych nasunięć, należałoby diabazy te odnieść do jakiejś jednostki wyższej.

W ostatnim czasie K. Łydka (1958) powrócił do zarzuconych hipotez geologów niemieckich, traktujących diabazy jako wulkanity dewońskie, o czym już wyżej wspomniano. Autor ten ponadto wprowadza termin *spilit* na miejsce dawniej używanego *diabaz*. Wydaje się jednakże, że zarówno rewizja poglądów na wiek diabazów, jak też zmiana ich nazwy na *spility*, może budzić pewne zastrzeżenia. K. Łydka (1958) nie wyjaśnia dokładnie jak rozumie termin *spilit*, wiadomo zaś, że nazwie tej różni autorzy przypisywali odmienne znaczenie (por. Johannsen 1931, vol. III, s. 299). Z kontekstu wydaje się wynikać, że używa on tej nazwy w znaczeniu przypisywanym jej przez Brongniarta (1827, fide Holmes 1928 i Johannsen 1931), oczywiście w nowoczesnym ujęciu Holmesa (1928). Stosując w powyższym znaczeniu termin *spilit* można by nim objąć jedynie silnie załbityzowane człony odmiany hipokrystalicznej. Natomiast nie da się mu podporządkować występujących w obrębie elementu Strugi odmian żyłowych (opisanych jako odmiana holokrystaliczna), o wyraźnie diabazowym charakterze. Nadmienić przy tym należy, że przeciw używaniu terminu *spilit* wypowiada się między innymi badacz tej miary co Johannsen (1931), zwracając uwagę na jego niejednoznaczność.

Nie wypowiadając się w tym miejscu na temat stosowania nazwy *spilit* w ogóle, uważam, że użycie jej w stosunku do omawianych skał elementu Strugi nie posiada głębszego uzasadnienia. Uwzględniając, że nazwa „*diabaz*“ prawidłowo określa sporą część opisywanych skał, a nadto ma w odniesieniu do nich blisko półwieczną tradycję, proponuję pozostawienie jej. Dodać należy, że opis „*spilitów*“, zamieszczony w pracy K. Łydki, jakkolwiek bardzo szczegółowy, dotyczy prawdopodobnie jednej tylko odkrywki (odkr. 1), co przy dużej zmienności tych skał na terenie elementu Strugi należy uznać za niewystarczające, tym bardziej, że odkrywka ta leży w strefie walnej poprzecznej dyslokacji i skała tam występująca wykazuje bardzo silne strzaskanie tektoniczne.

Główne przesłanki, na których K. Łydka oparł swój wywód o dewońskim wieku diabazów, można streścić w następujący sposób:

1. Skały te nie wykazują objawów metamorfozy facji zieleńcowej, typowej dla zieleńców kaczawskich.

2. W zlepieńcach górnego dewonu występują otoczaki wapieni górnodewońskich, zawierających ostrokrawędziste okruchy skał wulkanicznych, o podobnym charakterze, jak diabazy Strugi.

Obie te przesłanki budzą pewne zastrzeżenia.

Odnośnie do stopnia zmetamorfizowania diabazów elementu Strugi podkreślić należy, że wprawdzie nie wykazują one wybitnych znamion metamorfozy w facji zieleńcowej, jednakże podobnie słabo zmienione skały tego typu znane są również z serii zieleńcowej Gór Kaczawskich,

gdzie występują one obok silnie zmienionych łupków zielencowych i chlorytowych. W skałach tych bardzo często jest dobrze zachowana zarówno pierwotna struktura jak i tekstura, a skład mineralny uległ niewielkim stosunkowo zmianom. Wystąpienie takich „reliktowych“ skał jest bardzo wiele. Przytaczam tu tylko najbardziej znane. Diabazy spod zamku we Wleniu, z zachowanymi strukturami poduszkowymi, diabazy ze wzgórza 615,4 m n.p.m. w okolicach Mysłowa, również z zachowanymi reliktami struktur poduszkowych oraz diabazy z Sądów Górnych z zachowaną teksturą migdałowcową. W rejonie Cieszowa znane są diabazy o bardzo słabo zmienionym składzie mineralnym (H. Teisseyre 1960 — informacje ustne). Porównanie opisów skał diabazowych przynależnych do różnych poziomów serii zielencowej kaledonidów kaczawskich, znanych z nowszej literatury a przede wszystkim z prac M. Turnau-Morawskiej (1953), K. Łydki (1953) oraz K. Smulikowskiego (1956), pozwoliło na stwierdzenie, że słabo zmienione odmiany są w niektórych obszarach bardzo pospolite. Wypada przy tym podkreślić, że charakter przemian w płytkich strefach metamorfizmu nie zawsze pozwala na określenie, które ze zmian składu pierwotnego skały przypisać należy autometasomatozie wulkanitów, które zaś z nich są związane z metamorfozą typu regionalnego.

Przypuszczalnym czynnikiem, ułatwiającym konserwację tych skał w stosunkowo pierwotnej formie, jest ich znaczna odporność mechaniczna w stosunku do skał otoczenia. Stanowią one prawdopodobnie resztki sporych potoków lawowych, na co wskazują często zachowane struktury poduszkowe oraz tnące je, młodsze zapewne, skały żyłowe. Pierwotnym otoczeniem tych potoków był zapewne materiał tufowy lub tufitowy. Nie bez znaczenia są tu też zapewne warunki, panujące w facji zielencowej, charakteryzującej się pod względem mechanicznym oprócz dużej przewagi stressu nad ciśnieniem hydrostatycznym również bardzo dużą zmiennością w rozkładzie i wielkości kierunków nacisku. W obszarach zatem o słabych naciskach skały masywne mogły się zachować w formie stosunkowo pierwotnej, tym bardziej, że powstające naprężenia mogły rozładowywać się w partiach mniej odpornych mechanicznie, otaczających skałę masywną. Jak widać więc, brak wyraźnych znamion zmetamorfizowania tych skał w facji zielencowej nie przesądza jeszcze kwestii ich przynależności tektonicznej i stratygraficznej.

Równie mało przekonującym dowodem, przytoczonym przez K. Łydkę (1958) na dewoński wiek diabazów, jest występowanie ostrokrawędzistych okruchów diabazu w otoczkach wapieni dewońskich. Występowanie tych okruchów można wytłumaczyć również w inny sposób. Charakter ich bowiem może być detrytyczny, a nie pyroklastyczny, jak przypuszcza K. Łydka. Nie wydaje się bowiem, by dostatecznym dowodem ich pyroklastycznego pochodzenia był ostrokrawędzisty zarys tych okruchów oraz chlorytyzacja tła skalnego.

W świetle bowiem powyższych rozważań należy argumenty za górnodewońskim wiekiem skał diabazowych uznać za niewystarczające, z drugiej jednak strony brak bezpośrednich dowodów na ich wiek górnokambryjski. O górnokambryjskim wieku tych skał wnioskowano głównie w oparciu o analizę tektoniczną depresji Świebodzic i na podstawie podobieństw litologicznych z niektórymi górnokambryjskimi skałami Gór Kaczawskich. Z tych powodów skłaniam się raczej do przyjęcia górnokambryjskiego wieku diabazów elementu Strugi.

Szarogłazy i łupki górnego dewonu

Większą część warstw dewońskich w elemencie Strugi stanowią szarogłazy z podrzędnymi wkładkami drobnoziarnistych zlepieńców.

Szarogłazy przedstawiają sedyment psamitowy, przy czym średnica ziarna waha się w bardzo dużych granicach. Ziarna są przeważnie słabo obtoczone, a ułożenie ich najczęściej bezładne. Skały wykazują często oddzielność płytową. Kilkakrotnie obserwowano struktury, przypominające zaburzenia splayowe. Wobec bardzo silnego tektonicznego zaangażowania szarogłazów nie udało się jednak tych struktur zidentyfikować z zupełną pewnością.

Barwa skały szaro-zielona do piaskowo-zielonej. Wśród ziarn skały przeważa kwarcyt i kwarc. Ten ostatni wykazuje nierzadko faliste znikanie światła. Odmiany bardziej gruboziarniste zawierają nadto często okruchy skał diabazowych, najczęściej w odmianie hipokrystalicznej, oraz sporo ziarn skaleni. Wśród tych ostatnich wyróżniono plagioklasy z szeregu albit — kwaśny oligoklaz, zawierające często wrostki chlorytu, a prócz nich mikroklin i pertyt infiltracyjny. Sporadycznie spotyka się tu łupki kwarcowo-łyszczkowe, kwarcytowe oraz granaty. Spoiwo skały ma prawie zawsze charakter masy wypełniającej złożonej z drobniejszego materiału detrytycznego. Składa się ono głównie z chlorytu i mąki kwarcowej. Spoiwo jest niekiedy zabarwione hematytem. W pd.-zachodniej części elementu Strugi obserwowano odmianę o spoiwie kalcytowym, nie ma ona jednak zapewne szerokiego rozprzestrzenienia.

W niektórych partiach występuje masowo detrytus roślinny.

Wkładki zlepieńcowe przechodzą w szarogłazy bez ostrych granic. Wielkość ziarn zlepieńca wynosi 3-15 mm. Obtoczenie ziarna 2-2,5 sporadycznie 3 według skali czterostopniowej. Uławicenie partii zlepieńców bardzo niewyraźne. Wśród ziarn przeważa kwarc i kwarcyt, oprócz nich często występują otoczaki gnejsów i skał zieleńcowych, łupków kwarcytowych i łyszczkowych, okruchów piaskowców i mułowców, a sporadycznie granitów oraz trudnych do dokładnej identyfikacji jasnych skał wulkanicznych; skały o typie diabazów lub spilitów spotyka się rzadko. Spoiwo skały o charakterze masy wypełniającej składa się z materiału szarogłazowego.

