

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
BIULETYN 79

STANISŁAW RADWAŃSKI



P.1214/52

**PALEOGEOGRAFIA I SEDYMENTACJA KULMU
W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ**

(z 5 figurami w tekście)

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952

STANISŁAW RADWAŃSKI

**PALEOGEOGRAFIA I SEDYMENTACJA KULMU
W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ**

(z 5 figurami w tekście)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И СЕДИМЕНТАЦИЯ КУЛЬМА
В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕ-СУДЕТСКОЙ МУЛЬДЫ
(с 5 фигурами в тексте)

PALAEOGEOGRAPHY AND SEDIMENTATION OF THE CULM
IN THE NORTHERN PART OF THE INTERSUDETIC BASIN
(with 5 figures in the text)

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego
1952



P. 1214/52

Rękopis złożono w P. I. G. 21. XII. 1950 r.

Zatwierdzono do druku 28. II. 1951 r.

Dyrektor Naczelny Jan CZARNOCKI

p. 240/60

Redaktor Naczelny – Dr Stanisław KRAJEWSKI
Redaktor Naukowy – Mgr Walentyna MIODUSZEWSKA

Nakład: 1.000 egz., obj. ark. 4³/₄

Papier: satyn. 70 g 70x100 kl. V.

Druk ukończono w lutym 1952.

Drukarnia S. Z. Graf., Zakład Nr 7, Warszawa Nowowiejska 6.

Zam. nr 769 z dn 6.X 1951.

3-B-50045

STANISŁAW RADWAŃSKI

PALEOGEOGRAFIA I SEDYMENTACJA KULMU W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

(z 5 figurami w tekście)

Praca niniejsza była przedłożona Radzie Wydziału Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego dnia 10 lipca 1950 r. w celu uzyskania stopnia doktora nauk przyrodniczych. Referentami pracy byli prof. prof.: dr Henryk Teisseyre i dr inż. Józef Zwierzycki.

SPIS RZECZY

	Str.
Wstęp	5
Część ogólna	6
Stanowisko niecki śródsudeckiej na tle geologicznej ewolucji zachodnich Sudetów	6
Historia badań kulkowego obszaru niecki śródsudeckiej	7
Zarys dotychczasowego stanu wiedzy o budowie północnej części kulkowego obszaru niecki śródsudeckiej	9
Część szczegółowa	12
Wstęp	12
Północno-zachodnie obramowanie basenu kulkowego	13
Metamorficzna seria wylewna	14
Fility w serii zieleńcowej	15
Metamorficzna seria osadowa	15
Paleogeografia i sedymentacja północnej części basenu kulkowego	22
Problem brekcji i powstanie basenu kulkowego	22
Rozwój basenu kulkowego	32
Zlepieniec rejonu Sądów Górnych i okolicy Ciechanowic	32

	Zieleńcowe zlepienie Nagórnik, Domanowa i Pastewnika	41
	Zlepieniec szarogłazowy	48
	Pierwsza „okrężna” strefa basenu	49
	Druga „okrężna” strefa basenu	59
Literatura		63
Резюме		65
Summary		69

S t r e s z c z e n i e

Osady kulmowe północnej części niecki śródsudeckiej były składane w basenie kulmowym, obramowanym staro-paleozoiczną serią skalną. Dwukierunkowe odkształcenie tektoniczne serii obramowania niekoniecznie jest równoczesowe. Do najstarszych osadów basenu kulmowego należy brekcja zboczowa oraz występująca w jej obrębie wkładka osadów piaszczysto-ilastych. Basen powstał przypuszczalnie po marsyjskiej fazie fałdowania waryscyjskiego. Rozwój basenu odbywał się w trzech etapach. Lądowe osady zlepieńców kulmowych były dostarczane w postaci stożków napływowych, w głównej mierze dzięki wypiętrzaniu odpowiednich partii obramowania basenu. Większość tych osadów pochodziła z obszaru Gór Kaczawskich. Warstwy kulmu lądowego ulegały zmianom tektonicznym przed i po swym zestaleniu. Przyjmowany dotychczas w literaturze uskok „thomasdorfski” nie istnieje.

W S T Ę P

Północna część niecki śródsudeckiej jest miejscem powstania i rozwoju basenu sedymentacyjnego, który stanowi jedną ze składowych jednostek mozaiki sudeckiej. Jest ona obszarem sugerującym możliwość rozwiązania lub sprawdzenia szeregu zagadnień o znaczeniu nie tylko lokalnym, ale i regionalnym. Dlatego na ten obszar została zwrócona szczególna uwaga i powstała chęć przekonania się, czy jego budowa geologiczna potwierdza nowoczesny pogląd na geologiczną ewolucję zachodnich Sudetów¹ w ogólności, a na stosunki sedymentacyjne w obrębie niecki śródsudeckiej w szczególności. Taki był ogólny cel obecnej pracy.

Wymieniony basen został w ciągu swego rozwoju wypełniony osadami wieku dolno-karbońskiego, wykształconymi w facji kulmowej. Proces ten odbywał się w pewnym porządku warunkowanym regionalną sytuacją istniejącą wówczas na odnośnym odcinku skorupy ziemskiej. Pierwotny jednak obraz jest dziś zaciemniony przez późniejsze zmiany spowodowane wpływem zarówno orogenezy waryscyjskiej, jak i mezozoiczno-kenozoicznej, oraz denudacji i erozji obszaru po jego trzeciorzędowym wyźwignięciu. Odtworzenie pierwotnego obrazu niezakłóconego późniejszymi zmianami jest bezpośrednim celem niniejszej pracy.

¹ Termin „zachodnie Sudety“, stosuję w znaczeniu uzasadnionym przez E. Bederkego (4).

Praca została wykonana w sezonie wakacyjnym 1949 r., w ramach umowy z Państwowym Instytutem Geologicznym, jako jeden z punktów programu terenowych prac geologicznych przewidzianych przez ten Instytut. Badaniem został objęty pas terenu rozciągający się od Ciechanowice po Bogaczowice, o szerokości około 4 km, o powierzchni około 50 km². W powierzonej mi pracy oparłem się przede wszystkim na zdjęciu geologicznym arkusza Miedzianka, wykonanym w 1912 r. przez G. Berga, oraz arkusza Sędziszów, wykonanym w 1929 r. przez E. Zimmermanna; następnie na wynikach prac różnych autorów uwzględniających w swych badaniach kulmowy obszar niecki śródsudeckiej oraz własnych badań terenowych rozpoczętych na obszarze arkusza Sędziszów w 1948 r.

Problem paleogeografii i sedymentacji kulmu w północnej części niecki został wysunięty przez prof. dr Henryka Teisseyra. Za pomoc w rozwiązaniu szeregu wątpliwości nasuwających mi się podczas wykonywania pracy i zawsze życzliwą gotowość dyskusji na temat trudniejszych zagadnień składam Mu na tym miejscu serdeczne podziękowanie.

CZĘŚĆ OGÓLNA

STANOWISKO NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ NA TLE GEOLOGICZNEJ EWOLUCJI ZACHODNICH SUDETÓW

Ewolucja skorupy ziemskiej na obszarze zachodnich Sudetów była bardzo skomplikowana. Prekambryjskie jej etapy trudno dziś w szczegółach odtworzyć. Wiadomo tylko, że na wymienionym obszarze nie doszło w tym okresie do wytworzenia kratogenu odpornego na późniejsze odkształcenia górotwórcze. Wiadomo również, że po zgradowaniu orogenu algonckiego w obszar ten wkroczyła od NW odnoga geosynkliny kaledońskiej. W miejscu dzisiejszych Gór Kaczawskich utworzyła głęboki basen i rozprzestrzeniła się płytko w kierunku masywu czeskiego (O. Kodym, „J. Svoboda 18”). Po przerwie spowodowanej fazą sardyńską zalew osiągnął w tremadoku największe nasilenie i z wyjątkiem krótkotrwałego wynurzenia obszaru podczas fazy takońskiej, przedłużył się w zachodnich Sudetach do końca syluru. Na obszarze Gór Kaczawskich basen geosynklinalny był głęboki nawet i w gotlandzie, o czym świadczy brak w owym czasie na tym obszarze organicznych wapieni charakteryzujących pozostały, brzeżny obszar geosynklinalny.

Znamienna w historii zachodnich Sudetów jest eryjska faza fałdowania kaledońskiego. Fałdowanie posiadało charakter alpejski. Wytworzone płaszczowiny były masami odkłutymi (ang. „shearing-nappe”). Z tych dolna, czyli podsudecka płaszczowina, zbudowana z osadów sylurskich, zo-

stała nasunięta ku SW na jądro masywu czeskiego. Na płaszczowinę podsu-decką została z kolei częściowo nasunięta, tektonicznie od niej wyższa, płaszczowina sudecka, której skały są zaliczane do algonku (O. K o d y m, J. S v o b o d a 18). Jako najmłodszy powstał system Gór Kaczawskich zawierający skały algonkie i staro-paleozoiczne i częściowo nasunięty na partię korzeniową płaszczowiny sudeckiej. Wskutek nasunięcia płaszczowinowego nastąpiło trwałe zespolenie zachodnich Sudetów z masywem czeskim w jednolity, kratogeniczny blok.

Tak więc orogen kaledoński był silnie rozwinięty na obszarze zachod-nich Sudetów i przedstawiał system górski otoczony morzem, sięgający do śląskiej strefy N — S i obejmujący zarówno masyw czeski, jak i blok Gór Sowich. Górotwór ten ulegał gradacji podczas dolnego i prawie całego środkowego dewonu. Dopiero płytkie zatoki morza żywetu wnikały w par-tie zgradowane i utrzymywały się w ich obrębie aż do początkowej (bre-tońskiej) fazy fałdowania waryscyjskiego (E. B e d e r k e, 3).

W obrębie orogenu waryscyjskiego zachodnie Sudety wraz z masywem czeskim stanowiły kratogeniczną partię śródgórską (E. B e d e r k e, 5) nasuwana *en bloc* raz w kierunku SE na region morawsko-śląski, a raz w kierunku NW na strefę sasko-turyngijską. Górno-paleozoiczny nacisk orogeniczny zaznaczył się prawie wyłącznie w brzeżnych partiach kaledoń-skich gór i wywołał ruchy o charakterze germanotypowym. Na obszarze zachodnich Sudetów ograniczył się jedynie do „retuszu na starym planie budowy“ (E. B e d e r k e, 3). Niemniej spowodował wytworzenie niecki śródsudeckiej w miejscu poprzecznego obniżenia zgradowanych łańcu-chów kaledońskich (H. T e i s s e y r e, 31) i działalność silnego, głębi-nowego wulkanizmu.

Pozostałością dokonanych przemian była wielka różnorodność fragmen-tów różnych struktur, które wskutek trzeciorzędowej tektoniki uskokowej zostały wprawdzie zgrupowane w określoną jednostkę orograficzną, ale ge-ologicznie tworzą w dalszym ciągu mozaikę różnych stylów tektonicznych.

HISTORIA BADAŃ KULMOWEGO OBSZARU NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

Niecka śródsudecka jest jednym z zasadniczych elementów geologicznej budowy zachodnich Sudetów. Pod względem morfologicznym należy do Sudetów Środkowych, rozciągających się między Kotliną Kłodzką a ob-niżeniem kamiennogórskim (M. K l i m a s z e w s k i, 17). Pomijając krajoznawcze opisy tego obszaru zamieszczone w starych dziełach i nie mające charakteru naukowych badań, pierwsze geologiczne opracowania datują się od początku XIX wieku i odnoszą się do zagadnień związanych z Dolnośląskim Zagłębem Węglowym. Przez długi czas zainteresowanie

geologów ograniczało się wyłącznie do obszaru węglowego ze względu na bezpośredni efekt i natychmiastową, widoczną opłacalność wkładu swej pracy, a następnie do pozostałych obszarów niecki o tyle, o ile wiadomości o nich były przydatne do eksploatacji innych, łatwo dostępnych rodzajów surowego materiału skorupy ziemskiej, jak kamieni budowlanych, żył barytu, itp.

Z biegiem jednak czasu okazało się, że ta „bezpośrednia“ metoda pracy geologów przestała przyczyniać się do opłacalnego wzrostu wyzyskania od dawna eksploatowanych źródeł surowców mineralnych. W miarę postępu wiedzy zachodziła z jednej strony potrzeba naukowego uzasadnienia nowych możliwości gospodarczych, a z drugiej strony budziła się chęć wyjaśnienia stanowiska i rozwoju niecki śródsudeckiej jako składowej części zachodnich Sudetów. Zrozumiano, że osiągnięcie celu praktycznego muszą poprzedzić badania teoretyczne, oparte na znajomości odnośnego problemu w zasięgu regionalnym. Przekonano się bowiem o istnieniu poważnych sprzeczności pomiędzy pewnymi uogólnionymi zagadnieniami a stanem faktycznym, zaobserwowanym w terenie; sprzeczności — spowodowanych brakiem wiadomości odnoszących się do obszarów zbyt pobieżnie lub dorywczo traktowanych, bo nie przedstawiających bezpośrednich korzyści praktycznych. Wówczas to zwrócono baczniejszą uwagę na kulmowy obszar niecki śródsudeckiej, obejmujący jej północną część.

Wprawdzie już z początkiem XX wieku przystąpiono do szczegółowego kartowania śródkowo-sudeckiego kulmu (G. Berg — arkusze Miedzianka, Kamienna Góra i Wałbrzych, G. Berg i E. Dathe — arkusz Kowary, G. Berg i E. Zimmermann — arkusz Świebodzice; wszystkie mapy wraz z objaśnieniami wydane do 1912 r.). Ograniczono się jednak wówczas tylko do ogólnego opisu wyglądu wydzielanych za G. Bergiem (8) poszczególnych stref osadów kulmowych, porzeczając na stwierdzeniu, że układem stosują się one do nieckowatej formy basenu, w którym się osadzały (E. Zimmermann, 33). Kulm przez długi czas był problemem drugorzędym. Dlatego osiągnięte wyniki są często rozbieżne tak ze względu na oznaczenie, jak i ocenę poszczególnych stref i w wielu przypadkach muszą być dziś uważane za błędne. Prace wielokrotnie postępowały bardzo wolno. Świadczy o tym np. fakt, że E. Zimmermann, który już od 1910 r. publikował wyniki swych badań dotyczących arkusza Sędziszów, obejmującego główną część kulmowego obszaru niecki śródsudeckiej, ukończył je dopiero po 28 latach, objaśnienia bowiem do wymienionego arkusza mapy geologicznej zostały wydane w 1938 r.

A więc notujemy. W 1892 r. przedstawił E. Dathe geologiczny opis Szczawna Zdroju. W 1912 r. istniały już szczegółowe mapy geologicz-

ne SW i E części obszaru kulmowego. Następnie ukazywały się jedynie krótkie opisy przygodnie w kulmie napotkanych skamieniałości opracowane przez Fr. Fischera (14), O. Höricha (15), R. Potonięgo (22) i in. oraz prace ogólnosudeckie, przeważnie również omawiające obszar kulmowy, ale jedynie pośrednio. Wyczerpujące w swym czasie, do dziś wartościowe przedstawienie wiadomości o rozwoju facjalnym, stratygrafii i tektonice śródkowo-sudeckiego kulmu podał E. Bederke (3). W 1934 r. F. Berger podjął próbę wyjaśnienia pochodzenia otoczków zlepieńca kulmowego. E. Zimmermannowi (35) zawdzięczamy opracowanie szczegółowej mapy geologicznej, arkusz Sędziszów. Wreszcie H. Teisseyre (31) przedstawił w przeglądowy sposób ujęte wnioski dotyczące sedymentacji kulmu okolic Wałbrzycha.

Z podanego wyżej przeglądu wynika, że do 1948 r. brak było prac, które by w oparciu o nowoczesne metody badań uwzględniały w systematyczny sposób całość kulmowego obszaru niecki śródsudeckiej, lub wyjaśniały szereg dotychczas pomijanych, lub też tylko częściowo rozwiązanych zagadnień odnoszących się do tego obszaru.

ZARYS DOTYCHCZASOWEGO STANU WIEDZY O BUDOWIE PÓLNOCNEJ CZĘŚCI KULMOWEGO OBSZARU NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

Powstawanie niecki śródsudeckiej miało miejsce „równoległe z poszczególnymi fazami orogenicznymi waryscyjskimi, przy równoczesnym podnoszeniu się (jej) masywów ramowych“ (H. Teisseyre, 31). W niższym kulmie niecka stanowiła basen ograniczony od północy krawędzią Gór Kaczawskich, od zachodu tzw. „okrywą“ Karkonoszy i Gór Izerskich, od południa prawdopodobnie wówczas istniejącym obszarem wysokogórskim (E. Bederke, K. Fricke, 6). Wschodnia granica basenu na odcinku nasunięcia Strugi nie jest bliżej znana, wiemy jedynie, że częściowo tworzył ją blok Gór Sowich. W wyższym kulmie na obszar basenu wkroczyło morze. Sedymentację kulmową przerwały ruchy orogeniczne sudeckiej fazy cyklu waryscyjskiego. H. Teisseyre (31) podkreśla, że po przerwie wytworzył się, w oparciu o dawne struktury, nowy basen przesunięty względem poprzedniego ku SW. W tym basenie powstawały górno-karbońskie osady typu limnicznych złóż węglowych.

Koncepcja odrębnego basenu kulmowego jest nowa w literaturze sudeckiej; dotychczas bowiem przyjmowany był pogląd wywnioskowany przez E. Zimmermanna w 1910 r., potwierdzony przez tegoż autora w 1938 r. i przedstawiony przez niego na mapie geologicznej, arkusz Sędziszów. Pogląd ten jest następujący. Układ warstw kulmowych świadczy o obecności jednej, wielkiej, paleozoiczno-mezozoicznej niecki zwanej

niecką śródsudecką. Kulmowe bowiem warstwy zapadają (zawsze stromo, pod kątem 30 — 50°) na zachodzie w kierunku ESE do SE, na północy w kierunku S i na wschodzie w kierunku SSW do SW, tworząc półkole otwarte ku południowi. Najstarsze warstwy kulmu występują na obwodzie półkola. W kierunku do środka półkola układa się koncentrycznie ogółem 5 stref coraz młodszych warstw kulmu, z których pierwsze cztery należą do dolnego, lądowego kulmu, a ostatnia do górnego, morskiego. Na kulmie leżą kolejno warstwy górnego karbonu, permu i kredy, wykazujące zawsze tę samą, koncentryczną budowę nieckową. Z tego wynika, że „obszar kulmowy stanowi tektonicznie północną, brzeżną część niecki śródsudeckiej“.

Najbardziej północnej części półkola brak. Została ona obcięta tzw. „uskokiem thomasdorfskim“ i rozmyta. W okolicy zachodniego krańca Sądów Górnych wschodni odcinek uskoku thomasdorfskiego został przesunięty na SE wzdłuż końcowego, SE odcinka „uskoku z Wiesau“, znajdującego się na granicy kulmu i „kwarcytu z Baumgarten“. Stosunki są o tyle skomplikowane, że do SE odcinka uskoku z Wiesau obustronnie dochodzą po dwa inne, krótkie uskoki (częściowo nie zaznaczone na mapie, ale wymienione w opisie arkusza), mające wytłumaczyć budowę tego obszaru. Wbrew bowiem przewidywaniom autora, zamiast „najniższego, zawierającego węgiel“ kulmu Ciechanowic pojawiają się tu nieoczekiwanie warstwy gruboziarnistych zlepieńców w wykształceniu trzeciej kolejnej, pierścieniowej strefy kulmu.

Uskok thomasdorfski został utworzony po kulmie, ponieważ obcina warstwy kulmu na północy, a przed czerwonym spągowcem okolicy Wierchosławic, ponieważ na czerwonym spągowcu kulm nie leży. Za górnokarbońskim lub wczesno-czerwonospągowcowym wiekiem uskoku przemawiają równoległe, a częściowo na jego miejscu występujące żyły porfirowe typu mezowulkanicznego. Wbrew zastrzeżeniom E. B e d e r k e g o (3) E. Z i m m e r m a n n podtrzymuje swój pogląd wypowiedziany w 1922 r., że uskok thomasdorfski jest częścią uskoku śródsudeckiego. Wiek pozostałych uskoków, a w szczególności uskoku z Wiesau ocenia jako „znacznie młodszy“ od późnego czerwonego spągowca.

Budowa obszaru kulmowego „nigdzie nie jest zakłócona drobnym fałdowaniem“, a jedynie na pewnej przestrzeni zniekształcona wskutek intruzji porfiru Trójgarbu. Zniekształcenie polega na spiętrzeniu warstw basenu w prawie południkową strefę siodłową i na wytworzeniu wskutek tego dwu stref synklinalnych, szerszej zachodniej i węższej wschodniej (E. Z i m m e r m a n n, 34, 35).

Autor powyższy tłumaczy upad warstw kulmu w sposób dla mnie niejasny. Mianowicie wymienia możliwość późniejszego zapadnięcia się środka niecki, albo późniejszego fałdowania, może saksońskiego, podczas

którego oś fałdowa odpowiadała pierwotnej osi basenu, sztywne zaś ławice zlepieńców oparły się fałdowaniu o małej amplitudzie. Dodaje jednak, że wyjaśnienie tej kwestii wymaga dalszych badań.

Zastrzeżenia E. Bederkego (3), który w zasadzie zgadza się z poglądem E. Zimmermanna, dotyczą dwu punktów. Mianowicie E. Bederke zwraca uwagę, że uskoku thomasdorfski E. Zimmermanna nie może być częścią uskoku śródsudeckiego, ponieważ ten ostatni jest, zgodnie z opinią H. Cloosa (11), przedkarboński ze względu na przykrycie zlepieńcem kulmowym jego SE przedłużenia. Następnie E. Bederke sądzi, że porfir Trójgarbu intrudował w już istniejącej strefie siodłowej i tylko bardziej wybrzuszył kulmowe warstwy w swym otoczeniu. Natomiast strefa siodłowa powstała wskutek rozpadu basenu kulmowego w wyższym kulmie na dwa baseny odrębne, które nazywa nieckami Sędzislawa i Lubomina. Poza tym E. Bederke wnioskuje na podstawie obecności niezgodności kątovej między warstwami górno-karbońskimi i kulmskimi o silnym wpływie fazy sudeckiej, ale dodaje, że „niewątpliwie w dzisiejszym ułożeniu warstw kulmu współdziałały również śród- a nawet po górno-karbońskie ruchy“. Niestety, ponieważ udział saksońskich ruchów różnych faz biorących udział w kształtowaniu tektonicznym zaznacza się bardzo często na starych założeniach i objawia się przez to jako przedłużenie ruchów paleozoicznych, wobec tego dokładniejsze oznaczenie wieku poszczególnych ruchów jest w brzeżnych obszarach karbońskich, gdzie brak jest mezozoiku, bardzo trudne i często niemożliwe (E. Bederke, K. Fricke, 6). Wobec tego E. Bederke uzasadnia zmiany tektoniczne warstw kulmowych głównie obecnością fałdowania ramowego mającego miejsce w okresie ruchów waryscyjskich na obszarze środkowych Sudetów, a w szczególności w niecce śródsudeckiej, która w tym czasie odgrywać miała rolę „obniżonego pola“.

Pozostaje do omówienia ważna kwestia ustalenia czasu powstania basenu kulmowego. E. Zimmermann (35) poprzestał na lokalnym podziale kulmowych warstw basenu na najniższe (czyli kulm Ciechanowic), dolne i górne. E. Bederke (3) starał się nawiązać ten podział do regionalnego podziału H. Schmidta (23). E. Bederke doszedł w 1924 r. do przekonania, że na obszarze zachodnich Sudetów brak jest najniższego kulmu „przynajmniej w facji morskiej“. Wprawdzie zarówno najniższe osady basenu kulmowego (G. Berg, 7), jak i dolne (E. Zimmermann, 33) są wykształcone w facji lądowej, powstały jednak według E. Bederkego (3) dopiero po fazie bretońskiej fałdowania waryscyjskiego. Ze względu na to i na podstawie porównania z wyżejległą, morską facją kulmu E. Bederke uznaje je za starsze od piętra *Glyphioceras*. Mimo przekonania o ich zróżnicowaniu i miąższości,

którą ocenia na 3000 m, zalicza je wyłącznie do najwyższej części (II ; według podziałowego schematu H. S c h m i d t a) kulkowego piętra *Pericyclus*.

