

STEFAN POŁTOWICZ

GLACITEKTONIKA WZGÓRZ OSTRZESZOWSKICH

(Tabl. XXIV, XXV i 24 fig.)

Glacitectonique des monts d'Ostrzeszów

(Pl. XXIV, XXV et 24 fig.)

Streszczenie

W niniejszej pracy autor na podstawie materiałów wiertniczych oraz obserwacji powierzchniowych omówił budowę geologiczną Wzgórz Ostrzeszowskich (wschodniej części Gór Kocich). Wykonał rekonstrukcję morfologii przedneogeńskiej powierzchni erozyjnej obszaru położonego pomiędzy Sudetami a okolicami Ostrowa Wielkopolskiego i Kalisza oraz zinterpretował dane z płytkich otworów wiertniczych. Opisał szereg struktur fałdowych zbudowanych z utworów neogeńskich i plejstocénskich zaburzonych u czoła lądolodu stadium Warty (Riss II). Typowymi strukturami glacitektonicznymi Wzgórz Ostrzeszowskich są: 1. obalone antykliny, przypuszczalnie odkorzenione i nasunięte na przedpole 2. sfałdowane, kry lodowcowe zbudowane z utworów neogeńskich poprzedzielanych osadami plejstocénskimi, 3. antykliny posiadające połączenie z podłożem oraz 4. kry nie wykazujące większych zaburzeń glacitektonicznych. Z analizy budowy struktur autor wyciąga wniosek o co najmniej — trzykrotnej oscylacji czoła lądolodu stadium Warty w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich. Pewną rolę w formowaniu się czołowych moren wyciśnięcia odegrało przypuszczalnie ukształtowanie powierzchni podłoża mezozoicznego.

WSTĘP

Badania geologiczne wschodniej części Gór Kocich, którą stanowią Wzgórz Ostrzeszowskie, prowadzone są od prawie 50 lat. Jednym z pierwszych badaczy zajmującym się genezą i rozwojem geomorfologicznym tego regionu był O. Tietze (1911). Opierając się na kilku wierceniach wykonanych przy poszukiwaniu wody w Ostrzeszowie i paru odsłonięciach naturalnych w okolicy Parzynowa i Kępna postawił hipotezę tektonicznej budowy Wzgórz. Założył on istnienie wału utworów starszych (kajpru i trzeciorzędu) wypiętrzonych w obrębie dzisiejszych wzniesień, o który oparł się lodowiec nagromadzając przy jego pokonywaniu znaczne ilości materiału zwałowego.

Podobne poglądy głosili W. Czajka (1931), F. Frech (1901, 1904, 1915), R. Fleszarowa (1933) i J. Gołab (1931, 1951). Druga praca J. Gołaba (1951), omawiająca budowę geologiczną Wzgórz Ostrzeszowskich oparta została na bogatych, ale w większości powierzchniowych materiałach, zebranych z odsłonieć istniejących w latach międzywojennych. Budowę geologiczną zinterpretował w niej tektoniką określając czas fałdowania na miocen (pierwsza faza fałdowania — po tortonie dolnym, druga — w miocenie górnym). Tektonikę tę wiąże z ruchami górotwórczymi fałdujących się w tym czasie Karpat.

Wymienieni autorzy nie negowali roli lodowca w rozwoju geomorfologicznym Wzgórz, lecz przypisywali mu drugorzędne zjawiska, tylko uwypuklające istniejącą już morfologię.

Druga grupa badaczy zajmujących się pozostałymi częściami Gór Kocich (F. Berger 1937, Cz. Pachucki 1952, W. Walczak 1952 i inni) przyjmują zjawiska glacitektoniczne jako jedyną przyczynę spiętrzenia utworów trzeciorzędowych tego pasma.

Prace wiertnicze prowadzone przez Instytut Przemysłu Materiałów Ogniotrwałych w Gliwicach w celu wykrycia złóż kwarcytów¹ dostarczyły wiele danych umożliwiających rozpoznanie struktur geologicznych tego regionu. Prace wiertniczo-górnice w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich skoncentrowane zostały na obszarze o powierzchni około 20 km² pomiędzy wsiami: Olczyną na północy, Marcinkami na południowym zachodzie i Rzetnią na południowym wschodzie. Wiercenia sytuowano tam, gdzie w okresie międzywojennym odbywała się eksploatacja kwarcytów i piasków oraz iłów mioceńskich, a więc w miejscowościach: Olszynie, Parzynowie, Soboliźnie, Celinie, Kamiennej Górze, Zmyślonej Parzynowskiej, Mostkach oraz około 5 km na południe od Wzgórz Ostrzeszowskich w okolicy wsi Miechów koło Sycowa.

Głębokość wierceń wahała się od kilkunastu do około stu metrów. Odległości pomiędzy otworami w rejonach wiertniczych niejednokrotnie były bardzo małe, rzędu kilkunastu, a nawet kilku metrów z powodu bardzo zróżnicowanej litologicznie i silnie zaburzonej serii utworów trzecio — i czwartorzędowych. Poza wymienionymi otworami w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich odwiercono 4 otwory głębokie: w Mielęcinie — do głębokości 328,25 m, opisany przez A. Jentzsch'a (1920) oraz Olszynie Dolnej (do 2500,00 m), Kochłowach (do 500,00 m) i Ostrzeszowie (do 425,00 m), których profile stratygraficzne opublikowane zostały przez J. Kłapcińskiego (1959).

Badania geologiczne Wzgórz Ostrzeszowskich rozpocząłem w roku 1954 z polecenia prof. dra Mariana Kamińskiego, któremu za ten interesujący temat i opiekę składam serdeczne podziękowania. Również Pani prof. dr Kamili Ciszewskiej jestem wdzięczny za wskazówki, jakich mi udzielała odnośnie do utworów czwartorzędowych.

Udostępnienie mi w r. 1957 przez mgra inż. Juliusza Mroza materiałów wiertniczo-górnich, za co mu bardzo dziękuję, pozwoliło rozpoznać struktury, jakich istnienie można było jedynie przypuszczać na podstawie odsłoneń powierzchniowych. Wdzięczny jestem również prof. drowi Józefowi Gołabowi za kilkakrotne udzielenie mi konsultacji oraz mgrowi Henrykowi Wieczorkowi z Ostrzeszowa za życzliwość i pomoc, jaką mi okazał w czasie moich prac terenowych oraz za liczne dyskusje na temat geologii Wzgórz Ostrzeszowskich.

PODŁOŻE MEZOZOICZNE

Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu Wzgórz Ostrzeszowskich i obszarów przyległych od północy została dość dobrze rozpoznana dzięki profilom wymienionym na wstępie oraz rozmieszczonym w okolicach

¹ Nazwa „kwarcyty” ma dziś już tylko historyczne znaczenie. Nowsze badania (O. Juszkowiak — 1957) wykazały, że są to utwory strukturalnie bardzo różnorodne: piaskowce, mułowce i zlepki spojone lepiszczem krzemionkowym. Jednak ze względu na uproszczenie tekstu będę niekiedy używał tej nazwy.

Tabela 1

Zestawienie profili utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych
w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich i obszarów przyległych od północy
(Oznaczenia cyfrowe profili według fig. 2 i 20)

Lp.	Nazwa profilu (odkrywki)	Kota profilu (odkrywki) w m npm.	Kota powierzchni trzeciorzędu w m npm.	Kota powierzchni mezozoikum w m npm.	Miąższość osadów czwarto- rzędo- wych w m	Miąższość osadów trzecio- rzędo- wych w m
1	Syców *	+ 169,0	+ 114,0	+ 37,0	55,0	77,0
2	Miechów ****	+ 184,8	+ 142,8	+ 81,5	42,0	61,3
3	Słupia k/Kępna ***	+ 170,0	około + 170,0	około + 170,0	0	0
4	Miełecin *	+ 192,0	+ 158,0	+ 138,0	34,0	20,0
5	Kochłowy *	+ 197,0	+ 182,0	+ 49,4	15,0	132,6
6	Olszyna Dolna *	+ 221,0	+ 183,0	+ 18,7	38,0	164,3
7	Ostrzeszów *	+ 200,0	+ 110,0	— 49,5	90,0	159,5
8	Nadstawki **	+ 122,0	+ 24,0	— 10,9	98,0	34,9
9	Pardalin **	+ 135,0	+ 117,7	— 2,5	17,3	115,2
10	Wysocko Małe **	+ 164,5	+ 69,5	— 11,7	95,0	81,2
11	Wtórek **	+ 147,0	+ 144,4	— 8,2	2,6	152,6
12	Trąba **	+ 123,0	+ 88,4	+ 18,0	34,6	70,4
13	Śliwniki 5 **	+ 137,0	+ 88,2	+ 24,9	48,8	63,3
14	Skalmierzyce 4 **	+ 129,0	+ 69,5	+ 23,0	59,5	43,5
15	Skalmierzyce 2 **	+ 137,0	+ 113,1	+ 31,7	23,9	81,4
16	Szczypiorno **	+ 137,5	+ 88,0	+ 45,8	49,5	42,2
17	Kalisz I **	+ 100,0	+ 77,0	+ 17,0	23,0	60,0
18	Kalisz II **				42,0	77,0
19	Skarszewek **	+ 124,0	+ 116,1	+ 47,5	7,9	68,6
20	Florentyna **	+ 134,5	+ 104,8	+ 49,7	29,7	55,1
21	Kalisz 1 **	+ 105,0	+ 76,0	+ 38,9	29,0	37,1
22	Chotów **	+ 130,5	+ 85,2	+ 42,7	45,3	42,5
23	Strzegowa **	+ 138,0	+ 108,5	+ 56,6	29,5	61,9
24	Szałe k/Kalisza ***	+ 120,0	+ 120,0	+ 120,0	0	0
25	Godziesze **	+ 149,0	+ 120,5	+ 29,7	28,5	90,8
26	Czempisz **	+ 138,5	+ 67,2	+ 67,2	71,3	0
27	Kwiatków **	+ 137,0	+ 114,4	— 9,3	22,6	123,7
28	Młynów 14 **	+ 140,0	+ 55,0	+ 8,1	85,0	46,9
29	Młynów 16 **	+ 136,0	+ 91,0	+ 9,6	45,0	81,4

* Według J. Kłapcińskiego (1959).

** Profile otrzymane od doc. dr J. Znoski i mgr inż. E. Cieśli.

*** Według Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 300 000 arkusze: Wrocław, Łódź, Opole, Kraków.

**** Profil autora.

Ostrowa Wlkp. i Kalisza ¹, jak również nielicznym odkrywkom utworów mezozoicznych. Nazwy tych profili i odkrywek oraz dane o miąższości poszczególnych serii osadów i położenie ich względem wysokości morza zestawione są w tabeli 1.

¹ Za profile stratygraficzne z tych okolic składam podziękowanie doc. drowi Jerzemu Znosce oraz mgrowi inż. Eugeniuszowi Cieśli.

Stratygrafia

Z podanych wyżej profilów wynika, że podłoże mezozoiczne w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich zbudowane jest z utworów retyku, a na ich północnej peryferii z osadów liasu, doggeru, malmu i kredy górnej.

Utwory retyku zostały stwierdzone w kilku profilach w Mielecinie (A. Jentzsch 1920), Olszynie Dolnej, Kochłowach i Ostrzeszowie (J. Kłapciński 1959) oraz w Miechowie, liasu, doggeru, malmu i kredy górnej — na podstawie konstrukcji przekrojów geologicznych pomiędzy profilami okolic Ostrzeszowa a Ostrowa Wlkp i Kalisza (fig. 1, 21).

Utwory podłoża opisuję jedynie z jednego profilu (Miechów B — VIII-M), ponieważ nie posiadam materiału petrograficznego z pozostałych. Poniżej podaję opis skał występujących w wymienionym profilu na głębokości 103,30 — 113,50 m.

Najstarsze iłołupki margliste, ceglastrobrazowe, miejscami z szarymi plamami, zwięzłe, nieco piaszczyste. Graniczą one u góry z szarozielonkawymi piaskowcami z zlepieńcami wapiennymi, zapiaszczonymi, o spoiwie ilasto-wapnistym. Zwięzłość ich jest różna, od silnie spojonych do rozsypanych się.

W piaskowcu pod mikroskopem można wyróżnić na tle szarozielonego spoiwa ostrokrawędziste i średnio obtoczone ziarna kwarcu. Niektóre z nich posiadają obwódki regeneracyjne; ziarna te są już na trzecim, co najmniej, złożu — regeneracja musiała zajść w jakichś kwarcytach, po których zniszczeniu materiał detrytyczny dostał się do zbiornika dolnojurajskiego. Poza kwarcem skała zawiera rozłożone blaszki biotyту oraz glaukonit nadający skale zabarwienie zielonkawe. Z minerałów ciężkich w znikomej ilości występują cyrkon, rutyl i turmalin.

Zlepieniec składa się z gęsto ułożonych otoczków wapienia nieco piaszczystego z nieoznaczalnymi szczątkami mikrofauny spojonych lepiszczem ilasto-wapnistym. Poza otoczkami wapieni w skale występują ostrokrawędziste i słabo obtoczone ziarna kwarcu. Spoiwo kontaktowe stanowi często przekrystalizowany kalcyt.

Pstre iłołupki margliste i zlepieńce wapienne nieco zapiaszczone oraz piaskowce są bardzo podobne do opisywanych przez J. Znoskę (1955) z okolic Wielunia osadów górnego retyku reprezentowanych przez skały tego rodzaju zawierające „nietypową brekcję lisowską”. „Nietypowość brekcji” — cytuję dosłownie przypisek na str. 71 „wyraża się tym, że zawiera ona duże ilości piasku i otoczków kwarcowych, podczas gdy właściwa brekcja lisowska jest utworem wapienno-ilastym”.

Słabe zapiaszczenie wyżej opisanych zlepieńców z profilu B-VIII-M może być spowodowane lokalnym wykształceniem, a już samo występowanie ziarn kwarcu nie pozwala uważać tego utworu za brekcję lisowską.

Pomiędzy utworami zlepieńcowato-piaskowcowymi a wyżej leżącymi iłami zaznacza się wyraźna granica podkreślona falistą powierzchnią rozmycia na piaskowcu oraz zmianą charakteru sedymentu; traci on barwę ceglastą na korzyść zielonkawej i niebieskawej. Poza tym nie wykazuje wapistości charakteryzującej niżej leżące osady.

Dlatego jestem skłonny zaliczyć utwory leżące poniżej tej powierzchni do retyku, a powyżej niej do trzeciorzędu (miocenu), aczkolwiek nie posiadam na to dowodów paleontologicznych. Dlatego też wniosek powyższy należałoby przyjąć z zastrzeżeniem.

Wyższa część utworów liaso-kajpru występujących w Mielecinie przy-

pomina osady liasowe, na co zwrócił uwagę J. Znosko (1955), przeto leżące poniżej nich należy uważać za retyk. Postawił on granicę między kajprem a retykiem na głębokości 180,0 m, A. Jentzsch (1920) na głębokości 190,0 m, mimo że J. Lewiński (1928) po porównaniu tego profilu z profilem wiercenia w Częstochowie widział granicę tę na

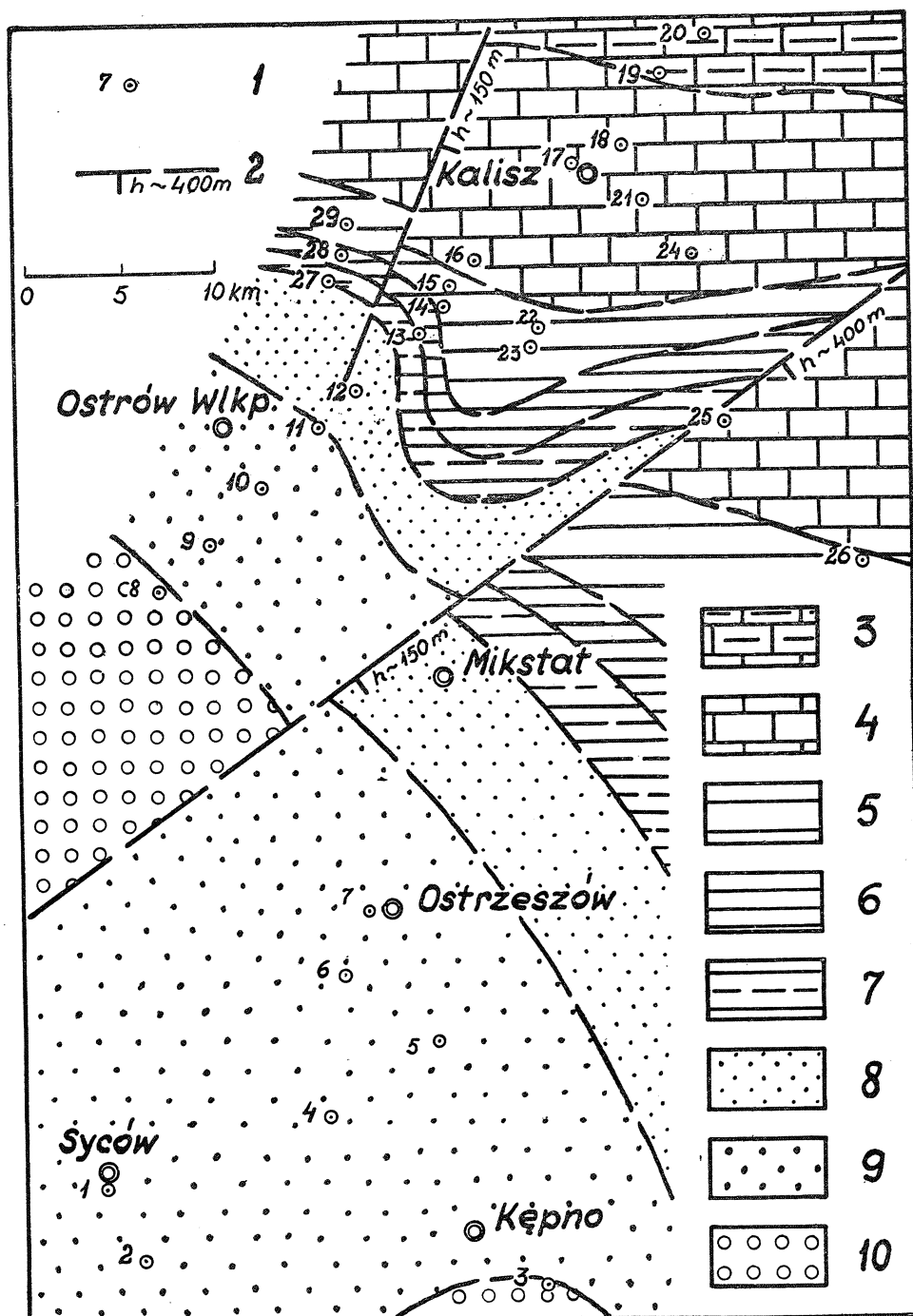


Fig. 1. Mapa geologiczna podłoża mezozoicznego rejonu zbiornika ostrzeszowskiego. 1 — profile i odkrywki z utworami mezozoicznymi; 2 — uskoki z podaną wielkością zrzutu; 3 — kreda górna; 4 — malm; 5 — kelowej i baton; 6 — wezul; 7 — bajos; 8 — lias; 9 — retyk; 10 — kajper górny

Fig. 1. Carte géologique du sous-bassement mésozoïque de la région du bassin d'Ostrzeszów. 1 — Profils et affleurements des sédiments mésozoïques; 2 — Failles et grandeur de leur déclin; 3 — Crétacé supérieur; 4 — Malm; 5 — Callovien et Bathonien; 6 — Vésulien; 7 — Bajoccien; 8 — Lias; 9 — Rhétien; 10 — Keuper supérieur

głębokości 129,5 m. Ponieważ pierwszy z wymienionych autorów miał znacznie bogatszy materiał porównawczy, przyjmuję granicę pomiędzy utworami triasu i jury według niego. Ze względu na brak danych do wydzielenia osadów liasu w tym profilu serię przykrywającą utwory kajpru zaliczyłem do retyku. Poza tym miąższość tych osadów odpowiada w przybliżeniu grubości utworów retyckich otrzymanych przy konstrukcji przekroju geologicznego C — D (fig. 21).