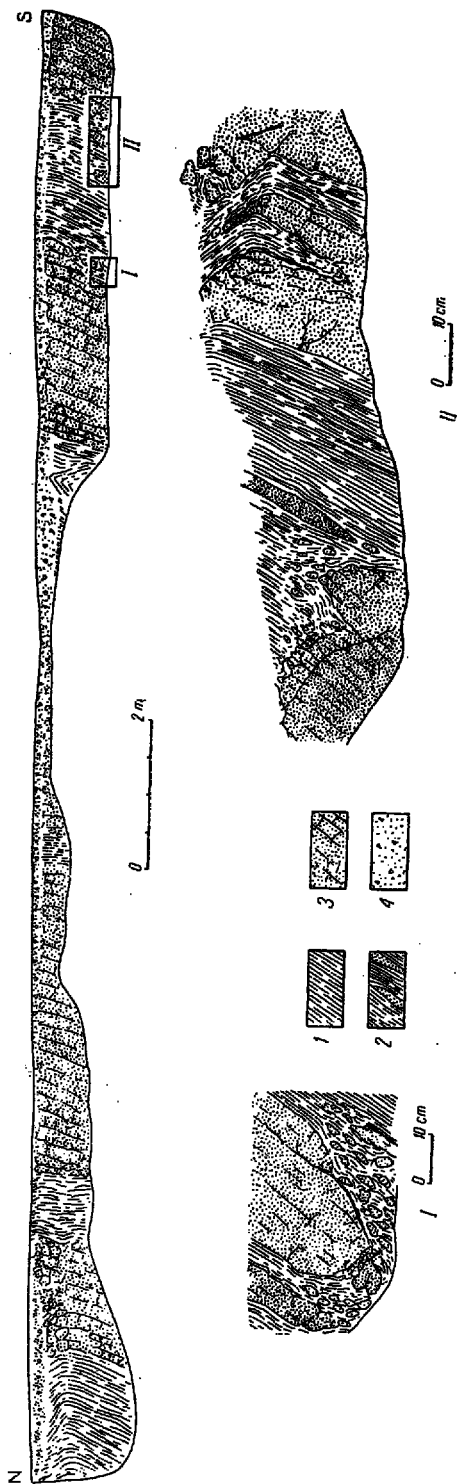


Fig. 3

Profil łupków i szarogłazów dewońskich (rów 7), I i II wycinki profilu.
 1 łupki ilaste, 2 łupki ilaste i muktowce z wkładkami szarogłazów, 3 szarogłazy, 4 gruz i glina zwietrzelinowa

Cross-section through the Devonian graywackes and shales (in trench 7). Fragments I and II of section
 1 shales, 2 shales and mudstones intercalated with graywackes, 3 graywackes, 4 residual clay with angular boulders

Wkładki łupkowe mają charakter raczej aleurytowy niż pelitowy — średnica ziarn wynosi 0,1-0,3 mm. Kierunkowość ułożenia składników nie zawsze jest wyraźna. Łupliwość skały najczęściej drobnopłytkowa, w niektórych partiach bardzo niewyraźna, a wówczas skała rozpada się na drobne nieregularne ostrokrawędziste bryłki.

Mułowiec zbudowany jest głównie z drobnych słabo obtoczonych ziarn kwarcu, kwarcytów oraz skaleni. Spoiwo skały o charakterze masy wypełniającej jest złożone głównie z chlorytu i podrzędnie występującego lyszczyku jasnego. Udział chlorytu w przypadku skrajnym dochodzi do 70% objętości.

Prócz wyżej opisanych łupków mułowcowych występują wśród utworów dewońskich łupki ilaste, są one jednak bardzo nieliczne.

Z wyżej opisanych typów skalnych jedynie szarogłazy tworzą grubsze ławice. Partie łupkowe z reguły posiadają duży udział wkładek drobnopłytkowych szarogłazów.

Materiał detrytyczny skał dewońskich pochodzi prawdopodobnie z Gór Sowich (mikroklin, pertyt infiltracyjny, granaty). Ponadto duża część materiału przywędrowała zapewne z Gór Kaczawskich (plagioklasy z wzrostkami chlorytu, diabazy, chloryt, kwarcyty). Pochodzenie niektórych składników, jak na przykład łupków lyszczykowo-kwarcowych, nie jest jasne. Na ogół zaznacza się niewielka przewaga materiału pochodzącego z Gór Kaczawskich. Ten ostatni dominuje we frakcji aleurytovej, na skutek zwiększonego udziału chlorytu.

Silne zaangażowanie tektoniczne utworów dewońskich doprowadziło do daleko posuniętego zatarcia pierwotnych struktur sedymentacyjnych. Zjawiska te najwyraźniej występują wzdłuż granic osadów o kontrastowej różnicy wielkości ziarna (por. fig. 3). Mikroskopowo można obserwować tu silną niekiedy kataklazę tła skalnego (pl. XXXIII), nieco częściej obserwuje się spękanie i poprzesuwanie przez uskoki większych ziaren skały (pl. XXXIII i pl. XXXIV). Silne tektoniczne zaangażowanie tych skał nie pozwala na wyciągnięcie dalej idących wniosków sedymentologicznych. Należy w każdym razie zaznaczyć, że jest to sedyment raczej płytkowodny, a dość duża zmienność jego charakteru wskazywałaby na niepokój tektoniczny, który towarzyszył jego tworzeniu się.

Zlepieńce dolnego karbonu

Jak wspomniano we wstępie, element Strugi jest otoczony zlepieńcami dolnego karbonu. Na terenie objętym zdjęciem osady dolnego karbonu różnicują się wyraźnie na dwa duże kompleksy rozgraniczone uskokiem Strugi. Zespoły te różnią się między sobą zarówno wiekowo i litologicznie, jak i przynależnością do zupełnie odrębnych jednostek tektonicznych. Zgodnie z podziałem H. Teisseyre'a (1949), zlepieńce występujące na NE od

uskoku Strugi wydzielono jako kulm Chwaliszowa, natomiast utwory występujące na SW od wspomnianej dyslokacji opisane są w nowszej literaturze jako kulm z Lubomina. Kulm z Lubomina jest sedymentem młodszym od kulmu Chwaliszowa, na co wskazują występujące w nim otoczaki tego ostatniego (H. Teisseyre 1949).

Zgodnie z zapatrywaniem H. Teisseyre'a (1949) kulm z Chwaliszowa charakteryzuje się zawartością średnio 30% gnejsów oraz 25% łupków w otoczkach. Natomiast w kulmie z Lubomina zawartość otoczków gnejsu spada do około 2%, zwiększa się natomiast znacznie zawartość kwarcu, kwarcytów i fyllitów. Podział powyższy, na którym oparto się w niniejszej pracy, okazał się bardzo przydatny do połowego rozdzielania wyżej wymienionych kompleksów.

Wysunięcie składu petrograficznego zlepieńców jako głównego kryterium podziału jest szczególnie praktyczne, ponieważ na omawianym obszarze brak jakichkolwiek odpowiednich dokumentów paleontologicznych.

Kulm z Chwaliszowa

Na terenie objętym zdjęciem kulm z Chwaliszowa wykształcony jest w postaci gruboławicowych zlepieńców z podrzędnymi wkładkami gruboziarnistymi szarogłazów. Zlepieniece te tworzą grube ławice, nie zawsze wyraźnie zaznaczające się. Szarogłazy tworzą w zlepieńcach nieregularne soczewy nie wykazujące ostrych granic. W jednym przypadku obserwowano szybko wyklinowujące się wkładki łupków o grubości do 10 cm. Średnica otoczków w zlepieńcu na ogół nie przekracza 20 cm. Najliczniej reprezentowana jest klasa 5-15 cm. Sporadycznie spotyka się bloki do pół, a nawet do półtora metra średnicy. Ułożenie ziarna jest na ogół bezładne, jakkolwiek otoczaki płaskie układają się zgodnie z powierzchniami sedymentacyjnymi. Otoczaki wykazują bardzo słabe wysortowanie i nikłą selekcję odpornościową. Przeciętny skład zlepieńca jest przedstawiony w tabeli 2.

Tabela (Chart) 2

Gnejsy (gneisses of Sowie Góry)	27 %
Łupki ilaste typu górnodewońskiego (Upper Devonian shales)	23 %
Kwarc mleczny (quartz)	11 %
Kwarcyty (quartzites)	10 %
Szarogłazy dewońskie (Upper Devonian graywackes)	9 %
Łupki łyszczkowe (schists)	5 %
Porfiry (porphyries)	4 %
Wapień (Upper Devonian limestones)	4 %
Diabazy (diabases)	2 %
Aplity (aplites)	1 %
Nieoznaczone (unidentified)	4 %
Suma	100 %

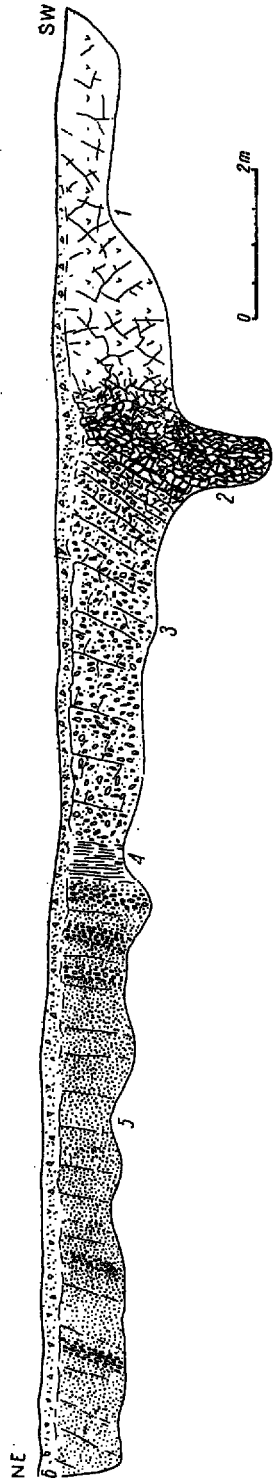


Fig. 4

Kontakt tektoniczny diabazów elementu Strugi z kulmem z Chwaliszowa (rów 8)

1 diabazy elementu Strugi, 2 brekcja uskokowa. Kulm z Chwaliszowa: 3 brekcja osadowa, 4 łupki, 5 szarogłazy z wkladem kami zlepieńców i brekcji osadowej, 6 gruz i glina zwietrzelinowa

Tectonic contact of diabases of the Struga element with the Culm of Chwaliszów (trench 8)
1 diabases of the Struga element, 2 dislocation breccia. Culm of Chwaliszów: 3 sedimentary breccia, 4 shales, 5 graywackes intercalated with conglomerates and sedimentary breccias. 6 residual clay with angular boulders

Spoiwo zlepieńców ma charakter masy wypełniającej, złożonej z materiału drobnodetrytycznego. Jego skład jest identyczny ze składem wkładek szarogłazowych. Szarogłazy wykazują ziarno bardzo nierówne. Ułożenie ziarna jest bezładne. W skład szarogłazów wchodzi głównie kwarc, plagioklasy i pertyty infiltracyjne. Podrzednie występują kwarcyty, lyszczyki oraz granaty. Sporadycznie spotyka się okruchy gnejsów o typie sowiogórskim, diabazów oraz łupków dewońskich.

We wkopie 8 położonym około 125 m na SSE od koty 423 m n.p.m. w kontakcie tektonicznym z diabazami znaleziono brekcję osadową, przechodzącą stopniowo ku górze w zlepieniec (fig. 4). Brekcja ta ma miąższość około 5 m i składa się z ostrokrawędzistych okruchów skał dewońskich, bezładnie ułożonych i zlepionych spoiwem ilasto-szarogłazowym. Sedyment tego typu nie jest znany z innych odkrywek kulmu z Chwaliszowa. Przepuszczalnie mamy tu odsłoniętą partię podstawową tego kompleksu, chociaż nie można zupełnie wykluczyć, że jest to wkładka śródformacyjna. Dostyc zmienny jest fakt, że skład otoczków w poszczególnych wkładkach kulmu z Chwaliszowa wykazuje niejednokrotnie duże odchylenie od wartości przeciętnej. Poza tym jest rzeczą charakterystyczną, że ze wzrostem zawartości łupków i szarogłazów dewońskich zmniejsza się ilość materiału gnejsowego w otoczkach i na odwrót.