Z cytatu przytoczonego na początku niniejszego rozdziału wynika, że innego zdania jest H. Teisseyre. Autor ten podkreśla, że osady basenu kulkowego powstały synorogenicznie z fazą bretońską, o której jednak wiadomo (H. Stille, 29), że dzieli się na trzy podfazy: marsyjską, nassauską i selkijską. Nasuwa się pytanie, czy można te sprzeczności w poglądach wymienionych autorów rozstrzygnąć? W odpowiedzi należy stwierdzić, że na razie nie. Istnieją bowiem poważne i dotychczas nieprzezwyciężone trudności, polegające głównie na braku paleontologicznego udowodnienia wieku najstarszych osadów kulmu złożonych w powstałym basenie. Dotychczas nie stwierdzono, czy w istniejących osadach basenu reprezentowana jest pełna seria kulmu, nie doprowadzono badań do takiego stanu, aby można o tym wnioskować ze stosunków regionalnych i nie wykryto niezgodności, na których podstawie można by udowodnić wiek warstw mimo braku wystarczających dowodów paleontologicznych.

C Z Ę Ś Ć S Z C Z E G Ó Ł O W A

W S T Ę P

Pragnąc przyczynić się do rozwiązania szeregu zagadnień odnoszących się do kulkowego obszaru niecki śródsudeckiej, przystąpiłem do wykonania nowego, szczegółowego zdjęcia geologicznego północnej jego części, znajdującej się w granicach arkuszy Sędziszów i Miedzianka. Po wykonaniu zdjęcia uzyskałem obraz zasięgu jednostek skalnych wydzielonych na podstawie obserwacji. Zarówno ich cechy, jak też układ przestrzenny potwierdzają w zasadzie słuszność przyjmowanej dotychczas konieczności podziału badanego obszaru na dwie części, z których jedna należy do basenu, a druga do obramowania basenu. W zasadzie stosunki geologiczne tego obszaru potwierdzają również przyjętą przez G. B e r g a (7) konieczność podziału osadów basenu na strefy. Równocześnie jednak wskazują, że budowa geologiczna zbadanej części obszaru kulkowego nie została poprawnie przedstawiona na dotychczas istniejących mapach geologicznych i w konsekwencji wymaga odmiennego wytłumaczenia. Nowe wytłumaczenie zostało oparte na obserwacjach dokonanych w terenie podczas kartowania oraz na wnioskach zaczerpniętych z literatury omawiającej pokrewne zagadnienia.

PÓLNOCNO-ZACHODNIE OBRAMOWANIE BASENU KULMOWEGO

Na podstawie opisu stosunków tektonicznych i dokonanych badań petrograficznych przyjęty został w dotychczasowej literaturze sudeckiej pogląd, że zieleńce Gór Kaczawskich są zbudowane ze złupkowanych diabazów i ich tufów. Diabazy i ich tufy powstały w wyniku działania podmorskiego wulkanizmu, przeważnie w wyższym kambrze (F. Dahlgryn, 13), na dnie głębszej części kaledońskiej geosynkliny zachodnich Sudetów. Przygodnie towarzyszą im niewielkiej miąższości kambryjskie osady ilaste. Nie jest również wykluczona możliwość prekambryjskiego wieku niektórych części wymienionego kompleksu skał wulkanicznych (K. Smulikowski, 27).

Wytworzona seria skalna ulegała przypuszczalnie dwukrotnemu dźwignaniu, a to w fazach sardyńskiej i takońskiej. Dźwignanie było połączone z częściową gradacją tych skał. Na obszarach gradowanych i ponownie obniżanych osadzały się szarogłazowe, a następnie ilaste utwory ordowiku, z końcem okresu miejscami skrzemieniałe i zabarwione substancją węglistą (M. Schwarzbach, 24).

Przyjmuje się następnie, że przekształcenie kompleksu diabazowego w serię zieleńcową nastąpiło w wyniku ruchów górotwórczych mających miejsce na granicy syluru i dewonu, czyli w fazie eryjskiej. W tym czasie sfałdowaniu i wypiętrzeniu uległa cała geosynkinalna, kambro-sylurska seria Gór Kaczawskich w granicach dwu sztywnych masywów ramowych: bloku krystalicznego Wądroża Wielkiego od strony północno-wschodniej i okrywy granitu Karkonoszy i Gór Izerskich od strony południowo-zachodniej (M. Schwarzbach, 24; H. Teisseyre, 31). Wraz z nią kompleks zasadowych skał wulkanicznych uległ przemieszczeniom płaszczowinowym, doznając deformacji kierunkowej, metamorfozy regionalnej i dyslokacyjnej (mylonityzacji).

Punktem wyjścia moich badań było przekonanie, osiągnięte na podstawie studium dostępnej mi geologicznej literatury sudeckiej, o istnieniu basenu kulmowego i jego obramowania. Ponieważ skały tworzące obramowanie mogły być bezpośrednim źródłem materiału dostarczanego do tworzącego się basenu, więc z tego powodu poznanie ich było konieczne.

Badaniami szczegółowymi została objęta najbardziej wewnętrzna partia łączących się odcinków N i W obramowania basenu. Badania przeglądowe wykonane w ubiegłych latach dotyczyły okrywy granitu Karkonoszy i Gór Izerskich oraz obszaru Gór Kaczawskich. Północne obramowanie basenu jest w granicach arkusza Sędziszów zbudowane głównie z zieleńców, z wyjątkiem wschodniego odcinka, na którym z zieleńcami graniczy główny człon metamorficznej serii osadowej znany w literaturze pod

nazwą „kwarcytu z Baumgarten“. Północna część zachodniego obramowania basenu, znajdująca się na obszarze arkusza Miedzianka, jest do granicy uskoku śródsudeckiego zbudowana częściowo z zieleńców, a częściowo z filitów.

Metamorficzna seria wylewna

Metamorficzna seria wylewna, zwana serią zieleńcową, jest w szczególności różnie wykształcona. Wyjaśnienie szczegółów należy w pierwszym rzędzie do zagadnień podlegających kompetencji petrografów. Dotychczas brak jest dostatecznej ilości analiz petrograficznych, na których podstawie geolog terenowy mógłby dokonać lokalnego podziału serii, zwłaszcza wobec obecności licznych przejść w wykształceniu różnych rodzajów skał (np. od diabazu do tufu i odwrotnie), oraz w należyty sposób ocenić obserwowane w jej obrębie zmiany tektoniczne. Zróżnicowanie serii istnieje. W obrębie zieleńców wykształconych w chlorytowej, rzadziej chlorytowo-epidotowej facji płytkiej strefy metamorfizmu występują miejscami zarówno czerwone gniazda i soczewki kwarcu z albitem, np. we wkopie toru kolejowego odległym o około 600 m na NE od stacji kolejowej w Domanowie, jak też serpentyn zaobserwowany w łomie zieleńca znajdującym się w odległości około 325 m na SW od kościoła wsi Świdnik (arkusz Miedzianka), czy wreszcie mylonity. Te ostatnie występują w serii zieleńców głównie na sąsiednim arkuszu Świebodzice. Wschodnią granicę arkusza Sędziśławów przekraczają one na odległość 150 m tylko w jednym miejscu, mianowicie na granicy zieleńca i metamorficznej serii osadowej, w postaci wyklinowującej się wkładki. W tym miejscu był swego czasu założony szyb, z którego pochodzi słabo dziś widoczna hałda czarnego, grafitowego łupku. E. Ziemierniak (35) stwierdził na niej obecność czarnej brekcji tektonicznej. Być może, chodzi tu o najdalej na NW wysunięte ślady nasunięcia Strugi. Sprawa wymaga dalszych badań. O pierwotnej obecności mylonitu w serii zieleńcowej świadczą odłamki gruzu mylonitowego w brekcji Ciechanowic (patrz niżej).

Wspomniałem już, że metamorficzna seria wylewna uległa deformacji kierunkowej pod wpływem orogenu kaledońskiego. Przeważnie obserwuje się monoklinalną strukturę zieleńców. Jedynie na odcinku między Domanowem a Świdnikiem występują fałdy normalne. W zachodniej części zbadanego obszaru dominuje NW — SE kierunek złupkowania, z wyjątkiem smugi zieleńców okolicy Ciechanowic. Lecz i w tej smudze, której fałdy monoklinalne biegną w kierunku N—S, zaznacza się miejscami kierunek NW — SE, np. w małym łomie zieleńca, znajdującym się na arkuszu Miedzianka, w odległości 1 km na południe od Ciechanowic. Bieg i upad

powierzchni złupkowania wynosi tam $185^{\circ}/60^{\circ}$ ESE, natomiast kierunek linearnego wydłużenia smug graniczącego z zieleńcem filitu zieleńcowego 330° .

We wschodniej części obszaru fałdy monoklinalne wyginają się z kierunku NW — SE na ENE (system fałdów podłużnych). W miejscu wygięcia fałdów występuje rów Wierzchosławic, który w południowym zasięgu, zaznaczonym na zdjęciu terenowym, zawiera zlepieńcowe osady dolnego permu, przeważnie przemieszane na powierzchni z osadami plejstocenu. Począwszy od Domanowa występuje równocześnie drugi kierunek fałdowania, mianowicie SSW — NNE (system fałdów poprzecznych). Zjawisko dwukierunkowego sfałdowania zieleńców obserwował i opisał M. S c h w a r z b a c h (24). Autor ten uznał oba systemy fałdowe za równoczesne z tym, że kierunek SSW — NNE tłumaczył wygięciem łańcuchów górskich wskutek obecności bloku Gór Sowich, a zmianę kierunku NW — SE na WSW — ENE wpływem wypiętrzenia siodła Bolkowa.

Fility w serii zieleńcowej

W okolicy Domanowa, w wykopie toru kolejowego odległym o około 600 m na NE od stacji kolejowej, oraz na polach graniczących od NW ze stacją występują w synklinalnej partii zieleńca soczewki łupku filitowego. Łupek jest liściasty, serycytowo-talkowy. Posiada zabarwienie zielonawoszare, w dotyku jest gładki i tłusty, na powierzchni silnie błyszczący. Zwietrzały tworzy osypiska złożone z małych fragmentów blaszek. Fragmenty są większe wówczas, gdy blaszki łupku przylegają obustronnie do cienkiej, kilkumilimetrowej wkładki ciemnoszarego kwarcu. Długość wspomnianego wykopu kolejowego wynosi około 275 m. Na tej przestrzeni występuje ogółem pięć soczewek liściastego łupku, z których największa posiada na poziomie toru kolejowego szerokości 4,5 m, a w stropie wykopu, na wysokości 5 m — szerokość 1,5 m. Soczewki są zbyt małe, aby je można wskreślić na mapę. Wprawdzie na ornych polach zasięgi ich wydają się być większe, ale i w tym przypadku na mapie nie dają się zaznaczyć, ponieważ delikatne blaszki są rozwlekane pługiem, mieszane ze zwietrzeliną zieleńca i zasięg ich nie odpowiada granicom soczewek. Być może, że liściaste łupki należy uznać za wkładki osadów kambryjskich.

Metamorficzna seria osadowa

Metamorficzna seria osadowa północnego obramowania basenu kulmowego składa się, w granicach arkusza Sędziszów, głównie z łupku szarogłazowego („kwarcytu z Baumgarten“) i filitu, zajmując na tym arkuszu

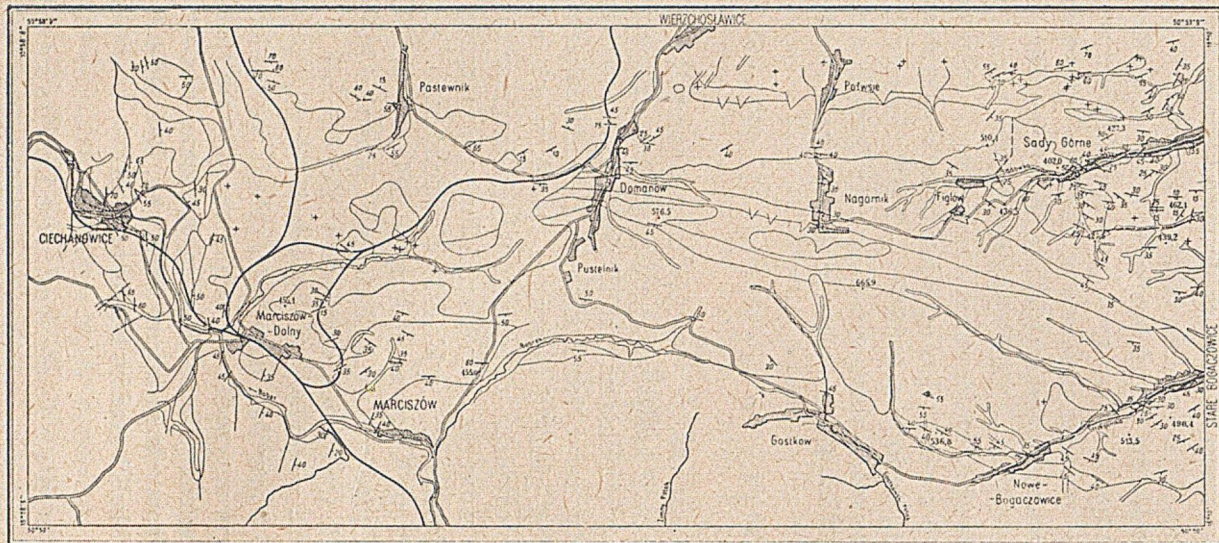


Fig. 1

Szkic geologiczny północnej części niecki śródsudeckiej. Skala 1 : 75 000

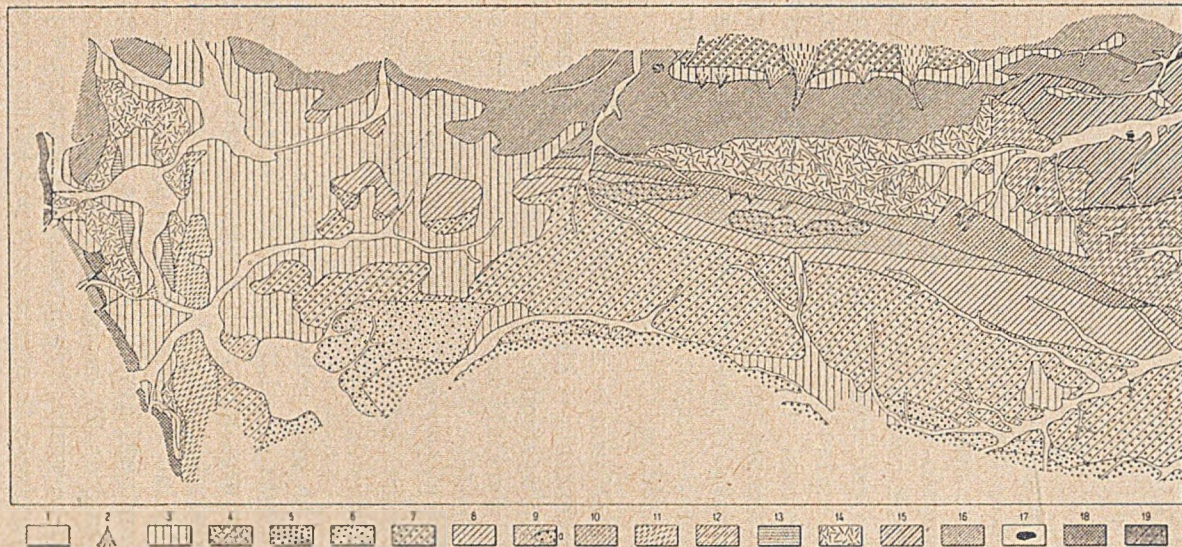


Fig. 2

Szkiec geologiczny północnej części niecki śródsudeckiej. Skala 1:75 000. 1 — 3 czwartorzęd: 1—2—holocen: 1—żwiry i napływy rzeczne, 2—stożki napływowe, 3—plejstocen; 4—perm; 5 — 14 — dolny karbon — kulum: 5 — 7 — piętro *Pericyclus*: 5 — zlepieniec strefy „środkowej”, 6 — zlepieniec drugiej strefy „okrężnej”, 7 — zlepieniec pierwszej strefy „okrężnej”; 8 — 14 — piętro *Gattendorfia*: 8 — zlepieniec szarogłazowy, 9 — zlepieniec zielenicowy średnioziarnisty z soczewkami dużych otoczków (a), 10 — zlepieniec zielenicowy drobnoziarnisty, 11 — zlepieniec rejonu Ciechanowic, 12 — zlepieniec rejonu Sądów Górnych, 13 — seria piaszczysto-ilasta w brekcji zboczowej Ciechanowic, 14 — brekcja zboczowa; 15 — ordewik (?) — złupkowane skały północnego obramowania basenu; 16 — wyższy kambry — seria zielenicowa; 17—19 — utwory staropaleozoiczne, bliżej nieokreślonego wieku: 17 — mylonit, 18 — fility zachodniego obramowania basenu, 19 — amfibolity akrywy granitu Karkonoszy. Linia ciągłą oznaczono uskoki obserwowane, przerywaną — przypuszczalne, częściowo ukryte pod utworami czwartorzędowymi.

obszar o powierzchni około 2 km^2 . Na północy seria leży niezgodnie na zielenicach, na zachodzie i południu zapada pod kulum. Środek obszaru jej występowania zajmuje dolina potoku wsi Sady Górne, płynącego z WSW na ENE. Filit występuje w obrębie łupku szarogłazowego w postaci czterech soczewek, z których największa odsłania się w potoku i po obu jego brzegach w postaci pasa o szerokości około 200 m w zachodniej części, a około 300 m we wschodniej i przedłuża się na sąsiedni arkusz Świebodzice.

Filit jest szarą, lub — w przypadku obecności substancji grafitowej — ciemnoszarą skałą złupkowaną na blaszki o grubości dochodzącej do 2 mm . Każda blaszka jest zbudowana z pojedynczej warstewki kwarcu. Powierzchnia złupkowania jest srebrzysto- lub stalowoszara, błyszcząca, serycytowa, nadto nierówna wskutek wyciągnięcia linearnego. Poprzecznie do wyciągnięcia linearnego skała jest spękana. Wtórne, czerwone zabarwienie filitu zaznacza się jedynie na kontakcie z czerwono zabarwionym łupkiem szarogłazowym. Filit często zawiera soczewki, skupienia, żyły i żyłki kwarcu, które przeważnie występują między płaszczyznami złupkowania, ale również dowolnie je przecinają. W niektórych miejscach skała jest silnie skrzemieniała, twarda i zbita, w innych miejscach krucha i łamiąca się na cienkie, prawie liściaste blaszki.

Filit wykazuje dwojakie sfałdowanie: monoklinalne, zgodne ze złupkowaniem i przebiegające w przybliżeniu w kierunku W — E, oraz normalne o kierunku SW — NE. Ostatnie występuje przeważnie w postaci drobnego sfałdowania, ale miejscami jest wyraźnie zaznaczone i przesłania nawet fałdy monoklinalne. Np. we wschodniej części największej soczewki filitu, na prawym brzegu potoku wsi Sady Górne fałdy normalne osiągają amplitudę dochodzącą do 2 m , a szerokość do 6 m . W ten sposób w filicie zaznaczone są dwa kierunki fałdowania kaledońskiego.

Łupek szarogłazowy jest na ogół jednorodnie wykształcony. Blaszki powstałe ze złupkowania są często ponad 3 mm grube. Na przekroju są kwarcowe, na powierzchni nierówne, mniej lub więcej serycytowe i wykazujące zielonawy odcień. Nierówność powierzchni jest wynikiem wyciągnięcia linearnego, które jest mniej lub więcej wyraźnie widoczne w wykształceniu przynależnej blaszce warstewki kwarcu. Częste są w łupku średniej wielkości (obserwowana długość do 30 cm , grubość do 10 cm) soczewki kwarcu oraz żyły kwarcu do 3 cm grube. Żyły kwarcu widoczne są w płaszczyznach złupkowania, lub przecinają te płaszczyzny pod kątem z tym, że wielokrotnie poszczególne, krótkie odcinki żyły są zgodne ze złupkowaniem. Na dużej, graniczącej z kulumem przestrzeni łupek jest zabarwiony na czerwono. Dotyczy to również soczewki łupku występującego w filicie. Zabarwienie nie ogranicza się wyłącznie do płaszczyzn złupkowania, ale

i powierzchnia przełamu skały jest nakrapiana czerwonym barwnikiem, co wielokrotnie nadaje skale wygląd plamisty.

Łupek szarogłazowy jest w podobnych kierunkach sfałdowany i złupkowany jak filit. Fałdy normalne są drobne, wąskie, wydłużone i nierównomiernie wygięte, w innych przypadkach większe, szerokie i niesymetryczne. Istnieją też miejsca, jak na wzgórzu 427,3 m, w których fałdy te posiadają amplitudę dochodzącą do 1 m i szerokość do 3 m. Widzimy zatem, że dwojaki kierunki fałdowania występują nie tylko w serii zieleńcowej, ale również w metamorficznej serii osadowej (fig. 1). Ważną jest rzeczą, że w tej ostatniej zaznacza się w obu kierunkach podobne natężenie odkształceń tektonicznych. Obecność ich dowodzi, że mamy do czynienia z dwu różnymi kierunkami fałdowania kaledońskiego. Zjawisko to można wytłumaczyć w następujący sposób. Nacisk kaledoński działający od NE spowodował ruch ku SW poprzecznie względem nacisku ukierunkowanego, fałdowego systemu Gór Kaczawskich. Ruchowi systemu przeciwstawiły się dwa istniejące w tym czasie na drodze ruchu masywy oporowe: okrywa granitu Karkonoszy i Gór Izerskich oraz blok Gór Sowich. Opór od strony obu masywów spowodował wygięcie systemu fałdów podłużnych, jak to uwidacznia fig. 3. Natomiast fałdy poprzeczne o kierunku SSW — NNE implikują nacisk ze strony ESE, niekoniecznie równoczesny z fałdowaniem podłużnym.

W obrębie łupku szarogłazowego, w miejscach, w których nie dostrzega się fałdów normalnych, silniej zaznacza się wyciągnięcie linearne. Np. w odległości 250 m na NE od punktu wys. 462,1 m, w pobliżu wschodniej granicy arkusza, nieco powyżej polnej drogi znajduje się mały łom. Wielkość odsłonięcia wynosi 8 na 2,5 m. Łupek jest szary, złożony z cienkich (1 — 3 mm grubości) blaszek. Blaszkę są zmiennie grube z powodu „oczkowej“ deformacji ich warstwy kwarcowej i soczewkowego wydłużenia „oczek“ w kierunku zgodnym ze złupkowaniem. W związku z tym na powierzchni złupkowania zaznaczają się żeberkowate, węzliste smugi. Podobnie wykształcony łupek, lecz zabarwiony na czerwono, występuje w dolnej partii łomu znajdującego się w odległości około 100 m na E od obu najmniejszych soczewek filitu.

Poza tym w obrębie łupku szarogłazowego, w pobliżu wybrzuszenia zieleńców w kierunku południowym, odsłania się na drodze polnej i w jej wcięciu wkładka szarego łupku filitowego. Łupek ten różni się tym od poprzednio opisanego filitu, że zbudowany jest z blaszek liściastych, które wskutek wietrzenia rozpadają się na drobne, okrągłe odcinki o strzępiastych brzegach. Powierzchnia blaszek jest gładka i błyszcząca.