Utwory młodsze od retyku i liasu posiadają wychodnie już poza obrębem Wzgórz Ostrzeszowskich. Występują tu osady doggeru (bajosu, wezułu, batonu i keloweju), malmu oraz kredy górnej budującej południowo-zachodnie skrzydło niecki łódzkiej.

Tektonika

Wzgórze Ostrzeszowskie oraz obszary przyległe do nich od północy znajdują się na granicy dwóch regionów tektonicznych: monokliny przed-sudeckiej¹ i niecki łódzko-miechowskiej. Oba te regiony charakteryzuje dość spokojne monoklinalne ułożenie warstw zaburzonych jedynie dyslokacjami nieciągłymi. Jedynie na linii leżącej nieco na zachód od Kępna i Ostrowa Wlkp. zaznacza się lokalne wielkopromienne wypiętrzenie, wyrażone łukowatym przebiegiem granicy geologicznej pomiędzy utworami kajpru i liasu na południe od Kępna oraz wychodnią podczwartorzędową osadów liasowych w okolicy Ostrowa Wlkp.² O istnieniu wielkopromiennej antykliny utworów mezozoicznych świadczą również profile Solniki Wielkie (Gross Zöllnig) i Mielecin (A. J e n t z s c h — 1920). Mimo monoklinalnego zapadania warstw strop triasu w obu profilach znajduje się na prawie tej samej wysokości (Solniki Wielkie + 13, Mielecin + 12 m n.p.m.). Gdyby przyjąć istnienie dyslokacji pomiędzy tymi profilami, musiałaby ona, przy upadzie warstw 2 — 3° (przeciętna wartość kąta zapadania utworów mezozoicznych tej części monokliny), posiadać amplitudę rzędu 100 — 200 m. Dyslokacji takiej brak na przekroju geologicznym Wrocław — Kłodowa wykonanym na podstawie danych geofizycznych przez A. K i s ł o w a³.

Wynika z tego, że pomiędzy omawianymi profilami kierunek zapadu powinien się zmieniać z północno-wschodniego na południowo-zachodni. Oś tej antykliny przebiega pomiędzy profilami Miechów i Mielecin bliżej tego drugiego. Tego rodzaju ułożenie warstw zaznaczone jest na cytowanym wyżej przekroju Wrocław-Kłodawa. Oś antykliny zapada ku NNW, o czym świadczy odkrywka osadów kajpru w okolicy Kępna (cegielnia w Słupi) oraz wychodnie utworów wyższej części retyko-liasu pod cienkim, nie przekraczającym 25 m, nadkładem utworów czwartorzędowych w okolicy Ostrowa Wlkp. Badania sejsmiczne wykazały istnienie takiej antykliny na północny zachód od Ostrzeszowa. Sprawozdanie z prac sejsmicznych (1955) oraz W. P o ż a r y s k i — 1957.

Począwszy mniej więcej od linii Kępno-Ostrów Wlkp. ku północnemu

¹ Termin „monoklina przedsudecka” jest coraz częściej używany dla określenia strefy położonej pomiędzy krystalinikum wału przedsudeckiego a niecką Szczecińsko-łódzką. Stosowany on jest między innymi przez prof. dra A. T o k a r s k i e g o.

² Na podstawie Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1:300 000 bez utworów czwartorzędowych arkusz Wrocław — zestawionej przez J. G i e r w i e l a n c a w 1955 r.

³ Z przekrojem tym miałem możliwość zapoznać się dzięki uprzejmości p. inż. A. K i s ł o w a.

wschodowi upady zaczynają wzrastać od 1° do $3-4^{\circ}$ ku NNW (azymut zapadania $16-20^{\circ}$) w okolicy Kalisza. Zgodne to jest z obserwacjami J. Znoski (1958) oraz J. Czermińskiego (1953). Drugi z wymienionych autorów obserwował w wapieniach i marglach kimerydu w Trojanowie i Szale k/Kalisza upady pod kątem 4° ku NNE (azymut zapadania 13°).

Tektonika nieciąгла podłoża mezozoicznego Wzgórz Ostrzeszowskich i ich obrzeżenia wyrażona jest dwoma uskokami zrzucającymi utwory mezozoiczne ku południowemu wschodowi (fig. 1, 2, 21). Oba posiadają charakter uskoków nożycowych.

Jeden, o mniejszym zrzucie, stwierdzony został pomiędzy profilami 13, 14, 15 i 16 a 27, 28 i 29. Przebiega on z SSW na NNE i posiada amplitudę wynoszącą około 150 m w części północnej omawianego obszaru. Ku południowi zanika, ponieważ w przekroju C—D już nie daje się zauważyć.

Drugi przebiega z południowego zachodu na północny wschód przez okolice Mikstatu. W przekroju E—F posiada amplitudę wynoszącą około 400 m. Ku południowemu zachodowi znacznie się zmniejsza, gdyż w przekroju Ostrzeszów (7) — Pardalin (9) wynosi ona najwyżej około 150 m. Być może, że dalej ku południowemu zachodowi zmienia się jego charakter na zawiasowy, ponieważ profil sejsmiczny wykonany pomiędzy Międzybórzem a Chojnikiem (Sprawozd. z prac sejsmicznych — 1955) ujawnił dość dużą dyslokację (o amplitudzie 150 — 200 m) o przeciwnym kierunku zrzutu znajdującą się w przedłużeniu omawianego uskoku. Jeżeli przekrój ten zinterpretowano właściwie, należałoby się spodziewać zmiany kierunku zrzutu tego uskoku nieco na zachód od Mikstatu. Może to być jednak inny uskok nie mający połączenia z opisanym a obcinający od północy wzgórze, na którym leży Ostrów Wlkp.

Nożycowy zrzut omówionego uskoku powoduje znaczne zwiększenie upadu w przekrojach Ostrzeszów (7) — Godziesze (25) i Ostrzeszów (7) — Czempisz (26), dzięki czemu wychodnie podtrzeciorzędowe utworów jurajskich przesuwają się o około 10 km na południowy zachód w stosunku do wychodni w Trojanowie i Szale.

Sądząc z ułożenia i miąższości utworów neogenu a być może i oligocenu (gdyż w niektórych profilach w rejonie Ostrowa Wlkp. i Kalisza stwierdzono ich występowanie), z ukształtowania powierzchni przedneogeńskiej (o której będzie mowa dalej) oraz wychodni podczwartorzędowych na północny wschód od Koźminka (około 20 km na NE od Kalisza) margli kampanu (tam, gdzie ze względu na ogólne zapadanie ku północnemu zachodowi osi niecki łódzko-miechowskiej należałoby się spodziewać osadów młodszych — mastrychtu posiadających wychodnie na wschód od wymienionej miejscowości aż po Piotrków Trybunalski i Radomsko¹, uskoki te powstały w okresie pomiędzy górną kredą (gdyż jej osady zostały zdyslokowane w okolicy Koźminka) a przed sedimentacją utworów oligoceńskich. Genetycznie i czasowo należy je przeto łączyć z okresem tworzenia się wielkich dyslokacji saksońskich przedgórze Sudetów.

Odległości pomiędzy profilami zgrupowanymi w okolicach Sycowa, Kępna i Ostrzeszowa oraz Ostrowa Wlkp. i Kalisza są dość duże, bo do-

¹ Na podstawie Przeglądowej mapy geologicznej Polski bez utworów czwartorzędowych w skali 1:300 000 arkusz Łódź zestawionej przez I. Jurkiewicza, F. Różyckiego i S. Z. Różyckiego w r. 1954.

chodzą do 20 — 30 km. Jednak ze względu na stosunkowo spokojny, monoklinalny układ warstw można było z dużym prawdopodobieństwem wykonać przekroje obrazujące budowę geologiczną utworów podłoża mezozoicznego.

Ukształtowanie powierzchni podłoża mezozoicznego

Ukształtowanie powierzchni podłoża mezozoicznego to znaczy przed neogeńskiej, w rejonie Wzgórz Ostrzeszowskich i obszarów przyległych musi być rozpatrywane na tle stosunków regionalnych. Na podstawie profilów rozmieszczonych dość nierównomiernie oraz nielicznych odkrywek utworów mezozoicznych można było jedynie w przybliżeniu zrekonstruować morfologię podłoża neogenu wschodniej części przedpola Sudetów. Tabela 2 przedstawia zestawienie profilów, na których podstawie sporządzono mapę ukształtowania podłoża mezozoicznego¹.

Zasadniczym elementem morfologii przedneogeńskiej jest garb zbudowany z utworów triasowych, retyckich i liasowych ciągnący się od Górnego Śląska przez Lubliniec, Oleśno, Kluczbork, Kępno aż po Ostrów Wlkp (fig. 2). Garb ten wchodzi w skład zachodniej części wału metakarpackiego i stanowił wschodnią granicę osadzania się utworów miocenu „lądowego” w tej części zbiornika trzeciorzędowego. Oś tego garbu przebiega nieco na północny wschód od Oleśna i Kluczborka; Kępno leży już prawie dokładnie na jego kulminacji.

Na północny wschód od Kluczborka osiąga on wysokość powyżej + 200 m n.p.m. (+ 216,3 m profil Leśna — 41, + 230 m odkrywka utworów jury brunatnej w Nosalach k. Byczyny — 40). Ku północnemu zachodowi oś jego zapada dość łagodnie aż do okolic Mielęcina, dalej w tym kierunku jest silnie rozcięty erozyjnie; powierzchnia utworów mezozoicznych opada poniżej — 50 m wysokości bezwzględnej. W okolicy Ostrowa Wlkp. wynurza się i osiąga wartości około + 100 m n.p.m. Dalej ku północnemu zachodowi ponownie zapada i przypuszczalnie w okolicy Jarocina przestaje odgrywać rolę w morfologii przedneogeńskiej.

Druga, bardziej lokalna i krótsza, kulminacja podłoża przebiega południkowo przez okolice ujścia rzeki Stobrawy do Odry, przez Namysłów i kończy się nieco na północ od Oleśnicy i Sycowa. Nie osiąga ona jednak tych wysokości co kulminacja poprzednio opisana. W najwyższej strefie przypuszczalnie nieznacznie przekracza + 150 m n.p.m. (odkrywka utworów kredy górnej w Karłowicach n/Stobrawą — 48). W okolicy Sycowa osiąga, jak i garb Lubliniec-Ostrów Wlkp., wysokość rzędu + 50 m n.p.m.

Oba omówione garby stanowiły barierę dzielącą zbiornik trzeciorzędowy na część zachodnią, rozciągającą się na zachód od linii Oława — Jarocin i osiągającą znaczne głębokości przekraczające w okolicach Głogowa i Nowej Soli — 200 m wysokości bezwzględnej (J. Kłapciński — 1959) i część wschodnią, w której obrębie znajdują się dzisiejsze Wzgórz Ostrzeszowskie.

¹ Przy wykonywaniu przekrojów geologicznych, mapy geologicznej i ukształtowania powierzchni podłoża mezozoicznego oraz map ukształtowania powierzchni utworów neogeńskich i czwartorzędowych jak i map ich miąższości oparłem się na Przeglądowej mapie geologicznej Polski w skali 1:300 000 arkusze Wrocław, Łódź, Opole i Kraków, wydanych w latach 1949 — 1955 oraz na profilach opublikowanych przez J. Kłapcińskiego (1959) i otrzymanych od doc. dra J. Znoski i mgra inż. E. Cieśli.

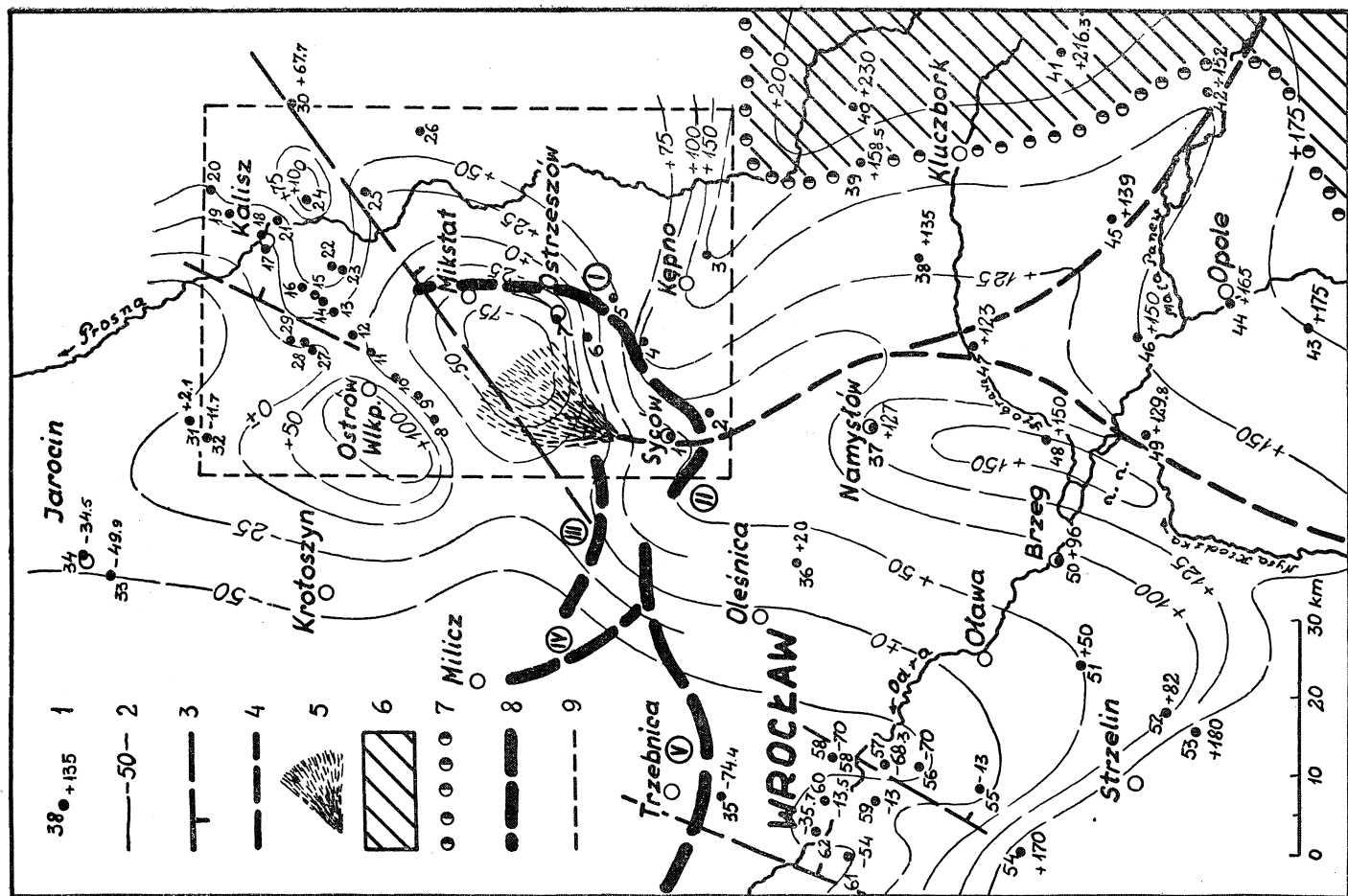


Fig. 2. Mapa ukształtowania powierzchni podłoża mezozoicznego wschodniej części przedgórza Sudetów. 1 — profile i odkrytki z podaną kotą powierzchni utworów mezozoicznych; 2 — izohipsy powierzchni mezozoicznej; 3 — uskoki; 4 — przypuszczalne rzeki zasilające zbiornik ostrzeszowski; 5 — delta ostrzeszowska; 6 — utwory mezozoiczne zachodniej części wału metakarpackiego; 7 — przypuszczalny pierwotny zasięg utworów miocenu niżowego; 8 — czoła spietrzonych moren czołowych stadium Warty; 9 — pasmo ostrzeszowsko-mikstowskie; II — łuk sycowski; III — pasmo Goszcz-Międzybórz; IV — łuk twardogórski; V — łuk trzebnicki (I i II — Wzgórze Ostrzeszowskie); 9 — granica rejonu zbiornika ostrzeszowskiego