Wszystkie wyżej opisane cechy kulmu z Chwaliszowa wskazują na podobne warunki sedymentacji, jakie spotykamy w piedmontowych stożkach rzek górskich. W przeciwieństwie do płytkomorskich utworów górnego dewonu, w karbonie dolnym tworzyły się osady lądowe, które łączyły należy z silnymi ruchami podnoszącymi obszarów przyległych do basenu sedymentacyjnego. Skład petrograficzny otoczków wskazywałby na wzniesienie się zarówno bloku Sowich Gór jak i Gór Kaczawskich, a być może i pokrywy Karkonoszy. H. Teisseyre (1949, 1958) wyraża przypuszczenie, że ruchy te przypadają na fazę nassauską. Kulm z Chwaliszowa należałby do pierwszego cyklu sedymentacyjnego dolnego karbonu, wydzielonego przez tego autora.

Kulm z Lubomina

Osady tego kompleksu wykształcone są w postaci gruboławicowych zlepieńców z podrzednymi wkładkami szarogłazów. Zlepieniece są grubo, lecz nie zawsze wyraźnie uławiczone. Szarogłazy tworzą najczęściej soczewkowate wkładki, które nie mają zazwyczaj ostrych granic. Średnica otoczków w partiach zlepieńcowych dochodzi do 15 cm, przy czym przeważa klasa 3-8 cm. Ziarno ułożone jest bezładnie. Przeciętny skład zlepieńca kulmu z Lubomina jest przedstawiony w tabeli 3.

Wśród zlepieńców spotyka się wkładki szarogłazowe o miąższości do

kilku metrów, w których pod lupą wyróżnić można kwarc, skalenie, łuszczyki oraz podrzędne łuseczki chlorytu. Podobny skład jak wkładki szarogłazowe posiada spoiwo zlepieńców.

Tabela (Chart) 3

Kwarc mleczny (milky quartz)	23 %
Kwarcyty (quartzites)	21 %
Łupki łuszczykowe i chlorytowe (mica- and chlorite schists)	20 %
Szarogłazy (graywackes)	12 %
Lidyty i rogowce (lydites)	10 %
Łupki ilaste (shales)	4 %
Gnejsy (gneisses)	2 %
Diabazy (diabases)	2 %
Porfiry (porphyries)	2 %
Granity (granites)	1 %
Amfibolity (amphibolites)	1 %
Nieoznaczone (unidentified)	2 %
Suma	100 %

W jednym przypadku obserwowano w kulmie z Lubomina szczątki flory. Szczątki nie nadają się do dokładnego oznaczenia, można jednak przypuszczać, że są to odlewy łodyg kalamitów. W porównaniu z kulmem z Chwaliszowa kulm z Lubomina wykazuje lepszą selekcję odpornościową i wysortowanie.

Wybitnie zmieniony skład tego zlepieńca w stosunku do kulmu z Chwaliszowa wskazuje nie tylko na dłuższy transport, lecz i na zmienione stosunki paleogeograficzne. Brak bowiem prawie zupełnie materiału sowiogórskiego, na co wskazuje spadek ilości otoczków gnejsowych z 27% na 2%.

Młodowarunskijskie skały wulkaniczne (ryolity)

W pn.-zachodniej części opisywanego terenu występują skały wulkaniczne, wiekowo młodsze od kulmu z Lubomina. Znanie są one jedynie ze zwietrzelin. Sądząc po rozmieszczeniu odłamków tej skały w zwietrzelinie, występują one w kilku żyłach, ułożonych najczęściej skośnie względem uskoku Strugi. Skała ta jest koloru biało-różowego do kremowego, zbita, afaniczna, nie wykazująca obecności fenokryształów. Makroskopowo skała ta w zupełności przypomina tzw. porfiry, tworzące szczyt góry Trójgarb (779 m n.p.m.) położonej o 4,5 km na SSW od wsi Struga. Skała ta, która przez wszystkich dotychczasowych badaczy była określana jako porfir felzytowy, na mapie została wydzielona jako ryolit.

Czwartorzęd

Plejstocen

Osady plejstocenijskie zajmują duży obszar na wschód od wsi Struga. W innych częściach terenu tworzą szereg izolowanych wystąpień. Są one wykształcone w postaci gliniastych piasków oraz glin, zawierających żwir i bloczki zarówno skał północnych, jak i sudeckich. Żwiry występujące w tych osadach wykazują na ogół dobre obtoczenie. W przeciwieństwie do nich większe bloki skał rzadko wykazują wyraźne zaokrąglenie. Wszelkie formy morfologiczne, charakterystyczne dla osadów glacialnych, zostały zupełnie zatarte. Prawdopodobnie jest to materiał moreny dennej, przemyty oraz przemieszany z glinami zboczowymi. Osady te występują najczęściej w słabo nachylonych i źle odwodnionych partiach terenu. Ponieważ na całym terenie spotyka się liczne głazy narzutowe, należy przypuszczać, że osady glacialne plejstocenu pokrywały pierwotnie cały teren, a częściowe ich usunięcie należy przypisać rozmyciu przez wody płynące, przy współdziałaniu spełzania.

Sądzić należy, że obecne ułożenie głazów narzutowych, wykazujące niejednokrotnie dużą zgodność z przebiegiem dróg polnych, ma zapewne charakter wtórny.

Większość spotykanych bloków posiada wymiary od 0,3 do 1,5 m. Sporadycznie spotyka się głazy do 2,5 m średnicy. Ze skał północnych występują tu: granity różnych typów, łupki krystaliczne, gnejsy typu aplitowego oraz kwarcyty. Ze skał pochodzących prawdopodobnie z Przedsudecia spotykany jest czarny afanitowy bazalt, z dużymi gniazdami oliwinów. Bloki bazaltowe wykazują na ogół dużo słabsze oglądzenie, a niekiedy są porysowane.

Holocen

Gliny zboczowe. — Gliny zboczowe wykształcone w sposób typowy występują w różnych miejscach zbadanego obszaru. Towarzyszą one przede wszystkim słabo nachylonym zboczom o źle rozwiniętej sieci rynien odwadniających, oraz płaskim zagłębieniom.

Osad ten składa się z ostrokrawędzistych bloczków skał miejscowych, z mniejszą lub większą domieszką materiału niewątpliwie lodowcowego, tkwiących w ilasto-piaszczystej zwietrzelinie. Nie udało się ustalić miąższości tych osadów. Przypuszczalnie nie przekracza ona na ogół 2-3 m.

Napływy den dolinnych. — Utwory te różnią się między sobą dość znacznie, w zależności od strugi wodnej, w której łożysku występują. Doliny drobnych strug wodnych wysłane są na ogół materiałem gliniastym, posiadającym nieznaczną domieszkę ostrokrawędzistych bloczków skalnych.

Strugi okresowe natomiast składają dość duże ilości materiału ostrokrawędzistego, w postaci stożków nasypowych. Przymuszczalnie na skutek dość dużego spadku tych ostatnich kompetencja ich jest większa niż w strugach o stałym, ale słabym przepływie wody.

Dolina Czyżynki zajmuje stanowisko wyjątkowe. Napływy tej doliny składają się w dużej mierze z fragmentów skalnych, od zupełnie nieogładzonych począwszy, a skończywszy na dobrze zaokrąglonych. Te ostatnie pochodzą, być może, z rozmytych zlepieńców kulkmu. Wśród okruchów skalnych nierzadko spotyka się porfir.

Dno potoku często jest wysłane żwirami, wyjątkowo zaś występuje w nim lita skała. Potok ten wcina się w swoje napływy, tworząc taras żwirowo-piaszczysty. Wysokość tego tarasu trudno dokładnie ocenić, gdyż przeważnie jest on sztucznie nadsypyany i podmurowany. Taras ten ma w dolinie przełomowej na północ od badanego terenu wysokość 1,2-1,7 m.

TEKTONIKA

Obserwacje drobnych form tektonicznych

Trudności w interpretacji tektonicznej elementu Strugi skłoniły autora do szczegółowego przestudiowania drobnych form tektonicznych. Wobec małej ilości naturalnych odsłoneń posłużono się wkopami. Wykonano szczegółowe obserwacje tektoniczne, biorąc pod uwagę drobne deformacje, dostrzegane w odkrywkach i wkopach. Nie ulega wątpliwości, że nawet drobne szczegóły tektoniczne mogą się przyczynić do rozwiązania problemu stosunku omawianej struktury do otaczających mas skalnych.

Utwory dewońskie w elemencie Strugi są na ogół słabo odsłonięte. Na całym obszarze istnieją tylko trzy większe naturalne odsłonięcia, główny materiał obserwacyjny pochodzi więc z wkopów i rowów.

Przytaczam tu krótki opis obserwacji, poczynionych w rowie (Nr 7 — fig. 3), w którym notowano zjawiska tektoniczne, bardzo charakterystyczne dla zbadanej okolicy.

Rów ten położony jest przy drodze polnej ze Strugi do Chwaliszowa, około 275 m na N od punktu 409,9 m n.p.m. Wymiary rowu: długość 20 m, szerokość 1 m, głębokość od kilkunastu centymetrów do 1 m. Zarówno obserwowane w tym rowie warstwy szarogłazowe, jak i wkładki łupkowe są bardzo silnie powtlaczane. Szarogłazy na kontakcie z łupkami tworzą ostrokrawędziste brekcje tektoniczne. Poszczególne okruchy tych brekcji otoczone są strzępami łupków. Wszystko to zaciera w mniejszym lub większym stopniu granice sedymentacyjne oraz pierwotne ułożenie powierzchni łupliwości w warstwach pelitowych.

Opisane deformacje obserwowano w zmiennym nasileniu we wszystkich wkopach i odkrywkach górnego dewonu w elemencie Strugi.

Obserwacje zaburzeń tektonicznych w diabazach dostarczyły wiele obfitszego materiału, na skutek istnienia większej ilości dużych stosunkowo odkrywek naturalnych i sztucznych. Na szczególniejszą uwagę zasługuje odkrywka diabazów przy drodze zwanej dawniej „Fiebigweg“, 300 m na SE od punktu 423 m. Obserwuje się w niej bardzo silne strzaskanie skały oraz lokalne zmielenie masy skalnej i przetworzenie diabazów w masę chlorytową. Dzieje się to głównie wzdłuż poślizgów. Masa chlorytowa występuje szczególnie obficie na granicy struktur przypominających struktury poduszkowe. Struktury takie występują rzadko i w sposób nietypowy. Na planszy XXIX przedstawiona jest szczególnie dobrze zachowana struktura tego typu.

W rowie położonym 600 m na NW od punktu 436,3 m n.p.m. obserwowano zaburzenia tektoniczne o innym charakterze. Rów ten około 20 m długi, 1 m szeroki, o głębokości 2,5-1 m przebiega w kierunku NE-SW. Przecina on uskoki Strugi, którego płaszczyzna jest pochylona stromo ku NE. Odgradza on czerwono zabarwione zlepienie kulmu z Lubomina od mas diabazowych, przy czym diabazy występują w części pn.-wschodniej, natomiast zlepienie z Lubomina w pd.-zachodniej.