Kontakt między głównymi składnikami serii wskazuje, że chodzi tu przypuszczalnie o odmienne wykształcenie (grubiej lub drobniej klastycz-

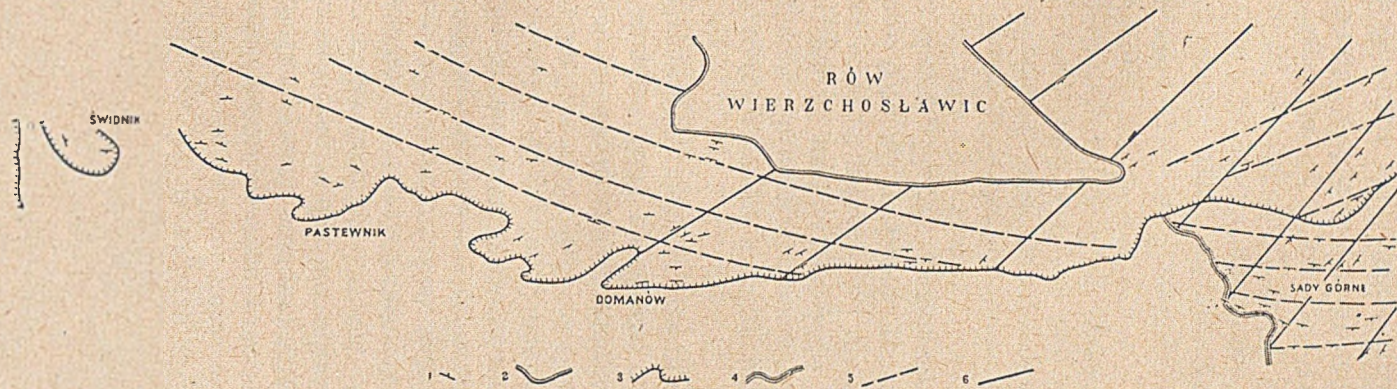


Fig. 3

Schemat przebiegu fałdów kaledońskich na zbadanym obszarze. Skala 1 : 100 000. 1 — kierunki biegu warstw, 2 — granica rowu Wierchosławic, 3 — granica serii zieleńcowej, 4 — granica łupku szarogłazowego, 5 — system fałdów podłużnych, 6 — system fałdów poprzecznych.

ne) pierwotnych osadów. Obserwowałem kontakt na prawym brzegu potoku wsi Sady Górne, w odległości około 100 m od granicy zlepieńca kulmowego. Uwidoczniają się tam następujące stosunki (liczby oznaczają miąższość):

- Spąg — Typowy łupek szarogłazowy, zabarwiony na czerwono; 290°/40° SW.
 1,0 m — Pstry łupek szarogłazowy, występujący w postaci fragmentów spojonych kwarcem i tworzących twardą skałę o charakterze brekcji.
 2,0 „ — Łupek typowy, blaszki cienkie (średnio 0,5 — 2 mm), miejscami o gładkiej powierzchni; 280°/35° SW.
 1,6 „ — Łupek podobny do poprzedniego. Miejscami normalnie plamisty, miejscami na przełomie szary. Blaszki cieńsze (poniżej 0,5 mm) o powierzchni szorstkiej. Soczewki kwarcu (3 — 5 cm na 10 — 30 cm).
 0,5 „ — Liściaste blaszki łupku szarogłazowego, powierzchnia ich sfalowana, gładka, zabarwiona; 290°/50° SW.
 0,5 „ — W podobnym łupku liczne, 0,3 — 3 cm grube, zabarwione na czerwono, wkładki skrzemieniałe, zbitego materiału.
 1,1 „ — Filit złożony z liściastych blaszek. Na przekroju poprzecznym pstry.
 0,3 „ — Filit roztarty w pstry il. W plastycznej masie ilu tkwią małe, twarde odłamki blaszek filitu.
 Strop — Typowy stalowszary filit; 300°/50° SW.

A więc na pewnej przestrzeni blaszki łupku szarogłazowego stają się coraz cieńsze i stopniowo przechodzą w filit. Zjawisko to można by wytłumaczyć zmianą cyklu sedymentacyjnego w obrębie serii osadowej. Wkładki skrzemieniałe mogły powstać wtórnie podczas procesu metamorfozy; strefa brekcjowa zaś wskutek ruchu wzdłuż powierzchni zluźnień. Podobny kontakt widoczny jest w filicie, na granicy soczewki łupku szarogłazowego, której środkowa część odsłania się w potoku wsi Sady Górne, w pobliżu wschodniej granicy arkusza Sędziszaw. Stosunki są tam następujące. W typowym, ciemnoszarym filicie silnie sfałdowanym w kierunku SW — NE pojawiają się na pewnej przestrzeni najpierw czerwone plamy na płaszczyznach przełamu. Filit pstry graniczy bezpośrednio z czerwonym, zbrekcjowanym, silnie kwarcowym i twardym łupkiem szarogłazowym, który w tym wykształceniu posiada grubość 1 m. Dalsza partia czerwonego łupku, odsłaniająca się na długości 6 m, zawiera buły i smugi poprzednio opisanego, zbrekcjowanego materiału i w jednym miejscu zaklinowany strzęp filitu o szerokości 50 cm, długości niezauważonej. Z powodu twardości i związanej z tym odporności buły i smugi na wietrzenie, w dnie potoku zaznaczają się trzy poprzeczne progi. Łupek zawierający buły przechodzi w typowy, czerwony łupek szarogłazowy. Czerwony łupek, jak wskazuje obecność bezpośrednio odsłoniętych fragmentów skały na prawym brzegu potoku i w jego dnie oraz zwietrzliny na lewym brzegu potoku, przedstawia soczewkę wydłużoną zgodnie z biegiem osi fałdów o kierunku SSW — NNE. Ciekawe, że soczewka występuje w okolicy, w której fałdy te uzyskują przewagę nad fałdami monoklinalnymi. Może więc być podobnie skierowanym fałdem. Dźwignięty nad nim nadkład filitu

został następnie rozmyty. O jego pierwotnej obecności świadczy strzęp filitu zaklinowany w łupku szarogłazowym.

Z podanego wyżej opisu wynika, że dokonane obserwacje nie zaprzeczają przyjętej w literaturze możliwości, że łupek szarogłazowy jest starszy od filitu.

Ordowicki wiek metamorficznej serii osadowej północnego obramowania basenu kulmowego jest bardzo prawdopodobny.

Metamorficzna seria osadowa bierze udział również w budowie zachodniego obramowania basenu kulmowego i to zarówno w postaci filitów charakterystycznych dla wschodniej jego części sięgającej dziś do granicy uskoku śródsudeckiego i przynależnej do serii skalnej Gór Kaczawskich, jak i łupków łyszczykowych, kwarcytów, łupków kwarcytowych oraz krystalicznych wapieni okrywy granitu Karkonoszy i Gór Izerskich. Fility są różne i różnie wykształcone. Zwrócił już na to uwagę G. Berg (7) w opisie arkusza Miedzianka. Problem ten w szczególności nie został wprawdzie dotychczas opracowany, wymaga jednak osobnych studiów ze względu na komplikacje tektoniczne zaznaczające się na obszarze występowania filitów. Największe rozprzestrzenienie wykazuje bardzo drobnoziarnisty, złupkowy, kwarcowo-skalieniowy filit serycytowy, posiadający gładkie, srebrzyste powierzchnie złupkowania. W dotychczasowych badaniach porzuciłem na stwierdzeniu udziału wymienionego filitu w budowie obramowania basenu uznając, że fakt ten w dostateczny sposób przyczynia się do wyjaśnienia pochodzenia brekcji kulmowej występującej na zbadanym obszarze.

PALEOGEOGRAFIA i SEDYMENTACJA PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI BASENU KULMOWEGO

Problem brekcji i powstanie basenu kulmowego

Przyjmuje się na podstawie dotychczasowej literatury sudeckiej, że seria skalna przynależna do Gór Kaczawskich utworzyła w wyniku orogenezy kaledońskiej łańcuchy o wysokogórskim reliefie i alpejskim charakterze kształtów (O. K o d y m, J. S v o b o d a, 18). Po uspokojeniu się ruchów kaledońskich formy górskie ulegały powolnej gradacji. W okresie dewońskim nie doszło do wytworzenia penepłeny na tym obszarze; nie był on też pokryty przez osady dewońskie. Jest jednak rzeczą możliwą, że w podłużne depresje gradowanego systemu górskiego wnikały odnogi morza górno-dewońskiego. Nie przesądzając zasięgu tego zalewu i pomijając regionalne stosunki panujące w sąsiedztwie interesującego nas obszaru, możemy założyć, że łagodnie sfalowany poziom, na którym wytworzył się basen kulmowy, był w pewnym okresie swego rozwoju miejscami wyrównywany

gruzem zboczowym. Resztki tego gruzu zachowały się w postaci brekcji, w dolnych partiach pierwotnych zboczy — tam, gdzie w dużej miąższości nagromadzony materiał nie uległ usunięciu przez erozję. Dziś jest on widoczny w dwu miejscach: w okolicy Nagórnik, na arkuszu Sędziszów i koło Ciechanowie na arkuszu Miedzianka.

Południowa krawędź północno-sudeckiej niecki, znanej pod morfologiczną nazwą Gór Kaczawskich (K. B e y e r, 10), tworzy dziś na arkuszu Sędziszów, na przestrzeni między Domanowem a Sadami Górnymi stromo nachylone zbocze sięgające 610 m n.p.m. Zbocze to jest w niższej partii zbudowane z brekcji, a w wyższej z zieleńców. Granica obu rodzajów skał przebiega intersekcyjnie na wysokości około 500 m n.p.m. Brekcja leży na zieleńcach. Ogólny jej zasięg posiada w przybliżeniu kształt wydłużonego trójkąta, którego wierzchołek znajduje się w pobliżu Domanowa u podstawy zbocza. Jedno ramię trójkąta graniczy z zieleńcami, podczas gdy drugie z drobnoziarnistym zlepieńcem kulmowym, przy czym odchyła się od zieleńców i w okolicy Figłowa jest od nich odległe o około 1 km. Również podstawą trójkąta brekcji graniczy ze zlepieńcem kulmowym. Ponieważ brekcja najlepiej jest odsłonięta w potoku wsi Nagórnik, przeto w dalszym ciągu pracy będę w celach porównawczych używał terminu „brekcja Nagórnik”.

W typowym wykształceniu brekcja Nagórnik składa się prawie wyłącznie z mniej lub więcej ostrokrawędzistych okruchów zieleńca spojonych przeważnie żelazistym lepiszczem, które nadaje jej zabarwienie czerwone. Miejscami spójenie ziarn jest silniejsze wskutek obecności pylastego lepiszcza zieleńcowego, które wypełnia przestrzenie między odłamekami i cementuje osad w zbitą i twardą skałę. Okruchy brekcji są przeważnie średniej, zawsze jednak różnej wielkości. W stosunkowo rzadkich przypadkach brekcja zawiera — oprócz okruchów zieleńca — liczniejsze fragmenty łupków ilastych oraz mlecznego kwarcu. Wyraźnie warstwowane partie brekcji świadczą o jej osadowym charakterze. Bieg i upad warstw we wschodniej, spągowej części zasięgu wynosi $330^{\circ}/35^{\circ}$ SW, a w zachodniej, stropowej części $280^{\circ}/35^{\circ}$ SW. Przygodnie występują w brekcji słabo obtoczone bloki zieleńca, lub średniej wielkości otoczaki (poza zieleńcem głównie kwarcu, kwarcytu i lidytu) oraz niewielkie wkładki piaszczystego materiału. Jedynie na SE zboczu wzgórza 510,1 m zauważyłem wśród brekcji większe skupienie otoczek w postaci niewyraźnie odgraniczonej, wąskiej smugi o kilkumetrowej długości. Występują również, zwłaszcza przy końcu zasięgu brekcji, partie zbudowane głównie z ostrokrawędzistych a częściowo z obtoczonych ziarn zieleńca. Brekcja nie graniczy z zieleńcem wzdłuż wyraźnej, prostej linii. Okazało się, że na naprzemianległych krótszych lub dłuższych odcinkach ostrokrawędziste okruchy zanikają i poja-

wia się typowy, złupkowany zieleniec, albo brekcja sięga na zboczu nieco wyżej od sąsiednich odcinków, przy czym okruchy jej stają się cieńsze i wreszcie zanikają. Ponadto, również powyżej opisanej granicy widoczne są w niektórych miejscach drobne partie brekcji. Mamy tu zatem do czynienia ze zjawiskiem sedymentacyjnym. W związku z tym drobne partie brekcji ponad jej główną granicą tłumaczą jako pozostałość w nierównościach powierzchni zielenca brekcji, która pierwotnie sięgała na zboczu wyżej i została następnie usunięta wskutek erozji. Stosunkami sedymentacyjnymi można również wytłumaczyć obecność tkwiących w powierzchni masy zielenca otoczków kwarcu, kwarcytu, lidytu itp., o średnicy dochodzącej nawet do 10 cm, widocznych na granicy brekcji i zielenca między Nagórnikami a Sadami Górnymi.

Z podanego wyżej opisu wynika, że zasadnicze właściwości brekcji odpowiadają cechom brekcji zboczowej (O. A m p f e r e r, 1). Ostrokanciasty gruz niewątpliwie powstał na zboczu, które podczas dłuższego okresu czasu ulegało denudacji przy nieznacznym tylko udziale erozji. Materiał ten, nagromadzony w wyniku działania ruchów masowych, zachował się w postaci podłoża pokrywającego go osadu zlepieńców kulmowych.

Na zbudowanym z zielenców, dzisiejszym zboczu górskim w Nagórniku, powyżej granicy brekcji zboczowej obserwuje się nadto inne, ciekawe zjawisko. Oto na niektórych odsłoniętych powierzchniach skalnych, a częściej na graniczących ze sobą powierzchniach szczelin w zielencu, występuje iana brekcja zaznaczona często tylko w postaci mozaiki wielobocznych figur. W tym przypadku mamy do czynienia z brekcją tektoniczną, którą można by określić terminem brekcja ślizgowa (niem. „Reibungsbreccie“, ang. „crush-breccias“).

Śródzielenicową brekcję ślizgową można też śledzić na żebrze skalnym powstałym na krawędzi pasma zielencowego przeciętego potokiem wsi Nagórnik, po prawej stronie tego potoku. Żebro rozpoczyna się na poziomie 440 m i wykazuje 110 m różnicy wysokości względnej na całej długości wynoszącej około 50 m. Do wysokości pierwszych 15 m, licząc od dołu, prawa strona żebra jest zbudowana z brekcji kulmowej, złożonej z okruchów zielenca. Powyżej występuje typowy zieleniec złupkowany w kierunku W — E i wykazujący, zwłaszcza w szczelinach, obecność brekcji ślizgowej. Idąc żebrem w górę spotykamy tę brekcję w dalszym ciągu, przy czym zieleniec jest silnie w różnych kierunkach splekany. Liczne powierzchnie splekań są zlustrowane. W wielu miejscach zabarwienie zielenca i jego zwierzeliny jest mniej lub więcej intensywnie czerwone. Na wysokości następnych 15 m, po obu stronach żebra zaznaczają się ostatnie wystąpienia mozaikowej brekcji ślizgowej.

Poza okolicą Nagórnik brekcja ślizgowa odsłania się w poprzednio już wymienionym, małym łomie zieleńca znajdującym się na arkuszu Miedzianka, na S od Ciechanowic. Obecna jest ona tam zarówno w filicie zieleńcowym, jak i w zieleńcu. Nie wszystkie smugi filitu biegną równolegle, lecz niektóre odchylają się pod kątem i wówczas przestrzeń między nimi jest wypełniona brekcją. Poza tym i na równoległych do siebie powierzchniach smug występuje często brekcja ślizgowa. W zieleńcu brekcja ta zaznacza się wzdłuż szczeliny o kierunku NW — SE, zgodnym z linearnym wydłużeniem smug przyległego filitu.

Opisana brekcja śródzieleńcowa powstała niewątpliwie po metamorfozie i złupkowaniu tej formacji, o czym świadczą obserwacje szczegółowe. Byłaby ona zatem młodsza od metamorficznych zmian formacji zieleńcowej, łączonych jak wiadomo z orogenezą młodo-kaledońską, i powstałaby w okresie ruchów waryscyjskich. Jeśli się jednak uwzględni możliwość prekambryjskiego wieku niektórych części serii zieleńcowej, wówczas nasuwa się przypuszczenie, że obecność brekcji tektonicznej można by łączyć z orogenezą kaledońską. Poprawne rozwiązanie przedstawionego zagadnienia może nastąpić dopiero w oparciu o przyszłe, szczegółowe opracowanie serii zieleńcowej pod względem petrograficznym i po dokładniejszym ustaleniu jej wieku.

Zasięg brekcji Nagórnik i obraz jej występowania nie informują bezpośrednio o pierwotnych stosunkach morfologicznych, ponieważ wynikają z dzisiejszej intersekcji. Intersekcja ta wskazuje na obecność tektonicznej granicy między zasięgiem brekcji a zlepieńcem kulmowym rejonu Sądów Górnych (uskok o kierunku ogólnym NNE — SSW). Natomiast nie obserwuje się i nie można wyznaczyć, ani też z intersekcji wywnioskować linii, wzdłuż której miałby na granicy między brekcją a zieleńcem przebiegać przyjmowany dotychczas w literaturze uskok thomasdorfski oznaczony na niemieckiej mapie geologicznej jako uskok obserwowany i uzasadniony obecnością w brekcji żył porfiru i porfirytu (uskok o kierunku ogólnym W — E).

Podobna do brekcji Nagórnik jest brekcja północnej części zachodniego obramowania basenu kulmowego. Obszar jej występowania znajduje się na arkuszu Miedzianka. Rozciąga się on wzdłuż wschodniego brzegu arkusza, na długości około 4 km. Mniej więcej w jego środkowej części, przez miejscowość Ciechanowice przebiega w kierunku SE — NW tor kolejowy linii Marciszów — Jelenia Góra. Idąc wzdłuż toru przekraczamy w pewnym miejscu prostolinijny odcinek uskoku śródsudeckiego, który odgranicza brekcję od amfibolitów okrywy granitu Karkonoszy i Gór Izerskich. Wskutek obecności poprzecznych dyslokacji szerokość zasięgu brekcji jest na wymienionym odcinku największa i wynosi około 1,5 km. W kie-

runku na południe szerokość ta szybko maleje. Wreszcie brekcja biegnie wzdłuż granicy filitu w postaci wąskiego języka, którym kończy się jej zasięg prawie na wschód od Ronowa.

Na północy, zachodzie i południu brekcja graniczy ze skałami metamorficznymi. Na wschodzie, wzdłuż prawie południkowego kierunku zapada ona pod zlepieniec kulmowy, z wyjątkiem około 500 m długości odcinka znajdującego się na NNE od cegielni parowej (cegielnia parowa umiejscowiona przy szosie biegnącej z Marciszowa do Ciechanowic, na połowie drogi między tymi miejscowościami, jest dogodnym punktem odniesienia wielu odsłoneń). Na tym odcinku graniczą ze zlepieńcem piaszczysto-ilaście osady, które wraz z drobnoziarnistą brekcją piaszczystą zajmują środkową pozycję wśród osadów typowej brekcji i na załączonym szkicu geologicznym (fig. 2) zostały z nich wydzielone.

W północno-zachodnim krańcu zasięgu brekcji występuje częściowo w jej obrębie, częściowo w przyległym zieleńcu, wąska, półksiężycowo wygięta, około 380 m długa żyła drobnoziarnistego lamprofiru. Skała wyglądem mało się różni od zieleńca.

Brekcja posiada charakter brekcji zboczowej. Wskazuje na to zależność jej składu od rodzaju skały pojawiającej się w bezpośrednim jej sąsiedztwie. Mianowicie w północnej i wschodniej części zasięgu brekcja składa się prawie wyłącznie z ostrokrawędzistych, często bezładnie ułożonych, spojonych przeważnie żelazistym lepiszczem odłamków zieleńca o różnej, na ogół średniej wielkości. Natomiast w zachodniej części, wzdłuż granicy z zieleńcem zawiera w swym składzie przewagę zieleńca, a wzdłuż granicy z filitem wykazuje przewagę filitu. W szczególności na terenie cegielni parowej brekcję tworzą kanciaste, bezładnie ułożone, słabo spojone ilastym lepiszczem, przeważnie grube odłamki filitu. Między odławkami przygodnie tkwią słabo obtoczone bloki filitu o średnicy dochodzącej do 1 m. Filit jest kwarcowo-skalenkowy, serycytowy, podobny do opisanego z zachodniego obramowania basenu kulmowego. Wygląd brekcji filitowej wskazuje, że odłamki jej nie wykonały zbyt długiej wędrówki.

Natomiast wzdłuż wschodniej granicy zasięgu pojawiają się w brekcji liczne otoczaki zieleńca, a krawędzie i naroża jej ziarn są na ogół mniej ostre niż w innych miejscach. W tej części zasięgu składniki brekcji są bezładnie ułożone. W licznych miejscach tworzą one skupienia i smugi, których granice przebiegają jednak w różnych kierunkach. Jedynie na północnym zboczu wzgórza 434,0 m słabo zaznaczają się ławice o biegu i upadzie $360^{\circ}/30^{\circ}$ E. Na północ od tego wzgórza, po prawej stronie bocznego dopływu Bobra występuje w brekcji zlepieniec w postaci skupienia otoczków, o niewielkiej powierzchni przekroju. Skupienie łączy się stopniowym przejściem z brekcją. W zachodniej części zasięgu skład brekcji jest miej-

scami zróżnicowany. I tak: na NW od stacji kolejowej w Ciechanowicach, na lewym zboczu doliny Bobra odsłania się smuga szarej brekcji złożonej z różnej wielkości okruchów mylonitu i nielicznych, drobnych fragmentów łupków chlorytowych. We wkopie toru na stacji kolejowej widoczne są ławice średnio- i gruboziarnistej brekcji zieleńcowej, których miąższość dochodzi do kilku metrów. Bieg i upad warstw wynosi $335^{\circ}/50^{\circ}$ NE. Między odłamkami brekcji tkwią nieliczne otoczaki różnych skał. Prócz tego poszczególne ławice brekcji są często przedzielane pojedynczymi ławicami przeważnie gruboziarnistego zlepieńca, których odgraniczenie w stropie i spągu jest wyraźne. Średnica otoczków w pojedynczych przypadkach przekracza nawet 50 cm. Przeważa subkanciasty kształt. Skład zlepieńca wskazuje, że materiał pochodzi częściowo z okrywy granitu Karkonoszy i Gór Izerskich. Procentowy stosunek składników uzyskany na podstawie przeglądu 100 otoczków z 2 m miąższości ławicy gruboziarnistego zlepieńca przedstawia się następująco:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	54
łupek kwarcytowo-chlorytowy	18
kwarcyt	16
filit piaszczysty szary i ilasty czerwony	6
łupek serycytowy	4
czarny lupek krzemionkowy	2

Analiza petrograficznego składu gruboziarnistej brekcji zawierającej otoczaki, odsłoniętej na lewym brzegu Bobra, obok mostu znajdującego się w pobliżu kościoła w Ciechanowicach, wykazała znaczny spadek udziału zieleńca na korzyść kwarcytu i kwarcu. Oto procentowy skład tej brekcji:

Składniki brekcji w Ciechanowicach	udział w %
kwarcyt	30
łupek kwarcytowo-chlorytowy	18
łupek serycytowy	16
kwarc	16
zieleniec	8
filit piaszczysty szary i ilasty czerwony	6
czarny lupek krzemionkowy	6

Nieco odmienny od typowego wygląd posiada średnio- i na ogół równoziarnista brekcja odsłonięta w licznych, małych łomach znajdujących się w kierunku NNE od kościoła w Ciechanowicach. Okruchy jej są

spojone lepiszczem krzemionkowym. Brekcja tworzy ławice, których bieg i upad na wzgórzu 443,0 m wynosi $340^{\circ}/40^{\circ}$ NE, a nieco dalej ku północy $190^{\circ}/45^{\circ}$ ESE. Jest ona skałą bardzo spoistą i twardą, która jest wydobywana w łomach na lokalny użytek, np. do budowy dróg, fundamentów domów, ogrodzeń itp.