Fig. 2. Carte de morphologie de la surface du sous-bassement mésozoïque de la partie orientale de l'avant pays des Sudètes. 1 — Profils et affleurements avec altitude avisée de la surface du Mésozoïque; 2 — Isohypses du Mésozoïque; 3 — Failles; 4 — Rivières probables portant leurs eaux dans le bassin d'Ostrzeszów; 5 — Delta d'Ostrzeszów; 6 — Sédiments mésozoïques de la partie occidentale du rempart métakarpathien; 7 — Extension primaire présumable des sédiments du Miocène de la Pologne Centrale; 8 — Fronts de moraines de poussé frontales dans le stade de Warta; 9 — Chaîne d'Ostrzeszów-Mikstów; II — Arc de Syców; III — Chaîne de Goszcz et Międzybórz; IV — Arc de Twarda Góra; V — Arc de Trzebnica (I et II — Monts d'Ostrzeszów); 9 — Limite de la région du bassin d'Ostrzeszów

Tabela 2

Zestawienie profilów i odkrywek („0”) utworów starszych od trzeciorzędowych
wschodniej części przedgórza Sudetów

(Oznaczenia cyfrowe profilów według fig. 2 i 20)

Nr	Nazwa otworu (odkr.)	Nr	Nazwa otworu (odkr.)	Nr	Nazwa otworu (odkr.)
1	Syców *	24	Trojanów i Szałe	45	Jełowa *
2	Miechów ****		k/Kalisza (malm)	46	Dobrzeń Wielki
3	Słupia (kajper) „0”		„0” ***		(kreda g.) „0” ***
4	Miełcin *	25	Godziesze **	47	Fałkowice *
5	Kochłowy *	26	Czempisz **	48	Karłowice n/Stobra-
6	Olszyna Dolna *	27	Kwiatków **		wą (kreda g.) „0” ****
7	Ostrzeszów *	28	Młynów 14 **	49	Skorogoszcz *
8	Nadstawki **	29	Młynów 16 **	50	Brzeg *
9	Pardalin **	30	Radliczyce **	51	Oleśnica Mała *
10	Wysocko Małe **	31	Taczanów 2 **	52	Łojowice *
11	Wtórek **	32	Taczanów 3 **	53	Krzywina (dewon
12	Trąba **	33	Jarocin 2 **		d.) „0” ***
13	Śliwniki 5 **	34	Jarocin 1 **	54	Przeclawice (ser-
14	Skalmierzyce 4 **	35	Wisznia Mała *		pentyntyny) „0” ***
15	Skalmierzyce 2 **	35	Solniki Wielkie *	55	Krajków *
16	Szczypiorno **	37	Namysłów *	56	Solniki k/Wrocła-
17	Kalisz I **	38	Wołczyn *		wia *
18	Kalisz II **	39	Biskupice *	57	Świątniki *
19	Skarszewek **	40	Nosale (dogger)	58	Kowale *
20	Florentyna **		„0” ***	59	Krzyki *
21	Kalisz 1 **	41	Leśna *	60	Karłowice k/Wroc-
22	Chotów **	42	Fosowskie *		ławia *
23	Strzegowa **	43	Prószków *	61	Muchobór Wielki *
		44	Opole *	62	Osobowice *

* Według J. Kłapcińskiego (1959).

** Profile otrzymane od doc. dr J. Znoski i mgr inż. E. Cieśli.

*** Według Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 300 000 arkusze: Wrocław, Łódź, Opole, Kraków.

**** Profil autora.

Wschodnia część trzeciorzędowego basenu sedimentacyjnego, zwana dalej zbiornikiem ostrzeszowskim, posiada bardzo wyraźnie zaznaczoną granicę biegnącą w przybliżeniu warstwicą + 25 m npm, od okolic Sycowa na wschód pomiędzy profilami Miełcin (4) — i Kochłowy (5), zatacza łuk otwarty ku zachodowi aż po profile Godziesze (25) i Śliwniki (13), następnie skręca w kierunku Kalisza. Północno-zachodnia granica zbiornika przebiega u podnóża wzgórza stanowiącego północno-zachodnią część garbu Lubliniec-Ostrów Wlkp., skąd skręca ku południowi w kierunku Sycowa biegnąc progiem będącym wynikiem erozyjnego rozcięcia grzbietu powstałego z połączenia się obu wyżej opisanych garbów podłoża mezozoicznego. Dno zbiornika ostrzeszowskiego dochodziło przypuszczalnie do około — 80 m wysokości bezwzględnej osiągając względną głębokość wynoszącą około 100 m.

Garby Lubliniec — Ostrów Wlkp. oraz położony na zachód od niego garb namysłowski przedzielone były obniżeniem będącym przypuszczalnie łóżykiem rzeki spływającej ze wschodnich Sudetów, której dolina pokrywała się w górnym biegu rzeki w przybliżeniu z dzisiejszą doliną Nysy Kłodzkiej.

Sudety wschodnie i częściowo środkowe były głównym obszarem alimentacyjnym dostarczającym materiał klastyczny do zbiornika ostrzeszowskiego. Ponadto materiał detrytyczny mógł być częściowo transportowany z obszaru Górnego Śląska, gdyż w tym kierunku prowadzi podłużne zagłębienie o charakterze doliny rzecznej biegnące wzdłuż górnego odcinka dzisiejszej Małej Panwi i łączące się z doliną główną (pre — Nysy Kłodzkiej) w okolicy profilu Fałkowice (47). Obniżenie to musiało być korytem rzeki odwadniającej północno-zachodnią część Górnego Śląska.

Zważywszy, że Sudety w czasie orogenezy saksońskiej zostały wyniesione znacznie wyżej od położenia Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, musiały one być erodowane o wiele intensywniej, a ilość materiału dostarczanego przez wody spływające z nich musiała być znacznie większa od transportowanej rzekami z zachodnich zboczy wału metakarpackiego. J. Gołęb (1951) jako obszary alimentacyjne dla trzeciorzędu okolic Ostrzeszowa podaje również Sudety i Wyżynę Małopolską. Zasilanie zbiornika ostrzeszowskiego materiałem klastycznym mogło się odbywać również z północnej strony garbu Lubliniec-Ostrów Wlkp. wodami spływającymi do tego zbiornika od wschodu, lecz ze względu na brak danych nie da się zrekonstruować powierzchni mezozoiku w tej jego części.

Obie rzeki po połączeniu się wpadały do zbiornika ostrzeszowskiego na północ od Sycowa tworząc zapewne szeroką deltę ze względu na łagodne obniżanie się dna zbiornika i duże ilości materiału transportowanego nimi.

Ukształtowanie powierzchni mezozoiku w rejonie zbiornika ostrzeszowskiego wskazuje na pewną zależność od tektoniki nieciągłej, która wytworzyła predyspozycje dla wzmożonej erozji w pewnych określonych kierunkach. Oś podłużna tego zbiornika przebiegająca z południowego zachodu na północny wschód pokrywa się prawie dokładnie z uskokiem przechodzącym w pobliżu Mikstatu. Również rozcięcie erozyjne północnej części garbu Lubliniec — Ostrów Wlkp. wskazuje na związek z tą linią tektoniczną. Analogiczną rolę odgrywa dyslokacja znajdująca się pomiędzy Ostrowem Wlkp. a Kaliszem.

W strefach osłabionych tymi dyslokacjami rozwinęły się obniżenia stanowiące połączenia zbiornika ostrzeszowskiego z właściwym basenem sedymentacyjnym trzeciorzędu niżowego.

Północno-zachodnie zbocze zbiornika ostrzeszowskiego, mimo że jest nieco stromsze od pozostałych, nie wymaga tektonicznej interpretacji, gdyż jego nachylenie nie przekracza 2° .

Rekonstrukcję ukształtowania podłoża mezozoicznego na podstawie tak skąpych danych można było wykonać jedynie w przybliżeniu. A zatem mapę tę jak i wnioski paleogeograficzne na jej podstawie wysnute należy traktować jako schematyczny szkic będący pierwszym przybliżeniem stanu rzeczywistego.

LITOLOGIA UTWORÓW TRZECIORZĘDOWYCH I CZWARTORZĘDOWYCH

Na omawianym obszarze J. Gołąb (1951) wyróżnił osady miocenu i pliocenu oraz czwartorzędu. Do miocenu zaliczył osady ilasto-piaszczyste z kwarcytami¹ i węglem brunatnym, a do pliocenu ropy poznańskie i towarzyszące im piaski. Czwartorzęd reprezentowany jest przez osady glacialne i fluwioglacjalne.

TRZECIORZĘD

Miocen

1. Iły. Dominującym osadem miocenu są ropy o zabarwieniu bardzo zmiennym od ceglastoczerwonego przez żółtawobrazowe, jasnoczekoladowe, jasnokremowe, niebieskawozielonkawe, jasnofioletowe, oliwkowe lub jasnopopielate aż do prawie białego. Barwa ropy nie zmienia się regularnie w profilu; czasami ropy o całkiem różnych barwach zazębiają się ze sobą, co utrudnia identyfikację poszczególnych utworów w profilach wiertniczych. Szczególnie wyraźnie widoczne to jest na przejściach między ropy zielonkawoniebieskawymi a popielatoczekoladowymi (zwanymi „spągowymi” ze względu na występowanie ich w spągu utworów kwarcytowych). Również wśród ropy niebieskawozielonkawych spotyka się przeławicenia ropy szaroczekoladowych. Bardzo często nie można postawić między nimi granicy. Wielobarwność ropy występuje często w postaci plam.

W większości są to ropy bezwapienne, choć stwierdzono w kilku profilach wkładki ropy zielonkawoniebieskawych w ropy oliwkowych zawierające konkretje wapienne. Występowanie węglanu wapnia w postaci konkretji prawie zawsze związane jest ze zmianą zabarwienia ropy na zielonkawą lub niebieskawą. Ropy oliwkowe bardzo rzadko posiadają konkretje wapienne. Stwierdzono je w paru profilach, a na powierzchni jedynie w wyrobisku cegielni na Gęsiej Górze (około 4 km na SE od Sycowa) w białych ropy. Bezpośrednie sąsiedztwo wapnistych utworów czwartorzędowych w wymienionej odkrywce sugeruje jednak wtórny charakter tych konkretji.

2. P i a s k i. Drugim pod względem ilościowym utworem mioceńskim są piaski kwarcowe występujące w postaci ławic, ciągnących się na większej przestrzeni lub soczew ograniczonych do nieznacznych rozmiarów.

Można wydzielić dwa rodzaje piasków:

a) Piaski równoziarniste. Składają się one z ziarn kwarcu obtoczonych i dość jednorodnych pod względem granulacji, o średnicach nie przekraczających zazwyczaj 0,5 mm. Jest to osad całkiem luźny nie wykazujący zupełnie diagenety. Wśród nich spotyka się przeławicenia ropy zielonkawych i oliwkowych oraz mułków.

b) Piaski przykwarcytowe. Piaski te są sedymentem całkowicie różnym od poprzedniego. Różnica pomiędzy nimi polega na zupełnie innym stopniu obtoczenia i braku wysortowania. Przeważają tu ziarna ostrokrawędziste lub słabo obtoczone. Uziarnienie ich jest bardzo niejednorodne wahające się w granicach od 2 mm aż do frakcji pylastej, której zawierają nieraz do 25%, a czasami nawet więcej. Piaski przykwarcytowe w przeciwieństwie do opisanych w p. 2 a (których na powierzchni jest

¹ W kwarcytach z Pietrzykowa (względnie Patrzykowa) J. Gołąb (1951) znalazł florę świadczącą o mioceńskim wieku tych utworów. Są to: *Castanopsis schmittiana*, *Salix goeperti*, *Laurus* sp., *Vitis* sp.

bardzo mało) można obserwować w licznych odsłonięciach w okolicy Olszyny i Miechowa. Uderzający jest w nich brak wysortowania materiału. Sedymen ten składa się z pyłu kwarcowego i frakcji grubszych o średnicach przekraczających niekiedy 2 mm (np. przy drodze z Olszyny do Parzynowa). W obrębie partii piaszczystych występują czasami soczewki grubego żwiru składającego się z bardzo dobrze obtoczonych ziarn kwarcu, litytów, czerwonych i jasnokremowych bardzo drobnoziarnistych kwarcytów, szarych piaskowców, otoczków łupków krystalicznych, niekiedy drobnych ziarn czerwonych granitów i melafirów.

Wkładowki żwirowe nie zawierają zazwyczaj frakcji pyłowej, której obecność jest tak charakterystyczna dla piasków przykwarcytowych.¹

W świetle rozważań paleogeograficznych staje się zrozumiałe pochodzenie drobnych otoczków granitu w żwirach mioceńskich. Rekonstrukcja rzeźby przedneogeńskiej nie potwierdza możliwości pochodzenia tych otoczków z obszaru Sudetów zachodnich, bowiem obniżenia, które, przynajmniej częściowo, mają charakter dolin rzecznych, przebiegają z południa na północ (fig. 2). A zatem rzeki, które by płynęły od Karkonoszy w kierunku Wzgórz Ostrzeszowskich musiałyby przecinać poprzecznie lub skośnie wzniesienia i obniżenia morfologiczne. Otoczki te, przypominające ze względu na czerwone zabarwienie skałeni granity masywu Kudowy, musiały dostać się do zbiornika ostrzeszowskiego z wodami rzeki spływającej przypuszczalnie w miejscu obecnej doliny Nysy Kłodzkiej i wpadającej do tego zbiornika w okolicy Sycowa. Grube żwiry kwarcowe oraz otoczki litytów czy łupków krystalicznych spotykane w soczewkach (np. w zlepieńcach w Celince, czy w obrębie kry miechowskiej) mogą pochodzić również z kulmu wschodniosudeckiego bądź z metamorfikum Sudetów wschodnich i środkowych.

Piaski przykwarcytowe czasami składają się prawie wyłącznie z pyłu kwarcowego, często zanieczyszczonego detrytusem roślinnym. Barwa takiego osadu jest kawowoszara, niekiedy posiadająca odcień fioletowawy.

Utwory te przeważnie nie tworzą stałych poziomów, lecz występują w postaci soczewek pośród iłów lub mułków. Soczewki te niekiedy rozszczepiają się na kilka (2 — 3) cieńszych warstewek szybko wyklinowujących się, poprzegradzanych iłami albo mułkami.

W odkrywkach czasami można obserwować przekątne warstwowanie charakterystyczne dla utworów deltowych. Warstwowanie tego rodzaju najlepiej widoczne było w odkrywce położonej w widłach dróg Olszyna — Parzynów i Olszyna — Mostki około 1 km na S od PGR Olszyna Dolna. Odsłonięcie to niestety dzisiaj już nie istnieje; piaski zostały wyeksploatowane dla potrzeb kaflarni w Ostrzeszowie.

Piaski przykwarcytowe zawierają bardzo małą ilość tlenków żelaza nie przekraczającą 0,35%, dzięki czemu posiadają barwę jasnokremową lub prawie białą. Ze względu na to odmiany, zawierające mniejsze ilości frakcji pylastej, były eksploatowane jako surowiec szklarski.

Jest to osad przeważnie bardzo zbity, zwięzły, nie dający się urabiać bez pomocy kilofa, czy łomu. Miejskowa ludność nadała mu nazwę „spieku”.

¹ Piaski te nazywam przykwarcytowymi, ponieważ w nich spotyka się często zsylikowane partie tworzące bądź ławy, bądź konkretje kwarcytowe tkwiące w luźnym osadzie piaszczysto-ilastym.

W wielu miejscach utwory te uległy procesom sylikfikacji, które doprowadziły do powstania piaskowców i zlepieńców kwarcytowych, będących przedmiotem eksploatacji w okresie międzywojennym jako surowiec do produkcji krzemionkowych materiałów ogniotrwałych. Często sylikfikacja nie objęła całych soczew piasków, lecz tylko lokalnie spowodowała powstanie „konkrecji kwarcytowych” tkwiących luźno w pylasto-piaszczystym sedymencie. Jeżeli taka skała uległa dalszej sylikfikacji, zachowała powstałą strukturę, która szczególnie wyraźnie widoczna jest na skorodowanych eolicznie okazach; konkrecje te, silniej zsylikfikowane, są bardziej odporne na wietrzenie i zostają wypreparowane z otaczającego materiału (Tabl. XXIV, fig. 1). Niemieccy badacze nadali tego rodzaju skale nazwę „Knollenstein” opisując trzeciorzędowe piaskowce kwarcytowe Niemiec środkowych, przedgórza Sudetów oraz okolic Ostrzeszowa (F. Freyberg — 1926 i inni).

Sylikfikacji uległy również żwiry kwarcowe; zlepienie tego rodzaju znane są z Celinki k. Parzynowa, gdzie były przedmiotem eksploatacji górniczej. Duże bloki (do 0,5 m) można jeszcze dziś znaleźć przy starych wyrobiskach (Tabl. XXIV, fig. 2).

Badania petrograficzne kwarcytów z okolic Ostrzeszowa z podziałem na typy wykonali J. Kuhl (1933), L. Zawisła (1950) i O. Juszkowiak (1957).