Diabaz tworzy tu grubookruchową brekcję (7-20 cm), sklejoną kalcytem tworzącym żyłki o szerokości 3-7 cm. Węglanowe wypełnienia stanowią ponad 30% skały. Brekcje diabazowe obficie zabliźnione kalcytem są znane z innych punktów, głównie ze zwietrzeliny.

Wyżej opisane typy deformacji diabazów łączą się na terenie elementu Strugi całym szeregiem przejść.

Wzdłuż dyslokacji, odgraniczającej element Strugi od północy, istnieje szereg struktur tektonicznych, świadczących o bardzo dużym natężeniu ruchów na tym odcinku. Niżej opisane struktury są znane z trzech rowów poszukiwawczych, po 40 m długości każdy. Zbrekcjowanie skał łączy się tutaj z bardzo silnym powtlaczaniem, pokruszeniem oraz przemieszaniem poszczególnych okruchów skalnych. Doprowadziło to w utworach dewońskich do zupełnego zatarcia porządku sedymentacyjnego, diabazy zaś zostały powtlaczone w formie izolowanych strzępów w pokruszone szarogłazy i łupki.

Wielkość poszczególnych bloków diabazu powtlaczanych w zmiełone osady dewonu waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Rozgraniczenie więc utworów dewonu od diabazów jest w tej strefie zupełnie niemożliwe. Należy podkreślić, że nie widać tu śladów zabliźnienia kalcytem brekcji powstałej przez przemieszanie rozkruszonych diabazów, szarogłazów oraz łupków, natomiast poszczególne bloczki diabazów są poprzecinane żyłkami kalcytu. Dodać również wypada, że zlepienie kulmu z Chwaliszowa, tworzący pn.-wschodnie skrzydło wymienionej dyslokacji, jakkolwiek wykazuje silne zbrekcjowanie, jednak nie jest tektonicznie przemieszany ze skałami, wchodzącymi w skład ele-

mentu Strugi. Pozwala to na przeprowadzenie pomiędzy nimi granicy w sposób zupełnie jednoznaczny.

Sekwencja utworów żylnych

Wyżej opisane stosunki tektoniczne wskazują na bardzo wyraźną przewagę deformacji typu dyzjunktywnego. I rzeczywiście — w obrębie elementu Strugi nie znalazły się żadne wyraźne struktury fałdowe ani też żadne typy lineacji B. Skłoniło to autora do przestudiowania utworów żylnych w obrębie badanego obszaru i porównania otrzymanych wyników z uogólnieniami K. Łydki (1958). Badacz ten przyjął następującą sekwencję wiekową utworów żylnych dla omawianego terenu i dalszej okolicy: żyłki albitowe, albitowo-kwarcowe, czysto kwarcowe, kwarcowo-kalcytowe i wreszcie kalcytowe. Zdaniem K. Łydki, wszystkie te żyłki mają charakter postdeformacyjny.

Podana sekwencja utworów żylnych może jednak budzić pewne zastrzeżenia. Wątpliwości nasuwają się w pierwszym rzędzie odnośnie do następstwa utworów żylnych, ujętych — moim zdaniem — zbyt schematycznie. O ile bowiem żyłki albitowe, albitowo-kwarcowe oraz kwarcowe można by wiązać z pewnym etapem ruchów tektonicznych, to żyłki kalcytowe absolutnie takim wskaźnikiem być nie mogą, a to ze względu na bardzo łatwą mobilizację tego minerału. Wszelka zatem paralelizacja oparta na występowaniu żyłek kalcytowych musi prowadzić do pomieszania różnowiekowych deformacji. Warto przy tym dodać, że żyłki albitowe, albitowo-kwarcowe, kwarcowe oraz kalcytowe są niezmiernie szeroko rozpowszechnione w kambro-sylurskich ogniwach kaledonidów kaczawskich. Dopóki zatem dewoński wiek diabazów Strugi nie jest udowodniony ponad wszelką wątpliwość, łączenie żyłek występujących w diabazach z żyłkami występującymi w otoczeniu tych skał jest metodycznie błędne. Wniosek o postdeformacyjnym charakterze tych żyłek w skałach dewońskich nie jest dla mnie zupełnie jasny. Biorąc bowiem pod uwagę, że żył tych nie ma w kulmie, co słusznie podkreśla K. Łydka (1958), to są one predeformacyjne w stosunku do głównych faz ruchów waryscyjskich w depresji Świebodzie. Fazy te, według H. Teisseyre'a (1949, 1956, 1958), przypadają na dolną część kulmu. Z drugiej strony są one postdeformacyjne w stosunku do orogenezy kaledońskiej, a być może też w stosunku do starszych faz bretońskich.

Wnioski autora nie pokrywają się zatem z uogólnieniami K. Łydki (1958).

Najbardziej uzasadniona wydaje się autorowi następująca sekwencja czasowa żył:

1) deformacje starsze, prawdopodobnie przedkulmowe. Należałyby tu: żyły kwarcowe, kwarcowo-albitowe oraz albitowe, typowe dla diaba-

zów i utworów dewońskich, a nieobecne wśród utworów kulmu. Ponadto można by zapewne zaliczyć tu znaczną część żył kalcytowych, brak jednak jakichkolwiek pewnych kryteriów, pozwalających na odniesienie ich do starszych etapów deformacji.

2) deformacje młodsze, prawdopodobnie dolnokarbońskie lub późniejsze. Należałyby tu przede wszystkim spękania wypełnione zbrekcjonowaną skałą i zaklejone hematytem. Znane są one zarówno z utworów kulmu z Chwaliszowa, jak też ze skał wchodzących w skład elementu Strugi. Do tej generacji należałoby zaliczyć niektóre żyłki kalcytowe, a mianowicie występujące sporadycznie w osadach kulmu z Chwaliszowa krótkie żyłki o nieregularnym przebiegu, nie przekraczające na ogół 3-5 mm szerokości, oraz opisaną powyżej brekcję diabazową, zlepioną kalcytem. W tym ostatnim przypadku dokładniejsze datowanie wypełnień kalcytowych umożliwił ich oczywisty związek z uskokiem Strugi. Uskok ten jest podolnokarboński, co udowodnił ostatnio W. Grócholski (1959).

Podkreślić należy, że nigdzie na badanym terenie nie obserwowano ani mikroskopowo ani makroskopowo żyłek epidotowych, niezmiernie typowych dla diabazów płatu Jaskulina.

Żyłki wypełnione minerałami chlorytowymi, a znane ze skał diabazowych, mają ściśle lokalne znaczenie.

Budowa tektoniczna elementu Strugi

W obrazie intersekcyjnym elementu Strugi uderza przede wszystkim asymetria w rozmieszczeniu diabazów oraz utworów dewońskich względem osi tej struktury. O ile bowiem diabazy zgrupowane są w pn.-zachodniej części, jak również towarzyszą pn.-wschodniej granicy elementu Strugi, o tyle utwory dewońskie skupiają się w południowej i wschodniej części tej struktury. Zjawisko to było już szczegółowo opisane przez H. Teisseyre'a (1952) i jest interpretowane przez tego autora jako efekt spiętrzenia mas dewońskich przed nasuwającymi się z północy diabazami.

Wzdłuż uskoku Strugi w kilku miejscach spotyka się w zwietrzelinie pojedyncze bloczki diabazów. Wydaje się więc, że diabazy w postaci izolowanych soczew towarzyszą miejscami również pd.-zachodniej granicy elementu Strugi. Wniosek ten potwierdza znalezienie w rowie poszukiwawczym 4 (fig. 5), położonym około 150 m na południowy zachód od punktu 436,3 m, soczewy diabazowej o miąższości 4 m. Diabaz ten występuje tam w kontakcie tektonicznym z kulmem z Lubomina w pd.-zachodniej części rowu, zaś od północnego wschodu graniczy on z łupkami dewonu. Miąższość opisanej soczewy diabazu na mapie geologicznej została silnie powiększona.

Bardzo charakterystyczne ułożenie diabazów wzdłuż dyslokacji brzeżnych pozwala przypisywać elementowi Strugi pewne cechy struktury

synklijalnej, w której diabazy, być może kambryjskiego wieku, podścielają utwory dewońskie. Znaczna redukcja diabazów w pd.-zachodniej części tej struktury mogłaby być zjawiskiem wtórnym, związanym z uskokiem Strugi. Za powyższą koncepcją zdaje się przemawiać fakt, że upady warstw dewońskich, jakkolwiek bardzo chaotyczne, skierowane są przeważnie ku dłuższej osi elementu Strugi.

Wzajemny stosunek warstw dewońskich i diabazów nie da się jednak ująć bez reszty w ten nieco uproszczony schemat. Obraz intersekcyjny elementu Strugi ukazuje nam szereg wrzecionowatych lub nieregularnych

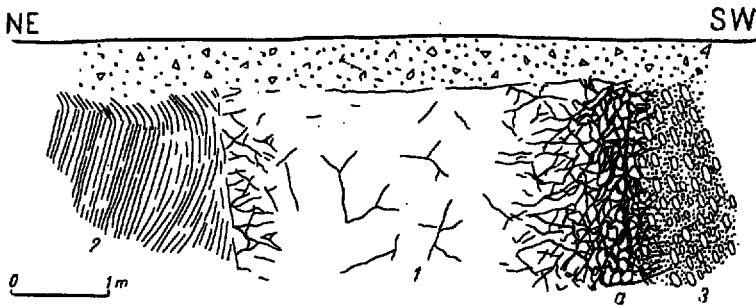


Fig. 5

Soczewa diabazów przy uskoku Strugi (fragment rowu 5)

1 diabazy, zbrekcjowane na uskoku (a), 2 łupki dewońskie, 3 zlepieniec kulmu z Lubomina, 4 gruz i glina zwietrzelinowa

Diabase lens at the Struga fault (part of trench 4)

1 diabases brecciated at the fault (a), 2 Devonian shales, 3 conglomerates of the Culm of Lubomin, 4 residual clay with angular boulders

ciał skalnych, zbudowanych z diabazów, a opłyniętych niejako przez bardziej plastyczne skały dewońskie. Przypomina to opisane wyżej struktury, obserwowane w wykopach poszukiwawczych. Zapewne bardzo duże różnice w sztywności pomiędzy poszczególnymi typami skalnymi oraz stosunkowo mała głębokość strefy, w której zachodziły ruchy, spowodowały powstanie takich właśnie form.

Przemawia to za możliwością traktowania całego elementu Strugi jako gigantycznej megabrekcji. Brak również rozpowszechnionych oznak zbrekcjowania na obszarze zlepieńców kulmu z Chwaliszowa można by tłumaczyć zarówno mniejszym natężeniem ruchów, jak i większą kompetencją mechaniczną materiału.