Na odcinku przebiegającym w kierunku NNE od cegielni parowej graniczą ze zlepioncem ławice piaskowca przedzielane wkładkami łupku ilastego, przeważnie nie wykazującego wyraźnego uławicenia. Odsłonięte są one we wkopie toru kolejowego. Od kilku dm do kilku m miąższe ławice szarego, o zielonawym odcieniu piaskowca (bieg i upad $185^{\circ}/50^{\circ}$ E) zawierają w spągu nierównomiernie rozprzestrzenione skupienia lub smugi, rzadziej lub gęściej rozsianego, drobnego, ostrokanciastego żwirku kwarcowego. Lepiszczce piaskowca jest krzemionkowe. W niżejleżących ławicach zwiększa się ilość żwirku. Do okruchów kwarcu dochodzą kanciaste ziarna łupku chlorytowego, lub kwarcytowo-chlorytowego. Skała zmienia się w piaskowiec brekcyjowy i wreszcie w drobnoziarnistą brekcję piaszczystą, silnie skrzemieniałą i wskutek tego bardzo twardą, występującą w postaci ławic, których miąższość dochodzi do kilku metrów. Barwa jej jest szara, o wyraźnym zielonym odcieniu. Wkładki łupku są kilka lub kilkadziesiąt cm miąższe. W niektórych miejscach zawierają one odłamki zwęglonych roślin. Niekiedy występują w łupku soczewkowate, do 1 m długości, lub kuliste o średnicy 15 — 20 cm, skupienia piaskowca. Osad ilasty otaczający skupienia posiada wyraźną, koncentryczną oddzielność.

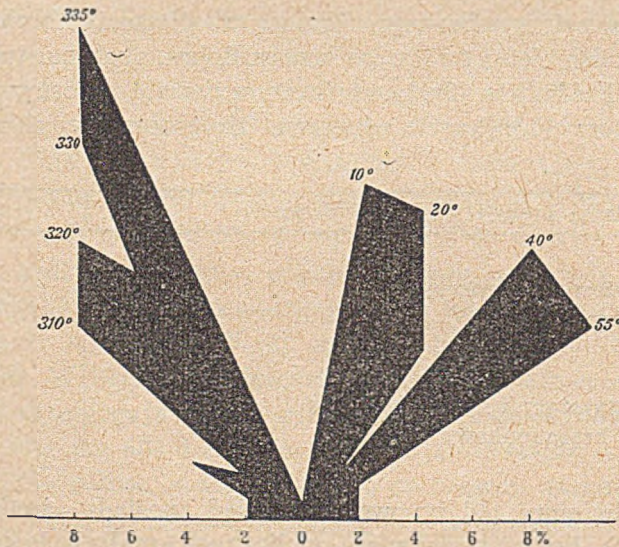


Fig. 4
Kierunki spękań skalnych w piaszczystej brekcji okolic Ciechanowic (50 pomiarów)

Ławice brekcji piaszczystej są spękanе. Kierunki spękań zostały pomierzone i przedstawione na załączonym diagramie (fig. 4). Na tym diagramie zaznaczają się trzy zasadnicze kierunki: pierwszy NW (maksimum przy 335°), drugi NNE (maksimum przy 10°) i trzeci NE (maksimum przy $40 - 55^{\circ}$). Dominuje kierunek NW. Biorąc pod uwagę ujęcie H. Stillego (28) można by wymienione kierunki łączyć z orogenezą saksońską i kolejno określić je w sposób następujący: kierunek NW — sudecki, NNE — reński i NE — Gór Kruszcowych. Nadmienić jednak należy, że na przedstawionym diagramie możemy mieć do czynienia z nakładaniem się spękań saksońskich na wcześniejsze spękania waryscyjskie. Odróżnienie ich nie jest możliwe, przynajmniej w obecnej fazie badań.

Podobne do wyżej opisanych warstwy drobnoziarnistej brekcji piaszczystej odsłonięte są na prawym brzegu Bobra, na SW od wzgórza 434,0 m. Odsłonięcie posiada około 70 m długości i do 5 m wysokości. W dolnej jego części występuje szara brekcja piaszczysta przechodząca ku górze w skałę szarogłazową, zawierającą miejscami duży procent dobrze ogładzonych otoczków, lub pojedyncze, zwęglone odłamki łodyg i liści karbońskich roślin. Jej bieg i upad jest nieco odmienny, wynosi $320^{\circ}/55^{\circ}$ NE. Na brekcji leżą kolejno: 2 m grubości warstwa piaskowca o spoiwie ilastym, lub piaszczystego łupku, zabarwiona na czerwono, posiadająca znane już smugi i skupienia kwarcowego żwirku, około 3 m grubości ławica czerwonej, średnioziarnistej brekcji o spoiwie ilastym, zawierającej otoczek różnych skał (głównie zieleńca) i wreszcie bezładnie ułożona, typowa, czerwona, zieleńcowa brekcja.

Dłuższa seria warstw brekcji piaszczystej odsłania się jeszcze raz na E od stacji kolejowej w Ciechanowicach, we wkopie toru kolejowego, po obu stronach szosy prowadzącej z Ciechanowic do Marciszowa. Warstwy jej posiadają bieg i upad $355^{\circ}/50^{\circ}$ E. Przejście od brekcji typowej jest powolne, uwidocznia się w stopniowym zmniejszaniu wielkości ziarna, zaniku czerwonego zabarwienia wskutek pojawienia się lepszycza krzemionkowego i wzrostu udziału kwarcu w składzie osadu.

Z rozmieszczenia odsłoneń brekcji piaszczystej i zmiany kierunku biegu jej warstw wynika, że leżą one na obszarze pewnego pola, które jest wydłużone w kierunku NNW — SSE. W obrębie tego pola, między warstwami brekcji występują warstwy piaszczyste oraz wkładki ilaste zawierające przeważnie cienkie pokłady węgla kamiennego. I tak: na lewym brzegu Bobra, w pobliżu cegielni parowej odsłaniają się w kierunku od W na E naprzód warstwy brekcji piaszczystej. Następnie widoczna jest kilkumetrowej miąższości wkładka łupku ilastego zabarwionego na ciemnoszaro zwęglonym materiałem roślinnym. Na łupku leży drobnoziarnisty, szary, krzyżowo warstwowany piaskowiec zawierający bardzo drobne blaszki

muskowitu. Bieg i upad warstw wynosi $360^{\circ}/50^{\circ}$ E. Nieco bliżej szosy, na wprost cegielni znajdował się swego czasu szyb, w którym natrafiono na 1,8 m miąższości pokład antracytowego węgla zanieczyszczonego łem. G. Berg (7) podaje, że w łupkach ilastych znajdujących się w spągu tego pokładu znaleziono małe odłamki stigmarii, łodyg gatunku *Lepidodendron culmianum* F i s c h., części liści paproci, itp. Uzyskany materiał paleobotaniczny nie został niestety należycie wyzyskany.

Następnie we wkopie toru kolejowego, na odcinku między szosą Ciechanowice — Marciszów a mostem na Bobrze widoczne są warstwy twardej, skrzemieniałej brekcji piaszczystej (bieg i upad $355^{\circ}/50^{\circ}$ E). Warstwy brekcji przechodzą w piaskowiec brekcyjowy, lub układają się naprzemiannie z warstwami łupku ilastego. Łupek ilasty zawiera liczne, zwęglone szczątki roślinne, lub cienkie, co najwyżej kilka cm miąższości liczące pokłady twardego, błyszczącego węgla.

Jeszcze raz odsłaniały się podobne warstwy na prawym brzegu Bobra, w pobliżu cmentarza ciechanowickiego. Miąższość pokładów węgla dochodziła tam do 30 cm. Prócz pokładów węgla występowały ławice piaskowca i łupku ilastego, zawierające resztki zwęglonych roślin, oraz kongrecje syderytowe, które opisał H. Z i m m e r w 1927 r., podając profil odsłonięty wówczas na łącznej długości 32 m. Ponieważ odsłonięcie znajdowało się na rozmywanym brzegu, dziś jest pokryte wodą. Woda wymyła mniej odporne warstwy i ponad jej poziomem widoczne są tylko górne partie ławic brekcji piaszczystej. Ich bieg i upad wynosi $345^{\circ}/55^{\circ}$ NE w części zachodniej i $330^{\circ}/70^{\circ}$ NE we wschodniej części odsłonięcia.

W obrębie zatem zaznaczonego na mapie obszaru występowania brekcji piaszczystej, którego długość wynosi około 2 km, a szerokość około 0,5 km, występują również osady ilaste. Z powodu ich małej odporności na wietrzenie i rozmywanie teren jest dziś obniżony, zajęty przez dolinę Bobra i na jej przedłużeniu, na północnym odcinku częściowo przykryty osadami plejstocenu. Piaszczysto-ilaste osady karbońskie zapadają na tym polu stromo ku wschodowi i to na dużej przestrzeni pod warstwy brekcji zboczowej, czyli w jej obrębie tworzą wkładkę stratygraficzną.

Reasumując wiadomości o brekcji Ciechanowic, można na podstawie dokonanych obserwacji wyprowadzić następujące wnioski:

- 1) Opisana wyżej brekcja wykazuje cechy brekcji zboczowej z wyjątkiem wydzielonych z niej osadów piaszczysto-ilastych i skał niewielkiego obszaru, znajdującego się na NNE od kościoła w Ciechanowicach. Charakter zboczowy brekcji wynika z następujących cech tego osadu:
 - a) składa się on z odłamków różnej wielkości, aż do smug drobno-klastycznego materiału włącznie,

- b) skład jego zależny jest od rodzaju skały, która znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie,
- c) w pobliżu tej skały ziarna brekcji są większe i bardziej ostrokanciaste niż na krańcach zasięgu, gdzie niektóre okruchy skalne posiadają spilowane naroża, lub wykazują różny stopień obtoczenia (K. L e u c h s, 19),
- d) zmienność składu brekcji w jej zachodnim zasięgu jest zgodna z właściwością gruzu zboczowego, którego nowo wytworzone partie — ulegając ruchowi masowemu — wędrują ponad już istniejącymi, najczęściej w postaci strug poruszających się z różną szybkością, zależnie od nachylenia zbocza w danym miejscu (W. P e n c k, 21).
- 2) Dziś widoczny obszar występowania brekcji stanowił najniższe partie pierwotnego zbocza, nachylone zapewne pod kątem mniejszym niż 5° . Wskazują na to ławice zlepieńca odsłaniające się wśród brekcji, we wkopie toru kolejowego, na stacji kolejowej w Ciechanowicach. Ławice te są ostro i równo odgraniczone w spągu i stropie. Ostre i równe odgraniczenie ławic zlepieńca świadczy o osadzaniu żwiru na pierwotnie prawie płaskim obszarze wykluczającym dalsze spełzywanie osadzonego materiału. Jedynie brekcja filitowa mogła leżeć na zboczu w niektórych miejscach bardziej nachylonym, w myśl zasady, że im bardziej nachylone zbocze, tym więcej na nim kanciastych odłamków, a mniej końcowych, bardziej ogładzonych produktów i tym grubszy gruz (W. P e n c k, 21). W najniższej i najslabiej nachylonej partii zbocza zarysowało się z czasem płaskie obniżenie. Obniżenie to było okresowo zalewane przez wody potoków, dając płytkie i bagniste (buły sydereytu!) jezioro. Klimat był ciepły i wilgotny (pokłady węgla i przewaga wietrzenia chemicznego nad mechanicznym!).
- 3) Tak wielką akumulację osadów serii brekcyjowej (ponad 1000 m miąższości w miejscu najszerszego zasięgu) można wytłumaczyć jedynie przyjęciem stopniowego obniżania się podłoża podczas sedymentacji. Podłoże obniżało się zapewne wzdłuż fleksurowego załamu. W konsekwencji musimy przyjąć, że widoczne dziś osady brekcji zboczowej Ciechanowic należą już do osadów basenu kulmowego.

Porównanie wyżej opisanych, brekcyjowych osadów Ciechanowic i Nagórniką nasuwa przypuszczenie, że te ostatnie również należą do osadów pierwszego stadium formowania basenu kulmowego.

Rozwój basenu kulmowego

Rozwój basenu kulmowego odbywał się wskutek sukcesywnego obniżania podłoża na obszarze zasięgu basenu i gromadzenia materiału w geosynklinalnej miąższości. Do osiągnięcia geosynklinalnej miąższości osadów w dużej mierze przyczyniło się wypiętrzanie odpowiednich partii obramowania basenu.

Takie oto tezy zostaną przedstawione poniżej, na podstawie szczegółowego opisu stosunków sedymentacyjnych zaobserwowanych na zbadanym obszarze. Sądzę, że opis ten należy poprzedzić podkreśleniem wagi pewnego zjawiska, o którym trzeba pamiętać przy interpretacji i ocenie zaobserwowanych stosunków szczegółowych. Zjawiskiem tym jest zależność przebiegu sedymentacji od ruchów podłoża.

Na przykładzie zawierających pokłady węgla osadów okolicy Ciechanowic można było uświadomić sobie obecność dwu zasadniczych momentów, które zawsze towarzyszą gromadzeniu się materiału detrytycznego o geosynklinalnej miąższości. Pierwszym momentem jest zapadanie się podłoża, drugim — określony rytm tego zapadania. Obecność na przemian powtarzających się warstw brekcji piaszczystej, piaskowca, łu i wkładek węgla dowodzi, że obniżanie dna zbiornika odbywało się okresowo. W przerwach obniżania osad gromadził się aż do wytworzenia terenu bagnistego, umożliwiającego ekspansję roślinności karbońskiej. Mówimy o cyklu sedymentacyjnym. Na obszarze basenu kulmowego należy pod tym terminem rozumieć kolejność występowania osadów zlepieńcowych (brekcjowych), piaszczystych i przy końcu cyklu wkładek węgla lub tylko łupków ilastych.

Zlepieniec rejonu Sądów Górnych i okolicy Ciechanowic

Dotychczas opisane zostały dwa rodzaje osadów basenu kulmowego: brekcja zboczowa i zawierające pokłady węgla osady rejonu Ciechanowic. W pozostałej części zbadanego obszaru występują prawie wyłącznie gruboklastyczne, zlepieńcowe osady, a wśród nich jedynie nieliczne wkładki piaszczyste lub ilaste. Podział zlepieńców został dokonany głównie na podstawie ich tekstury i składu petrograficznego. W celach porównawczych stosowałem czteroklasową skalę wielkości ziarna:

	Średnica ziarna	Ziarno	Zlepieniec (ponad 50% ziarn odnośnej klasy)
1	0,2 — 3 cm	drobne	drobnoziarnisty
2	3 — 10 „	średnie	średnioziarnisty
3	10 — 20 „	grube	gruboziarnisty
4	powyżej 20 „	bardzo grube	bardzo gruboziarnisty

i również czteroklasową skalę stopnia obtoczenia ziarna:

	Stopień obtoczenia ziarna	Oznaczenie ziarna
1	naroża i krawędzie ostre	kanciaste
2	naroża zaokrąglone, krawędzie ostre	subkanciaste
3	naroża i krawędzie zaokrąglone	obtroczone
4	naroża, krawędzie i ściany zaokrąglone	zaokrąglone

Skład petrograficzny oznaczałem w poszczególnych odsłonięciach procentowo, na podstawie megaskopowego przeglądu (analizy) 100 otoczków o średnicy powyżej 2 cm, wydobytych na możliwie małej powierzchni skały.

Przegląd zlepieńcowych osadów północnej części kulmowego obszaru niecki śródsudeckiej, dokonany przed rozpoczęciem szczegółowych ich badań, nasunął przypuszczenie, że do najstarszych z nich należą występujące na zachodnim krańcu Sądów Górnych. Dlatego w tym rejonie rozpoczęte zostały szczegółowe obserwacje zlepieńca.

Na zachodnim zboczu wzgórza 490,0 m zlepieniec jest odsłonięty w trzech miejscach. Każda z odkrywek jest kilkanaście m długa i około 30 m wysoka. Zlepieniec jest wyraźnie uławicony. Dzisiejsze zbocze ścina ławice pod ostrym kątem, ale w kierunku ich upadu. Grubość ławic waha się w granicach 0,5 — 2 m; przeważnie wynosi około 1,5 m. Wykształcenie zlepieńca w obrębie ławic jest na ogół podobne. Wyjątkowo niektóre z nich wykazują wkładki drobniejszego materiału, lub w spągu materiał grubszy, a w stropie drobniejszy. W rzadkich przypadkach na powierzchni ławic widoczne są ślady erozji w postaci wyżłobień lub zagłębień wypełnionych materiałem nadległej ławicy. Regularność występowania przerw sedymentacyjnych i podobne wykształcenie zlepieńca wskazują na ujednostajnienie warunków zewnętrznych w ciągu dłuższego okresu czasu. Bieg i upad ławic wynosi 295°/35° SW. Zlepieniec jest szary, o odcieniu czerwonym, średnioziarnisty, o spoiwie ilastym i zieleńcowym cieście skalnym. Składa się przeciętnie z 80% ziarn średnich, 14% grubych, 1% bardzo grubych i 5% ciasta skalnego. Ziarna są (w przybliżeniu) w 65% obtroczone, w 23% subkanciaste, w 10% zaokrąglone i w 2% kanciaste. Ciasto skalne, wypełniające przestrzenie między otoczkami, jest zbudowane głównie z drobnych, poniżej 5 mm średnicy, kanciastych lub płaskich okruchów zieleńca. Największe otoczki są zbudowane z reguły z zieleńca, kwarcu, szarogłazu, a w nielicznych przypadkach z łupku szarogłazowego, podobnego do występującego w obramowaniu basenu. Otoczki przeważnie stosują się do płaszczyzny sedymentacji z wyjątkiem nielicznych, o większych wymiarach. Zlepieniec nie wykazuje spękań. W północnej części zbocza

tworzy on skałki. Po zachodniej stronie najwyżej na zboczu umiejscowionej skałki zauważony został w zlepieńcu ogładzony gładz łupku szarogłazowego o powierzchni 1 m². Stosunki w jego najbliższym sąsiedztwie wskazują, że dostał się on w tworzącą się już ławicę, przyniesiony prądem wody z niewielkiej odległości i został później przykryty materiałem następnej ławicy.

W dolnej partii zbocza, w dwu miejscach widoczna jest zwietrzelina złożona z gruzu szarogłazowego. Na odłamkach szarogłazu zauważyć można ślady zwęglonych roślin karbońskich.

Na całym wzgórzu petrograficzny skład zlepieńca jest podobny i przedstawia się następująco (średnie wartości 6 analiz):

Składniki zlepieńca we wzgórzu 490,0 m	udział w %
piaskowiec	25
kwarcyt	17
zieleniec	15
kwarc	11
szarogłaz	10
porfir	5
inne łupki metamorficzne	5
łupek krzemionkowy i jaspis	4
adinoł	3
granit	2
arkoza	2
gnejs	1

Jedynie na niewielkiej przestrzeni znajdującej się na wschodnim zboczu wzgórza, w sąsiedztwie granicy z łupkiem szarogłazowym, obserwuje się pewną różnicę wykształcenia zlepieńca. Zlepieńiec jest tam szary, drobnoziarnisty, o niewielkim procencie ziarna średniego. Granice ławic nie zaznaczają się wyraźnie. Otoczaki są przeważnie subkanciaste, nadto liczne z nich silnie zwietrzałe. Wśród otoczek nie zauważyłem obecności łupku szarogłazowego mimo bliskiego jego sąsiedztwa. Po ich układzie z trudem wymierzyłem bieg i upad warstw 290°/40° SW.

Kontakt zlepieńca z łupkiem szarogłazowym zaobserwowałem na lewym brzegu potoku wsi Sady Górne, po usunięciu 1,5 m pokrywy osadów holocenijskich. W odległości 1 m od kontaktu otoczaki poprzednio gruboziarnistego zlepieńca maleją, a pojawiają się nieliczne, grube, mniej lub więcej obtoczone okruchy łupku szarogłazowego. Te również szybko maleją, zwiększa się natomiast ilość zielenicowego ciasta skalnego, które bliżej kontaktu uzyskuje zabarwienie czerwone i stopniowo przechodzi w łupek.

Na długości 20 *cm* łupek jest miękką skałą nasiąkniętą wodą. W tej skale tkwią przeważnie drobne otoczaki zbudowane z różnego materiału. Poniżej tej miękkiej warstwy łupek staje się twardy i nie zawiera otoczek. Jak wynika z opisu, kontakt w tym miejscu jest sedymentacyjny i nie wykazuje cech późniejszych zmian tektonicznych.

Na NW od wzgórza 490,0 *m*, po przeciwnej stronie potoku wsi Sady Górne znajduje się wzgórze 402,0 *m*. W dolnej partii jego SE zbocza odsłania się szary, o czerwonym odcieniu, gruboziarnisty zlepieniec. Ułożenie ziarn zlepienia jest bezładne. Wielkość ich jest różna. Obok nielicznych ziarn o średnicy nawet większej od 50 *cm*, utworzonych przeważnie z szarogłazu, widoczne są średnie i drobne otoczaki oraz obfite ciasto skalne. Rozłożenie ciasta skalnego jest bardzo nierównomierne. Zlepieniec składa się w przybliżeniu z 5% ziarn bardzo grubych, 60% grubych, 15% średnich i drobnych, oraz 20% ciasta skalnego. Posiada około 62% ziarn zaokrąglonych (wśród nich co najmniej 4% kulistych), 28% obtoczonych, 7% subkanciastych i 3% kanciastych. Obecność dużej ilości ciasta skalnego powoduje, że otoczaki tkwią silnie w skale z wyjątkiem grubych, kulistych ziarn o gładkiej powierzchni, które po odsłonięciu zbocza same wypadają, co ułatwia wietrzenie otaczającego je, drobnego materiału. Warto podkreślić, że w opisanym zlepieniu kulisty kształt otoczek nie zależy od rodzaju skały, z której są one zbudowane. Daleko więc w tym czasie postąpiła erozja rzeczna. Skład zlepienia jest następujący:

Składniki zlepienia we wzgórzu 402,0 <i>m</i>	udział w %
zieleniec	18
kwarcyt	15
piaskowiec	14
szarogłaz	13
kwarc	11
porfir	10
arkoza	6
łupek krzemionkowy	3
granit	3
gnejs	3
inne łupki metamorficzne	2
adinol	1
zlepieniec	1

Poza wymienionym obszarem zlepieniec na wzgórzu 402,0 *m* nie odsłania się, ale ze zwietrzeliń można wywnioskować, że w kierunku NW jest podobnie wykształcony. Natomiast w kierunku SSW od tego obszaru,

na przestrzeni około 250 m, zwłaszcza wzdłuż prawego zbocza doliny bocznego potoku, możemy śledzić stopniowe zmniejszanie się wielkości ziarn nieuławicznego zlepieńca. Na dalszych 300 m pojawiają się ławice na przemian średnio- i drobnoziarnistego, szarego zlepieńca, przedzielane ławicami szarogłazu. Przy końcu tego odcinka rozpoczyna się obszar występowania zlepieńca krzyżowo warstwowanego. Początkowo ławice szarogłazu są metrowej grubości. Każda z nich składa się z szeregu warstw o zmiennej (0 — 5 cm) grubości. Granice warstw są równoległe, lub też są nieregularne, jeśli między warstwami występują wąskie, krótkie, soczewkowane wkładki drobnoziarnistego zlepieńca. W pobliżu krzyżowo warstwowanego zlepieńca ławice te są znacznie grubsze. Na powierzchni warstw szarogłazu widoczne są fragmenty zwęglonych roślin karbońskich.