Problem sylikfikacji piasków mioceńskich i być może, plioceńskich nie jest wyjaśniony. F. Freyberg (1926) przypisuje sylikfikację kwarcytów trzeciorzędowych Niemiec środkowych i występujących na przedgórzu Sudetów (a przez analogię ostrzeszowskich) zjawiskom rozpuszczania pelitu kwarcowego zawartego w piaskach przez roztwory alkaliczne krążące w strefie wahanja zwierciadła wód gruntowych. Istnienie partii zsylikfikowanych wiąże ściśle z ukształtowaniem terenu i rozmieszczeniem względem niego warstw osadów piaszczystych. Złoża kwarcytów nazywa nawet „skamieniałymi horyzontami wód gruntowych”.

Odmiennego zdania jest J. Gołąb (1951). Twierdzi on, że sylikfikacja nie była procesem przypowierzchniowym, a roztwory krzemionkowe pochodziły z nadległych warstw utworów ilastych. Skrzemionkowanie piasków odbyło się już po osadzeniu całej serii zawierającej utwory piaszczysto-pylaste, lecz przed sedymentacją formacji lignitowej w szerszym pojęciu.

Znamienny jest fakt, że procesy sylikfikacyjne bardzo rzadko objęły piaski równoziarniste (opisane w punkcie 2 a), natomiast z reguły, przynajmniej częściowo, wystąpiły wśród piasków zawierających znaczne ilości pelitu kwarcowego (obserwacje z wierceń). Wynikałoby z tego, że proces diagenetyzacji piasków kwarcytowych rejonu Ostrzeszowa zachodził podobnie, jak to opisał w cytowanej pracy F. Freyberg. Nie jest wykluczone jednak, że pewną rolę odegrały również roztwory krzemionkowe przedostające się z wyżej leżących utworów ilastych.

3. Mułki. Poza iłami i piaskami w utworach mioceńskich spotyka się mułki, wśród których można również wydzielić dwie odmiany. Jedną to mułki niebieskawozielonkawe zawierające bardzo często konkrecje wapienne. Mułki te tworzą soczewki o grubości dochodzącej do 4 — 5 m, a czasami większej. Występują one wśród iłów niebieskawozielonkawych lub w stropie piasków równoziarnistych oddzielając je od wyżej leżących utworów ilastych. Druga odmiana mułków towarzyszy najczęściej piaskom pylastym. Leżą one pomiędzy nimi a iłami oliwkowoczekolado-

wymi. Granica pomiędzy mułkami a piaskami oraz mułkami a iłami jest bardzo często zatarta; istnieje ciągłość sedymentacyjna między tymi utworami. Nie zawierają one zupełnie konkrecji wapiennych. Często spotyka się w nich, tak jak i w piaskach pylastych, bardzo drobny detrytus roślinny. Barwa ich jest podobna do barwy piasków pylastych oraz iłów „spagowych”. Nie tworzą one stałych horyzontów, lecz większe lub mniejsze soczewki.

4. **Węgiel brunatny.** W obrębie piasków równoziarnistych występują czasami małe soczewki węgla brunatnego nie osiągające jednak większych rozmiarów. Jest to ziemista, humusowo-ilasta masa, często przeławicona piaskami lub iłami. Warstewki węgla brunatnego są zazwyczaj silnie zawodnione. W obrębie utworów ilastych występuje on znacznie rzadziej. Ze względu na nieznaczące rozmiary soczewek i sposób ich występowania jest to przypuszczalnie węgiel allochtoniczny powstały z materiału pochodzącego z rozmytych torfowisk otaczających zbiornik ostrzeszowski.

Pliocen

Utwory plioceńskie zostały wydzielone na podstawie podobieństwa do opisywanych w literaturze (J. Gołąb — 1951) jako „iły poznańskie”. Iły te najlepiej odsłaniają się w odkrywcce cegielni „Budy” k. Ostrzeszowa. Towarzyszą im piaski oraz stwierdzone w licznych profilach mułki.

1. **Iły.** Iły poznańskie wykształcone są podobnie jak na całym obszarze Niżu polskiego. Są to plastyczne, tłuste iły o zabarwieniu zielonkawoniebieskawym, niekiedy ciemnoszare aż prawie do czarnego, blisko powierzchni wykazują bardzo charakterystyczne plamy czerwone, od których otrzymały nazwę „iłów płomiennych”.

Często zawierają konkrecje wapienne dochodzące do 2 cm, liczne są również na płaszczyznach poślizgu wykwyty kalcytu w postaci „szczotek”. Iły wykazują na ogół słabą wapnistość.

2. **Piaski.** Utwory piaszczyste towarzyszące ıłom poznańskim odsłaniają się na powierzchni w wyrobisku cegielni „Budy”. Są to piaski złożone z dobrze obtoczonych ziarn kwarcu wielkości 0,2 — 0,5 mm. Ziarna są dość dobrze wysortowane, zupełnie brak domieszki części ilastych. Barwa ich jest śnieżnobiała.

3. **Mułki.** Liczne profile, które stwierdziły utwory podobne do ıłów poznańskich, wykazały istnienie soczewek mułków posiadających to samo zabarwienie co i otaczające iły. Zawierają one liczne konkrecje wapienne. Mułki te spotyka się w ıłach plioceńskich znacznie rzadziej niż w mioceńskich. Tworzą one soczewki kilkudecymetrowej, czasami kilkumetrowej miąższości.

Osady trzeciorzędowe Wzgórz Ostrzeszowskich są wykształcone bardzo różnorodnie pod względem granulometrycznym, często wyklinowują się i zazębiają facjalnie. Związane to jest ze specyficznymi warunkami sedymentacyjnymi panującymi w obrębie zbiornika ostrzeszowskiego. Zmienność facjalna na nieznacznym przestrzeniach, częste warstwowanie przekątne, wyklinowywanie się warstw wskazuje na warunki zbliżone do panujących w strefach deltowych wielkich rzek oraz w przybrzeżnych partiach zbiorników śródlądowych. Występowanie węgla brunatnego wskazuje na istnienie nadbrzeżnych bagnisk, na których rozwijała się roślinność. Zmywany materiał torfowiskowy osadzany był wśród piasków i ıłów w postaci soczewek węgla brunatnego.

Utwory trzeciorzędowe tego regionu dość trudno jest rozdzielić na mioceny i plioceny ze względu na całkowity brak tak makro- jak i mikrofauny, jedynie nieliczne wkładki węgla mogą służyć jako pewnego rodzaju wskaźnik stratygraficzny. Według panujących poglądów (J. Gołąb — 1951 i inni) ily zielonkawoniebieskawe oraz towarzyszące

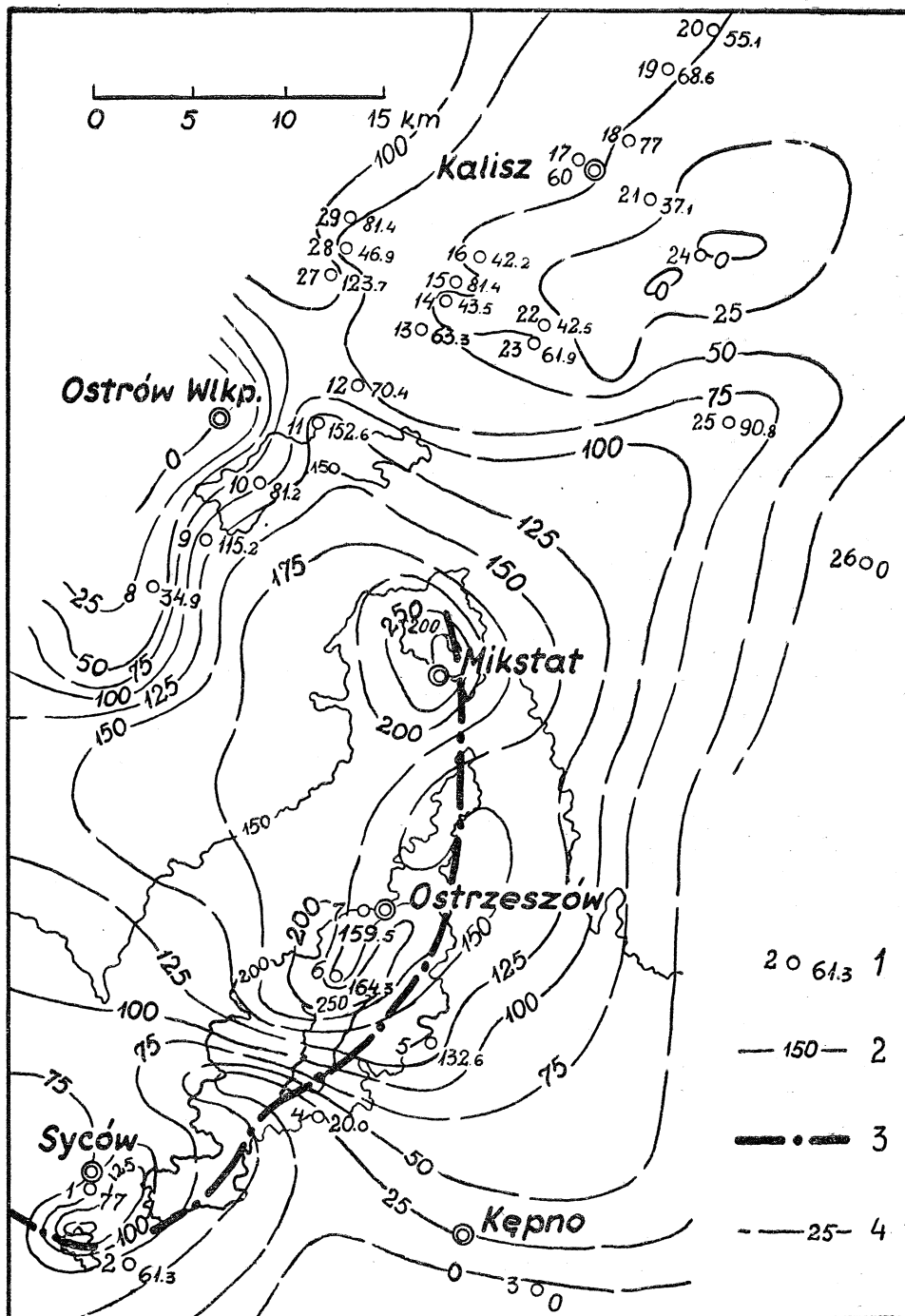


Fig. 3. Mapa miąższości utworów neogeńskich w rejonie zbiornika ostrzeszowskiego. 1 — profile i odkrywki z podaną miąższością utworów neogeńskich; 2 — izopachyty utworów neogeńskich; 3 — czoło spiętrzonych moren czołowych Wzgórz Ostrzeszowskich; 4 — izohipsy powierzchni terenu

Fig. 3. Carte de puissance des sédiments néogènes dans la région du bassin d'Ostrzeszów. 1 — Profils et affleurements et la puissance des sédiments du Néogène; 2 — Isopachytes des sédiments du Néogène; 3 — Front de moraines de poussé frontales des Monts d'Ostrzeszów; 4 — Isohypsés de la surface du terrain

im piaski i mułki zawierające w większej ilości konkrecje wapienne należą do pliocenu, a ily popielatoczekoladowe oraz piaski pylaste z wkładkami mułków i węgla brunatnego do miocenu. Jednak profile wykazały, że oba rodzaje ilów nie tylko mogą występować naprzemianlegle, ale nawet zazębiać się facjalnie. Konkrecje wapienne też nie są pewnym wskaźnikiem stratygraficznym, gdyż występują zarówno w obrębie utworów plioceńskich, jak i części mioceńskich, aczkolwiek znacznie rzadziej i w mniejszej ilości.

Również samo istnienie pokładów lub wkładek węgla brunatnego nie jest dostatecznym dowodem na mioceński wiek osadów. Nowsze badania (J. Doktorowicz-Hrebnicka — 1957) wykazały, że na obszarze Niżu polskiego mamy do czynienia z kontynuacją tworzenia się pokładów węgla w dolnym, a nawet w środkowym pliocenie. Dokładne rozdzielanie osadów mioceńskich i plioceńskich może być wykonane jedynie na podstawie wyników analizy pyłkowej zawartych w nich wkładek węgla.

Ustalenie stratygrafii komplikują poza tym silne zaburzenia tektoniczne powodujące bardzo często inwersję stratygraficzną, bądź nawet „przetasowanie” utworów czwartorzędowych z neogeńskimi. Stosunki tektoniczne poszczególnych elementów budujących struktury również nie mogą dać bezspornych danych o stratygrafii, gdyż elementy te mogą być przemieszczone nawet na znaczne odległości i pochodzić z różnych ogniw utworów neogeńskich.

Dlatego też w niniejszym opracowaniu miocen i pliocen traktowane są razem jako neogen. Uproszczenie to jest dopuszczalne, jeśli chodzi o zagadnienia glacitektoniczne, dla których istotne jest rozdzielanie badanych utworów na trzeciorzędowe i czwartorzędowe. Tam gdzie dane litologiczne dały chociażby prowizoryczne wskazówki do rozdzielania utworów obu pięter, zostało to wykonane.

Nie wydzielam również utworów oligoceńskich, choć niektóre profile w okolicy Ostrowa Wlkp. i Kalisza wskazują na ich istnienie. W obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich ich nie stwierdzono, przeto trafniejsze jest nazywanie osadów, występujących pomiędzy utworami mezozoicznymi a plejstoceniowymi, „neogeńskimi” niż „trzeciorzędowymi”.

Miażdżość utworów neogeńskich (fig. 3)¹ nie jest jednakowa na całym omawianym obszarze. Z tabeli 1 wynika, że największa grubość tych osadów występuje w profilach Olszyna Dolna (6), Ostrzeszów (7) i Kochołowy (5), profil Wtórek (11) wykazuje pewne zwiększenie miażdżości, lecz jest ono raczej lokalne, być może związane z odkształceniem glacitektonicznym i wielkość ta nie odpowiada przeciętnej.

Grubość osadów neogeńskich w profilu Olszyna Dolna (6) nie jest pierwotna; została ona zwiększona na skutek działalności spiętrzającej lądolodu². Natomiast w profilu Ostrzeszów (7) cyfra około 160 m odpowiada przypuszczalnie pierwotnej miażdżości całej serii neogeńskiej, któ-

¹ Mapa miażdżości osadów neogeńskich została wykonana na podstawie danych z profili oraz wielkości otrzymanych przez porównanie map warstwicowych spągu i stropu neogenu.

² Według ustnej informacji udzielonej mi przez p. prof. dra Adama Tokarskiego, w profilu Olszyna Dolna na głębokości około 110 m (próbka rdzenia) występują „pseudoolity” wapienne należące niewątpliwie do mezozoiku (przypuszczalnie retyku — przypisek autora). Występują one tam prawdopodobnie w postaci płatu glacitektonicznego, nasuniętego wraz z przykrywającymi je utworami neogeńskimi na skały neogenu autochtonicznego.

ra nie powinna przekraczać około 170 m w najgłębszych partiach zbiornika ostrzeszowskiego (porównaj fig. 20, 21).

Zależność miąższości utworów neogeńskich od zjawisk glacytektonicznych szczególnie wyraźnie widoczna jest na mapie ukształtowania po-

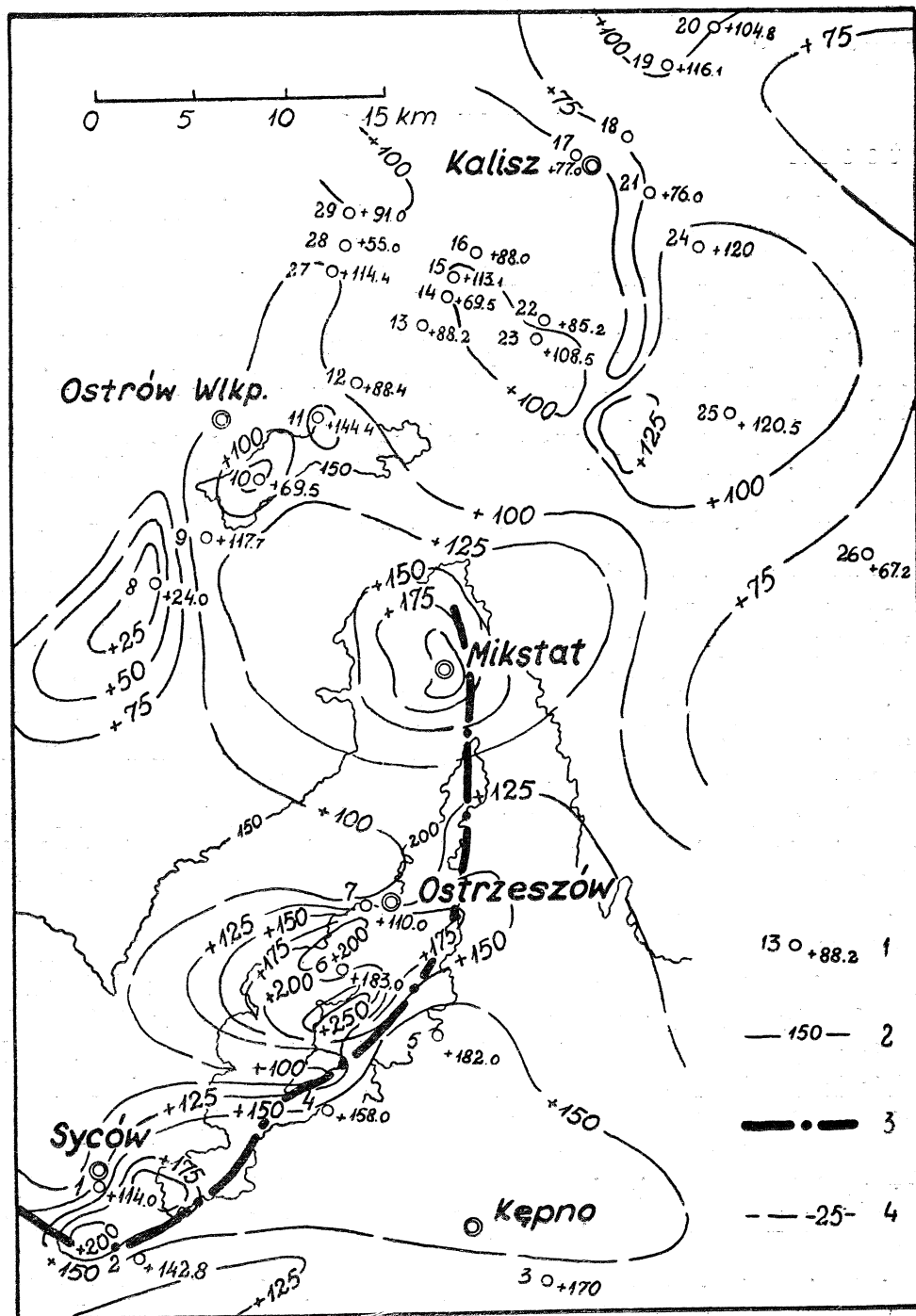


Fig. 4. Mapa powierzchni neogenu rejonu zbiornika ostrzeszowskiego (częściowo wg J. Gierwielanica — 1955). 1 — profile i odkrywki z podaną kotą powierzchni utworów neogeńskich; 2 — izohipsy powierzchni neogenu; 3 — czoło spiętrzonych moren czołowych Wzgórz Ostrzeszowskich; 4 — izohipsy powierzchni terenu

Fig. 4. Carte de la surface du Néogène de la région du bassin d'Ostrzeszów (part. selon J. Gierwielanec 1955). 1 — Profils et affleurements avec donnée sur l'altitude de la surface des sédiments néogènes; 2 — Isohypes de la surface du Néogène; 3 — Front des moraines frontales des Monts d'Ostrzeszów; 4 — Isohypes de la surface du terrain.

wierzchni przedczwartorzędowej (fig. 4)¹. Kulminacje tej powierzchni, dochodzące do + 200 m n.p.m., znajdują się w tych samych miejscach, gdzie występuje zwiększenie miąższości osadów neogeńskich ponad wartość przeciętną. Trudno przypuścić, by tak duże deniwelacje (dochodzące do 100 m) mogły być pierwotne. Strefa zwiększonej miąższości leży w obrębie moren spiętrzenia, których czoło zaznaczone jest na mapach grubą linią przerywaną.