Kulm z Lubomina wykazuje na ogół ułożenie warstw równoległe do uskoku Strugi, przy dość stromych upadach w kierunku SW. Zjawisko to dość dobrze tłumaczy koncepcja Bederkego (cytuje za H. Teisseyre'em,

1952), według której uskok Strugi ma charakter stromego uskoku inwersyjnego. Wzdłuż tej dyslokacji nasunęły się na kulm z Lubomina masy, tworzące depresję Świebodzic. Takie więc ułożenie zlepieńców kulmu z Lubomina można by w sposób przekonywający tłumaczyć jako efekt wleczenia na wspomnianej dyslokacji.

Stosunek kulmu z Chwaliszowa do elementu Strugi przedstawia się w sposób bardziej skomplikowany. Wzdłuż pn.-wschodniej granicy, na odcinku na zachód od doliny Czyżynki, kulm z Chwaliszowa ma strome upady (65° - 85°), zapadając pod element Strugi. Biegi warstw są przy tym z reguły ustawione skośnie względem granicy tej struktury. Natomiast na wschód od doliny Czyżynki kulm z Chwaliszowa wykazuje upady ku północnemu wschodowi. Z obserwacji dokonanych w rowie poszukiwawczym 8, położonym 125 m na SE od punktu 423 m n.p.m. na granicy skał diabazowych elementu Strugi i kulmem z Chwaliszowa, pojawiają się brekcje sedimentacyjne, będące — być może — poziomem podstawowym kulmu (zob. fig. 4).

Oprócz głównych dyslokacji granicznych o kierunku NW-SE mamy na terenie elementu Strugi do czynienia z systemem dyslokacji transwersalnych o kierunku NE-SW lub prawie N-S, niewątpliwie późniejszych. Dyslokacje tego systemu szczególnie silnie zaburzają pd.-wschodnie naroże elementu Strugi, komplikując obraz intersekcyjny tego obszaru szeregiem drobnych uskoku. Największą dyslokacją tego systemu jest uskok o przebiegu prawie N-S, wykorzystany częściowo przez dolinę Czyżynki. Dzieli on element Strugi poprzecznie na dwie wybitnie nierówne części.

Obserwacje ślizgów na lustrach skalnych oraz szczelinach zabliznionych głównie kalcytem poczynione w odkrywce 1 wskazują na wieloetapowość ruchów na tym uskoku. Można tu wyróżnić rysy zapadające pod niewielkimi kątami (10° - 20°) w kierunku zarówno NEN jak i WSW. Prócz nich można spotkać rysy prawie pionowe. Te ostatnie mają charakter niezbyt wyraźnych nierówności na lustrach tektonicznych. Wydaje się, że ruchy horyzontalne stanowią etap starszy. Nie da się to jednak powiedzieć z zupełną pewnością przede wszystkim dlatego, że oprócz odkrywki 1 rysy związane z ruchami na tym uskoku nie były obserwowane w żadnym innym miejscu. Nie można więc skontrolować spostrzeżeń z odkrywki 1, te ostatnie zaś są nieco zbyt fragmentaryczne.

Ze szczegółowej analizy zjawisk tektonicznych wynika, że geneza elementu Strugi może być tłumaczona dwojako. Pierwszym sposobem tłumaczenia byłoby przyjęcie nasunięcia mas skalnych z północy, co zostało szczegółowo przedstawione przez H. Teisseyre'a (1952, 1956). Według drugiej koncepcji, do której skłania się autor niniejszej pracy, element Strugi byłby wypiętrzeniem podłoża kulmu, jednak o innym charakterze niż to przypuszczali geologowie niemieccy.

Pierwsza z powyższych hipotez wymaga przyjęcia pewnych założeń dodatkowych. Obecne granice elementu Strugi mają charakter stromych dyslokacji, co z trudem da się pogodzić z hipotezą nasunięcia typu „Reliefüberschiebung“.

Dodać należy, że wyciągnięcie w kierunku WNW-ESE elementu nasuniętego z północy ku południowi jest mało zrozumiałe.

Powyższe trudności w interpretacji dałyby się usunąć przy założeniu wtórnego obciążenia uskokami oraz tektonicznego zaklinowania wśród warstw kulmu fragmentu nasuniętych mas. Pomimo to, nie znajdują tu wytłumaczenia wyraźne różnice w inwentarzu skalnym pomiędzy elementem Strugi a jednostką Cieszowa, wchodzącą w skład depresji Świebodzic w jej północnej i pn.-wschodniej części. W elemencie Strugi brak bowiem zupełnie szeregu typów skalnych towarzyszących diabazom kambriu w NW części depresji Świebodzic, takich jak fyllity ordowickie, łupki zieleńcowe i kataklazyty cieszowskie.

Druga koncepcja pozwala na ominięcie szeregu powikłań związanych z przyjęciem hipotezy nasunięcia. Według niej element Strugi może być uważany za fragment podłoża kulmu, być może częściowo lub całkowicie odkorzeniony i wyciśnięty, powstały w czasie nasuwania się depresji Świebodzic na nieckę śródsudecką.

Hipoteza ta stawia w nowym świetle szereg faktów trudnych do wytłumaczenia na gruncie dawniejszych poglądów. I tak zrozumiałe się staje występowanie brekcji podstawowych kulmu wzdłuż uskoku odgraniczającego diabazy elementu Strugi od zlepieńców kulmu z Chwaliszowa.

Skomplikowany stosunek kulmu z Chwaliszowa do elementu Strugi dałoby się wytłumaczyć jako efekt nałożenia się dwu różnowiekowych tektonik, starszej o kierunkach W—E i młodszej o kierunku WNW-ESE. Ze starszą tektoniką wiązałoby się powstanie synkliny Szczawienka, natomiast element Strugi i uskok Strugi byłyby produktami tektoniki młodszej. W świetle powyższych rozważań można uważać, że na zachód od doliny Czyżynki południowe skrzydło synkliny Szczawienka zostało całkowicie ścięte przez element Strugi, na zachód od doliny Czyżynki skrzydło to byłoby częściowo zachowane i reprezentowałyby je tu upady o kierunku NE.

Poglądy te stanowią kontynuację rozważań E. Bederkego (1929) nad tektoniką waryscyjską niecki śródsudeckiej, który w regionie Świebodzic wyznaczył dwa podobne i różnowiekowe kierunki tektoniczne. Opisanie przez H. Teisseyre'a (1952) wystąpienia kulmu z Chwaliszowa w centrum „wyspy“ diabazowej, około 300 m na S od punktu 413 m, dałoby się wytłumaczyć jako efekt lokalnego złuszkowania bądź też jako ostaniec warstw dolnego karbonu, leżących tu sedymentacyjnie na diabazach.

Wyżej przedstawiona hipoteza usuwa pewne sprzeczności pomiędzy dawniejszymi teoriami a nowo zaobserwowanymi faktami, w świetle których wydaje się być najbardziej prawdopodobna.

*Zakład Nauk Geologicznych PAN
Pracownia Mineralogii, Petrografii i Geochemii
Warszawa, w listopadzie 1961 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BEDERKE E. 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. & Pal., H. 3, Berlin.
- 1926. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten (Stratigrafische und petrografisch-tektonische Untersuchungen in der Eulengebirgsgruppe). — *Ibidem*, Bd. VII, H. 23.
- DATHE E., BERG G. & ZIMMERMANN E. 1912. Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen. Blatt Freiburg. Berlin.
- GROCHOLSKI W. 1959. Stosunek warstw zachlęskich do gnejsów siewiogórskich między Głuszycą a Sierpnicą w Sudetach Środkowych (Relation of the Zacler beds to the Sowie Góry gneisses in Central Sudeten Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. IX/3. Warszawa.
- HOLMES A. 1928. The nomenclature of petrology. London.
- JOHANNSEN A. 1931. A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. III. Chicago.
- LYDKA K. 1953. Sprawozdanie z opracowania petrografii diabazów okolic Bołkowa (Część zachodnia anksusza Bołków). Rękopis w Archiwum Instytutu Geologicznego. Warszawa.
- 1958. Notes on the geological evolution of the Central Sudeten. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr.*, vol. VI, no. 3. Varsovie.
- MURAWSKI H. 1943. Das Kambro-Silur am Nordrande der innersudetische Mulde. — *Geol. Rundschau*, Bd. 34, H. 1. Stuttgart.
- PENDIAS H. & MACIEJEWSKI S. 1959. Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska (Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks). — *Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. XXIV. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. 1934. Les roches éruptives des Andes de Bolivie (Étude micrographique). — *Arch. Miner.*, vol. V. Warszawa.
- 1956. Kataklazy okolicy Cieszowa na Dolnym Śląsku. Studium petrograficzne (Cataclases in the neighbourhood of Cieszów, Lower Silesia). W: Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. 4 (In: Some geological researches in Lower Silesia, vol. 4). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 112. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. & TEISSEYRE H. 1953. Budowa geologiczna depresji Świebodzic. W: Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Sudetach w r. 1951 (In: Guide des excursions de la XXIV Réunion de la Société Géologique de Pologne dans les Sudètes en 1951). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXI, z. 4. Kraków.
- TEISSEYRE H. 1948. Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w 1947 r. (On geological investigations in the Sudeten carried out during the summer season 1947). — *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, z. 1. Poznań.

- 1950. Problem kulmu w Sudetach Środkowych i próba jego podziału na obszarze na północ od Wałbrzycha. — Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk 1949, nr 1. Poznań.
 - 1952. Zagadnienie utworów dewońskich i diabazów w Strumyku na północ od Wałbrzycha, Sudety Środkowe (The Upper Devonian and the diabases in the locality Strumyk, north of Wałbrzych, Central Sudeten). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI, z. 3. Kraków.
 - 1956. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna (Świebodzice depression as a geological unit). W: Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. 3 (In: Some Geological researches in Lower Silesia, vol. 3). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 106. Warszawa.
 - 1957. Depresja Świebodzic. — Reg. Geologia Polski, t. III, Sudety. Pol. Tow. Geol. Kraków.
 - 1958. Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych (Sedimentation, palaeogeography and tectonics of the Lower Carboniferous in the Middle Sudeten). — Kwartalnik Geol. (Quart. J. Inst. Geol. Pol.), t. 2, z. 7. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1953. Sprawozdanie z opracowania petrografii diabazów okolic Bolkowa (Część wsch. ark. Bolków). Rękopis w Archiwum Instytutu Geologicznego. Warszawa.

Ю. ТЭЙССЕЙР

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЭЛЕМЕНТА СТРУГИ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЕ СУДЕТЫ)**

(Резюме)

Настоящая статья является результатом нового исследования изолированного выхода пород девона и диабазов между деревнями Струга и Богачовице Старэ (фиг. 1, табл. I). Генезис и характер структуры, сложенной этими породами, а также возраст диабазов в течение многих лет являются предметом дискуссии. Автор основывается между прочим на наблюдениях, проведенных в ряде шурфов и разведочных канав (фиг. 3—5) Последние предоставили возможность проведения большого количества новых наблюдений, позволяющих пересмотреть существующие до сих пор взгляды на тектонику описываемой единицы.