Podobna zmiana osadów zaznacza się w pobliżu granicy z brekcją. Skład średnio- i drobnoziarnistego zlepieńca jest podobny jak w poprzednich analizach, wskazuje jednak na wzrost udziału zielenca kosztem piaskowca i szarogłazu. Przedstawia się on następująco (średnie wartości 6 analiz):

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	24
kwarcyt	19
kwarc	11
piaskowiec	10
porfir	9
szarogłaz	6
łupek krzemionkowy	6
inne łupki metamorficzne	5
adinol	4
granit	2
gnejs	2
arkoza	1
zlepieniec	1

Wzrost udziału zielenca szczególnie wyraźnie jest widoczny w analizie wyodrębnionej z ogólnego zestawienia i podanej poniżej. Wykonałem ją w ostatnim odsłonięciu zlepieńca wysuniętym na zachód, a znajdującym się w odległości około 175 m na W od skrzyżowania dróg między Sadami Górnymi a Figłowem, oznaczonego punktem wys. 436,5 m. W odsłonięciu tym widoczne są warstwy zlepieńca należące do lokalnej wkładki występującej w obrębie górnej części omawianego osadu. Bieg i upad warstw wynosi 310°/30° SW. Ich skład petrograficzny przedstawia się następująco:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	40
kwarcyt	14
łupek krzemionkowy	12
kwarc	11
adinol	10
porfir	6
szarogłaz	2
piaskowiec	1
inne łupki metamorficzne	1
granit	1
nieoznaczone	2

Jest rzeczą ciekawą, że w rejonie Sądów Górnych, na obszarze występowania ławic szarogłazu, kierunki biegów warstw układają się wzdłuż słabo ku SW wygiętej, półkolistej linii. Uzyskany obraz kierunków biegu warstw sugeruje, że w wymienionym rejonie mamy do czynienia ze śladami pierwotnego stożka napływowego, które pozostały po tektonicznym wyruszeniu i częściowym erozyjnym ścięciu jego warstw. Na obecność stożka wskazuje również stopniowe zmniejszanie się wielkości ziarn osadzonego materiału, w kierunku obwodu półkola. Należy jednak zaznaczyć, że jednostronny upad warstw uniemożliwia rozstrzygnięcie, czy wielkość ziarna zmienia się w obrębie tej samej ławicy, w kierunku jej upadu.

Zlepieniec krzyżowo warstwowany rozpoczyna się na SSW od wzgórza 490,0 m i ciągnie się pasem szerokości około 400 m początkowo ku SE, a następnie na południe od linii wzgórza 486,3 m i punktu wys. 454,0 m wygina się ku wschodowi. W obrębie zlepieńca występują liczne pakiety ławic o kierunku początkowo NW — SE, a następnie W — E. Ławice są średnio- lub drobnoziarniste, z dodatkiem około 5% ziarn grubych i około 15% ciasta skalnego i składają się z różnej ilości w tym samym kierunku wydłużonych soczewek. Zestawienie uzyskane na podstawie wykonania 6 analiz wykazuje, że zlepieniec składem nie różni się w zasadzie od zlepieńca poprzednio opisanego:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	32
kwarcyt	19
kwarc	10
łupek krzemionkowy	8
szarogłaz ¹	7
piaskowiec	6
inne łupki metamorficzne	6
porfir	3
adinol	3
granit	2
łupek ilasty	2
gnejs	1
wapień	1

¹ Jest rzeczą godną uwagi, że w niektórych przypadkach szarogłaz zawiera siewczkę roślinną i w zupełności przypomina szarogłaz dewoński, np. okolic Świebodzic.

Wyjątek w petrograficznym składzie omawianego zlepieńca stanowi smuga o pewnej, niezaobserwowanej zresztą szerokości, której spągowa partia rozpoczyna się na wymienionej już linii wzgórza 486,3 m i punktu wys. 454,0 m. Na obszarze tej smugi zaznacza się w składzie zlepieńca wybitna przewaga zieleńca. Przewaga ta dochodzi w zlepieńcu odsłaniającym się na szczycie wzgórza 486,3 m do 86%, a w pobliżu punktu wys. 454,0 m do 60%. O tym, że jest to jednak tylko smuga, świadczy fakt, że analiza składu zlepieńca krzyżowo warstwowanego, o biegu i upadzie warstw 260°/30° SE, odsłaniającego się w potoku wsi Bogaczowice Stare, na obszarze arkusza Świebodzice, wykonana podczas przeprowadzania przeglądowych badań geologicznych w Sudetach, jest zgodna z analizą spągowych warstw tegoż zlepieńca, przedstawioną w poprzednim zestawieniu.

Zabarwienie zlepieńca posiada wyraźny odcień czerwony. W zlepieńcu nie spotyka się ziarn kanciastych, obtoczone występują w ilości około 50%, reszta przypada po połowie na subkanciaste i zaokrąglone. W przypadku wzrostu udziału zieleńca wzrasta powyżej 30% ilość subkanciastych ziarn tego składnika. Możemy to zjawisko tłumaczyć krótką drogą wędrówki otoczków zieleńca, ale właściwa przyczyna polega raczej na wzroście szybkości prądu, a dowodem tego jest obecność krzyżowego warstwowania.

Struktura zlepieńca w ławicach poszczególnych pakietów jest soczewkowa. Taka struktura powstaje zazwyczaj w warunkach szybkiego doprowadzania i osadzania materiału detrytycznego, jeśli prąd sukcesywnie nakłada warstwy ku przodowi, w kierunku swego biegu. Jeśli późniejsza erozja ścina skośne warstwy, wówczas powoduje powstawanie ostrych granic między każdorazowym ich stropem a spągiem następnie osadzonej ławicy (R. S h r o c k, 26). Warstwowanie krzyżowe może występować na stożkach napływowych, gdy potok spływa z gór na równinę i tworzy niewielkie zakola, ale posiada silną skłonność do rozgałęziania się (H. J ü n g s t, 16). Z takim właśnie przypadkiem mamy do czynienia w okolicy Sądów Górnych. Świadczą o tym pakiety ławic wyraźne zaznaczające się w terenie i wydłużone zgodnie z upadem ławic zlepieńca. Na podstawie kierunku przekątnego warstwowania, który nie został zasadniczo zmieniony przez późniejsze ruchy, możemy w przybliżeniu określić kierunek prądu. Widzimy zatem, że w zachodniej części obszaru występowania krzyżowo warstwowanego zlepieńca kierunek ten jest NE — SW i zmienia się na N — S we wschodniej części obszaru. Ponieważ każde zbocze w wyniku swego rozwoju nie staje się nigdy bardziej strome, tylko zawsze bardziej łagodne (W. P e n c k, 21), wobec tego obecność krzyżowo warstwowanych

stożków napływowych w różnych poziomach omawianego kulmu można wytłumaczyć jedynie obniżaniem się podłoża na odnośnym obszarze. Znowu więc mamy do czynienia ze zjawiskiem tworzenia basenu.

Wschodnią część zlepieńców krzyżowo warstwowanych podścielają ławice zlepieńca o biegu W — E. Odslaniają się one w dwu miejscach, a to 1) w pobliżu punktu wys. 427,5 m, w skarpie przydrożnej, oraz 2) w małym, zasypnym obecnie zwietrzeliną łomie, znajdującym się w odległości około 175 m na WSW od punktu wys. 439,2 m. Sądząc ze zwietrzeliny, zlepieńiec jest na wymienionym obszarze na ogół średnioziarnisty, lecz w obu wspomnianych odsłonięciach jest szary, drobnoziarnisty, zawiera w przybliżeniu 70% ziarn drobnych, 20% średnich i 10% ciasta skalnego. Ziarna są obtoczone. W zlepieńcu widoczne są liczne soczewki i wkładki szarogłazu. Skład jego jest następujący:

Składniki zlepieńca	udział w-%
zieleniec	20
kwarcyt	17
piaskowiec	15
kwarc	12
gnejs	9
szarogłaz	7
adinol	6
arkoza	5
łupek krzemionkowy	4
porfir	2
inne łupki metamorficzne	2
granit	1

Porównanie z poprzednio wykonanymi analizami uwidocznilo zgodność składu obecnie opisywanego zlepieńca ze składem zlepieńca pozostałej części rejonu Sądów Górnych i tym samym potwierdziło jego przynależność do tego rejonu. Dotyczy to całego obszaru jego występowania w granicach arkusza Sędziszów, a wynika z dodatkowej analizy wykonanej na obszarze arkusza Świebodzice, w odległości kilkudziesięciu m od wschodniej granicy arkusza Sędziszów. Na znacznym obszarze zlepieńiec jest wtórnie zabarwiony na czerwono.

Na północy zlepieńiec graniczy za pośrednictwem uskoku z łupkiem szarogłazowym. Uskok jest wprawdzie niezaobserwowany, ale prawdopodobny. Przebiega on na znacznej przestrzeni wzdłuż wąskiej doliny o kierunku ENE — WSW. Jego zachodni odcinek został wywnioskowany z fakcyjnej różnicy między szarym, drobnoziarnistym zlepieńcem obecnie opi-

sanym, a średnioziarnistym, o czerwonym odcieniu zlepieńcem występującym we wzgórzu 490,0 m. Na południe od uskoku widoczna jest w zlepieńcu żyła różowego porfiru felsytowego, która przebiega prawie równolegle do linii uskokuwej i przedłuża się na sąsiedni arkusz Świebodzice. Przypuszczam, że wywnioskowany uskok powstał na granicy basenu kulkowego. Sądzę, że zarówno powstanie tego uskoku oraz uskoku między brekcją Nagórnika a zlepieńcem rejonu Sadów Górnych, jak też liniowo ukierunkowanych intruzji porfiru i porfiryty, mogło być spowodowane odnowieniem się dawnych założeń tektonicznych podczas środkowo-sudeckiego fałdowania ramowego.

Do najstarszych, zlepieńcowych osadów basenu kulkowego należy również zlepieniec okolicy Ciechanowic. Na zbadanym obszarze zlepieniec ten rozciąga się w kierunku południkowym, w postaci pasa o szerokości około 500 m. Sądząc z pomiaru biegu warstw wykonanego we wkopie toru kolejowego linii Marciszów — Złotoryja, strefa jego występowania prawdopodobnie rozszerza się na północ od doliny Bobra, jest jednak na tym obszarze przykryta utworami plejstoceniowymi. Na odcinku południowym zlepieniec leży bezpośrednio na filitach obramowania basenu. Poza tym rozpościera się na brekcji zboczowej, z wyjątkiem odcinka długości około 500 m, wzdłuż którego graniczy on z piaszczysto-ilastymi osadami stratygraficznej wkładki w brekcji. Granica jego z brekcją nie jest ostra, czyli inaczej mówiąc jest sedymentacyjna i nie wskazuje na wyraźną przerwę w osadzaniu. Skład zlepieńca jest na całym zbadanym obszarze podobny i odpowiada następującym danym (średnie wartości 5 analiz):

Składniki zlepieńca okolicy Ciechanowic	udział w %
zieleniec	85
kwarcyty	4
porfiry i porfiryty	3
łupki krzemionkowe i jaspisy	3
inne łupki metamorficzne	3
kwarcie młeczne	2

W bezpośrednim sąsiedztwie południowego przedłużenia brekcji Ciechanowic otoczaki są bezładnie ułożone. Spotyka się tu słabo ogładzone bloki zielenca, osiągające ponad 2 m średnicy, oraz subkanciaste otoczaki kwarcu i innych skał, do 1 m średnicy. Obok nich tkwią w skale mniejsze, przeważnie subkanciaste ziarna, aż do drobnych włącznie. Od tego obszaru począwszy maleje ku południowi i północy wielkość ziarna zlepieńca. Nadto w kierunku północnym zmienia się sposób ułożenia i kształt otoczaków.

Na lewym brzegu Bobra ukierunkowanie otoczków już się zaznacza, lecz uławicenie zlepieńca jest jeszcze słabo widoczne. Zlepieniec jest zabarwiony na czerwono. Przeważają ziarna subkanciaste. We wkopie toru kolejowego linii Marciszów — Jelenia Góra, w pobliżu Marciszowa, ławice są wyraźne, jedne grubo- inne średnioziarniste. Największe, ale nieliczne otoczki dochodzą do 70 cm średnicy. W większości przypadków ziarna są obtoczone. Lepiszczce jest skrzemieniaste i silnie spaja żarna. W zlepieńcu widoczne są spękania, niekiedy rozszerzone w wąskie szczeliny wypełnione kwarcem, lub częściej kalcytem. Prócz tego w niektórych partiach występuje drobna sieć żył kalcytu przebiegających w różnych kierunkach. Zarówno płaszczyzny spękań, jak i żyły dowolnie przecinają otoczki. Niektóre ławice zlepieńca są przedzielane wkładkami łupku ilastego. Grubość wkładek dochodzi do 20 cm. W niezbyt dalekiej odległości od tego odsłonięcia, we wkopie toru kolejowego linii Marciszów — Złotoryja, widoczne są między ławicami zlepieńca miększe wkładki szarogłazu. Około 10% otoczków wykazuje tam już zaokrąglenie kształtu. Dalej ku północy ziarno zlepieńca zmniejsza się szybko i do widocznej granicy zasięgu nie przekracza średniej wielkości. Zabarwienie zlepieńca jest czerwone. Ziarna są zaokrąglone, a niektóre z nich (dotyczy to w szczególności ziarn zieleńca) nawet kuliste.

Z przedstawionego opisu wyraźnie widoczna jest zależność tekstury zlepieńca od odległości obszaru dostarczającego materiał. Nasuwa się jednak pytanie, dlaczego kanciasty materiał brekcji został zastąpiony ku górze okruchami i blokami toczonymi prądem wody? Nastąpiło to zapewne wskutek silnego rozwoju sieci rzecznej w obszarze denudacji oraz dalszego obniżania obszaru akumulacji. Natomiast dotychczas przeprowadzone obserwacje nie przekonywują o konieczności tłumaczenia pojawienia się zlepieńca jako skutku bezpośredniego przed jego osadzeniem dokonanego, lub równocześnie odbywającego się dźwigniania dostarczających materiał partii obramowania basenu.

Zieleńcowe zlepieńce Nagórnik, Domanowa i Pastewnika

Na przestrzeni między zieleńcowymi osadami rejonu Sadów Górnych i okolicy Ciechanowic ciągnie się strefa zlepieńca zbudowanego w przeważnie z otoczków zieleńca. Materiał zlepieńca pochodzi z północnej części obramowania basenu. Wskazuje na to zarówno kierunek biegu ławic, jak też skład petrograficzny i obraz rozprzestrzenienia zlepieńca. W wyklinowującej się, wschodniej części zasięgu zlepieniec zieleńcowy spoczywa na zlepieńcu okolicy Sadów Górnych. Na podstawie analogii można by sądzić, że zlepieniec zieleńcowy wyklinowuje się na obu krańcach swego zasięgu

i, że na zachodnim krańcu leży na zlepieńcu okolicy Ciechanowic, co w terenie nie jest widoczne wskutek przykrycia przez utwory plejstocenijskie. Położenie zlepieńca zielenicowego nie przesądza o jednakim wieku zlepieńcowych osadów rejonu Sądów Górnych i Ciechanowic. Wskazuje tylko, że osady te są młodsze od brekci zboczowej, a starsze od zlepieńca zielenicowego.

Obszar występowania zlepieńca zielenicowego został podzielony na dwie części: północną, dłuższą, zbudowaną z drobniej ziarnistego materiału i południową, krótszą, zbudowaną z grubiej ziarnistego materiału. Bezpośrednim powodem wydzielenia obu części są stosunki sedymentacyjne zaobserwowane w Nagórniku i Domanowie.

W Nagórniku, na brekci zboczowej leży drobnoziarnisty zlepieniec zielenicowy. Zlepieniec ten występuje na długości około 140 m. Odślania się on w potoku tej wsi i tam jest w nierównych odstępach przeławicony pięciu, około 0,5 m grubości, warstwami bardzo drobnoziarnistego zlepieńca utworzonego z ziarn zieleńca, filitowych łupków ilastych i kwarcu.

W stropie zlepieniec drobnoziarnisty przechodzi w ławicę szarego, średnioziarnistego zlepieńca o składzie:

Składniki średnioziarnistego zlepieńca z Nagórnika	udział w %
zieleniec	68
kwarc	19
kwarcyt	4
łupek krzemionkowy i jaspis	4
porfir	3
aragoza	1
łupek ilasty	1

Średnioziarnisty zlepieniec zawiera przeciętnie 60% ziarn średnich, 25% drobnych i 15% ciasta skalnego. Ziarna są w około 40% subkanciaste, w 45% obtoczone i w 15% zaokrąglone. Licząc od spągu, zlepieniec jest przeławicony szarogłazem na przestrzeni początkowych 20 m.

Powyżej pojawiają się ławice zbudowane z czerwono zabarwionego, gruboziarnistego, obtoczonego materiału. Tworzą one w średnioziarnistym zlepieńcu soczewkową wkładkę około 50 m miąższą i 750 m długą. Wkładka rozprzestrzenia się po obu stronach potoku i na jego brzegach jest dostępna bezpośrednio obserwacji. Granice tworzących ją ławic są niewyraźne i zaznaczają się przeważnie tylko dzięki nieznacznej zmianie wielkości otoczków. Reprezentowane są równocześnie wszystkie klasy wielkości ziarna. Spągowe ławice, które są dobrze odsłonięte na kilkunastometrowej przestrzeni, zawierają około 25% ziarn bardzo grubych

(w tym niektóre o 2 m średnicy), 55% grubych, 10% średnich i 10% ciasta skalnego. Ziarna są w 90% obtoczone, a w 10% zaokrąglone. Ciasto skalne jest zazwyczaj rozłożone nierównomiernie. Skład spągowych ławic jest następujący:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	88
kwarc	4
kwarcyt	4
keratofir	2
szarogłaz	1
łupek krzemionkowy	1

W niektórych ławicach otoczaki są silnie spękane i po wyjęciu ze skały rozpadają się na liczne fragmenty. W środku soczewki i zgodnie z jej podłużną osią przebiega wąska żyła porfirytu o długości około 300 m.

W niewielkiej odległości od opisanej wkładki zaznacza się w zlepieńcu zieleńcowym znacznie grubsza soczewka o długości 1,7 km. W potoku wsi Nagórnik przypada jej środkowa partia. Soczewka zaznacza się wyraźnie załamaniem zbocza wzdłuż jej północnej krawędzi, dużą stromością poniżej i lekkim uwypukleniem objętego nią obszaru. Wynika to z większej odporności materiału soczewki na wietrzenie. W jej bowiem obrębie, wśród na ogół średnioziarnistego zlepieńca występują (szczególnie w jej partii środkowej) olbrzymie, kilkunastotonowe bloki zieleńca, oraz wielkie głązy białego, krystalicznego wapienia, obok mniejszych otoczków tych skał. Mała miąższość soczewki i stosunkowo płaskie jej ułożenie wynikają z intersekcji północnej jej granicy, która w każdym wcięciu terenu cofa się silnie ku południowi. Zasięg soczewki został wywnioskowany z wyglądu zwietrzliny, która na obszarze soczewki składa się głównie z odłamków zieleńca i powoduje jasnoszare zabarwienie gleby. W porównaniu z nią zwietrzzelina osadów otulających opisaną soczewkę posiada odcień czerwono-brunatny.

Dwa częściowo odsłonięte bloki zieleńca widoczne są na stromej krawędzi soczewki. Poza tym w górnym biegu potoku wsi Nagórnik znajduje się kilka luźnych bloków zieleńca i głązów wapienia oraz jeden blok keratofiru. Zlepieńiec soczewki odsłania się w źródłowym obszarze wspomnianego potoku. Składa się on głównie z ziarn zieleńca, niekiedy skrzemieniałego wapienia, kwarcu oraz czerwonych i szarych łupków ilastych. Jego ciasto skalne i częściowo okruszy łupków ilastych są pod wpływem ciężaru wielkich bloków rozarte w jednolitą, szarą masę.

Nagromadzenie bloków i otoczków zieleńca i zawsze od nich mniejszych głazów i otoczków wapienia tłumaczą okresowym wzrostem transportowej siły prądu, spowodowanym wysokim stanem wody potoków.

Podobne zjawisko, lecz na nieco mniejszą skalę, obserwuje się w Domanowie. Na przestrzeni między Nysą Szaloną a jej prawobocznym dopływem (potokiem „Katzengraben“) występuje soczewka o długości 1,25 km i miąższości około 140 m. Soczewka ta jest zbudowana z różnej wielkości otoczków zieleńca i krystalicznego wapienia. Warstwy jej są odsłonięte w łomie znajdującym się w odległości 80 m na SW od punktu wys. 576,5 m. Już G. Berg (8) wspominał odnośnie do warstw kulmowych arkusza Miedzianka, że „w wielu miejscach soczewki grubych otoczków występują w otoczeniu drobniejszego materiału, jakby się miało do czynienia z poprzecznym przekrojem dawnego dna potoku“. Stosunki zaobserwowane w wymienionym wyżej łomie są pod tym względem bardzo sugestywne. Łom posiada 12 m szerokości i 6 m wysokości. W dolnej jego partii widoczny jest zlepieniec zbudowany z bezładnie ułożonych, subkancastych otoczków zieleńca i wapienia. Niektóre otoczki zieleńca osiągają wymiary do 3 m średnicy, otoczki wapienia — do 0,5 m średnicy. Natomiast w górnej partii łomu środkową część jego półkolisto wygiętej, frontowej ściany zajmują, niżej słabo spojone, wyżej zaś luźno poukładane, grube i drobniejsze otoczki. Po bokach łomu występują ławice średnio- i drobnoziarnistego materiału złożonego głównie z ziarna zieleńca, wapienia oraz czerwonych i szarych łupków ilastych, spojonych dużą ilością ciasta skalnego. Ciasto skalne jest w wielu miejscach zbite, zwężłe, i tworzy jednolitą masę, w której często tkwią bardzo drobne, ostrokrawędziste odłamki kwarcu i litytu. Bieg i upad ławic wynosi $280^{\circ}/45^{\circ}$ SW. Zachodni kraniec soczewki zaznacza się w postaci stromego zbocza opadającego ku dolinie Nysy Szalonej. Północna krawędź soczewki jest również bardzo stroma. Obecność wschodniego zakończenia soczewki wyzyskał prawoboczny dopływ Nysy Szalonej.

Przypuszczenie o pochodzeniu materiału soczewek z północnej części obramowania basenu poprzez można argumentem, że na obszarze arkusza Bolków, w okolicy Rochowic Nowych i Grudnik znajdują się łomy białego, krystalicznego wapienia, któremu towarzyszą czerwone łupki ilaste, smugi skrzemieńca wapienia oraz bloki i nagromadzenia ziarn kwarcu.

Obie soczewki występują w obrębie średnioziarnistego zlepieńca zieleńcowego, którego skład został podany z odsłonięcia znajdującego się na brzegu potoku wsi Nagórnik. Bliżej Domanowa skład tego zlepieńca jest nieco inny i przedstawia się następująco:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	31
kwarcyt	19
piaskowiec	18
arkoza	10
szarogłaz	8
porfir	7
kwarc	4
łupek krzemionkowy	2
adinol	1

Zlepieniec jest szary i zawiera dużą ilość (około 30%) bardzo grubych ctoczaków. Ziarna jego są beładnie ułożone i przeciętnie w 50% subkancianste, w 40% obtoczone i w 55% zaokrąglone (w tym niektóre kuliste).

Srednioziarnisty zlepieniec jest podścielony warstwami bardzo drobnoziarnistego zlepieńca, który znany już jest z opisu profilu potoku w Nagórniku i należy do najstarszych, zlepieńcowych osadów basenu kulumowego na opisywanym jego odcinku. Osad ten powstał wskutek obniżania dalszych partii podłoża basenu. Wskazują na to stosunki sedymentacyjne zaobserwowane w Domanowie, na prawym brzegu Nysy Szalonej. Odślania się tam tuf diabazowy zmieniony w zieleniec. Bieg i upad jego warstw wynosi 255°/35° SE.

Śledząc warstwy zieleńca w kierunku ich upadu widzimy, że od pewnego miejsca począwszy, na przestrzeni kilkunastu *cm* grubość poszczególnych warstw maleje do 0,5 *cm*. Na najcieńszych warstwach widoczne są powłoki kalcytu i równocześnie w środku warstw pojawiają się szczeliny wypełnione kalcytem. Obecność tych szczelin jest spowodowana deformacją osadu. W kierunku warstw stropowych zmienia się wyraźnie struktura badanej skały. Na przestrzeni bowiem następnych 20 *cm* warstwy są powyrzywane, zaburzone i porozdzielane na fragmenty. Przy końcu tego odcinka pojawia się w nich rzadko rozsiana, zwęglona sieczka roślinna. Wymiary ziarn mineralnych maleją do wielkości cząstek ilastych. Na dalszym 30 *cm* odcinka zaznacza się wzrost deformacji. Warstwy są zbrekcyjne; poszczególne ich odcinki są zdyslokowane i wykazują powyginane, gładkie powierzchnie ślizgowe. Ilość zwęglonej sieczki roślinnej wzrasta. Przy końcu tego odcinka zaburzenie słabnie. Pojawiają się pierwsze, ledwo widoczne, obtoczone ziarna kwarcu i łupku ilastego. Masa ilasta ujednostajnia się. Na przestrzeni następnych 50 *cm* wzrasta ilość obtoczonych ziarn i występuje cienka, kilkumilimetrowa wkładka węgla. Za tą wkładką zaznacza się w kierunku stropu szybki wzrost wielkości i ilości ziarn kwarcu, zieleńca i łupków ilastych. Wzrost ten powoduje pojawienie się typowego, bardzo drobnoziarnistego zlepieńca.