CZWARTORZĘD

Plejstocen

Utwory plejstocenyjskie wykształcone są w postaci glin zwałowych, piasków i żwirów fluwioglacjalnych, rzadko występujących ilów zastoiskowych oraz mułków i ilów wypełniających zagłębienia w morenie dennej w okolicach Miechowa.

Ustalenie pozycji stratygraficznej utworów plejstocenyjskich napotyka na duże trudności ze względu na brak osadów wskazujących niezbicie na okresy międzylodowcowe.

1. Gliny zwałowe. Na podstawie profilów i obserwacji powierzchniowych można na omawianym obszarze wydzielić dwa poziomy starszych glin zwałowych oraz kilka (2 — 4) poziomów glin zwałowych młodszych.

Pierwszy, niższy poziom starszych glin morenowych stwierdzono w profilach B-I-M i B-VII-M (fig. 5) usytuowanych około 1,5 km na zachód od wsi Miechów położonej ok. 6 km na SE od Sycowa. Są to gliny szare lub brudnoszare, piaszczyste z otoczkami wapieni paleozoicznych (zawierających ramienionogi), margli i skał krystalicznych — granitów i gnejsów. Nielicznie występują w nich otoczki bazaltu i kwarcu. Gliny te są silnie wapniste, u góry natomiast odwapnione.

Nie zostały one stwierdzone w profilu B-VIII-M, leżącym pomiędzy wyżej wymienionymi mimo niewielkiej odległości pomiędzy nimi (około 50 m). Świadczy to o silnym rozmyciu ich przez wody fluwioglacjalne.

Gliny zwałowe drugiego, wyższego poziomu starszej moreny oddzielane są od niżej leżących 25-metrową warstwą piasków sedymencji wodnolodowcowej. Gliny te posiadają barwę żółtobrazową, miejscami szarobrazową. Są to utwory silnie wapniste, piaszczyste, miejscami ilaste, szczególnie w stropowej części, gdzie spotyka się znaczną domieszkę ilów szaroniebieskawych i czerwonych z rdzawymi plamami zawierających konkrecje wapienne i przypominających ily poznańskie. Poza materiałem piaszczystym zawierają one otoczki skał krystalicznych i kwarcu oraz ostrokrawędziste kawałki piaskowców miocenyjskich. Brak w nich otoczek wapieni tak charakterystycznych dla glin niższego poziomu moreny starszej.

Wydzielenie glin moreny starszej w profilach Miechowa oparto na następujących przesłankach:

a. Leżą one bezpośrednio na piaskach przykrywających utwory podłoża (ily poznańskie);

¹ Mapę powierzchni przedczwartorzędowej wykonano w oparciu o Przeglądową mapę geologiczną Polski bez utworów czwartorzędowych w skali 1:300 000 arkusz Wrocław zestawioną przez J. Gierwielańca w r. 1955. Uzupełniona i zmieniona została ona przez autora na podstawie dokładniejszych danych na obszarze pomiędzy Kępem, Sycowem i Ostrzeszowem oraz pomiędzy Ostrowem Wlkp. i Kaliszem.

b. Charakter morfologiczny powierzchni terenu jest zdecydowanie różny od występujących na północy wzgórz zbudowanych z osadów młodszego zlodowacenia. Występują tu płaskie wyrównane pagórki porościna- ne szerokimi i płytkimi dolinami, podczas gdy część północna odznacza się silnie zaakcentowaną morfologią ze stosunkowo świeższą rzeźbą. Gra- nica pomiędzy tymi dwiema strefami jest również bardzo charakterystyczna. Tworzy ją wyraźny próg morfologiczny o wysokości około 30 m (fig. 6).

c. Występowanie bruku morenowego w kilku wkopach (fig. 7) rozwi- niętego na glinach morenowych drugiego poziomu świadczy o dość dłu- gim okresie, jaki upłynął od czasu złożenia tych glin a osadzaniem się przykrywających je piasków.

Poza przekrojem miechowskim gliny morenowe starszego zlodowace- nia stwierdzone zostały w profilach R-1, R-1a i M-V w przekroju „Ce- linka” (fig. 22, 23). W dwóch pierwszych leżą one bezpośrednio na utwo- rach neogeńskich, w trzecim — pod nimi na głębokości 67,6 — 73,45 m. Nie zostały one jednak przebite więc dalszy profil nie jest znany. Są one

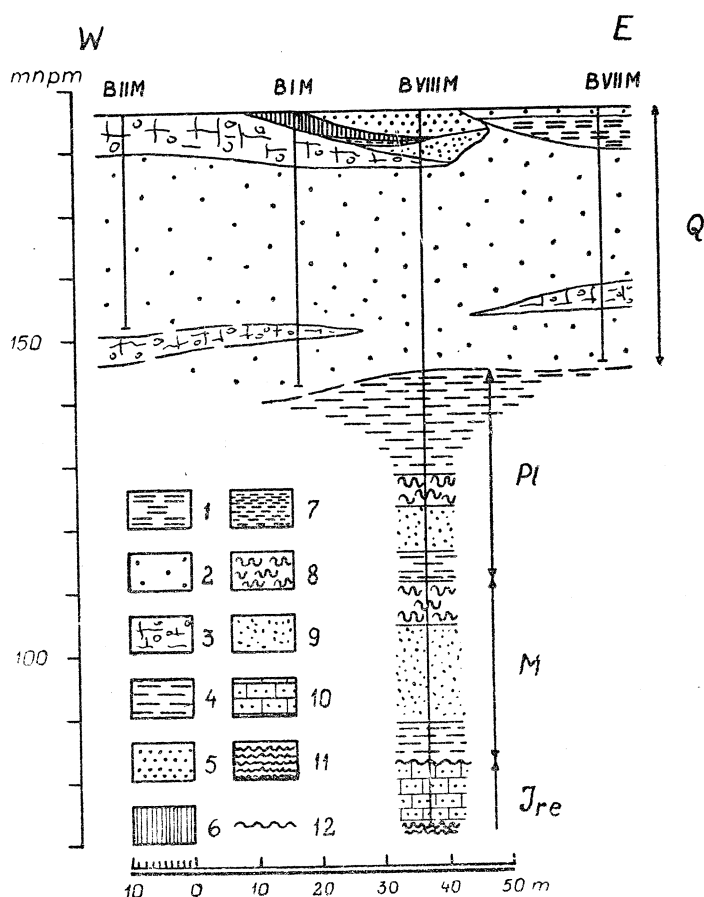


Fig. 5. Przekrój geologiczny „Miechów”. Czwartorzęd: 1 — torfy; 2 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 3 — gliny zwałowe; 4 — iły zielonkawe i niebieskawe; 5 — piaski przykwarcytowe; 6 — piaski przykwarcytowe z kwarcytami; 7 — iły oliwkowe i czekoladowe; 8 — mułki; 9 — piaski. Retyk: 10 — piaskowce wapienne i zlepione; 11 — iłowulki pstry wapienne; 12 — powierzchnia rozmycia; Q — czwar- torzęd; Pl — pliocen (?); M — miocen; Jre — retyk

Fig. 5. Coupe géologique „Miechów”. Quaternaire: 1 — Tourbes; 2 — Sables et gra- viers fluvioglaciaux; 3 — Argiles à blocs; 4 — Argiles verdâtres et bleuâtres; 5 — Sables; 6 — Sables avec quartzites; 7 — Argiles olivâtres et bruns; 8 — Silts; 9 — Sables. Le Rhétien: 10 — Grès et conglomérats calcaires; 11 — Schistes cal- caires, bariolés; 12 — Surface d'érosion; Q — Quaternaire; Pl — Pliocène; M — Miocène; Jre — Rhétien

bardzo podobne do glin niższego poziomu w Miechowie i prawdopodobnie odpowiadają im wiekowo.

Istnieje możliwość, że gliny te oraz znajdujące się w profilach przekroju „Celinka” należą do zlodowacenia krakowskiego. Wybitna różnica w barwie oraz w materiale, z którego składają się otoczaki (zdecydowana

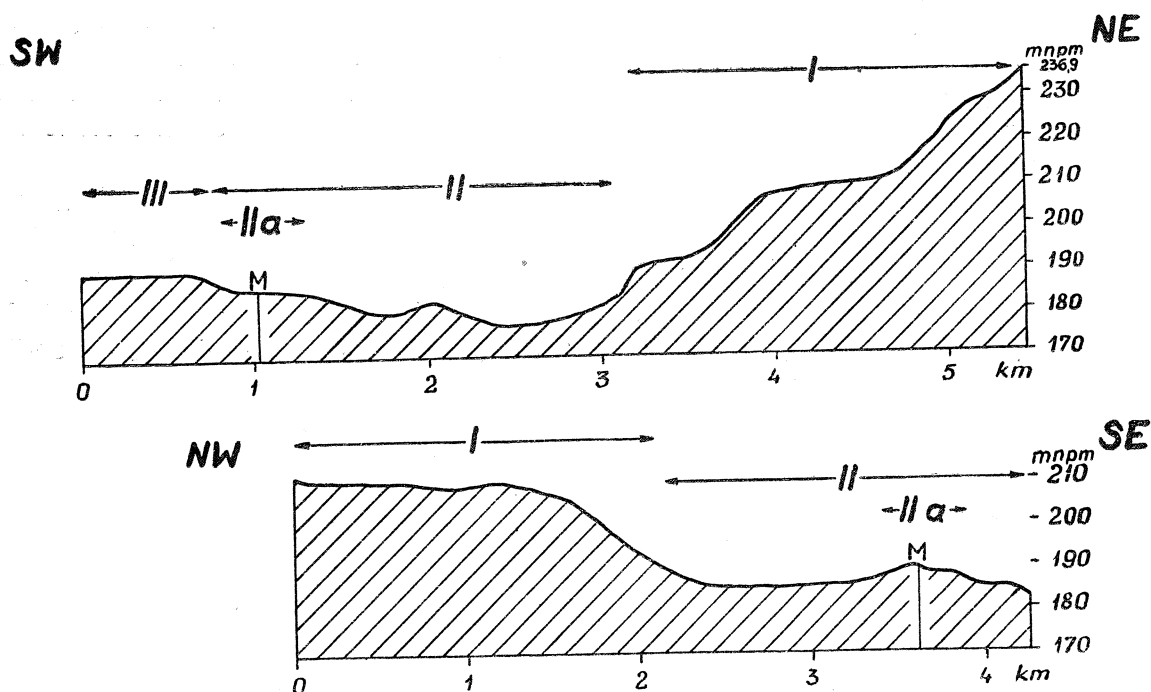


Fig. 6. Przekroje morfologiczne przez strefę brzeżną moreny wyciśnięcia stadium Warty w okolicy Sycowa. I — morena wyciśnięcia stadium Warty; II — morena denną zlodowacenia środkowopolskiego; IIa — kra neogeńska (na zachód od Miechowa); III — zandr stadium Warty. M — profil B-VIII-M (Miechów)

Fig. 6. Coupes morphologiques à travers la zone marginale de la moraine de poussé dans le stade de Warta aux environs de Syców. I — Moraine de poussé du stade de Warta; II — Moraine de fond de la glaciation de la Pologne Centrale; IIa — Lambeaux de poussée glaciaire (à l'ouest de Miechów); III — Sander du stade de Warta; M — profil B-VIII-M (Miechów)

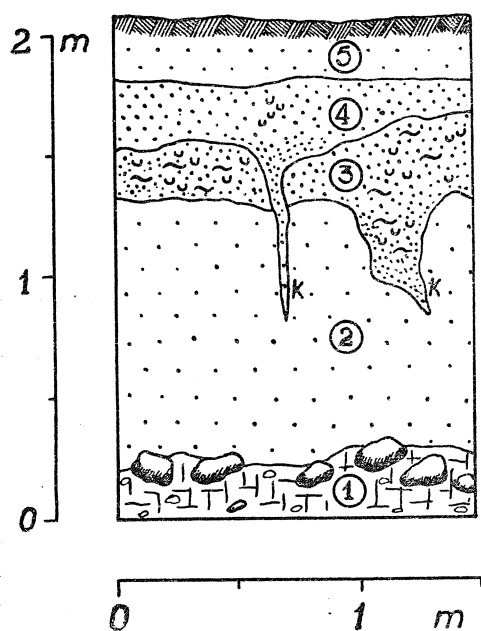


Fig. 7. Fragment wkopu M-24 (Miechów). 1 — glina zwałowa z brukiem morenowym; 2 — piaski pylaste (neogeńskie na wtórnym złożu?); 3 — piaski gliniaste, zażelazione z materiałem eratycznym; 4 — piaski i żwiry zażelazione z eratykami; 5 — gleba; K — kliny mrozowe

Fig. 7. Fragment de fouille M-24 (Miechów). 1 — Argile à blocs avec pavé de moraine; 2 — Sables fins (du Néogène sur la couche secondaire?); 3 — Sables argileux et ferrugineux avec matériel ératique; 4 — Sables et graviers ferrugineux de blocs erratique; 5 — Le sol; K — chateaux de gelée.

przewaga wapieni nad skałami krystalicznymi) występujące w glinie niższego poziomu wskazywałyoby na odrębność tych glin w stosunku do morenowych utworów poziomu wyższego, które należałoby zaliczyć do osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Jednak nieznanie przez autora osadów interglacialnych pomiędzy obydwojma poziomami nie pozwala na dokładne ustalenie wieku tych utworów. Gliny zwałowe młodsze stwierdzone zostały licznymi profilami prawie we wszystkich omawianych dalej przekrojach: posiadają barwę brązową oraz często zawierają porwaki skał neogeńskich. Czasami składają się prawie wyłącznie z ilów tego wieku i określenia charakteru zwałowego można dokonać tylko dzięki występowaniu ich pomiędzy utworami fluwioglacjalnymi oraz zawartości otoczków skał pochodzenia północnego.

2. **Piaski i żwiry fluwioglacjalne.** Utwory te zostały stwierdzone zarówno na powierzchni jak i w profilach. Na powierzchni tworzą one wzniesienia na południe od Ostrzeszowa (wzgórza Toborek, Bałczyna i inne) przykrywając wypiętrzone utwory trzeciorzędowe. Są bardzo silnie rozmyte, pierwotnie musiały zajmować znacznie większe obszary. Również i w północnej części Wzgórz Ostrzeszowskich w okolicach Mikstatu odgrywają one dość dużą rolę w morfologii. Są to utwory często przekątnie warstwowane złożone z ziarn kwarcu i skał krystalicznych. W profilach przegradzają one utwory zwałowe i osiagają często znaczne miąższości (20 — 30 m).

3. **Iły zastoiskowe** na powierzchni stwierdzono w południowej części Wzgórz w Pisarzowicach (J. Gołąb — 1951) oraz w okolicy wsi Słupia (5 — 6 km na wschód od Sycowa). W Pisarzowicach leżą one pomiędzy dwoma poziomami glin zwałowych starszych, ciemnoszarych i młodszych, brunatnych. Osiagają one miąższość 2 m. W okolicy Słupii występują w dwóch miejscach: w wyrobisku cegielni (fig. 17), gdzie spoczywają na piaskach i glinach ilastych brązowszarych przykrywających iły neogeńskie oraz przy skrzyżowaniu drogi Perzów-Marcinki i szosy Kępno-Syców. Leżą tam na glinach zwałowych moreny dennej zlodowacenia środkowopolskiego (niewidocznych w samej odkrywce, lecz występujących nieco poniżej kilkadziesiąt metrów na południe), a pod piaskami i żwirami zlodowacenia młodsze (stadium Warty).