Подробно разработаны петрография типов пород входящих в состав элемента Струги, а также пород его обрамления. Автор оспаривает взгляды К. Лыдзки (1958) относительно возраста диабазов (фиг. 2), считая, что они принадлежат не к девону, а к кембрию.

По мнению автора элемент Струги является результатом выдавливания корневой части основания кульма, а не надвигом массы пород с севера, как это предполагал Г. Тэйссейр (1952, 1956).

J. TEISSEYRE

STRUCTURAL FEATURES AND DEVELOPMENT OF THE STRUGA ELEMENT IN THE MIDDLE SUDETEN

(Summary)

ABSTRACT: On field investigations and data collected from trenches and the examination of thin sections of the Devonian and the diabase rocks of the Struga element the author has been led to the following conclusions: the diabase rocks from the Struga element are probably of the Upper Cambrian age; the Struga element seems to be an autochthonous mass squeezed up from the substratum of the Culm sequences rather than a fragment of a flat sheet overthrust from the North.

INTRODUCTION

The paper deals with a peculiar structure which appears in the boundary-zone between the Świebodzice depression and the Middle Sudetic Trough.

This structure is called the element of Struga (Strumyk) and it occurs amidst a vast Culm area. It is built up of Upper Devonian graywackes and shales, mixed with some diabase bodies of doubtful age.

The Struga element forms a lenticular structure, stretching NW-SE, it is about 3 km. in length and up to 1 km. in width.

The structure was looked upon as a horst (Adelsbacher Horst) by E. Dathe & E. Zimmermann (1912) and E. Bederke (1929). Recently it was re-described by H. Teisseyre (1952), who introduced the term: "Element of Struga" and interpreted this element as probably due to a flat thrusting. According to the writer, however, both points of view are hardly tenable. The idea of flat thrusting seems specially improbable.

The writer emphasizes that the Struga element forms a breccia-like mass, in which the strongly deformed Upper Devonian strata are mixed with diabases that had been crushed several times.

He claims, that the element of Struga may be looked upon as being autochthonous. It represents a fragment of the basement, squeezed up between two very thick and rigid Culm-sheets, the Culm of Chwaliszów in the east, and the Culm of Lubomin in the west.

STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY

Diabases

The diabases are massive and generally aphanitic rocks, dark grey or even black in colour, with a greenish or bluish tint. They form many separate and irregular bodies, occurring mainly in the northern part of the Struga element.

Two main kinds of diabases may be differentiated, the holocrystalline varieties and the hypocrySTALLINE ones.

The holocrystalline varieties exhibit an aphanitic texture with distinct zoning, as a rule in plagioclase laths (25-33% An.). Besides diopside-augite (α/γ 40°) we may distinguish such secondary minerals as clinocllore, pennine and calcite. Pseudomorph textures filled up with minerals of the chlorite class and with calcite may be looked upon as formed owing to the decomposition of olivine.

In exposure 8 a complete carbonitisation of all dark constituents has been observed. The last process seems to be a relatively young one (see pl. XXX).

The hypocrySTALLINE varieties were collected in exposures 1 and 2 and in trench 8, where they occur with holocrystalline rocks.

The hypocrySTALLINE varieties are interserted (pl. XXXI, fig. 2 and pl. XXXII, fig. 1), or pseudovariolitic (pl. XXXII, fig. 2) in texture. The lath-shaped plagioclase feldspars contain 20% An. Between the feldspar lamellae a glassy groundmass is visible. This glass is often troubled and untransparent. The devitrification is accompanied by chloritization and calcitization. Small aggregates of augite, however, may occur in glass in some places.

All diabases of the Struga element show distinct stress-action. If the strain was moderate, the plagioclase lamellae were bent or curved more or less intensely. If the strain was greater, the plagioclase lamellae were broken into fragments which may be separated by secondary minerals (calcite, chlorite).

The hypocrySTALLINE diabases are more resistant, however, they are crushed into little fragments, cemented by calcite.

The following record illustrates the chemical composition of the diabases under discussion, according to A. Eyme, and their normative composition as calculated by S. Maciejewski (1959), (see chart 1 in the Polish text).

According to their normative composition, the Struga diabases occupy the place of andesite in the systematic diagram of Johannsen-Niggli-Smulikowski (fig. 2), (Smulikowski 1934). These diabases are remarkably similar to the typical diabases, known from the Kaczawa Caledonides (10 analyses).

The hypocrySTALLINE varieties are likely to be lava-flows in origin. Structures closely resembling the so-called pillow-lavas may be locally observed (see pl. XXIX).

There is still much difficulty in determining the approximate age of the Struga diabases. Unfortunately all contacts between these rocks and the adjacent strata are tectonic in character.

Nevertheless E. Dathe & E. Zimmermann described these diabases as Upper Devonian volcanites. A rather older age of the rocks under consideration is postulated by E. Bederke (1924), and H. Murawski (1943) who considered the strongly similar diabases of the vicinity of Świebodzice as being higher Cambrian in age.

H. Murawski claimed that the diabases in question correspond to the greenschist-formation of the Kaczawa Caledonides, and this was also the opinion of H. Teisseyre (1947, 1952, 1956).

Recently however in assigning the diabases of Struga (Strumyk) to the Upper Devonian, K. Łydka (1958) returned to the views of E. Dathe & E. Zimmermann (1912). He emphasizes that the diabases may be classed rather as spilites and that they are not altered by regional metamorphism of the greenschist facies. Moreover, small particles of a very similar rock occur in Upper Devonian sediments which, according to K. Łydka, form a pyroclastic component.

The writer, however, disagrees with the views of K. Łydka. He stresses that in the Cambro-Silurian of the Kaczawa Mountains some diabases may be observed, which are negligibly altered and very much like the Struga diabases. Moreover it is often very difficult to distinguish between some autometamorphic alterations and the effects of slight epimetamorphic changes.

The small amount of diabase debris, found by K. Łydka (1958) in some Upper Devonian limestones, are of course detrital in character, but they need not be of pyroclastic origin. For the above reason the author is inclined to regard the diabase rocks as being of Upper Cambrian age.

Graywackes and shales of the Upper Devonian

The Upper Devonian strata of the Struga element are represented by graywackes with subordinate intercalations of dark-grey shales and fine-grained conglomerates.

The clastic material of the Upper Devonian strata under consideration has been derived mainly from the Caledonides of the Kaczawa Mountains (chlorite, albite, diabases, quartzites). The material, brought from the Sowie Góry region, is scarcer and occurs above all in the conglomerates (microcline, perthites, some plagioclases, garnet, and debris of gneiss).

The initial stratigraphic conditions have been obliterated by severe subsequent deformations, which transformed the Upper Devonian sequence into a kind of breccia.

The cataclastic textures are common phenomena in these rocks,

especially along the contacts of masses, characterized by different competencies and in highly crushed parts.

Conglomerates of the Lower Carboniferous

Huge masses of Lower Carboniferous conglomerates, which border the element of Struga on all sides, fall into two different sequences, belonging to two tectonic units. These units are: the depression of Świebodzice in the east, and the Middle Sudetic trough in the west.

In accordance with H. Teisseyre (1949, 1956) the conglomerates which occur east of the element of Struga may be determined as the Culm of Chwaliszów, while the sequence known from the western proximity of this structure will be described as the Culm of Lubomin.

The Culm of Chwaliszów

The Culm of Chwaliszów represents a poorly bedded and rather massive conglomerate, which is up to two km. or more in thickness. It is composed of more or less rounded rock fragments, mostly from 5 to 15 cm. in diameter, however, very uneven in size. Boulders of 1.5 m. in diameter and even greater ones may be sporadically encountered. The detrital material is very poorly sorted and poorly selected, according to its chemical and physical resistance. The rock fragments are embedded at random in a graywacke-like matrix, except for disk-shaped pebbles, which are in general more or less parallel to the bedding planes.

The average composition of the Chwaliszów conglomerates is shown in chart 2 of the Polish text.

A sedimentary breccia has been found in trench No. 8 excavated across the very contact between the element of Struga and the Culm of Chwaliszów (see fig. 4). The breccia is about 5 m. thick and is composed of angular debris of the Upper Devonian shales. It probably represents the basal portion of the Culm sequence.

According to H. Teisseyre (1956) the Culm of Chwaliszów is a torrential deposit in origin, accumulated on a gradually subsiding floor of an intramountainous basin.

The flat piedmont surface of this basin constituted an assemblage of huge alluvial fans, growing in thickness as the floor of the basin subsided.

The Culm of Lubomin

The Culm of Lubomin occurs south-west and west from the Struga element and is separated from this element by the dislocation of

Struga. The sequence is poorly layered and consists of pebbly conglomerates with subordinate graywackes.

The conglomerates are evidently better sorted and selected than the psephites of the Chwaliszów Culm.

Chart 3 in the Polish text gives the average composition of the Lubomin conglomerates as found in the area here investigated.

The composition of the conglomerates characteristic of the Lubomin Culm implies far more distant transport than that admissible for the psephites of the Chwaliszów Culm.

The paleogeographic conditions have also changed considerably. The great scarcity of the Sowie Góry gneisses in the Culm of Lubomin indicates a general subsidence of this region during the deposition of the last sequence, which according to H. Teisseyre (1956) is evidently younger than the Chwaliszów conglomerates.

Young Hercynian dikes

The young Hercynian extrusives are represented in the element of Struga and in its environment by pink coloured, felsitic rhyolites. They occur in some places among the diabases and within the conglomerates of the Chwaliszów Culm. They form small injected bodies, as necks and dikes.

Quaternary deposits

Glacial till forms a thin layer only. The till is clayey, partially washed out and mixed with material of weathered rocks.

Slope loams are composed of clay with quartz grain and angular debris of weathering bedrocks. The admixture of boulder clay material is often present.

Valley-flat sediments. — The sediments deposited on valley floors are loam, silt and gravels, an admixture of angular and subangular debris is often present, especially in some small tributaries of the Czyżynka valley.

TECTONICS

Minor structures

The minor tectonic features, as observed in natural and artificial outcrops, are as a rule disjunctive in character. Essentially plastic deformations are rather absent from the area here investigated.

Intensive crushing of the rocks may be pointed out as the main structural characteristic of the area here investigated.

The incompetent components of the Upper Devonian sequence, as shales of sandstones, have often been rolled or intensely and irregularly crumpled. The more competent graywackes are often crushed to pieces, the fragments being sometimes rotated, and mixed with debris and minute particles of shales (see fig. 3).

In extreme cases a tectonic breccia has been formed, in which the previous sedimentary limits and the initial succession of strata has been more or less obliterated.

The diabases underwent crushing too, and were transformed into breccias cemented by calcite. The youngest generation of breccias has been formed along the marginal portions of the Struga element. They contain fragments of the previous brecciated diabases healed with calcite and mingled with fragments of the Upper Devonian. This breccia, however, is not cemented by calcite.