Z podanego opisu wynika, że zaburzone warstwy są obustronnie ujęte równoległymi warstwami. Wygląd zaburzenia wskazuje, że powstało ono w wyniku ruchu częściowo zestalonego osadu, po osadzeniu się pewnej ilości nadległych warstw (R. S h r o c k, 26). Jest przeto możliwe, że powodem powstania zaburzenia była zmiana kąta nachylenia już osadzonych warstw, spowodowana obniżeniem się podłoża. Zaobserwowane stosunki są równocześnie dowodem braku granicy tektonicznej między zlepieńcem a zieleńcem.

Na zachód od Domanowa zlepieńiec zieleńcowy widoczny jest bezpośrednio jedynie w czterech miejscach wznoszących się ponad pokrywę piaszczysto-żwirowych osadów plejstocenijskich. Szczególnie ważne są dwa miejsca, znajdujące się na południowym krańcu wsi Pastewnik, ze względu na znamienne kierunki biegu odsłaniających się w nich warstw zlepieńca. Zlepieńiec jest szary, przeważnie drobnoziarnisty. Między jego ławicami często występują cienkie wkładki szarogłazu. Wkładki te miejscami są grubsze, warstwowane i nieregularnie zazębiają się z warstwami lub soczewkami zlepieńca. W niektórych miejscach zlepieńiec jest osadem słabo zestalonym, złożonym z otoczków ogładzonych, mniej lub więcej spłaszczonych i skierowanych zgodnie z płaszczyzną sedymentacji. W innych przypadkach ziarna jego są ułożone bezładnie, spojone materiałem ilasto-piaszczystym i co najwyżej obtoczone. Oznaczenie składu dowolnie obranej, średnioziarnistej ławicy zlepieńca dało wynik następujący:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleńiec	81
kwarc	8
keratofir i porfir	5
piaskowiec	3
łupek ilasty	2
łupek serycytowy	1

W odsłonięciu wschodnim bieg i upad warstw wynosi $235^{\circ}/55^{\circ}$ SE, w odsłonięciu zachodnim $250^{\circ}/25^{\circ}$ SE. NE — SW kierunek biegu warstw potwierdza, wywnioskowaną na podstawie analogii ze wschodnim zasięgiem zlepieńca zieleńcowego, możliwość występowania ich na rozszerzającym się ku NE zlepieńcu okolicy Ciechanowic i wyklinowania się zachodniego odcinka zlepieńca zieleńcowego.

Wyniki dotychczasowych obserwacji można by streścić w sposób następujący. Pojawienie się basenu kulmowego było zjawiskiem wyłącznie tektonicznym. Basen powstał wskutek przeważnie fleksurowego, lub w pewnych miejscach być może uskokowego obniżania tych partii podłoża, które znajdowały się u podnóża istniejących wówczas zboczy wyżynnego

obszaru. Poszczególne partie podłoża obniżały się nierównomiernie i nierównocześnie, na ogół zgodnie z szybkością akumulacji i ilością dostarczanego materiału detrytycznego. Założona, w znaczeniu tektonicznym, granica między obszarem stałym i obniżanym pozostała na miejscu powstania do końca rozwoju basenu. W ciągu bowiem swego rozwoju basen nie rozszerzał się, ale kolejno pogłębiał się w kierunku do środka zajmowanego obszaru. Podczas tego procesu wzrastało nachylenie już osadzonych w basenie warstw. Z drugiej jednak strony, ze względu na zmiany wywołane wpływem ruchów górotwórczych, które działały po osadzeniu warstw, nachylenie to nie zawsze bezpośrednio informuje o dokonanym obniżeniu podłoża.

Obniżanie dna basenu było stałym procesem, ale nie ciągłym — dlatego osady basenu układają się w cykle sedymentacyjne. Natomiast różnica w składzie petrograficznym osadów basenu i związana z nią obecność poszczególnych stref w budowie basenu, jest zjawiskiem zależnym od morfologicznego rozwoju przynależnego odcinka obramowania basenu, czyli w konsekwencji od petrograficznego wykształcenia tego obramowania. Każdorazowe bowiem obniżenie dna basenu w danym miejscu jest równoznaczne z obniżeniem w tym miejscu ogólnej podstawy erozyjnej, do której należą odpowiednie pochyłości obramowania basenu; powoduje ono ożywienie erozji i przyspiesza transport nowych ilości materiału.

Z przedstawionego wyżej rozumowania wynika, że dotychczas opisane osady basenu kulmowego wskazują na obecność dwu etapów jego rozwoju. W pierwszym etapie rozwoju gromadził się w obrębie basenu kanciasty gruz zboczowy. Wytworzony bowiem na zboczach basenu gruz skalny ulegał wskutek przewagi denudacji nad erozją ruchom masowym i gromadził się u podnóża zboczy, kompensując obniżanie podłoża. Zbocza basenu spłaszczwały się jednak w miarę postępu ich morfologicznego rozwoju. Dopływ gruzu zmniejszał się. Począwszy od pewnego momentu, akumulacja nie mogła już wyrównać obniżania następnej partii podłoża. Zaczęła obniżać się ogólna podstawa erozyjna zboczy basenu. Wskutek równoczesnego rozwoju sieci rzecznej i wzrostu erozji pojawiły się w obrębie basenu pierwsze osady zlepieńcowe. Rozpoczął się drugi etap rozwoju basenu. Osady zlepieńcowe powstawały w dwu odrębnych rejonach, a dostarczane były z dwu różnych kierunków. Mianowicie w rejonie Sądów Górnych pochodziły z północnego wschodu, a w rejonie Ciechanowic z zachodu. Następnie materiał zaczął dopływać od północy. Między wymienionymi rejonami utworzyła się strefa zlepieńca zieleńcowego, w postaci łuku otwartego ku południowi i łączącego osady obu rejonów. Na zlepieńcu zieleńcowym leży z kolei zlepieńiec szarogłazowy.

Zlepieniec szarogłazowy

Zlepieniec szarogłazowy leży na warstwach zlepieńca zieleńcowego, a na wschodnim krańcu zasięgu graniczy ze zlepieńcem wykazującym krzyżowe warstwowanie. Powodem nazwy zlepieńca jest obecność w jego składzie otoczaków skaleniowego szarogłazu. Ponieważ zlepieniec ten odsłania się bezpośrednio tylko w dwu miejscach, mianowicie na NW od Bogaczowie Starych, w pobliżu wzgórza 477,0 m, oraz w potoku tej wsi, przeto zasięg jego został ustalony na podstawie odsłonień sztucznych i obecności w zwierzelinie otoczaków skaleniowego szarogłazu. Obraz zasięgu zlepieńca jest niekompletny, ponieważ na zachodzie zlepieniec znika pod pokrywą osadów plejstocenijskich. Niemniej można by sądzić, głównie na podstawie analogii ze wschodnią częścią zasięgu i na podstawie ogólnych stosunków rozprzestrzenienia osadów basenu, że warstwy jego wyklinowują się obustronnie, podobnie jak zlepieńca zieleńcowego, jedynie zasięg ich w stosunku do ostatnio wymienionego zlepieńca jest nieco większy i przerwany w okolicy Domanowa, na odcinku o długości około 625 m. We wschodniej części zasięgu obszar występowania zlepieńca rozszerza się. Na tym obszarze osady ułożyły się w wyraźny cykl sedymentacyjny. Rozpoczynają go ławice gruboziarnistego zlepieńca, po którym następuje zlepieniec średnioziarnisty, następnie również średnioziarnisty lecz przelawiony początkowo cieńszymi, później grubszymi warstwami szarogłazu. Kończą go natomiast warstwy ilaste, zawierające wkładki węgla kamiennego.

Zlepieniec gruboziarnisty jest szary, o odcieniu czerwonym. Zawiera dużą ilość bardzo grubych ziarn. Otoczaki są bezładnie ułożone. Zlepieniec posiada przeciętnie 6% ziarn subkanciastych, 46% obtoczonych i 48% zaokrąglonych (w tej klasie występuje do 10% ziarn kulistych). Zlepieniec średnioziarnisty zawiera znacznie mniejszy procent bardzo grubych otoczaków i jest wyraźniej ulawiony. Skład zlepieńca szarogłazowego odpowiada na ogół następującym danym:

Składniki zlepieńca	udział w %
szarogłazy i piaskowce skaleniowe	42
zieleniec	35
kwarcyty i piaskowce kwarcytowe	8
kwarc	5
porfir	4
łupek krzemionkowy i jaspis	3
adinol	2
zlepieniec	1

Szarogłaz, z którego zbudowane są otoczaki, posiada dobrze wykształcone ziarna czerwonego ortoklazu i wykazuje wszelkie przejścia od

szarogłazu zlepieńcowego do piaszczystego i do piaskowca skaleniowego. Ten ostatni zawiera dość często zwęglone szczątki roślin, które nie posiadają aspektu flory kulmowej.

Bieg i upad warstw pomierzony w strefie występowania ławic szarogłazu, w pobliżu wzniesienia 477,0 m, wynosi $290^{\circ}/35^{\circ}$ SW. Natomiast bieg warstwy ilastej, zaobserwowanej w potoku wsi Bogaczowice Stare wynosi $230^{\circ}/30^{\circ}$ SE i potwierdza założenie o wyklinowaniu się warstw zlepieńca szarogłazowego we wschodniej części jego zasięgu. Warstwa ilasta występuje między ławicami silnie zwiędzłego, średnioziarnistego zlepieńca. Składa się w spąg z 40 cm grubości pokładu szarego iłu pylastego, a w stropie z 10 cm grubości pokładu szaro-żółtego iłu piaszczystego, zawierającego sieczkę roślinną. W stropowej części pokładu iłu pylastego występuje 3 cm grubości wkładka węgla kamiennego.

Z obrazu zasięgu i przypuszczalnego kierunku biegu warstw można by wnioskować, że materiał zlepieńca szarogłazowego był dostarczany z północy, z rejonu Gór Kaczawskich. Można by również przypuszczać, że skaleniowy osad szarogłazowy tego rejonu był górno-dewoński, ponieważ według ogólnie przyjmowanej interpretacji nie było tam w najniższym kulmie warunków do wytworzenia się go w miąższości niezbędnej do utworzenia tak grubej strefy zlepieńca. Wprawdzie w Górach Kaczawskich nie stwierdzono dotychczas obecności osadów dewońskich, ale na konieczność ich obecności w tym rejonie, przynajmniej podczas dolnego karbonu, wskazywał już w 1934 r. F. Berger. Jest rzeczą możliwą, że drenaż potoków, po przerwie cyklu zlepieńca zlepieńcowego spowodowanej dalszym obniżeniem dna basenu, sięgał już w obszar przypuszczalnych dewońskich osadów Gór Kaczawskich. Na dłuższą wędrówkę materiału wskazuje wysoki stopień obtoczenia ziarna zlepieńca.

Po zakończeniu cyklu zlepieńca szarogłazowego nastąpił dłuższy okres, w którym osady nie powstawały. Materiał z poza basenu przestał dopływać. Północne zbocze basenu osiągnęło przypuszczalnie końcowe już stadium rozwoju. Na przerwę w osadzaniu wskazuje niezgodność kątowna pomiędzy warstwami zlepieńca szarogłazowego, a ławicami zlepieńca bezpośrednio na nim leżącego, wywnioskowana z obrazu intersekcyjnego.

Pierwsza „okrężna” strefa basenu

Na dotychczas opisanych osadach zachodniej i północnej części basenu leżą warstwy zlepieńca, które układają się półkolistą w NW rogu basenu. Na podstawie zmiany kierunku biegu warstw oparte zostało przypuszczenie, że mamy tu do czynienia ze strefą równowiekowego zlepieńca, który nakładał się na osadzone wcześniej osady basenu. W granicach zbadanego

obszaru można tę strefę podzielić pod względem facjalnym na cztery odcinki: zachodni, północno-zachodni, środkowy i wschodni.

O d c i n e k ś r o d k o w y. Na zbadanym obszarze największą przestrzeń zajmuje odcinek środkowy. Rozciąga się on w kierunku ESE — WNW, w postaci pasa o szerokości około 1,25 km i długości około 8,5 km. Ponieważ w granicach jego zasięgu znajduje się wieś Pustelnik, dlatego występujący tu zlepieniec nazwałem zlepiencem Pustelnika.

W północnej części zasięgu zlepienia Pustelnika, na obszarze znajdującym się na N od Pustelnika i Gostkowa zlepieniec bezpośrednio nigdzie się nie odsłania. W tych miejscach trzeba było ograniczyć się jedynie do badania zwierzeliny oraz sztucznych wykopów i identyfikacji w ten sposób uzyskanego materiału zlepienia z obserwacjami dokonanymi w południowej części jego zasięgu, gdzie występują dobre odsłonięcia. O wyniku identyfikacji zdecydowała, uderzająca na całym obszarze zajęтым przez zlepieniec, zgodność występowania większości jego składników, przy prawie stałym udziale trzech z nich, mianowicie piaskowca, zieleńca i kwarcytu, które w sumie dają ponad 75% całości składu.

Jeśliby nawet przyjąć, że w północnej części obszaru występowania zlepieniec jest zawsze średnioziarnisty, to należało by dodać, że w kierunku pojawiania się coraz młodszych warstw udział ziarn bardzo grubych i grubych stopniowo maleje, wzrasta natomiast ilość materiału drobnoziarnistego. Wynika to z następujących obserwacji: w sztucznym wykopie wykonanym na SE od Nagórnika, na wzgórzu 665,9 m, w spągowej partii zlepienia Pustelnika, odsłonięte zostały tak liczne otoczaki o średnicy przekraczającej 1,5 m, że uniemożliwiły dokładniejszy wgląd w budowę zlepienia. Jeśli natomiast weźmiemy pod uwagę wcięcie drogi polnej znajdującej się w odległości 1,8 km na NW od kościoła ewangelickiego w Gostkowie, i odsłaniające stropowe ławice omawianego zlepienia, wówczas stwierdzimy obecność znacznie drobniejszego ziarna. Widoczne są tu zarysy kilku ławic średnioziarnistego zlepienia, dochodzących do 2 m grubości. Między ławicami występują wkładki zlepienia drobnoziarnistego i ciasta szarogłazowego. W jednej z ławic zlepienia, prześledzonej na długości około 25 m, występują poza materiałem średnioziarnistym jedynie cztery, bardzo grube otoczaki.

Stosunkowo drobne ziarno stropowych ławic zlepienia Pustelnika można również obserwować w potoku, w odległości 180 m na N od wyżej wymienionego kościoła. Odsłania się tu fragment ławicy zbudowanej z drobnych i średnich ziarn, zawierającej dużą ilość materiału szarogłazowego i miejscami cienkie wkładki łu. Szarogłaz wypełnia lokalne zagłębienia w zlepieniu, tworzy wkładki, przewarstwienia, a także większe partie, w których tkwią różnej wielkości otoczaki. Są to zjawiska erozyjne, które

wskazują, że przy końcu osadzania się zlepieńca Pustelnika zmniejszyło się tempo ruchu obniżającego podłoże basenu. W związku z tym dochodziło miejscami do erozji świeżo nagromadzonych osadów rzecznych.

Zlepieniec Pustelnika posiada czerwony odcień zabarwienia. Jeśli zawiera ciasto skalne — to wyłącznie zielencowe. Ziarno zlepieńca jest przeważnie w równych częściach obtoczone i zaokrąglone. Skład petrograficzny osadu przedstawia się następująco (średnie wyniki 14 analiz):

Składniki zlepieńca	udział w %
piaskowiec	40
zieleniec	24
kwarcyty i piaskowce kwarcytowe	15
szarogłaz	6
kwarc	4
porfir	3
adinol	2
łupek krzemionkowy i jaspis	2
łupek ilasty	1
archoza	1
zlepieniec	1
wapień	1

Ciekawe zjawisko obserwuje się na prawym brzegu potoku wsi Bogaczowice Stare, na wprost ujścia najdłuższego (na arkuszu Sądziśław) z lewobocznych dopływów tego potoku. W tym miejscu odsłania się na kilkunastu m^2 powierzchnia ławicy zlepieńca, ponad którą częściowo wystają, wypreparowane działaniem wody potoku, średnie i grube otoczaki. Otoczaki są spękane. Spękanie otoczaków było już obserwowane w innych miejscach, np. w ławicach czerwonej soczewki zlepieńcowej, odsłoniętej w profilu potoku wsi Nagórnik. Spękanie otoczaków nie było tam jednak bezpośrednio widoczne. Ujawniało się ono dopiero po wyjęciu otoczaka ze skały. Natomiast w Bogaczowicach Starych otoczaki są nie tylko spękane, ale ich poszczególne części są wzdłuż płaszczyzn spękania poprzesuwane względem siebie na odległość dochodzącą nawet do 15 cm . Kierunki spękań wynoszą 310° , 320° , 330° i 335° . Są to dokładnie te same kierunki, które są widoczne na diagramie spękań piaszczystej brekcji okolicy Ciechanowic (fig. 4) i odnoszą się do dominującego tam, sudeckiego kierunku nacisku tektonicznego. Obecność ich w zlepieńcu Pustelnika oznacza, że tektonika uskokuwa („Bruchtektonik“ geologów niemieckich) obejmuje zasięgiem większy obszar od rejonu Ciechanowic. Fakt ten zaprzecza dotychczas w literaturze przyjmowanej tezie, że poza rejonem Ciechanowic podobny typ spękań „nie pojawia się więcej w dolnośląskim kulmie“. (E. Z i m m e r m a n n , 35).

W okolicy Pustelnika północna granica facji tej samej nazwy wygina się wyraźnie łukowato ku północy. Wygięcie to powtarzają biegi warstw. Ważną jest przy tym rzeczą, że w miejscu omawianego wygięcia znika z powierzchni strefa zlepieńca szarogłazowego. Sądzę, że zjawisko to można wytłumaczyć erozją zlepieńca szarogłazowego, mającą miejsce przed osadzeniem serii Pustelnika.

O d c i n e k p ó ł n o c n o - z a c h o d n i. Prześledzenie granic intersekcyjnych pierwszej strefy „okrężnej“ w odcinku NW jest znacznie trudniejsze niż w jej odcinku środkowym. Przyczyną tych trudności jest silne przykrycie terenu utworami czwartorzędowymi i szczególnie skąpa ilość odsłoneń wzdłuż północnej granicy omawianej strefy. Z rekonstrukcji granic tego odcinka, dokonanej na podstawie pomiarów biegu warstw w istniejących odsłonięciach, można wywnioskować, że obraz intersekcyjny tego odcinka tworzy wyraźnie zaznaczone półkole (fig. 5). Północna granica półkola ścina skośnie strefę zlepieńca szarogłazowego i prawdopodobnie zlepieńca zielencowego, co zaznacza się wyraźnie na załączonym szkicu. Opisaną intersekcję można wytłumaczyć, przyjmując częściową erozję zlepieńców szarogłazowych i zielencowych, która działała bezpośrednio przed osadzeniem utworów pierwszej strefy „okrężnej“. Erozja ta mogła się dokonać jedynie w wyniku ruchów tektonicznych, o czym później będzie jeszcze mowa.

W początkowym okresie osadzania się zlepieńca NW odcinka pierwszej strefy „okrężnej“ wpływ potoków spływających z zachodniego obramowania basenu podobny był do działalności potoków donoszących materiał z północnego obramowania basenu. Uwidacznia się to w zmiennej teksturze i różnym składzie ławic zlepieńca. Np. w środkowej partii wkopu toru kolejowego, łączącego linię kolejową Marciszów — Złotoryja z linią Marciszów — Domanów, odsłaniają się ławice zlepieńca na długości około 150 m i na wysokości 4 m. Miąższość ławic waha się w granicach 0,3 m do 4 m. Ich bieg i upad wynosi 300°/45° SW. Każda ławica z reguły rozpoczyna się grubym zlepieńcem w spągu i kończy szarogłazowym osadem w stropie. W niektórych jednak ławicach brak jest osadu szarogłazowego. Ponad ich powierzchnię wystają ku górze części tkwiących w ławicy grubych otoczków. Jest rzeczą bardzo możliwą, że górna, szarogłazowa część takiej ławicy została erozyjnie usunięta przed osadzeniem się ławicy bezpośrednio wyżej.

Poszczególne ławice różnią się zarówno wielkością i stopniem obtoczenia ziarn, jak też składem petrograficznym. Jedne są bowiem zbudowane w przewadze z materiału średnioziarnistego i obtoczonego, a inne głównie z gruboziarnistego i subkanciastego. W składzie pierwszych przeważają

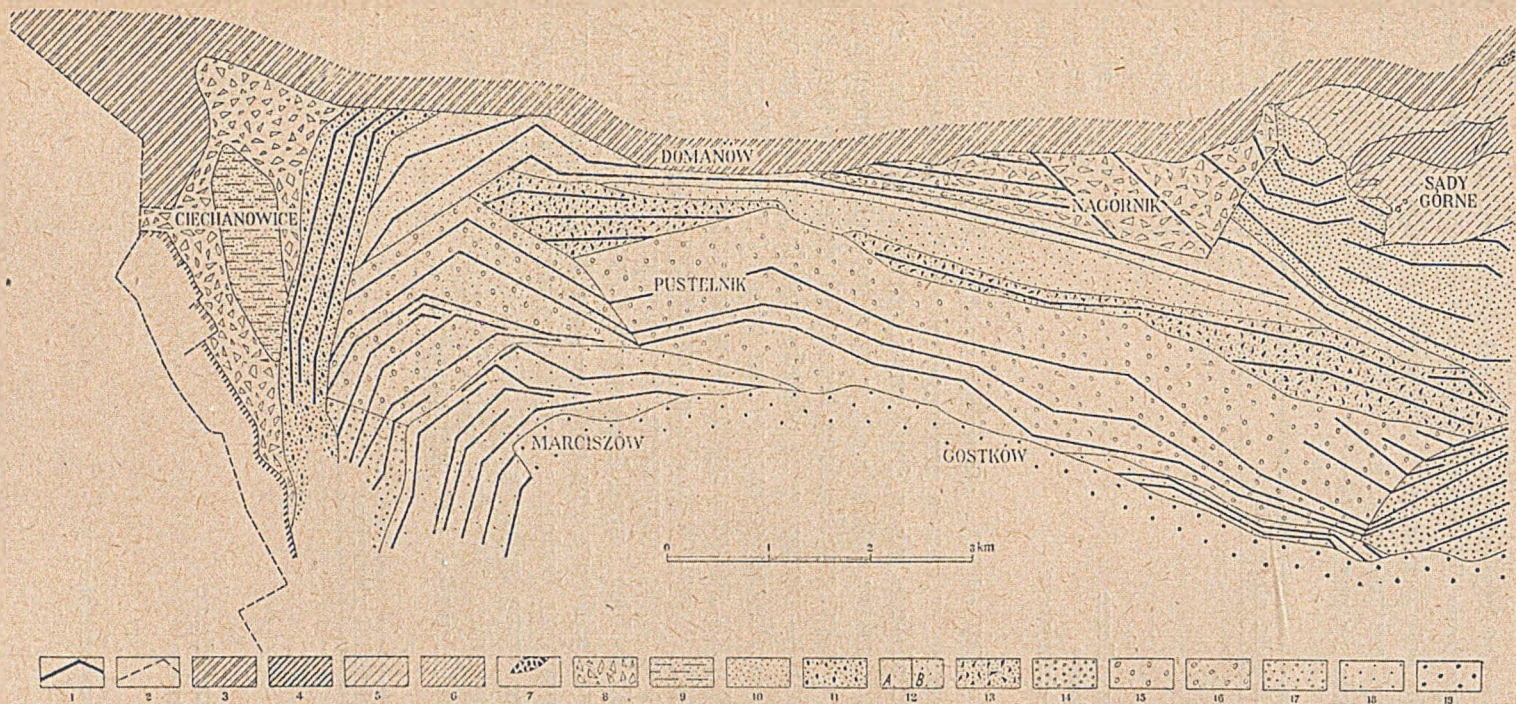


Fig. 5

Próba rekonstrukcji stref sedimentacyjnych basenu kulumowego na podstawie kierunków biegu warstw. Skala 1 : 75 000.
 1 — kierunki biegu warstw, 2 — uskoki, 3 — wyższy kambry — seria zieleńcowa, 4 — fility zachodniego obramowania basenu; 5 — 6 — ordowik (północne obramowanie basenu): 5 — łupki szarogłazowe, 6 — fility; 7 — mylonit, 8 — 19 — kulum: 8 — brekcja zboczowa, 9 — seria piasczysto-łłasta w brekcji zboczowej Ciechanowic, 10 — zlepienie rejonu Sądów Górnych, 11 — zlepienie rejonu Ciechanowic, 12 — zlepienie zieleńcowe (A — drobnoziarnisty, B — średnioziarnisty), 13 — zlepienie szarogłazowe, 14 — 17 — zlepienie pierwszej strefy „okrężnej”: 14 — odcinek wschodni, 15 — odcinek środkowy, 16 — odcinek północno-zachodni, 17 — odcinek zachodni; 18 — zlepienie drugiej strefy „okrężnej”, 19 — zlepienie strefy „środkowej”.

zieleniec i biały wapień krystaliczny, a w składzie drugich zieleniec i srebrzysto-szary, serycytowy filit znany z zachodniego obramowania basenu.