4. **Mułki i iły** wypełniają obniżenia w morenie dennej starszego zlodowacenia w okolicy Miechowa. Są to pelityczno-aleurytowe osady stalowoszarej lub niebieskawej barwy przeławicone z drobnymi piaskami i żwirkami. (Ich wiek plejstoceni nie jest pewny, mogą być młodsze — holoceni).

Holocen

Utwory holoceni kształcone są jako osady mułkowo-piaszczyste wypełniające dolinki potoków i zabagnione obniżenia w glinach zwałowych moreny dennej południowej części obszaru, gdzie miejscami rozwinęły się torfiska. W obrębie Wzgórz są to piaszczyste utwory terasowe dolin potoków powstałe z rozmytych piasków i żwirów akumulacji wodnolodowcowej. Na obszarach zandrowych południowej części rozwinęły się wydmy przeważnie ustalone przez wegetację roślinną. Również i w obrębie Wzgórz na rozwiewanych piaskach fluwioglacjalnych powstają wydmy często nie ustalone. Miąższość utworów czwartorzędowych w rejonie Wzgórz Ostrzeszowskich jest bardzo różna (fig. 8). Największe grubości, przekraczające 100 m, występują w depresjach podłoża

czwartorzędu (fig. 4) pomiędzy Sycowem i Ostrowem Wlkp. oraz w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich. Największą powierzchnię zajmuje strefa, w której grubość tych osadów nie przekracza 25 m. Rozciąga się ona pomiędzy Ostrowem Wlkp. a Kaliszem, ku południowi sięga aż po Kępno

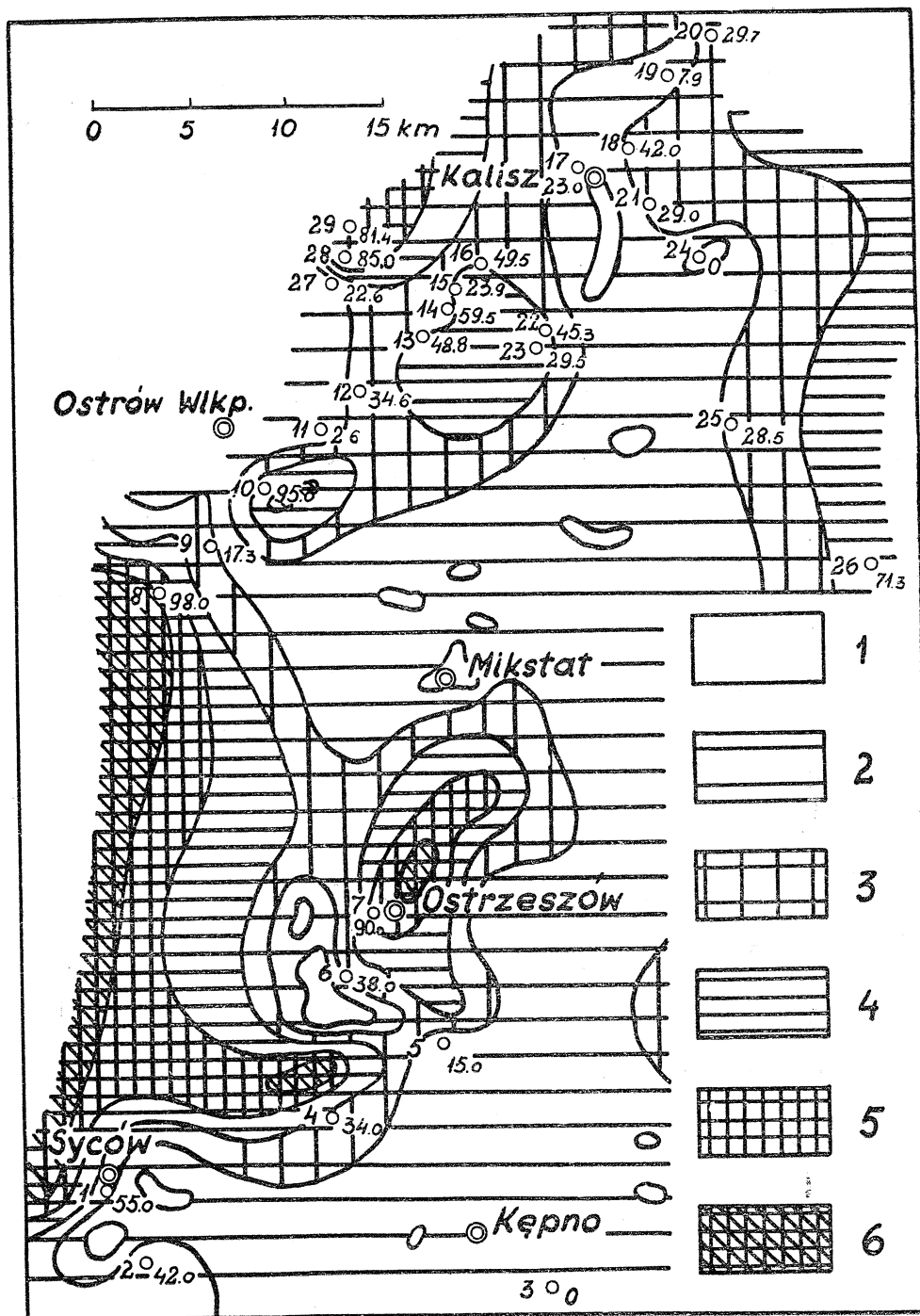


Fig. 8. Mapa miąższości utworów czwartorzędowych w rejonie zbiornika ostrzeszowskiego. 1 — 0 m; 2 — 0—25 m; 3 — 25—50 m; 4 — 50—75 m; 5 — 75—100 m; 6 — powyżej 100 m. Kółeczkami zaznaczono profile i odkrywki z podaną miąższością utworów czwartorzędowych

Fig. 8. Carte de la puissance des sédiments quaternaires dans la région du bassin d'Ostrzeszów. 1 — 0 m; 2 — 0—25 m; 3 — 25—50 m; 4 — 50—75m; 5 — 75—100 m; 6 — au-dessus de 100 m. Les profiles et les affleurements ont été désignés par des petits ronds

i Syców otaczając od wschodu strefę zaburzeń glacitektonicznych, gdzie utwory neogenu znajdują się zarówno na powierzchni, jak i na głębokościach dochodzących do 100 m pod powierzchnią terenu (np. depresja pomiędzy Ostrzeszowem i Mikstatem). Na południe od Kępna grubość osadów czwartorzędowych jest w dużej mierze uzależniona od głębokości, na jakiej znajduje się garb Lubliniec-Ostrów Wlkp. Przypuszczalnie grubość ta nie przekracza 25 m.

GLACITEKTONIKA

Zjawiska glacitektoniczne w zachodniej Polsce zostały rozpoznane stosunkowo dobrze tylko na niewielkich obszarach dzięki wierceniom poszukiwawczo-dokumentacyjnym oraz pracom eksploatacyjnym na złożach węgla brunatnego oraz licznym odkrywkom iłów neogeńskich i ilastych skał czwartorzędowych zaburzonych glacitektonicznie. Znane są one z tzw. łuku mużakowskiego oraz okolic Żar, Gubina, Zielonej Góry i Trzebnickich Kocich Gór (St. Pietzsch — 1925, W. Fries — 1933, E. Frech 1901, 1904, 1915, E. Illner — 1934, J. Zwierzycki — 1949, Cz. Poborski — 1949, E. Ciuk — 1955, T. Bartkowski — 1957, M. Różycki — 1957 i inni). Mniej uwagi poświęcono w literaturze glacitektonice wschodniej części Gór Kocich, którą są Wzgórza Ostrzeszowskie.

Ze względu na dwa rodzaje obserwacji: wgłębną na podstawie profili płytkich wierceń oraz powierzchniową dokonaną w istniejących odkrywkach, problem glacitektoniki został ujęty w dwóch działach: 1. glacitektonika wgłębna i 2. glacitektonika powierzchniowa. Podział ten wprowadzony został jedynie ze względu na różny charakter obserwacji; oba rodzaje glacitektoniki tworzą całość i nadają styl ogólnej budowy geologicznej Wzgórz Ostrzeszowskich.

Glacitektonika wgłębna

Na omawianym obszarze utwory neogeńskie występują na powierzchni prawie wyłącznie w strefie położonej powyżej 200 m n.p.m. (fig. 9), znacznie rzadziej odsłaniają się poniżej tej wysokości. W wielu miejscach przewiercono je i stwierdzono występowanie pod nimi utworów czwartorzędowych; w tym wypadku ich charakter glacitektoniczny jest bezsporny.

Na podstawie kilku przekrojów wykonanych w niektórych rejonach poszukiwawczych postaram się scharakteryzować styl tektoniki, a mówiąc ściślej glacitektoniki tego regionu. Przekroje wykonane zostały bez przewyższenia skali wysokościowej (poza przekrojami ogólnymi — fig. 20, 21), aby nie zniekształcać stosunków geometrycznych w obrębie struktur.

Najciekawsze przekroje i odkrywki, oznaczone na mapce (fig. 9) cyframi rzymskimi od I do X, znajdują się w następujących miejscowościach:

I. Olszyna	V. Marcinki	IX. Wzgórze Bał-
II. Celinka	VI. Miechów	czyna
III. Zmyślona Pa-	VII. Budy	X. Słupia k/Syco-
rzynowska	VIII. północny stok	wa
IV. Sobolizna	Kobylej Góry	

Przekroje i odkrywki I-V i VII-X znajdują się w obrębie właściwych Wzgórz Ostrzeszowskich, przekrój VI nieco na południe od nich, lecz ze względu na podobny styl strukturalny i występujące tam utwory wiąże się z nimi.

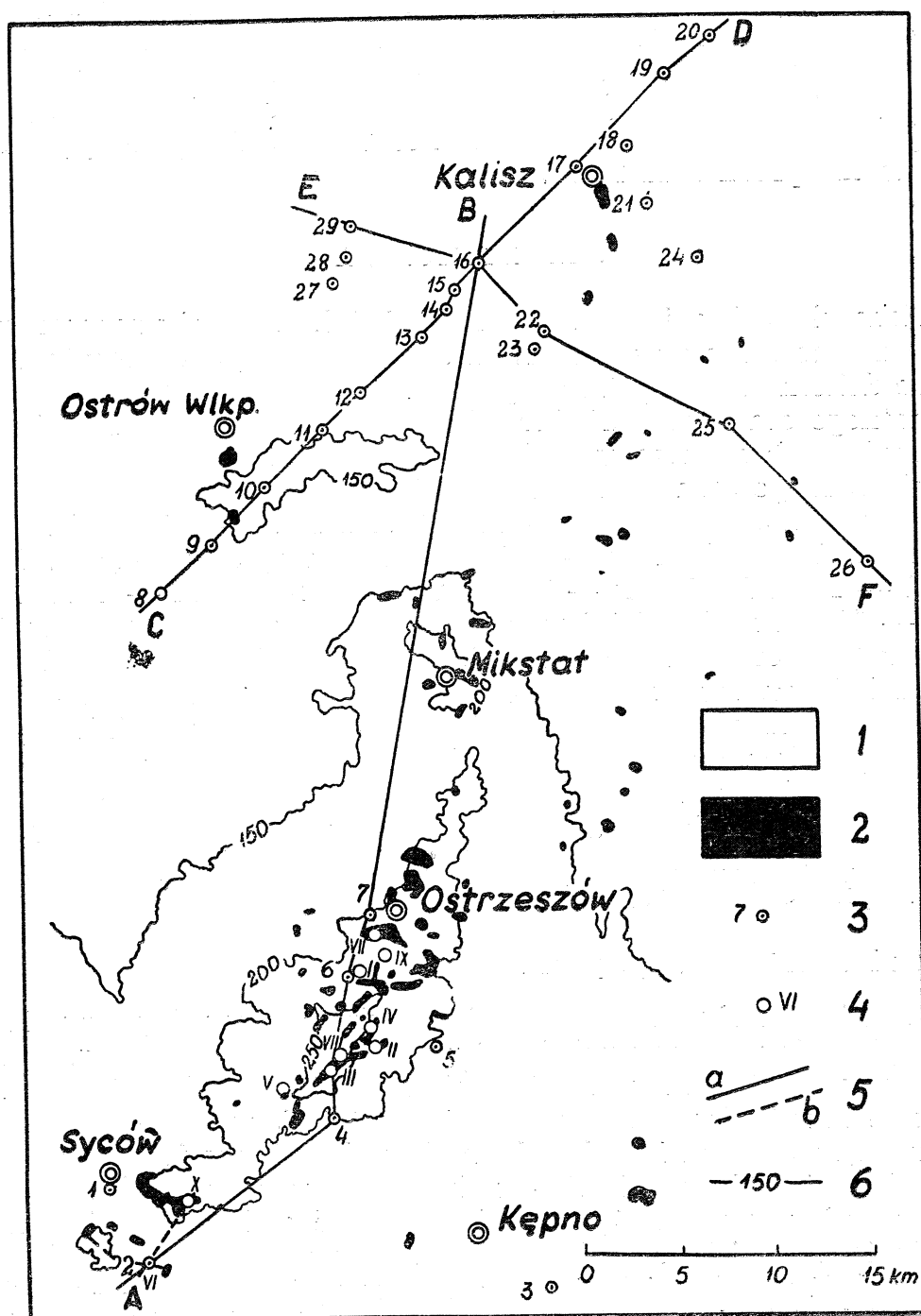


Fig. 9. Mapa występowania utworów neogeńskich w rejonie Wzgórz Ostrzeszowskich wg M. Klimaszewskiego i B. Krygowskiego — 1951). 1 — czwartorzęd; 2 — neogen; 3 — profil i jego numer; 4 — przekroje i odkrywki omawiane w tekście: I — Olszyna; II — Celinka; III — Zmysłona Parzynowska; IV — Sobolizna; V — Marcinki; VI — Miechów; VII — Budy; VIII — podnóże Kobyłej Góry; IX — Taborek; X — Słupia k/Sycowa; 5 — linie przekrojów: a — geologicznych, b — morfologicznych; 6 — izohipsy powierzchni terenu

Fig. 9. Carte des sédiments néogènes dans la région des Monts d'Ostrzeszów (selon M. Klimaszewski et B. Krygowski — 1951) 1 — Quaternaire, 2 — Néogène; 3 — Profil et son numéro; 4 — Coupes et affleurements selon le texte: I — Olszyna; II — Celinka; III — Zmysłona Parzynowska; IV — Sobolizna; V — Marcinki; VI — Miechów; VII — Budy; VIII — Pied de Kobyła Góra; IX — Taborek; X — Słupia près de Syców; 5 — Lignes des coupes: a — géologiques; b — morphologiques; 6 — Isohypes de la surface du terrain

I. Przekrój „Olszyna” (fig. 10)

Profile, na których podstawie wykreślono przekrój „Olszyna”, usytuowane zostały w pobliżu starych wyrobisk prowadzonych przy eksploatacji piaskowców kwarcytowych znajdujących się w widłach dróg Ostrzeszów-PGR Olszyna i PGR Olszyna-Rogaszyce. Stwierdzono tu osady neogeńskie leżące na piaskach fluwioglacjalnych z dwoma poziomami glin morenowych; bezpośrednio na drugim poziomie spoczywają utwory neogenu. Gliny zwałowe nie są wykształcone w sposób typowy. Są to łył miocenne stalowoszare lub szaroczekoladowe wymieszane z piaskiem różnoziarnistym i otoczkami skał pochodzenia północnego: szarych i czerwonych granitów oraz wapieni. Poza skałami eratycznymi glina zawiera dużą domieszkę węglanu wapnia; silnie burzy się z kwasem solnym tak samo jak i podścielające ją piaski.

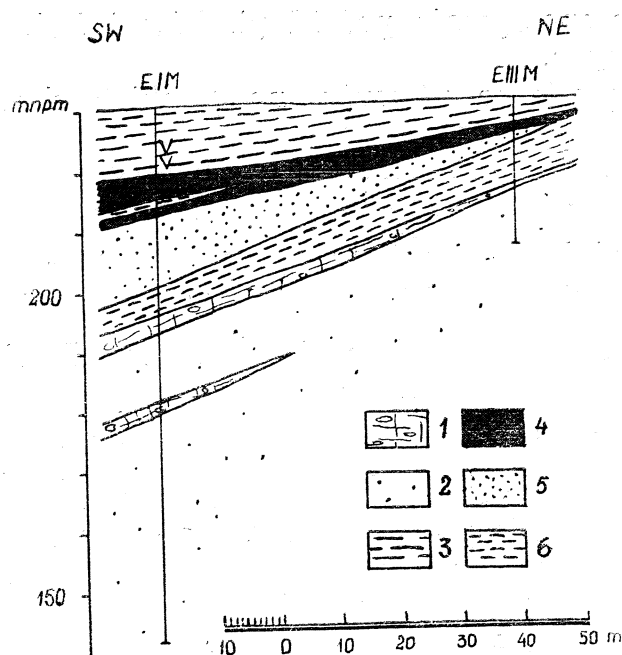


Fig. 10. Przekrój geologiczny „Olszyna”. Czwartorzęd: 1 — gliny zwałowe; 2 — piaski fluwioglacjalne; Neogen: 3 — łył zielonkawe i niebieskawe z konkrecjami wapiennymi (V); 4 — węgiel brunatny; 5 — piaski; 6 — łył oliwkowe i czekoladowe
Fig. 10. Coupe géologique „Olszyna”. Quaternaire: 1 — Argiles à blocs; 2 — Sables fluvioglaciaux; Néogène: 3 — Argiles verdâtres et bleuâtres avec des concrétions calcaires (V); 4 — Lignite; 5 — Sables; 6 — Argiles olivâtres et bruns

Utwory neogeńskie składają się (opisując od dołu ku górze) z łył kremowokawowych, jasnych, miejscami piaszczystych, osiagających miąższość około 6 m. Ponad nimi występują piaski szare drobnoziarniste z lokalnie występującą partią zsylikowaną (profil E-III-M). Piaski te posiadają zmienną miąższość 1,5 — 11,5 m. Przykrywa je warstwa węgla brunatnego o grubości 1,2 — 6,7 m z ciekim przerostem w postaci soczewki łył czekoladowych. Strop stanowią łył szarozielone, nieco piaszczyste i margliste. łył te, sądząc po wyglądzie, można zaliczyć do pliocenu.