There is other evidence showing that the rocks of the Struga elements have undergone crushing during more than one tectonic event. According to the present author, the sequence of the disjunctive deformations, as noted by crushing and jointing, may be presented as follows:

1. Older deformations (apparently pre-Lower Carboniferous). Breccias and joints healed with quartz and quartz-albite sequence (association) have never been observed in the Lower Carboniferous of the area here investigated. It is possible that some calcite veins had been formed in older phases, too.

2. Younger deformations (apparently Lower Carboniferous in age and younger). Most breccias and joints healed with calcite. Calcite veins in the Culm of Chwaliszów. Joints and breccias healed with hematite. Unmineralized cracks, which may be looked upon as the youngest ones.

Major structural features

The surface intersection of the element of Struga is very characteristic and useful in deducing the general shape of this structure.

We see on the map that the diabases occur in marginal parts of the elements, and that first of all they accumulated along the NE margin. Except for the northernmost part of the structure under discussion, only some few small fragments of diabase rocks have been encountered along the dislocation of Struga. The middle part of the element of Struga is occupied by Upper Devonian rocks.

If the diabases are really Upper Cambrian in age and if they form the base of the Upper Devonian, the element of Struga exhibits a rather synclinal appearance.

This simplified scheme, however, does not adequately clarify the structural relationships observed in the area here studied.

Particularly the tectonic attitude of the diabases and of the Upper Devonian is far from being a simple one. As has already been mentioned, the diabases occur among Upper Devonian strata as some isolated masses, varying in size, both sequences being crushed and replaced several times. Thus the Struga element may be looked upon as a totally brecciated structure.

The structural relationships in the Culm sequences are simpler; this may be explained by the high rigidity of these stratigraphical units which are very thick and poorly stratified.

The Culm of Lubomin strikes more or less parallel to the dislocation of Struga. This dislocation represents an inverse fault, along which the Struga element has been thrust up to the south-west (compare E. Bederke, 1929).

More complicated, however, are the structural relations along the north-eastern margin of the element under discussion, where it is limited by huge masses of the Chwaliszów Culm conglomerates.

The limit seems to be a steep fault on the surface, however, the tectonic relationships between the named Culm and our structure change essentially along the Czyżynka valley.

To the SE of this valley, the Chwaliszów conglomerates strike NW-SE and dip north-east, away from the Upper Devonian and the diabases.

To the NW of Czyżynka the same Culm masses strike E-W, or in similar directions, oblique to the Struga element, and dip to the south below it.

The tectonic pattern of the area investigated is further complicated by some transversal faults, trending NE-SW to N-S, and perhaps younger than the longitudinal frame dislocations.

The biggest of them accompanies the Czyżynka valley and cuts the Struga element into two very uneven parts. The fault of Czyżynka is accompanied by slickenside surfaces, on which striation dips at 10-20 degrees toward NNE or SSW. These features indicate that probably tectonical movements on the transversal faults had been developed in some different tectonic episodes.

A detailed analysis of the structural features shows that the tectonics of the Struga element may be interpreted in two different ways. This element may be either an autochthonous uplift or a fragment of a flat-lying thrust-sheet.

E. Dathe & E. Zimmermann (1912), further E. Bederke (1929), regarded the structure under consideration as a horst (Adelsbacher Horst), while H. Teisseyre (1952) suggested a horizontal displacement of the Upper Devonian and the diabases over the Culm sequence of Chwaliszów.

According to the writer, the element of Struga may be looked upon rather as an autochthonous mass, than as an ordinary horst. More probably it represents a fragment of the basement, squeezed up along a zone of fractures, which separates the Middle Sudetic Trough from the depression of Świebodzice (Struga fault).

The squeezing up took place between two very thick and rigid Culm sheets, the Culm of Chwaliszów in the east and the Culm of Lubomin in the west.

The highly compressed rocks have been transformed into a coarse breccia, throughout which each block and each greater fragment is minutely fractured and on all sides bounded by surfaces of movement.

In a deep-seated root-portion the element of Struga may correspond with the basement, or it may be totally sheared up, no immediate connection with parental rocks being preserved.

E. Bederke (1929) first drew attention to the fact that in the vicinity of Świebodzice (Freiburg) two main phases of deformation may be differentiated. The folding with axes trending E-W is characteristic of the older phase, while the structural trends of the second and younger phase are essentially NW-SE. However, this is a general scheme only, as other subordinate directions may also be distinguished.

Both main phases may be looked upon as Variscan. The older phase is evidently Bretonic in age, however it repeats the trend of the Caledonian structures. The second phase developed during the Upper Carboniferous (compare W. Grocholski, 1959), but it seems to have been rejuvenated at least partially in the Tertiary time.

The complex structural relationships between the Culm of Chwaliszów and the Struga element may be explained by superposition of the two above phases of deformation.

In the Bretonic phases a broad E-W trending syncline was formed in the depression of Świebodzice. H. Teisseyre called this syncline the syncline of Szczawienko (1956). The element of Struga was formed in the younger phase, and this might be the cause of some discrepancy between the two structures.

In the here investigated the syncline of Szczawienko is well displayed only in the right side of the Czyżynka valley, where the strike of the Struga element is subparallel to its south-western limb.

On the area left side of this valley however, the syncline of Szczawienko is obliquely cut by the NW part of the Struga element.

Towards the end of the present paper, the writer again emphasizes that the Struga element may be looked upon as an autochthonous mass, squeezed up from the substratum of the Culm sequences and brecciated between two rigid Culm sheets.

He claims that this new explanation puts aside serious differences between the older "horst hypothesis" and some new evidence, and that it is more probable than the thrust hypothesis.

*Institute of Geology
Polish Academy of Sciences
Warszawa, November 1961*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXIX-XXXIV
DESCRIPTIONS OF PLATES XXIX-XXXIV

PL. XXIX

Reliktowa struktura poduszkowa (odkrywka 2)
Relict of the pillow-lava structure (exposure 2)

PL. XXX

Struktura ofitowa w diabazie z rowu 8. Minerale ciemne zastąpione kalcytem
× 30
Bez nikoli
Ophitic texture in the diabase from trench 8. Dark minerals replaced by calcite × 30
Ordinary light

PL. XXXI

Fig. 1

Fenokryształ plagioklazu w diabazie, wypierany przez chloryt × 45
Nikole skrzyżowane
Plagioclase phenocrystal partly replaced by chlorite. Diabase × 45
Crossed nicols

Fig. 2

Struktura intersertalna w diabazie odmiany hipokrystalicznej. Przez środek preparatu przebiega żyłka kalcytowa × 45
Bez nikoli
Intersertal texture in the hypocrystalline diabase. In the centre a calcite veinlet × 45
Ordinary light

PL. XXXII

Fig. 1

Struktura intersertalna w diabazie odmiany hipokrystalicznej	× 45
	Bez nikoli
Intersertal texture in the hypocrystalline diabase	× 45
	Ordinary light

Fig. 2

Struktura pseudowariolitowa w diabazie odmiany hipokrystalicznej. Skała pocięta żyłkami hematytu	× 45
	Bez nikoli
Pseudovariolitic texture. Hypocrystalline diabase cut by hematite veinlets	× 45
	Ordinary light

PL. XXXIII

Szarogłaz dewoński. Widoczny uskók przecinający spore ziarno plagioklazu oraz wyraźną kataklazę tła skalnego

× 70

Nikole skrzyżowane

Devonian graywacke. Faulting of a large grain of plagioclase and distinct cataclasis of matrix

× 70

Crossed nicols

PL. XXXIV

Szarogłaz dewoński, widoczne spękanie i sklejenie kalcytem ziarna kwarcu; wyraźna kataklaza tła skalnego

× 70

Bez nikoli

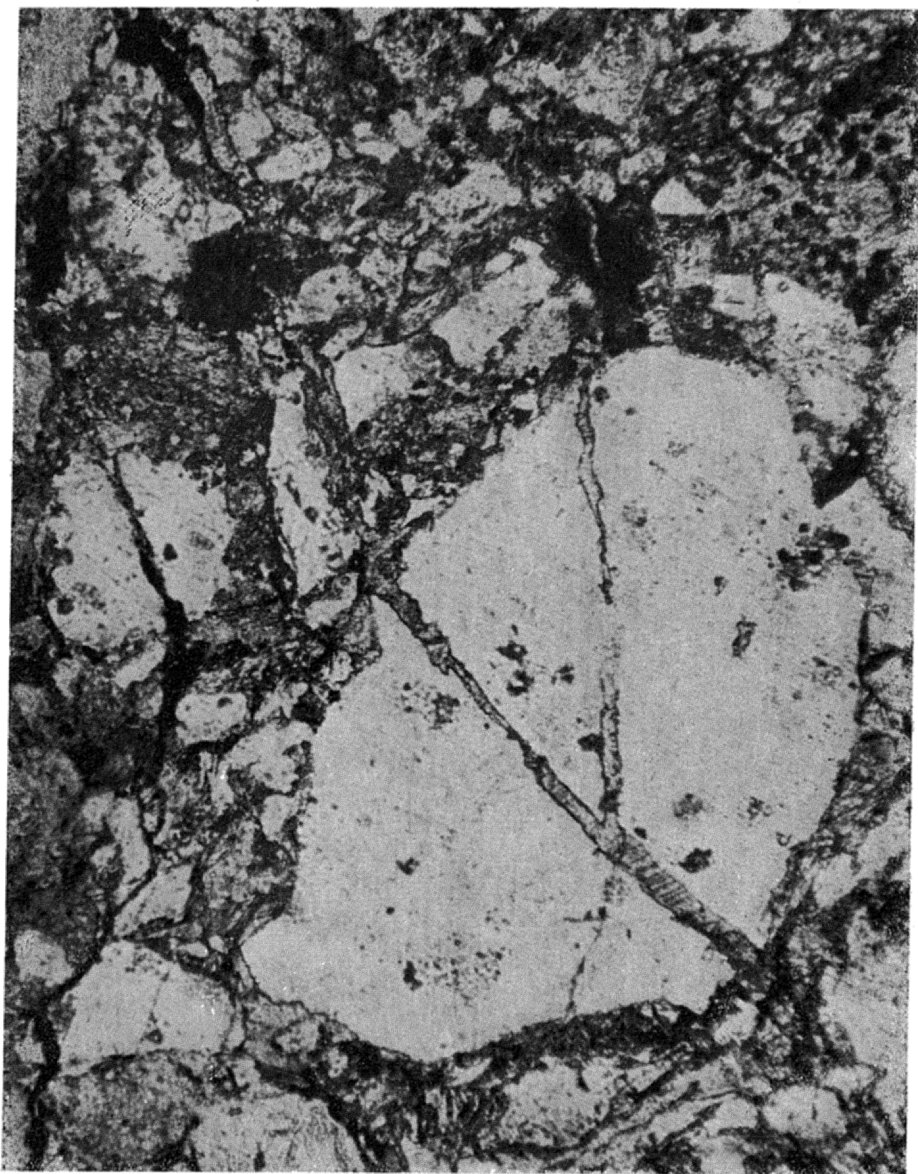
Devonian graywacke. Fractured quartz grain healed with calcite. Distinct cataclasis of matrix