Analiza składu petrograficznego wykonana w spągowej części dowolnie obranej ławicy, przynależnej do drugiej z dwu wyżej wyróżnionych odmian, przedstawia się następująco:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	59
filit serycytowy	21
kwarc	10
kwarcyt	3
inne łupki metamorficzne	3
łupek krzemionkowy	2
skała kwarcowo-chlorytowa	1
hornfels?	1

Wyższe osady NW odcinka pierwszej strefy „okrężnej“, powstałe w późniejszym okresie, wykazują przewagę materiału z północnego obramowania basenu. Podobnie jak w środkowym odcinku pierwszej strefy okrężnej, tak i tu warstwy układają się w wyraźny cykl sedymentacyjny. Doskonały wgląd w sekwencję osadową tego cyklu daje wkop toru kolejowego linii Marciszów — Domanów na odcinku znajdującym się na wschód od wzgórza 455,1 m. Długość wkopu wynosi ponad 0,8 km. Wysokość dochodzi do 6 m. Idąc tym wkopem z północy w kierunku Marciszowa widzimy najpierw, na długości około 150 m, poprzeczny przekrój przeważnie metrowej miąższości ławic czerwonego, średnioziarnistego zlepieńca. Na początku tego odcinka bieg i upad ławic wynosi 295°/30° SW, przy końcu 275°/35° SW. W wyglądzie ławic na ogół nie ma różnic. Otoczaki są w nich najczęściej rozmieszczone bezładnie, wyjątkowo bardziej płaskie układają się zgodnie z płaszczyzną sedymentacji. Wielkość otoczków ocenilem na około 65% ziarn średnich, 30% drobnych i 5% grubych. Przeważają ziarna obtoczone. Skład zlepieńca jest następujący:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	38
kwarc	18
kwarcyt	14
porfiryty i porfir	10
inne łupki metamorficzne	8
łupek krzemionkowy	6
nieoznaczone	3
wapień	1
łupek serycytowo-porfiroidowy	1
piaskowiec	1

Opisany odcinek wkopu kończy się uskokiem o kierunku SW — NE. Ławice znajdujące się na południe od uskoku wykazują na długości około 60 m odmienny skład od podanego wyżej. W składzie tym — przy zachowanym procencie ziarn zieleńca — pojawia się 55% otoczków piaskowca. Jest to przypuszczalnie lokalna wkładka, po której do końca wcięcia ustala się zarówno kierunek biegu ławic ($235^{\circ}/15^{\circ}$ do 30° SE), jak i skład zlepieńca, który przedstawia się następująco:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	59
kwarc	11
porfiryt	9
wapień	9
kwarcyt	6
inne łupki metamorficzne	3
łupek krzemionkowy	2
piaskowiec	1

Na tym ostatnim odcinku początkowo, prawie na długości 250 m, wygląd ławic nie zmienia się. Następnie, w miarę jak wkraczamy w najwyższe osady omawianego profilu, zaczyna się w ławicach zmniejszać ilość ziarn zieleńca na korzyść ciasta szarogłazowego, przy czym maleje średnica otoczków. Zlepieńec traci barwę czerwoną. Coraz częstsze są przeławicenia szarogłazem, który staje się stopniowo coraz bardziej piaszczysty. Wreszcie pojawiają się wkładki łupku ilastego. Ziarna zlepieńca stają się drobne, słabo obtoczone. W szarogłazie i łupku ilastym występuje zwęglona sieczka roślinna. Prócz niej miejscami widoczne są zwęglone fragmenty lepidodendronów, sigilarii, kalamitów itp.

Prawie identyczny ze składem zlepieńca stropowej części profilu opisanego wkopu toru kolejowego jest skład zlepieńca odsłaniającego się na wzgórzu 445,1 m, znajdującym się obok stacji kolejowej w Marciszowie. Skład ten przedstawia się następująco:

Składniki zlepieńca	udział w %
zieleniec	51
kwarc	15
porfiryt	9
wapień	8
kwarcyt	8
inne łupki metamorficzne	4
łupek krzemionkowy	2
porfir	2
piaskowiec	1

Różnica zaznacza się tylko w biegu warstw, który wynosi na wzniesieniu 445,1 m $195^{\circ}/35^{\circ}$ SE. Jeśli po biegu warstw zatoczmy półkole, to możemy przypuszczać, że w kierunku do środka półkola zmienia się osad w sposób wyżej opisany.

Północna część odcinka zachodniego. Naprzeciw wzniesienia 445,1 m, lecz po przeciwnej stronie doliny Bobra, odsłania się szary, średnioziarnisty zlepieniec, w którym uwagę zwracają wielkie bloki zielenca osiągające wymiary do 3 m średnicy. Bieg i upad warstw wynosi $205^{\circ}/40^{\circ}$ SE. Zlepieniec ten leży na zlepieniu okolicy Cechanowic. W porównaniu ze zlepieniem tworzącym wzniesienie 445,1 m wykazuje podobny kierunek biegu warstw, lecz odmienne wykształcenie i z tego powodu wzajemny stosunek obu osadów zlepieniowych wydawał się trudny do wytłumaczenia. Dzięki oznaczeniu składu zielenca trudność ta została pokonana. Oto jego skład:

Składniki zielenca	udział w %
zieleniec	46
filit serycytowy	27
kwarc	13
kwarcyt	9
porfir	2
skała kwarcowo-chlorytowa	2
łupek krzemionkowy	1

Procentowy stosunek zawartości poszczególnych składników jest podobny do procentowego składu petrograficznego ławic odsłaniających się na odcinku północno-zachodnim, we wkopie toru kolejowego. Fakt ten wskazuje na ząębienie się obu osadów i jest podstawą do przypuszczenia o jednakim czasie ich powstawania. Skład ostatnio opisanego zielenca dowodzi, że materiał jego pochodził z zachodniego obramowania basenu.

O d c i n e k w s c h o d n i. Zlepieniec wschodniego odcinka został nazwany zlepieniem Bogaczowic Starych. Od odcinka środkowego dzieli go granica o kierunku NE — SW, przebiegająca przez zachodnie zbocze wzniesienia 513,5 m. Na tej granicy obserwuje się zmianę kierunku biegu warstw oraz stopniową zmianę petrograficznego składu zielenca. Zlepieniec Bogaczowic Starych zawiera w swym składzie otoczaki granitu i gnejsu, a jego ciasto skalne jest bogate w skałęń. Warstwy zielenca biegną w kierunku SW — NE. Przeciętny skład zielenca jest następujący (średnie wartości 6 analiz):

Składniki zlepieńca Bogaczowic Starych	udział w %
piaskowce i szarogłazy	42
zieleniec	20
kwarcyt	14
kwarc	10
łupki krzemionkowe i jaspis	4
porfir	3
granit	2
gnejs	1
adinol	1
inne łupki metamorficzne	1
arkoza	1
zlepieniec	1

Wyjątkowo w jednym miejscu, znajdującym się w odległości 400 m na ENE od wzgórza 501,5 m, oprócz otoczków granitu i gnejsu występują w zlepieńcu otoczki gabra. Gabro jest dialagowe, bardzo zwietrzałe. Trudno jest bez zastrzeżenia ustalić miejsce pochodzenia tych otoczków, ale na myśl w tym przypadku przychodzą okolice Sobótki.

W drugim znów miejscu, na niewielkiej przestrzeni znajdującej się w odległości 200 m na NW od wzgórza 490,4 m, występują w średnioziarnistym, szarym zlepieńcu otoczki wapienia. Podaję analizę składu zlepieńca, ponieważ skład ten wydaje mi się bardzo charakterystyczny:

Składniki zlepieńca	udział w %
biały wapień krystaliczny	48
zieleniec	12
kwarcyty i piaskowce krzemionkowe	14
kwarc	10
łupki ilaste	6
keratofiry i porfiry	6
piaskowiec	1
łupek piaszczysty	1
arkoza	1
nieoznaczone	1

i wskazuje na pochodzenie materiału z północnego obramowania basenu. Jeśli się weźmie pod uwagę oba przypuszczalne kierunki transportu materiału i uwzględni przy tym zmianę kierunku biegu warstw, wówczas zaznacza się wyraźne podobieństwo do stosunków panujących na odcinku północno-zachodnim.

Oczywista jest rzeczą, że wniosek oparty na podobieństwie stosunków sedimentacyjnych wymaga potwierdzenia w obrazie dalszego przebiegu odpowiedniej strefy, czyli rozszerzenia zdjęcia geologicznego na dalsze

obszary. Do czasu uzyskania ewentualnego potwierdzenia, określenie strefy jako „okrężnej“ musi być rozumiane warunkowo. Podobne zastrzeżenie odnosi się do stosowanych w dalszym ciągu pracy terminów; druga „okrężna“ strefa i strefa „środkowa“.

Wnioskując o całości pierwszej „okrężnej“ strefy na podstawie opisu poszczególnych jej odcinków, można dojść do przekonania, że zlepienie tej strefy osadzał się w warunkach podobnych do tych, w których odbywała się akumulacja pierwszych, zlepieńcowych osadów basenu. Ponad 1000 metrowa jego miąższość wskazuje, że z chwilą wznowienia akumulacji po przerwie rozpoczął się trzeci etap rozwoju basenu, w którym basen osiągnął cechy typowej, śródlądowej parageosynkliny w znaczeniu terminu określonym przez H. Stillego (30).

W budowie pierwszej „okrężnej“ strefy przeważa materiał pochodzący z północnego obramowania basenu. Jeśli się uwzględni, że morfologiczny rozwój tego odcinka obramowania został prawdopodobnie zakończony przed osadzeniem się zlepieńca tej strefy, to w konsekwencji tak dużą miąższość osadzonego zlepieńca można wytłumaczyć jedynie przyjęciem dokonanego w tym okresie wydzwignięcia obramowania basenu. Wydzwignęło się nie tylko północne obramowanie, ale prawdopodobnie również zachodnie. Wskazuje na to wznowienie transportu materiału od zachodu, po dłuższej przerwie w osadzaniu między zlepieńcem okolicy Ciechanowic a zlepieńcem pierwszej „okrężnej“ strefy. Natomiast między zlepieńcem wschodniego odcinka tej strefy a zlepieńcem wschodniej części rejonu Sądów Górnych nie ma zasadniczej różnicy w składzie petrograficznym. Analizy składu zlepieńca wykazały, że w obu przypadkach widoczna jest przewaga zieleńca, piaskowca, kwarcytu i kwarcu nad pozostałymi składnikami, które są podobne.

Na szczególną jednak uwagę zasługuje erozja strefy zlepieńca szarogłazowego ze względu na lokalnie bardzo wyraźne różnice w biegu tej strefy w stosunku do kierunku warstw wyżejleżących. Wykazuje to obraz intersekcyjny uzyskany na mapie i jego schematyczna interpretacja (fig. 5). Obraz ten najłatwiej jest tłumaczyć pewną niezgodnością kątową między osadami pierwszej strefy „okrężnej“ i jej bezpośredniego podłoża. Wynioskowana niezgodność kątowa i związana z nią przerwa sedymentacyjna mogła być jedynie wynikiem ruchów tektonicznych. Z tego powodu należało by ją łączyć z wydzwignięciem całej zawartości basenu w czasie jednej z dwu młodszych faz fałdowania bretońskiego.

Doniosłe znaczenie tego faktu polegałoby na uzyskaniu podstawy do sprecyzowania wieku warstw kulmskich, dotychczas nie ustalonego

w przekonywujący sposób, z powodu braku wystarczających dowodów paleontologicznych. Wyzyskanie nasuwających się możliwości jest jednak zależne od odpowiedzi na pytanie, z którą z dwu młodszych faz bretońskich mamy w tym przypadku do czynienia?

Druga „okrężna“ strefa basenu

Bezpośrednim efektem wydzwignięcia obramowania basenu kulmowego było pojawienie się grubych otoczków zlepieńca Pustelnika. W dalszym ciągu osadzania średnica otoczków tego zlepieńca zmniejszała się. Powodem tego zjawiska mogło być zarówno przekroczenie szczytowego punktu nasilenia denudacji i erozji wypiętrzonych partii obramowania, jak też zmniejszenie tempa obniżania dna basenu. Wskutek tego pierwsza strefa „okrężna“ tworzy zamknięty cykl sedymentacyjny, jak to już powyżej przedstawiłem. Ponad tą strefą rozwinął się nowy cykl sedymentacyjny, który utworzył drugą z kolei „okrężną“ strefę basenu kulmowego. Osadzanie się zlepieńca tej strefy było uwarunkowane nowym etapem obniżania się dna basenu. Na zbadanym obszarze strefa ta wykazuje największą szerokość na wschód od stacji kolejowej w Marciszowie. Na tym odcinku przebiega ona w postaci łuku wygiętego ku zachodowi. W kierunku wschodnim osady jej ulegają przerwie na odcinku rozpoczynającym się na SE od Pustelnika i sięgającym po Gostków. Na tej przestrzeni osady młodszej od niej strefy zlepieńca kontaktują bezpośrednio ze zlepieńcem Pustelnika. Nadto w okolicy Gostkowa druga „okrężna“ strefa jest przykryta w znacznej mierze osadami plejstocenu. Spod osadów plejstocenu wyłania się ona na wschód od Gostkowa i odsłonięta jest tam w postaci pasa o szerokości około 170 m i długości około 2,5 km, po czym dalej ku SE znika ponownie pod młodszymi osadami zlepieńców, które dzięki temu wchodzi w bezpośredni kontakt ze zlepieńcem Bogaczowic Starych.

Druga „okrężna“ strefa została wyodrębniona na podstawie petrograficznego składu tworzącego ją zlepieńca. Skład zlepieńca jest podobny na całym obszarze zasięgu tej strefy. Na dowód tego podaję trzy analizy pochodzące z miejsc krańcowo od siebie odległych, a wybrane spośród licznych analiz wykonanych w terenie celem poznania zasięgu omawianej strefy. Analizy przytoczone niżej odnoszą się do następujących punktów:

a) odsłonięcie po lewej stronie doliny Bobra, na NE zboczach wzgórza 461,2 m, b) odsłonięcie po prawej stronie doliny Bobra, w odległości 800 m na N od kościoła w Marciszowie i c) skałki w odległości 275 m na SSW od leśniczówki w Bogaczowicach Nowych.

Składniki zlepieńca	udział w % w poszczególnych odślonięciach		
	a	b	c
kwarcyt	21	24	21
zieleniec	19	20	19
kwarc	17	15	10
piaskowiec	5	15	18
porfir, keratofir	10	7	10
inne lupki metamorficzne	10	9	1
łupek krzemionkowy i jaspis	9	5	6
granit	3	4	3
gnejs	2	—	1
adinol	3	1	1
szarogłaz	1	—	6
arkoza	—	—	1
zlepieniec	—	—	2
nieoznaczone	—	—	1

Uderzający w podanym składzie jest nikły udział materiału pochodzącego z zachodniego obramowania basenu, wyrażający się co najwyżej wzrostem ilości łupków metamorficznych. Ten fakt jest bardzo znamienny, jeśli się jednocześnie uwzględni, że w składzie tym są obecne granity i gnejsy, które były dotychczas dostarczane do osadów basenu wyłącznie z kierunku północno-wschodniego.

Zlepieniec drugiej „okrężnej“ strefy jest prawie zawsze średnioziarnisty (tylko wyjątkowo zdarzają się ławice zbudowane z drobnoziarnistego zlepieńca) i z reguły równoziarnisty i to bez różnicy na całej przestrzeni jego zasięgu. Wygląd zlepieńca jest wszędzie podobny, obojętnie czy będziemy go obserwowali na stromej ścianie SW zbocza wzgórza 482,8 m, w pobliżu kościoła w Marciszowie, czy na również stromej ścianie północnego zbocza wzgórza 536,8 m, znajdującego się na wschód od Gostkowa, czy też w innych miejscach. We wszystkich przypadkach dostrzegamy skałę tego samego typu. Występują w niej zawsze kilkumetrowej miąższości, bardzo rozległe ławice niewyraźnie odgraniczone w stropie i spągu. Niekiedy między ławicami zjawiają się stosunkowo cienkie wkładki szarogłazu ułożone w soczewki dochodzące do kilkumetrowej długości. W szarogłazie dostrzegamy często zwęgloną sieczkę roślinną, a przygodnie większe fragmenty zwęglonych roślin karbońskich. Barwa zlepieńca jest szara. Omawiany osad składa się przeciętnie w 70% z ziarn średnich, w 20% z drobnych i w 10% z zielenicowego ciasta skalnego. Odnosi się wrażenie spokojnej i monotonnej sedymentacji stosunkowo powoli płynących, szerokich potoków.

W tym obrazie sedymentacji istnieją wyjątki. Np. w skarpie gościńca prowadzącego z Marciszowa do Domanowa, w odległości 125 m na N od

punktu wys. 455,0 m, widoczne są warstwy średnioziarnistego zlepieńca dochodzące do 1 m miąższości. Zlepieniec jest przelawiony szarogłazem, niejednokrotnie grubszym od warstw zlepieńca i zawierającym bezładnie rozmieszczone, mniej lub więcej liczne, drobne lub średniej wielkości otoczaki. Częściowo w zlepieńcu i szarogłazie, a częściowo na granicy ich ławic, występuje łupek ilasty. Warstwy łupku ilastego wykazują intensywne, skomplikowane, aczkolwiek drobne sfaldowania i zaburzenia. Łupek wciśka się w ławice zlepieńca, tworząc w nich warstewki, soczewki, wkładki, powyginane smugi itp. W innych miejscach, w wygięciach łupku, lub w postaci soczewek w jego obrębie występuje szarogłaz. Obraz całości wskazuje na deformację świeżo osadzonego i napojonego wodą łu, spowodowaną ruchem osadu na pochyłości. Obraz ten świadczy, że w czasie osadzania się drugiej strefy „okrężnej“ tworzyły się lokalne zagłębienia wypełnione wodą.

W składzie zlepieńca opisanego wyżej odsłonięcia przeważa szary, drobnoziarnisty, częściowo szarogłazowy piaskowiec, którego charakter litologiczny żywo przypomina osad dewoński. Podobny zlepieniec odsłania się również we wkopie toru kolejowego linii Marciszów — Domanów, w odległości 300 m na NNE od miejsca przecięcia toru z szosą marciszowską. Oto jego skład:

Składniki zlepieńca	udział w %
piaskowiec i szarogłaz	42
kwarcyt	15
kwarc	10
łupek krzemienkowy i jaspis	10
zieleniec	9
biały wapień krystaliczny	5
porfir, porfiryty	4
łupek ilasty	2
arkoza	1
zlepieniec	1
nieoznaczone	1

Skład zlepieńca wskazuje, że materiał w tym przypadku pochodził niewątpliwie z północnego obramowania basenu.

Dalsze wyjątkowe wykształcenie zlepieńców drugiej strefy „okrężnej“ widoczne jest w sąsiedztwie ich granicy ze zlepieńcem Pustelnika, w dwu niezbyt od siebie odległych odsłonięciach położonych na północ od zachodniego krańca Bogaczowic. W odsłonięciach tych dostrzegamy średnioziarnisty zlepieniec zabarwiony na czerwono, zawierający wielką ilość ziarn grubych. Zlepieniec nie różni się wprawdzie wyglądem od zlepieńca Pustelnika, ale jego skład petrograficzny w dostatecznej mierze świadczy o przynależności osadu do drugiej „okrężnej“ strefy.

Obie „okrężne“ strefy posiadają więc pewne cechy wspólne. Należą jednak do dwu różnych cykliów sedymentacyjnych, przy czym druga strefa jest młodsza i osadziła się dalej od pierwotnego brzegu basenu.

Na podstawie małego udziału materiału zachodniego obramowania basenu w petrograficznym składzie zlepieńca drugiej „okrężnej“ strefy można by przypuszczać, że wypiętrzający ruch obramowania basenu kulmowego był silniejszy w jego północno-wschodnim odcinku. Definitywne jednak rozstrzygnięcie zagadnienia intensywności wypiętrzeń ramowych basenu wymaga dalszych szczegółowych obserwacji. Pomijając na razie to zagadnienie zwrócę uwagę na inne zjawiska. O ile granica między pierwszą i drugą strefą „okrężną“ jest miejscami trudna do uchwycenia, o tyle rozgraniczenie tej ostatniej od osadów wyżejległych zarysowuje się wyraźnie. Wyżejległe osady należą, być może, już do „środkowej“ strefy basenu. Powodem ułatwiającym wyznaczenie ich dolnej granicy jest w pierwszym rzędzie charakter petrograficzny zlepieńca. Charakter ten jest zasadniczo odmienny od obserwowanego w młodszych strefach. W związku z tą zmianą pozostaje fakt, że na zbadanym odcinku terenu „środkowa“ strefa dwukrotnie wstępuje przekraczając na obszar pierwszej „okrężnej“ strefy basenu. Druga z kolei niezgodność kąтова jest przeto prawdopodobna. Konieczne jest jednak dalsze szczegółowe kartowanie terenowe, oraz uzyskanie potwierdzenia istnienia przypuszczanych niezgodności w regionalnym zasięgu. Uprzedzając wyniki przyszłych badań i opierając się na analogii z granicą północnego zasięgu pierwszej „okrężnej“ strefy przypuszczam, że zaznacza się tu następna faza górotwórcza, aczkolwiek znacznie słabsza w porównaniu z poprzednią. W związku z tym, być może, należało by następująco odpowiedzieć na pytanie postawione w poprzednim rozdziale: starsza z faz jest nassauską, młodsza — selkijską fazą fałdowania bretońskiego.

Warto nadmienić, że faza selkijska również i w północnej części Reńskich Gór Łupkowych, skąd po raz pierwszy opisał ją O. H. S c h i n d e w o l f, jest znacznie słabsza od fazy nassauskiej. Wywnioskowana ona była dla wyższej części piętra turneskiego. Według obowiązujących obecnie zaleceń kongresu w H e e r l e n (12) przypada na dolną część piętra *Pericyclus*. Dlatego stosunkowo krótki odcinek czasu dzieli ją od poprzedniej fazy.

Łądowe osady basenu kulmowego należałyby więc do pięter *Gattendortia* i *Pericyclus*. Basen powstałby nie po fazie selkijskiej, jak przypuszczał E. B e d e r k e (3), ale po daleko silniejszej od niej fazie marsyjskiej, która spowodowała regresję morza górno-dewońskiego. W ten sposób zyskałyby więcej prawdopodobieństwa i stałyby się bardziej zrozumiałe opisane wyżej stosunki paleomorfologiczne panujące w sąsiedztwie basenu kulmowego, w czasie jego tworzenia się.