Utwory neogeńskie tworzą tu krę lodowcową o grubości wynoszącej w części zbadanej 20 — 40 m. Ze względu na brak trzeciego profilu nie dało się wyznaczyć jej nachylenia; na przekroju wynosi ono około 20° ku południowemu zachodowi.

II. Przekrój „Celinka” (fig. 22, 23)

Przekrój ten jest najdłuższy z wykonanych w rejonie Ostrzeszowa. Został on wykreślony na podstawie 18 profilów wybranych z kilkudziesięciu usytuowanych wzdłuż nieczynnych wyrobisk pozostałych po odbywającej się tu w latach międzywojennych eksploatacji piaskowców i zlepieńców oraz ilów. Tak duże zagęszczenie profilów dało możliwość dość dobrego wglądu w głąb tej struktury.

Utwory neogeńskie składają się przede wszystkim z ilów szarozielonkawych z przeławiczeniami mułków, piasków zawierających czasami cienkie soczewki (do 2 — 3 m) węgla brunatnego oraz ilów jasnokawowych.

W przekroju Celinki można wydzielić dwie struktury:

1. antyklinę odkłutą od podłoża, obaloną i nasuniętą na przedpole,
2. krę znacznie słabiej zaburzoną znajdującą się w północnej części przekroju.

Obie struktury spoczywają pośród piasków i żwirów plejstocieńskich oraz glin morenowych.

Pozycję stratygraficzną utworów neogeńskich określić można tylko w przybliżeniu. Przypuszczalnie piaski z wkładkami węgla brunatnego oraz wkładkami ilów jasnokremowych należy zaliczyć do miocenu, a bardziej jednolitą serię ilasto-mułkową zawierającą znaczne ilości konglomeratów wapiennych — do pliocenu. Miocen wraz z wprasowanymi piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi stanowi część jądrową, pliocen zaś — skrzydła obalonej antykliny.

Utwory plejstocieńskie składają się z osadów fluwioglacjalnych oraz z kilku (3 — 4) poziomów glin morenowych. Najstarsze gliny, stwierdzone w profilach M-V, R-1, R-1a, występują jako płaszcz otulający utwory neogenu. Gliny te są ciemnoszare, piaszczyste z dużą domieszką ilów neogeńskich oraz otoczków szarych wapieni, krzemieni, różowego granitu i innych skał pochodzenia północnego. Wykazują one bardzo duże podobieństwo do glin zwałowych w profilach B-I-M, B-VII-M w Miechowie. Następne poziomy glin zwałowych są już pozostałością po lądolodzie stadium Warty. Są to gliny szarżółte lub brązowe z bardzo dużą domieszką ilów neogeńskich wymieszanych z materiałem eratycznym. Przegradzają one piaski i żwiry fluwioglacjalne z licznymi otoczkami skał północnych.

Do najmłodszych utworów należą piaski wypełniające zagłębienia erozyjne w utworach starszych (zarówno neogeńskich, jak i czwartorzędowych). Osady te powstały z rozmywanych utworów plejstocieńskich.

W rozwoju obu struktur Celinki można wydzielić 5 stadiów nie licząc stadium przykrycia osadów neogeńskich przez lądolód starszego zlodowacenia, który przypuszczalnie nie zatrzymał się w obrębie dzisiejszych Wzgórz i dlatego nie spowodował większych odkształceń glaciektonicznych. Stadia rozwojowe przedstawiono schematycznie na fig. 23.

Stadium I

Pierwsza transgresja lądolodu stadium Warty odkłująca i fałduje utwory neogeńskie wraz ze złożonymi na nich glinami morenowymi starszego zlodowacenia (zaznaczonymi na przekroju literą „M”) oraz towarzyszącymi im utworami fluwioglacjalnymi („F”).

Stadium II

W wyniku odkłucia i dalszego nacisku czoła lądolodu utwory fluwioglacjalne „F” zostają wprasowane w jądrową część antykliny (profile R-27-M, M-VIII w przekroju A-B oraz R-70, R-69, R-59 w przekroju C-D na fig. 22. Utwory te zostają nasunięte na swe przedpole. Tworzy się

struktura typu obalonej antykliny, odkorzenionej i przesuniętej ku południowi lub południowemu wschodowi. Na skutek tego gliny zwałowe „M” w profilu M-V, będące pierwotnie na powierzchni, znalazły się pod przeszło 65 metrowym nakładem utworów neogeńskich i czwartorzędowych.

Stadium III

Wody topniejącego lodowca fazy recesji powodują silne rozmycie antykliny; miejscami zostaje odsłonięty starszy fluwioglacjał „F” (profile M-VIII i R-27-M).

Stadium IV

Na rozmytej powierzchni antykliny osadzają się utwory fluwioglacjalne pierwszej fazy recesji zlodowacenia stadium Warty — „f1” wypełniając powstałe zagłębienie oraz młodsze osady glacialne m2 i m3 i fluwioglacjalne f2 i f3.

Stadium V.

Ostatnia oscylacja przynosi krę osadów ilasto-piaszczystych (przypuszczalnie plioceńską), dofałdowuje powstałą już strukturę i po stopieniu pozostawia tę krę na fluwioglacjale f3.

Z analizy budowy struktury Celinki wynika, że przypuszczalnie dla powstania jej potrzeba było trzech oscylacji lądolodu, z których najsilniejsze odkształcenia wywołała pierwsza; druga ograniczyła się do pozostawienia utworów morenowych i fluwioglacjalnych, a trzecia — plioceńskiej kry.

Oba przekroje (A-B i C-D) wskazują, że nacisk fałdującego lądolodu szedł z północnego zachodu ku południowemu wschodowi; grubość klina wprasowanego fluwioglacjału „F” zwiększa się w jednym przekroju ku zachodowi, a w drugim przypuszczalnie ku północy. Wypadkowa kierunku zmniejszania się miąższości tego klina przebiega w przybliżeniu z północnego zachodu na południowy wschód lub w kierunku zbliżonym do niego.

Przekrój E-F jest jak gdyby pogłębieniem zachodniej części przekroju C-D. Widać na nim wyraźnie zapadanie klina fluwioglacjału „F” ze wschodu na zachód i południa na północ (w przekroju C-D znajduje się on znacznie niżej, w strefie, której nie osiągnęły profile, podczas gdy w przekroju E-F znajduje się on płycej). Wynikałoby z tego, że w tej części antykliny jej oś wychodzi w powietrze ku północnemu wschodowi. Należałoby się spodziewać dalej w tym kierunku występowania skrzydła dolnego, leżącego, rozpoznanego w przekroju A-B. Ze względu na brak danych (odsłoneń i profilów) w tej części struktury nie można tego stwierdzić. Możliwe jest również, że utwory neogeńskie tego skrzydła zostały zerodowane wodami topniejących lodowców. Rozmycia takie widoczne są także wśród utworów zwałowych.

Antyklina Celinki, poza wprasowaniem starszego fluwioglacjału, została wtórnie sfałdowana, co jest widoczne na przekrojach C-D i E-F. Obraz tektoniczny komplikują kilkakrotne rozmycia wodami fluwioglacjalnymi, które zniszczyły prawie całe skrzydło górne.

Stagnacje poszczególnych oscylacji lądolodu stadium Warty nie były przypuszczalnie długotrwałe, gdyż gliny zwałowe nie osiągają większych miąższości (2 — 5 m). Materiał budujący je składa się przede wszystkim z frakcji drobniejszych, brak jest na ogół grubych fragmentów skalnych, co jest cechą glin zwałowych moreny dennej.

III. Przekrój „Zmyślona Parzynowska” (fig. 11, 12, 13, 24)

Wieś Zmyślona Parzynowska leży u podnóża najwyższego wzniesienia Wzgórz Ostrzeszowskich — Kobylej Góry (284,0 m npm.). Roboty poszukiwawcze skoncentrowane były na terenie samej wsi oraz na wschód od niej. Prowadzenie ich w tym rejonie podyktowane zostało występowaniem licznych sztucznych odkrywek utworów neogeńskich, szczególnie miocen-skich pylastych piasków przykwarcytowych oraz ilów.

Na powierzchni osady neogeńskie występują w pasie szerokości około 0,5 km przechodzącym u północnego podnóża Kobylej Góry z południowego zachodu na północny wschód. Pas ten nie stanowi ciągłej strefy, lecz składa się z odizolowanych od siebie i rozdzielonych utworami czwartorzędowymi kier neogeńskich zbudowanych z ilów i piasków. Nie da się przeprowadzić pomiędzy nimi jakiegokolwiek korelacji ze względu na charakter ułożenia.

Najciekawsze profile uzyskane zostały z prac poszukiwawczych prowadzonych we wschodniej części wsi po obu stronach drogi prowadzącej do Parzynowa. Na ich podstawie wykonałem kilka przekrojów geologicznych pozwalających rozpoznać styl tektoniki utworów neogeńskich i czwartorzędowych.

Zasadniczą cechą, zresztą tak jak i w innych rejonach, jest występowanie pod utworami neogenu piasków i glin plejstocen-skich. W przekrojach Zmyślonej Parzynowskiej stwierdzono występowanie dwóch pakietów tych osadów leżących na utworach czwartorzędowych oraz przegrodzonych i przykrytych nimi.

Pierwszy, dolny pakiet A został stwierdzony profilem Z-23. Składa się on z ilów szarobrazowych, tłustych, plastycznych. Czasem są to ily szarozielone lub niebieskawe z kremowymi smugami, a nawet jasnoczekoladowe z czarnymi smugami. Wiek ich nie jest określony ze względu na brak danych. Są podobne zarówno do ilów miocen-skich, jak i do pliocen-skich, jednak większość ich swym wykształceniem zbliżona jest do tych drugich.

Drugi, górny pakiet B stwierdzono w profilach M-XVII, Z-15, Z-18a. Dolną część pakietu stanowią ily zielonkawoszare lub zielonkawoniebieskawe z brunatnymi plamami i wkładkami ilów szarokremowych czy jasnoczekoladowych. Ily zielonkawe zawierają nieznaczną ilość kongrecji wapiennych. Górną część pakietu budują utwory nieco odmienne. U dołu, bezpośrednio na iłach opisanych wyżej, spoczywają ily jasnokremowe, typowe dla spągowej części formacji kwarcytowej. Ponad nimi leżą dwa horyzonty piasków pylastych przegrodzonych warstewką zielonkawych ilów; niższy horyzont zawiera kongrecje kwarcytowe dochodzące do wielkości pięści. Piaski te przykryte są szarymi i niebieskawymi iłami z wkładkami mułków.

Profil Z-18a znajduje się w pobliżu zawalonego szybiku, na którego hałdzie obok jasnokremowych ilów leżą piaski pylaste z drobnymi kongrecjami kwarcytowymi. W profilu jednak piasków tych nie stwierdzono; wychodzą one w powietrze na zachód od niego.

Oba pakiety przegrodzone są piaskami fluwioglacjalnymi i glinami zwałowymi, na których — przeważnie bezpośrednio — spoczywa pakiet górny.

Utwory neogeńskie pakietu górnego są częściowo zerodowane, co najwyraźniej widoczne jest w profilu Z-17, gdzie występuje zagłębienie wypełnione piaskami i żwirami.

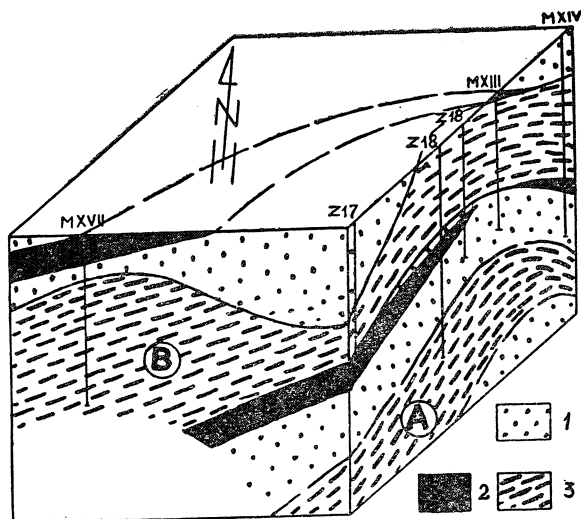
W strukturze Zmyślonej Parzynowskiej można wyróżnić nakładanie się trzech cykli glaciektonicznych:

Cykle pierwszy i drugi — to dwukrotne nasunięcia na siebie w postaci kier pakietu dolnego z czwartorzędownymi utworami osadzonymi na nim oraz pakietu górnego. Oba nasunięcia przypuszczalnie odbyły się bez sfałdowania poprzecznego.

Cykl trzeci — to sfałdowanie obu kier łącznie z przegradzającymi je utworami plejstoceńskimi w strukturę mniej więcej poprzeczną względem kierunku ich nasunięcia. Przypuszczalne końcowe stadium tworzenia się tej struktury zostało przedstawione na schematycznym blokdiagramie (fig. 11).

Fig. 11. Schematyczny blokdiagram antykliny Zmyślonej Parzynowskiej. 1 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 2 — gliny zwałowe; 3 — pakiety utworów neogénskich: A — dolny, B — górny

Fig. 11. Schématique blockdiagramme de l'anticlinal Zmyślona Parzynowska. 1 — sables et graviers fluvioglaciaux; 2 — argiles à blocs; 3 — séries de sédiments néogènes: A — inférieure, B — supérieure



Antyklina Zmyślonej Parzynowskiej posiada budowę dość skomplikowaną, co wyraźnie jest widoczne na planach strukturalnych spągu pakietu górnego i stropu pakietu dolnego (fig. 12) oraz planach poziomowych, sporządzonych w płaszczyznach na wysokościach + 200 i + 250 m n.p.m. (fig. 13).

Poza ogólną budową antyklinalną rzucają się w oczy podłużne ondulacje pakietu górnego widoczne w pobliżu profilów 76, Z-15 i Z-17. Ondulacje te wygasają ku górze i na kontakcie iłów zielonkawych i oliwkowych nie są już widoczne.

Pakiet dolny wykazuje już regularniejsze sfałdowanie. Być może nie uległ on, ze względu na większą głębokość występowania, tak intensywnemu pofałdowaniu. Brak zafałdowań drugiego rzędu w obrębie tego pakietu może być jednak spowodowany słabszym rozpoznaniem jego, ponieważ stwierdzony został tylko w czterech profilach, podczas gdy pakiet górny udokumentowany jest więcej niż dziesięcioma.

Oba pakiety zbliżają się do siebie na skrzydłach; piaski i żwiry fluwioglacjalne tworzą tu klin rozszerzający się ku dołowi, który w przekroju poziomym posiada kształt wygiętej soczewy. Wynika to zarówno z planów poziomowych, jak i z położenia warstwic planów strukturalnych (szczególnie warstwic + 240 i + 250 m n.p.m, które zbiegają się na skrzydłach i prawie pokrywają ze sobą).

Wydaje się, że gliny zwałowe przykrywające pakiet górny również wzięły udział w procesie fałdowania omawianej antykliny, co widoczne jest również na przekroju C — D (fig. 24).

Kierunki nacisku lodolodu w obu przypadkach nie były jednakowe. Przypuszczalnie oba lodowce, które spowodowały ponasuwanie pakietów,

posuwały się z północnego zachodu, kierunku prostopadłego do osi podłużnej Wzgórz Ostrzeszowskich. Sfałdowanie kier w antyklinę zapadającą dość stromo ku południowi, lub w kierunku zbliżonym, musiało być wywołane naciskiem idącym przypuszczalnie z północy. Wyniki obu nacisków nałożyły się na siebie i doprowadziły do powstania tak skomplikowanej struktury.

IV. Przekrój „Sobolizna” (fig. 14,15)

Przekrój „Sobolizna” znajduje się w obrębie przysiółka o takiej samej nazwie pomiędzy wsiami Parzynowem i Rogaszycami. W okresie międzywojennym eksploatowano tu oraz w sąsiednim Patrzychowie (lub Pietrzykowie) piaskowce kwarcytowe. Pierwsze profile usytuowano w pobliżu starych zrobów posuwając się następnie z pracami poszukiwawczymi ku południowi (w kierunku przysiółka Patrzychów) oraz ku północy.

W wyniku tych prac otrzymano szereg profilów, na podstawie których można było skonstruować 3 przekroje geologiczne (dwa z nich znajdują się na fig. 14). Pozwoliły one na dość dobre rozpoznanie struktury zbliżonej szeregiem cech do antykliny Zmysłonej Parzynowskiej.