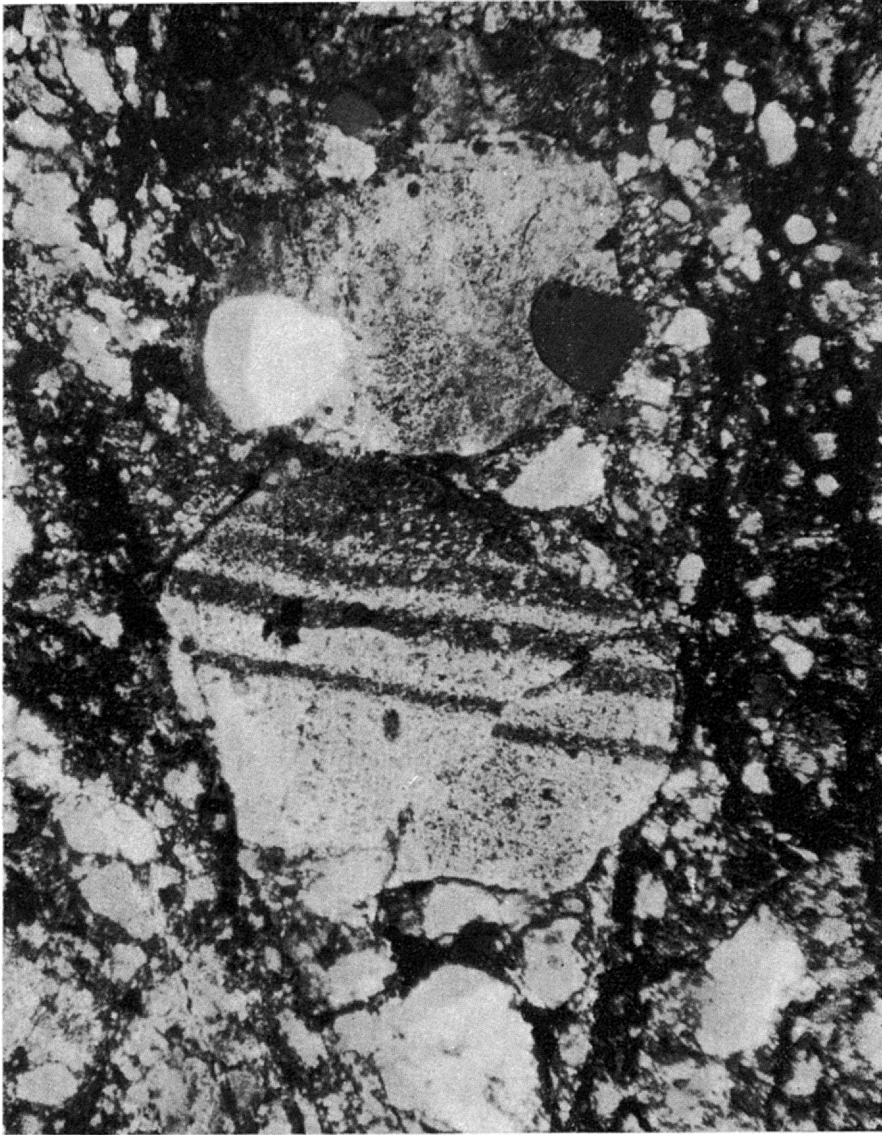
× 70

Ordinary light

Wszystkie fotografie wykonał autor

All photographs by the author





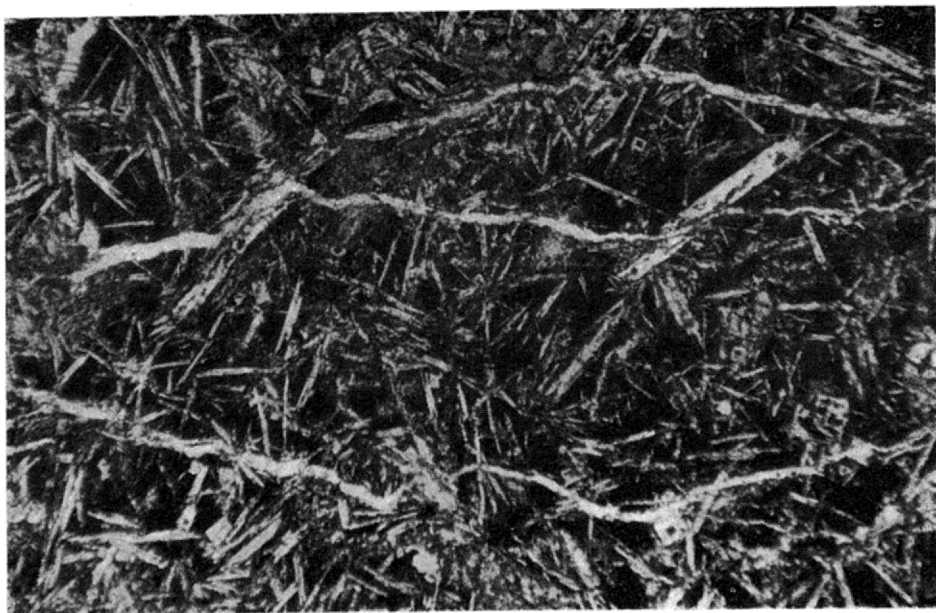


Fig. 1

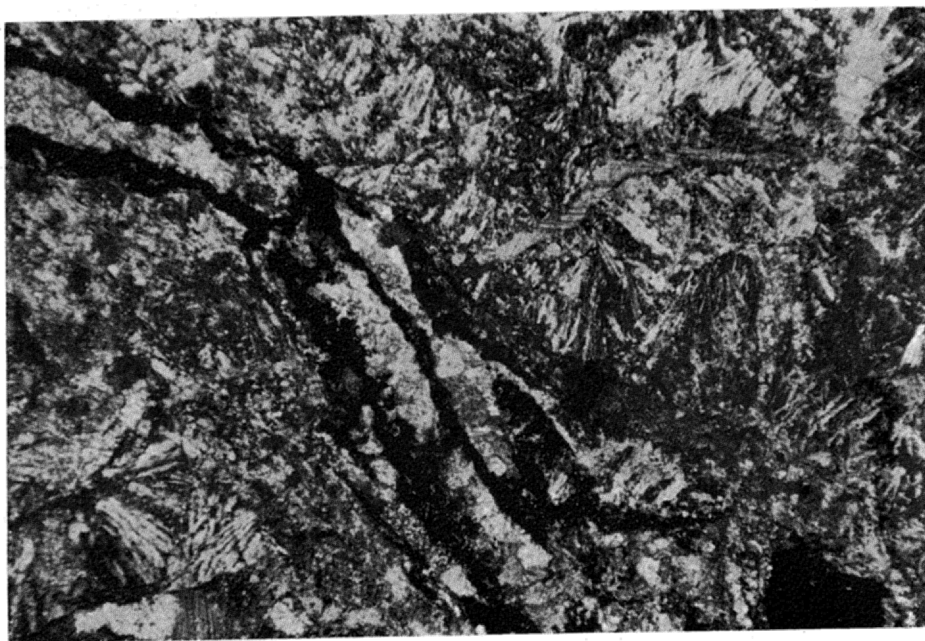


Fig. 2

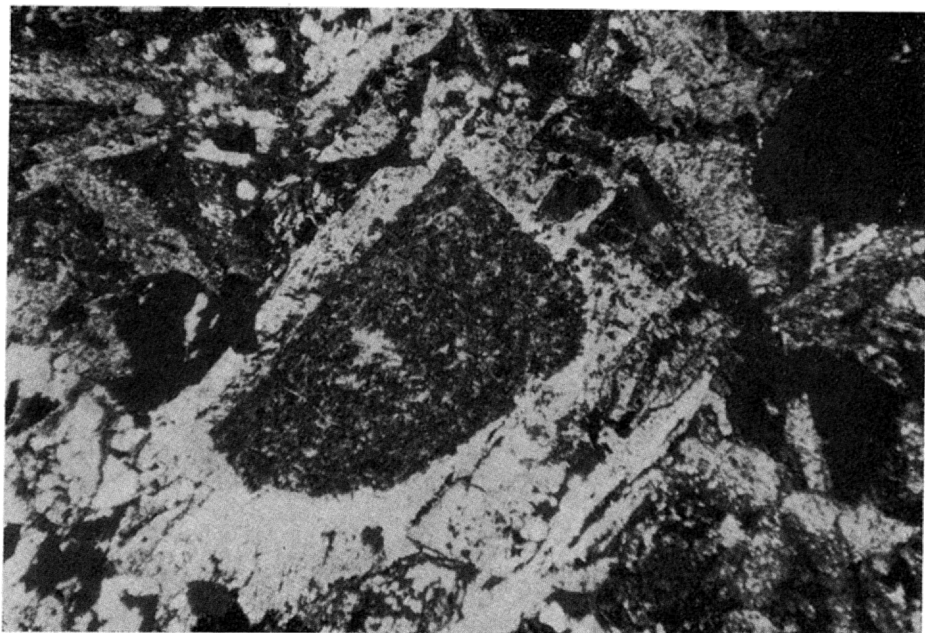


Fig. 1

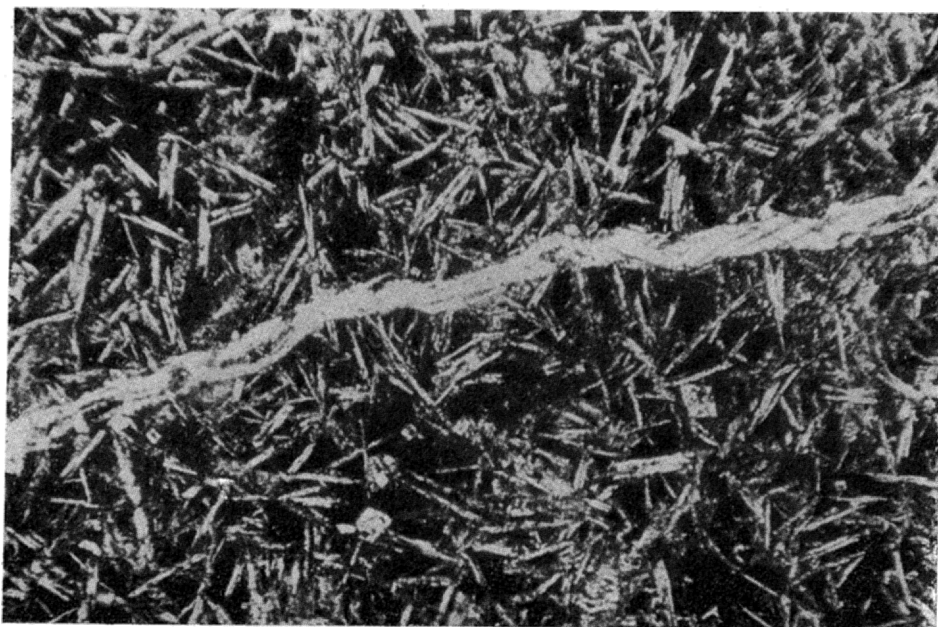


Fig. 2