L I T E R A T U R A

1. A m p f e r e r O. — Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. **Geol. R. — A.** Bd. 57. Wien (1907).
2. B e d e r k e E. — Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. **Fortschr. Geol. u. Paläont.** 7, Berlin 1924.
3. B e d e r k e E. — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Berlin 1929.
4. B e d e r k e E. — Die Grenze von Ost- und Westsudeten. **Geol. Rundschau**, 1929.
5. B e d e r k e E. — Oberschlesien und das variscische Gebirge. **Geol. Rundschau**, 1930.
6. B e d e r k e E., F r i c k e K. — Das Niederschlesische Gebiet. Berlin, 1943.
7. B e r g G. — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Kupferberg. **Preuss. Geol. L. — A.** Berlin 1912.
8. B e r g G. — Aufnahmebericht über die Blätter Schmiedeberg und Kupferberg. **Preuss. Geol. L. — A. Jahrb.** f. 1910. Bd. 31. T. 2. Berlin 1913.
9. B e r g e r F. — Ein fossilführendes Devongeröll aus den Culmkonglomeraten von Merzdorf i. Riesengeb. und seine Bedeutung f. d. Paläogeogr. des mittelsud. Devons. **Zentrbl. Miner. Geol. Paläont. Jahrg.** 1934, B. Stuttgart 1934.
10. B e y e r K. — Die nordsudetische Rahmenfaltung. **Naturforsch. Gesell. zu Görlitz. Abh.** Bd. 32. Görlitz 1933.
11. C l o o s H. — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin 1922.
12. XII C o n g r è s s e d e stratigraphie carbonifère. Heerlen 1935. Tom I. Maestricht 1937.
13. D a h l g r ü n F. Zur Altersdeutung des Vordevons im west-sudetischen Schiefergebirge. **Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.** Bd. 86. Berlin 1934.
14. F i s c h e r F r. — Lepidodendron culmianum Potonié. **Abb. u. Beschr. foss. Pflanzen.** Lief. 4, Nr 71. Berlin 1906.
15. H ö r r i c h O. — Einige strukturbietende Pflanzenreste aus deutschem Culm u. Devon. **Preuss. Geol. L. — A. Jahrb.** f. 1915, 36, I. Berlin 1916.
16. J ü n g s t H. — Paläogeographische Auswertung der Kreuzschichtung. **Geol. d. Meere u. Binnengewässer.** 1938.
17. K l i m a s z e w s k i M. — Krajobraz Sudetów. Oblicze Ziem Odzy-skanych. Dolny Śląsk, Tom. I. **Książnica Atlas.** Wrocław — Warszawa 1948.
18. K o d y m O., S v e b o d a J. Kalendonská příkrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. Praha 1948.
19. L e u s c h s K. — Über Breccien. **Geol. Rundschau.** Bd. 24, Berlin 1933.
20. N e v i n Ch. — Competency of moving water to transport debris. **Am. Geol. Soc. Bull.** 1946.
21. P e n c k W. — Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
22. P o t o n i é R. — Die Culmflora von Merzdorf am Bober. **Preuss. Geol. L. — A. Jahrb.** f. 1922. 43. Berlin 1923.

23. Schmidt H. — Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. **Preuss Geol. L. — A. Jahrb.** Bd. 45. Berlin 1925.
24. Schwarzbach M. — Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. Breslau 1939.
25. Schwarzbach M. — Das Bober-Katzbach-Gebirge im Rahmen des europaischen Paläozoikum. **Deutsche Geol. Gesell. Ztsch.** Berlin 1940.
26. Schrock R. — Sequence in layered rocks. London 1948.
27. Smulikowski K. — Prekambrium Sudetów (rękopis). 1948.
28. Stille H. — Cloos H. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. **N. Jahrb. f. Miner. Geol. Paläont.** Bd. 1. Stuttgart 1923.
29. Stille H. — Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. **Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.** Berlin 1928.
30. Stille H. — Tektonische Probleme in der Neuen und der Alten Welt. **Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.** Bd. 95. Berlin 1943.
31. Teisseyre H. — Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947. **Bad. Fizjogr. n. Pol. Zach.** Poznań 1948.
32. Umbgrove J. — The Pulse of the Earth. London 1942.
33. Zimmermann E. — Aufnahmen im Culm von Blatt Ruhnbank und Kupferberg und auf Blatt Bolkenhain. **Preuss. Geol. L. — A. Jahrb. f. 1910.** Bd. 31. II. Berlin 1913.
34. Zimmermann E. — Die Gänge und Stöcke von Porphyry im Katzbach- und Waldenburg Gebirge in Schlesien. **Preuss. Geol. L. — A. Jahrb.** Bd. 41. Berlin 1922.
35. Zimmermann E. — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Ruhnbank. **Preuss. Geol. L. — A.** Berlin 1938.
36. Zimmer H. — Der unterste Kohlenführende Culm von Rudelstatt in Schlesien (rękopis), 1927.

Станислав РАДВАНСКИЙ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И СЕДИМЕНТАЦИЯ КУЛЬМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕ-СУДЕТСКОЙ МУЛЬДЫ

(с 5 фигурами в тексте)

Содержание

Осадки кульма в северной части средне-судетской мульды отлагались в кульмовом бассейне, окаймленном серией нижне-палеозойских пород. Два направления тектонических деформаций окаймляющей свиты не являются, повидимому, одно-возрастными. К наиболее древним отложениям кульмового бассейна принадлежит брекчия склона, включающая в себе песчано-глинистые осадки. Бассейн, повидимому, возник в послемарсийскую фазу варисской складчатости. Развитие бассейна происходило в три этапа. Континентальные осадки конгломератов кульма отлагались главным образом в виде конусов выноса, благодаря поднятию соответствующих партий окаймления бассейна. Большинство этих осадков происходило с территории Качавских Гор. Слои континентального кульма подвергались тектоническим деформациям в процессе отложения и по окончании его. Принятый в германской литературе „томасдорфский“ сброс не существует.

РЕЗЮМЕ

По договору с Государственным Геологическим Институтом была проведена работа, целью которой являлось изучение палеогеографии и седиментации кульма в северной части средне-судетской мульды. В этой статье представлены выводы, полученные на основании подробной геологической съемки, проведенной на территории около 50 км² в пределах листов карты 1:25000 Сэндзислав и Медзянка. На изученной территории залегают осадки кульмового бассейна и окаймляющие его породы. Последние принадлежат к двум сериям: метаморфизованной эффузивной, так называемой „зеленокаменной“, и метаморфизованной осадочной. Подробным исследованиям подверглись внутренние участки северного и западного окаймления бассейна, непосредственно граничащие с породами самого бассейна. Результаты этих исследований, в основном, совпадают с данными, полученными немецкими геологами, для других участков окаймляющих пород. Однако, происхождение двух направлений деформации обоих окаймляющих серий автор пытается объяснить иначе. Эта деформация проявилась складками двух направлений — продольными и поперечными (фиг. 3). Наличие двух систем складок автор объясняет следующим образом: каледонский нажим, действующий с северо-востока, вызвал движение масс к юго-западу поперечное по отношению к оси Качавских Гор. Движению всей системы сопротивлялись на-

ходящиеся в это время на пути движения два жестких массива—блок гранитов Карконош и Изерских Гор и блок Сових Гор. Сопротивление со стороны этих массивов вызвало изгиб системы продольных складок, как это изображено на фиг. 3. Поперечные складки с направлением юго-юго-запад—северо-северо-восток заставляют предполагать наличие нажима с восток-юго-востока, который мог не быть синхронным с возникновением продольной складчатости.

Главная часть работы посвящена происхождению кульмового бассейна, истории его развития а также более точному выделению горизонтов в выполняющих его осадках кульма.

Своим возникновением кульмовый бассейн обязан тектоническим явлениям. Вассейн возник вследствие преимущественно флексурного, а в некоторых местах, возможно, и сбросового понижения тех участков основания, которые находились у подошвы первичных склонов поднятого региона. Отдельные участки основания понижались неравномерно и неодновременно, но видимо, в соответствии со скоростью аккумуляции и количеством доставляемого обломочного материала. Тектоническая граница между приподнятой областью и областью опускания, видимо, не перемещалась до конца развития бассейна, ибо, в течение всего периода существования, бассейн не расширялся, а лишь постепенно углублялся по направлению к центру занимаемой им площади. В ходе этого процесса увеличивался наклон уже отложенных в бассейне слоев.

Развитие кульмового бассейна происходило путем постепенного углубления его основания на всей его площади и накопления обломочного материала в геосинклинальную мощность. Автор различает три этапа развития бассейна. В первом этапе в бассейне накапливался неокатанный обломочный материал склонов, который сохранился в виде брекчии Нагурника и Цехановиц, в основании покрывающих его кульмовых конгломератов. Песчано-глинистые отложения встречающиеся в пределах брекчии склона в Цехановицах, признаны стратиграфическим вкладышем и, вместе с брекчией, причислены к самым старшим отложениям кульмового бассейна.

Второй этап развития начался с отложением в бассейне первых конгломератов. Седиментация их была результатом развития речной сети и увеличения эрозии, когда уменьшающаяся аккумуляция неокатанного щебня склонов не могла уже выравнять дальнейшего углубления основания бассейна.

В третьем этапе своего развития кульмовый бассейн становится типичной континентальной парагеосинклиналью в том значении какое вкладывает в это понятие Г. Штилле (29). Этому в значительной степени способствовало поднятие соответствующих участков окаймления бассейна.

Опускание дна бассейна являлось постоянным, но не непрерывным процессом, вследствие чего осадки бассейна образовали ряд седиментационных циклов. Наличие же среди этих осадков отдельных зон, отличающихся друг от друга петрографическим составом образующих их материалов, можно объяснить особенностями морфологического развития различных участков окаймления бассейна, относящихся к соответствующим зонам.

Наиболее древние конгломераты кульма отлагались в двух обособленных участках бассейна и материал для их образования приносился с двух разных направлений: в районе Садов Гурных — с северо-востока, в районе Цехановиц — с запада. Материал, приносимый континентальными потоками откладывался на слегка наклоненных склонах в виде конусов выноса, которые постепенно становились все более плоскими по мере дальнейшего выравнивания склонов. Следы одного из таких конусов выноса были обнаружены в районе Садов Гурных. Позднее обломочный материал начал приноситься с севера. Между указанными районами тогда возникла зона „зеленокаменных“ конгломератов в виде дуги, открытой к югу и соединяющей осадки обоих районов. Среди „зеленокаменных“ конгломератов в двух местах, а именно — в районе Доманова и Нагурника, появляются линзообразные скопления огромных валунов. Наличие этих валунов может быть объяснено периодическим возрастанием силы течения транспортирующих вод, вызванным, например, увеличением дебита потоков.

На „зеленокаменных“ конгломератах залегает серия граувакковых конгломератов. Ее отложения образуют отчетливый седиментационный цикл. Исходный материал для образования конгломератов этой серии приносился в бассейн из района Качавских Гор, с территории, занятой верхне-девонскими отложениями, существовавшими, повидимому, в то время в указанном районе.

По завершении цикла граувакковых конгломератов наступил длительный перерыв в осадкообразовании. Материал извне перестал поступать в бассейн. Северный склон бассейна, повидимому, достиг конечной стадии своего развития. На перерыв в отложении указывает угловое несогласие между слоями грауваккового конгломерата и покрывающими их конгломератами, отнесенными к первой окружной зоне¹⁾ бассейна. Вывод о наличии углового несогласия был сделан на основании анализа и схематической интерпретации приложенной к тексту подробной карты (фиг. 5). Местные, очень отчетливые различия в простирациях слоев обеих зон могли явиться только результатом тектонических движений, во время которых и произошло поднятие отложений бассейна.

С другой стороны, изучение текстуральных и петрографических особенностей конгломератов первой „окружной“ зоны, а также их более чем 1000 метровая мощность заставляют предположить, что перед началом отложения этих конгломератов произошло новое поднятие района, окаймляющего бассейн. Эти поднятия могли быть связаны только с одной из двух ранних фаз бретонской складчатости. Дальнейшие исследования показали, что это была, повидимому, нассауская фаза.

Прослеживание второй „окружной“ зоны бассейна позволило установить наличие некоторой разницы в простирациях верхних слоев этой свиты и слоев вышележащих, относящихся, повидимому уже к „центральной“ зоне бассейна.

¹⁾ Термины — „окружная“ зона, „центральная“ зона употребляются в настоящей работе условно, ибо необходимо еще проследить и выяснить региональный характер этих зон.

Обнаруженные расхождения в простирациях слоев свидетельствуют о существовании второго несогласия. Это второе несогласие, значительно более слабое, чем первое, могло явиться только результатом селькинской фазы.

На основании выше приведенных данных в настоящее время принята точка зрения, согласно которой кульмовый бассейн возник непосредственно по марсийской фазе варисской складчатости, а его континентальные осадки принадлежат к ярусам *Gattendorfia* и *Pericyclus*.

В настоящей работе также обращено внимание на послекульмовую тектонику отложений бассейна. Слои отложений кульмового бассейна всегда более или менее круто наклонены. Слои эти первоначально отлагавшиеся почти горизонтально приобретали все больший наклон по мере постепенного углубления бассейна. Однако, благодаря орогенным процессам, проявлявшимся после отложения слоев, наклон слоев в настоящее время, не всегда может непосредственно характеризовать углубление основания бассейна.

Кроме того некоторые участки основания испытывали относительные перемещения под влиянием вторичных тектонических давлений. Благодаря этим последним можно было бы объяснить сбросы, предполагаемые для района Садов Гурных, а также наличие связанных с трещинами ориентированных интрузий порфиоров и порфиритов в районе Нагурника, относимых к периоду средне-судетской складчатости. В то же время не удалось непосредственно обнаружить линии, вдоль которой по границе между брекчией и зеленокаменным конгломератом должен проходить „томасдорфский“ сброс принятый до настоящего времени в литературе и обозначенный на немецкой карте, как сброс наблюдаемый. Разрезы не дают оснований предполагать, что он действительно существует.

Горные породы, развитые на исследованной площади кульмового бассейна во многих местах отличаются сильной трещиноватостью. Трещиноватость их была подробно исследована на песчаных брекчиях в районе Цехановиц. Направления трещиноватости были измерены и представлены на прилагаемой диаграмме (фиг. 4).

На этой диаграмме выявились 3 основные направления трещиноватости: первое северо-западное, второе северо-северо-восточное, третье северо-восточное. Преобладают трещины северо-восточного направления. Если принять во внимание концепцию Штилле — вышеуказанные направления можно было бы связать с саксонским орогенезом и определить их следующим образом: северо-западное направление — судетское; северо-северо-восточное — рейнское; северо-восточное — Рудав (Эрцгебирге).

Однако следует заметить, что на представленной диаграмме мы, может-быть, имеем дело с наложением саксонской трещиноватости на более ранние трещиноватости варийские.

Разделить их на данной стадии исследований пока не представляется возможным.

Stanisław RADWANSKI

PALAEOGEOGRAPHY AND SEDIMENTATION OF THE CULM IN THE NORTHERN PART OF THE INTERSUDEPIC BASIN

(with 5 figures in the text)

S U M M A R Y

A s t r a c t

Culm sediments in the northern part of the intersudetic trough were deposited in a Culm basin framed by an old palaeozoic series. Two-way tectonic deformations of the Culm basin pertains the slope breccia with intercalation of sandy-argillaceous sediments. This basin was formed presumably after the Marsian phase of Variscian folding. The development of the basin progressed in three stages. Continental sediments of Culm conglomerates were supplied in the form of alluvial cones, mainly owing to the heaving of respective parts of the basin. The majority of these sediments derived from the Kaczawa Mts. region. Beds of continental Culm underwent tectonic changes before and after their consolidation. The so-called in the German literature „Thomasdorf fault” does not exist.

Within the framework of an agreement with the Geological Survey of Poland an exhaustive study has been carried out in order to reconstruct the palaeogeography and the sedimentation of the Culm in the northern part of the Intersudetic Basin. This work comprises the conclusions obtained from a detailed geological mapping taken on the area confined within the sheets: Sędziszów and Miedzianka, and covering an area of about 50 km². Sediments of the Culm basin, as well as layers of its rimming, both occur on the area mentioned. The latterly mentioned beds pertain to two kinds of rock series, viz. the metamorphic effusive series, called the green rock series, and the metamorphic sedimentary series. Detailed research embraced the innermost sectors of its northern and western rimming; these sectors adjoin the basin. The results of these investigations are generally in accordance with the conclusions of German geologists regarding other parts of the basin's rimming. According to the recent estimation, the cause of the visible two-way tectonic deformation of both rock series, discerned in the structure of the rimming, is different. The deformation is accentuated by a system of longitudinal and a system of transverse folds (fig. 3). The presence of both systems of folds has been explained, in this paper, as follows. The Caledonian stress acting from NE caused the movement towards SW, transversally relative to the stress of the fold system of the Kaczawa Mts. The movement of the system was

opposed by two massifs of resistance being at that time in the way to the movement: the granite cover of the Karkonosze (Riesengebirge) and of the Iżera Mts. (Iżergebirge), as well as the massif of the Sowie Mts. (Eulengebirge). Resistance from the direction of both massifs caused the curve of the longitudinal fold system, as shown in fig. 3. On the other hand, the transverse folds running in the direction SSW — NNE imply a stress from ESE, not necessarily contemporaneous to the longitudinal folding.

The main part of the work, however, was meant to reconstruct the way in which the Culm basin was formed, to relate the history of its development and to gain a more detailed basis for determination of horizons of the Culm sediments filling it up, than the basis so far applied.

The formation of the Culm basin was a purely tectonic phenomenon. The basin was formed in consequence of a downwarping — chiefly limited by flexures and in some places possibly limited by folds — of the parts of the substratum which had been situated at the piedmont of the original slopes of the upland. Respective parts of the substratum sank not uniformly and not simultaneously, generally according to the rate of accumulation and the quantity of the detritic material supplied. The tectonically founded boundary between the immovable area and the one that had dropped remained unchanged till the development of the basin came to a close, since the basin did not expand during its development, but successively deepened towards the centre of the area occupied by it. During this process the inclination of the layers, previously deposited in the basin, increased.

The Culm basin was developed as a result of the successive downwarping of the substratum on the area of expansion of the basin, as well as of the accumulation of detritic material in the thickness of the geosyncline. Three stages of the development of the basin have been discerned. In the first stage angular hillside waste accumulated within the basin; it was preserved in the form of hillside breccia of Nagórník and Ciechanowice in the bottom of Culm conglomerate sediments covering it. The series of arenaceous argillaceous sediments lying within the Ciechanowice hillside breccia has been acknowledged as a stratigraphical intercalation and, together with the breccia, reckoned among the oldest sediments of the Culm basin.

The second stage of development of the basin began at the moment when the first conglomerate sediments appeared within the basin. The deposition of these sediments ensued from the development of the network of streams and the increasing erosive activity when the accumulation of an-

gular hillside waste abated and could not level the further downwarping of the basin's substratum any more.

Eventually, in the third stage of development the Culm basin attained the essentials of a typical midcontinental parageosyncline, in the meaning of the term as defined by H. Stille (29). It was largely contributed to by the uplift of respective parts of the basin's rimming.

The downwarping of the bottom of the basin was a constant, though not continuous, process, in consequence of what the sediments of the basin were deposited in sedimentation cycles. On the other hand, the division of these sediments into particular zones, differing from each other by the petrographic composition of the material making them up, has been explained by the morphological development of particular sectors of the basin's rimming pertaining to the respective zonal surfaces.

The oldest Culm conglomerate sediments were created in two different parts of the basin and were brought from two different directions, viz. in the region of Sady Górne they came from the north-east and in that of Ciechanowice from the west. The material transported by water current was deposited on slightly inclined slopes in the form of alluvial cones whose surface levelled as the inclination of the slopes decreased further. Traces of one of such primordial alluvial cones were noticed in the region of Sady Górne.

Subsequently, the conglomeratic material began to flow in from the north. It was then that the zone of conglomerate of green rocks in the shape of a bow opening to the south and connecting the sediments of both regions was formed between the mentioned areas. In two spots amongst the conglomerate of green rock, viz. the environs of Domanów and Nagórnik, there occur lens-like accumulations of particularly big pebbles. The presence of these pebbles has been explained as due to the periodical increase of transport power of the current evoked by the high water level in the streams.

The conglomerate of green rock is successively superposed by a zone of grey-wacke conglomerate. Its sediments are disposed in a distinct sedimentation cycle. The grey-wacke material of the conglomerate of this zone was carried to the basin from the region of the Kaczawa Mts., the area of Upper Devonian sediments, presumably present at that time in the region mentioned.

The end of the cycle of grey-wacke conglomerate was followed by a longer period when no sedimentation took place. Material from outside the basin ceased to flow in. The northern slope of the basin presumably reached the final stage of its development. The interruption in sedimentation is pointed at by the angular unconformity between the strata of

the grey-wacke conglomerate and the beds of the conglomerate lying direct on it, numbered among the first, peripheric, zone of the basin¹. The angular unconformity was deduced from the intersectional aspect of a detailed map annexed to the text, as well as from the schematic interpretation of this aspect (fig. 5). Differences, locally very distinct, in the course of the layers of both zones could be but the result of tectonic movements during which took place the uplift of the total contents of the basin. On the other hand, the knowledge of the textural and petrographic aspect of the conglomerates of the first „peripheric“ zone, as well as the stating of their thickness exceeding 1000 m, confirmed that it was before the sedimentation of these conglomerates that the uplift of the basin's rimming had taken place. The aforementioned movements could be connected only with one of the two younger phases of the Breton folding. Further investigative works showed that it had probably been the Nassau phase. Since the examination of sediments of the second „peripheric“ phase of the basin proved the existence of a certain difference between the direction of the course of its top layers and the direction of those lying above, possibly belonging to the „central“ zone of the basin. The noticed difference in the strike taken by the layers could bear witness to the existence of the second in succession angular unconformity. This second angular unconformity is by far weaker than the previous one. It could only be a result of the Selkian phase.

Basing upon the above quoted data, the opinion assumed in this study is that the Culm basin was formed direct after the Marsian phase of the Variscian folding and that the continental sediments of the basin belong to the *Gallendorfia* and *Pericyclus* stages.

In the work presented here attention has been called also to the post-Culmian tectonic changes concerning the described sediments of the basin.

Beds of sediments of the Culm basin are always more or less steeply inclined. These beds, originally deposited almost horizontally, became ever more inclined as the basin grew ever deeper. However, owing to the changes evoked by the action of orogenic movements after the deposition of the beds, their present inclination does not always give direct information as to the downwarping of the substratum. Moreover, some parts of the substratum were subject to relative movement brought about by secondary tectonic stresses on new or renewed structures. Thus can the presence of both: the folds deduced for the Sady Górne region and the intrusions of porphyre and porphyrite, arranged in line and obvious in the Na-

¹ In this work the terms „peripheric zone“ or „central zone“ have been applied conditionally, as they require confirmation of the respective character of the same areas in their regional extension.

górnik region, be explained and ascribed to the Mid-Sudetic phase of frame folding. On the other hand, it is not possible either to notice or to determine — or deduce from intersection — the line, along which, on the boundary between the breccia and the green rock, should run the „Thomasdorf“ fault so far recognised in literature and marked on a German geological map as a observed fault.

The rocks appearing on the explored area of the Culm basin are, in many a place, more or less strongly cracked. The rock joints have been exhaustively investigated, the sandy breccia of the environs of Ciechanowice being an example thereof. The direction of the joints have been measured and represented in the enclosed diagram (fig. 4). These principal directions are quite distinct there: the first NW, the second NNE and the third NE. The NW direction is predominating. Taking into consideration H. Stille's (28) conception, the said directions could be connected with the Saxonian orogenes's and successively determined as follows: NW — Sudetic, NNE — Rhine, NE — Erzgebirge. It should, however, be mentioned that in the enclosed diagram we may have to do with the superposition of Saxonian joints on earlier Variscian ones. Their discrimination is not possible, at least at the present stage of research.



BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P 1214 | 52