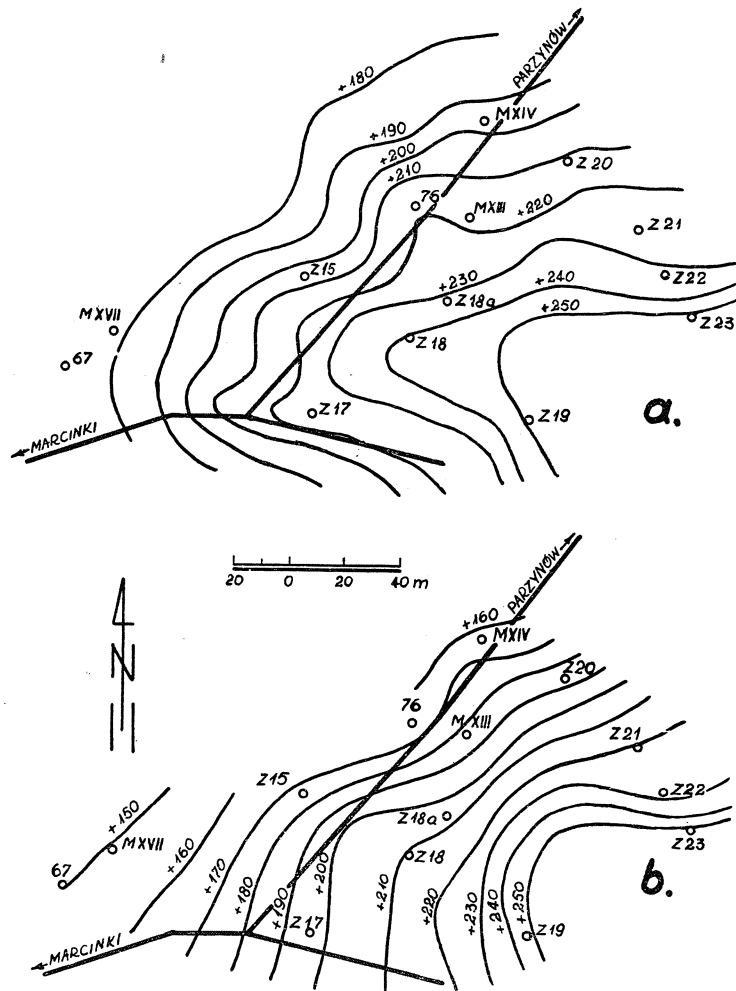


Fig. 12. Plany strukturalne antykliny Zmysłonej Parzynowskiej. a — spagu pakietu górnego; b — stropu pakietu dolnego. Warstwice podane w metrach nad poziomem morza. Rozmieszczenie przekrojów geologicznych jak na fig. 24

Fig. 12. Plans de structure de l'anticlinal Zmysłona Parzynowska, a — base de la série supérieure; b — toit de la série inférieure. Hauteur des isohypses en mètres au-dessus du niveau de la mer. Situation des coupes géologiques comme sur la fig. 24

Budują ją 2 pakiety utworów neogeńskich przedzielone glinami zwałowymi i piaskami fluwioglacjalnymi.

Pakiet I, występujący w północnym odcinku struktury, w części rozpoznanej zbudowany jest wymieniając od dołu z następujących osadów:

1. Piaski szare i szarozielonkawe, pylaste lub bardzo drobnoziarniste z lokalnymi partiami zsylikowanymi. W profilach 14 b i 20 osiągają około 10 m. Oba profile nie przebiły ich.

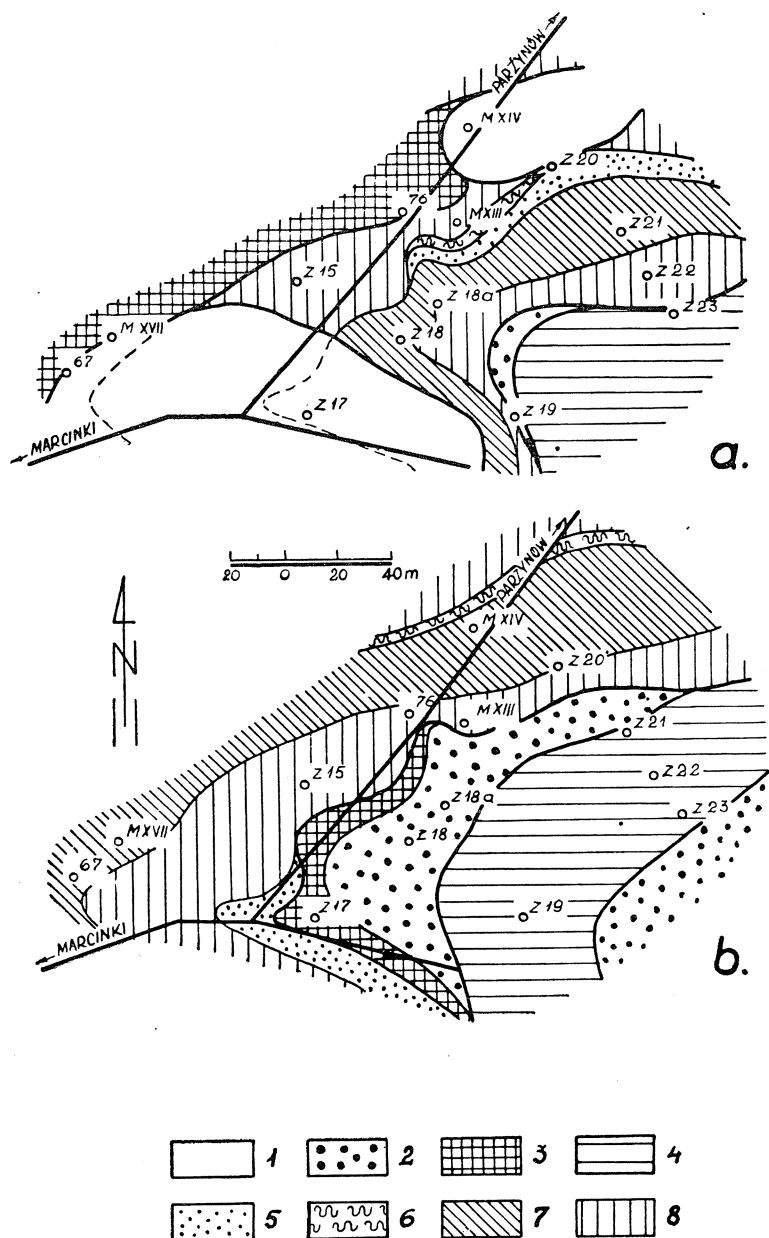


Fig. 13. Plany poziomowe antykliny Zmysłonej Parzynowskiej. a — poziom 250 m n.p.m.; b — poziom 220 m n.p.m. Czwartorzęd: 1 — piaski pokrywowe (nie biorące udziału w budowie struktury); 2 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 3 — gliny zwałowe. Neogen — pakiet dolny: 4 — iły zielonkawe i niebieskawe z przeławieniami mułków; pakiet górny: 5 — piaski; 6 — mułki; 7 — iły oliwkowe i czekoladowe; 8 — iły zielonkawe i niebieskawe

Fig. 13. Plans de l'anticlinal Zmysłona Parzynowska. a — niveau 250 m a.n.m., b — niveau 220 m a.n.m. Quaternaire: 1 — sables de la couverture; 2 — sables et graviers fluvioglaciaux; 3 — argiles à blocs. Néogène, série de fond: 4 — argiles verdâtres et bleuâtres stratifiés de silts; série supérieure: 5 — sables; 6 — silts; 7 — argiles olivâtres et bruns; 8 — argiles verdâtres et bleuâtres

2. Mułki szare i szarozielonkawe z brązowymi plamami będące osadem przejściowym pomiędzy poprzednią a następną warstwą. Miąższość ich waha się w granicach 3—7 m.
3. Iły brunatnozielonkawe z niebieskawymi smugami oraz iły niebieskawozielonkawe. Zawierają one liczne konkracje wapienne. Podrzednie występują w nich przeławicenia mułków żółtawoszarych, piasków bardzo drobnoziarnistych szarozielonkawych i szaroniebieskawych oraz iłów jasnoszarych (dwa ostatnie rodzaje osadów występują w profilach znajdujących się poza obszarem przedstawionym na fig. 15). Utwory te osiągnęły miąższość 15—20 m.
4. iły oliwkowe, jasnokawowe i szarokawowe, czarnobrunatne lub popielatozielonkawe z dwoma horyzontami piasków pylastych, jasnoniebieskawych i szarych w różnych odcieniach z partiami zsylikowa-

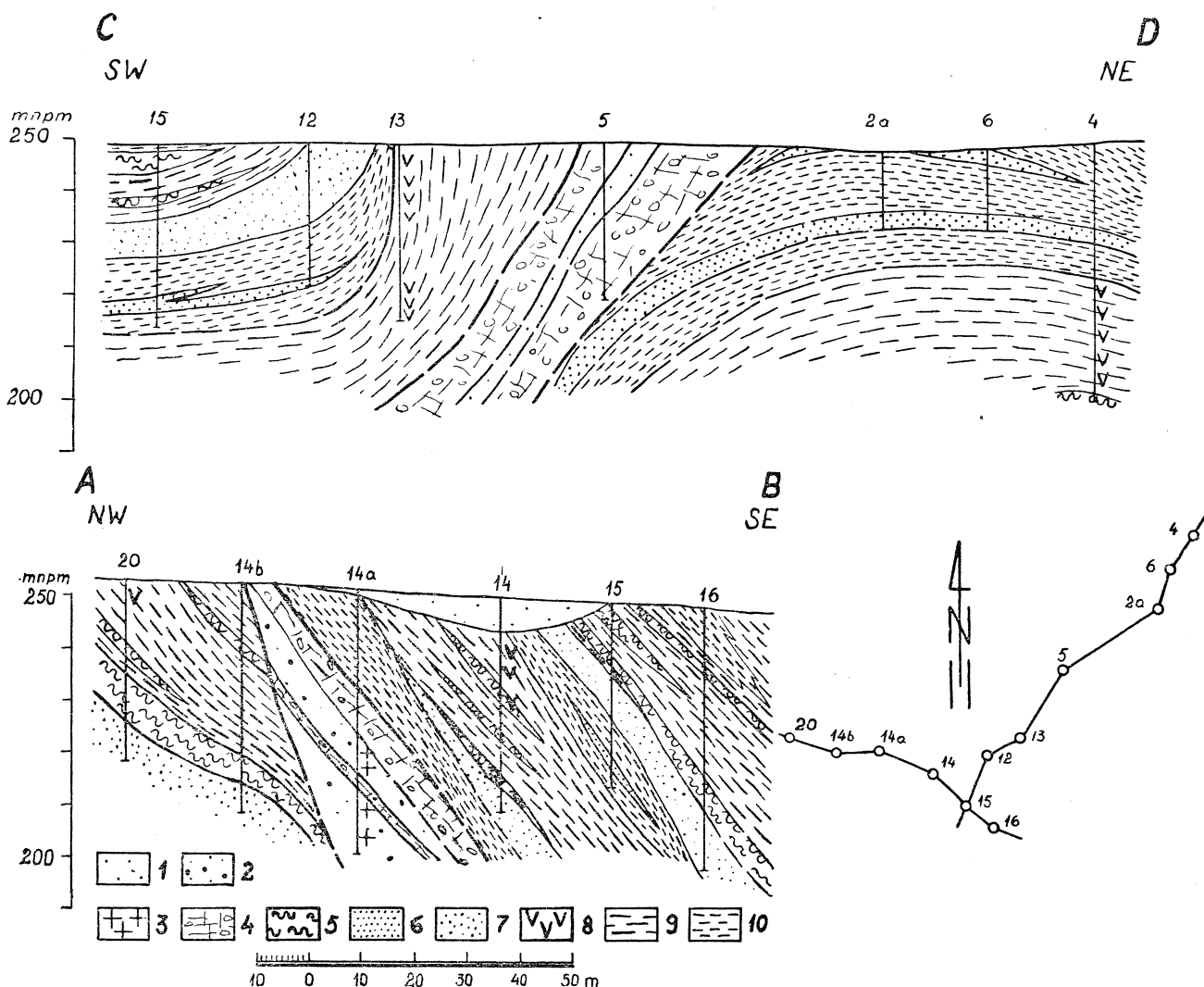


Fig. 14. Przekroje geologiczne przez strukturę Sobolizny. Czwartorzęd: 1 — piaski fluwioglacjalne; 2 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 3 — grube żwiry skał północnych; 4 — gliny zwałowe. Neogen: 5 — mułki; 6 — piaski przykwarcytowe; 7 — piaski; 8 — konkracje wapienne; 9 — iły zielonkawe i niebieskawe; 10 — iły oliwkowe i czekoladowe

Fig. 14. Coupes géologiques à travers de la structure de Sobolizna. Quaternaire: 1 — sables fluvioglaciaux; 2 — sables et graviers fluvioglaciaux; 3 — graviers grossiers des rochers scandinaves; 4 — argiles à blocs. Néogène: 5 — silts; 6 — sables; 7 — sables; 8 — concrétions calcaires; 9 — argiles verdâtres et bleuâtre; 10 — argiles olivâtres et bruns

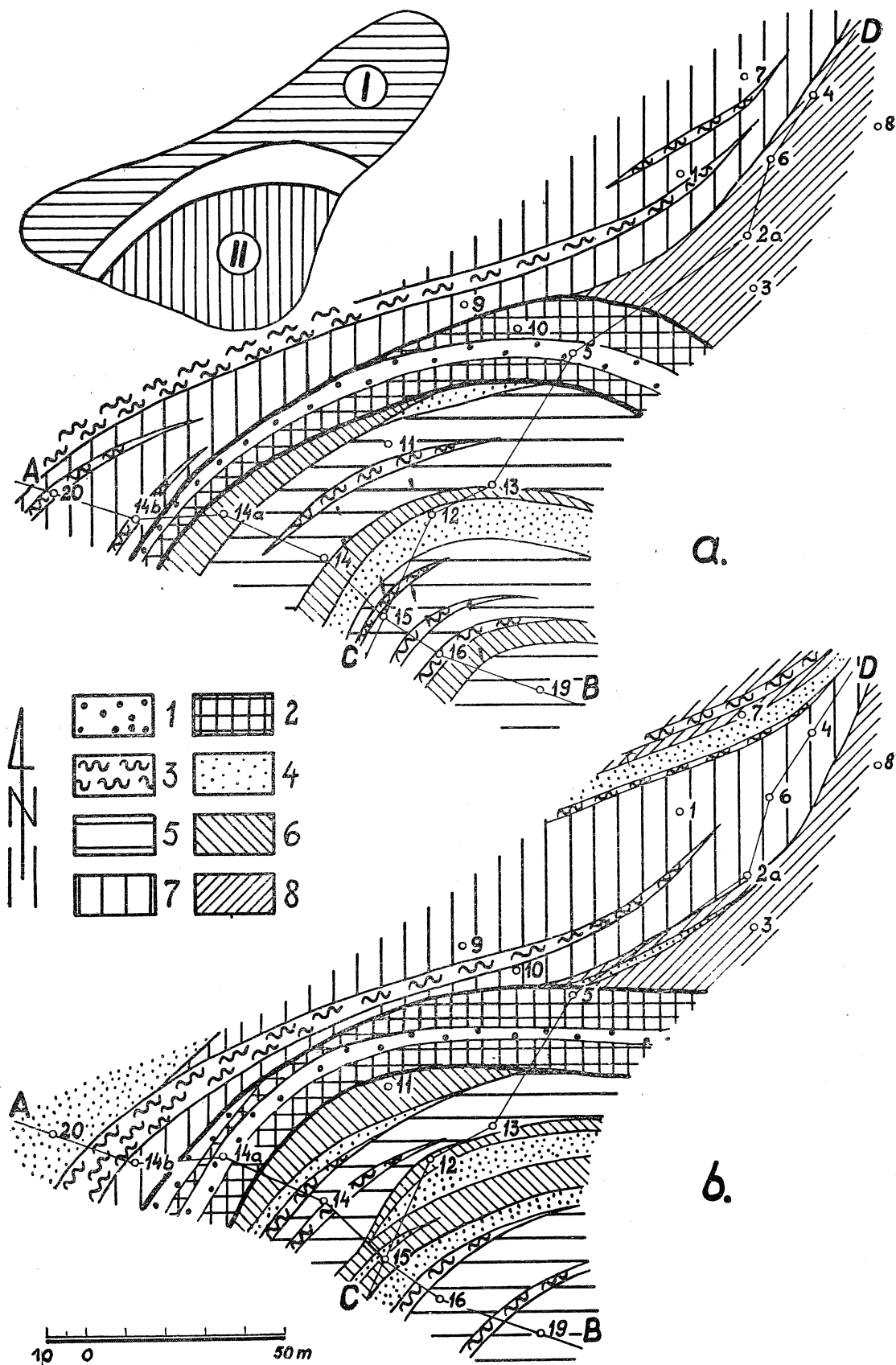


Fig. 15. Plany poziomowe struktury Sobolizny. a — poziom 240 m n.p.m.; b — poziom 220 m n.p.m. Czwartorzęd: 1 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 2 — gliny zwałowe. Neogen: 3 — mułki; 4 — piaski; 5 — iły zielonkawe i niebieskawe pakietu II; 6 — iły oliwkowe i czekoladowe pakietu II; 7 — iły zielonkawe i niebieskawe pakietu I; 8 — iły oliwkowe i czekoladowe pakietu I

Fig. 15. Plans de la structure de Sobolizna. a — niveau 240 m a.n.m.; b — niveau 220 m a.n.m. Quaternaire: 1 — sables et graviers fluvioglaciaux; 2 — argiles à blocs. Néogène: 3 — silts; 4 — sables; 5 — argiles verdâtres et bleuâtres de la série II; 6 — argiles olivâtres et bruns de la série II; 7 — argiles verdâtres et bleuâtres de la série I; 8 — argiles olivâtres et bruns de la série I

nymi w spągu. Kompleks ten w rozpoznanej części osiąga grubość około 30 m. Strop tych utworów nie jest znany.

Pakiet II, przedzielony od pakietu I dwiema warstwami o grubości 7—12 m każda glin zwałowych z 2—4 metrową warstwą piasków pomiędzy nimi, stanowi bardziej urozmaicony pod względem litologicznym kompleks osadów.

Począwszy od najniżej leżących warstw można tu wydzielić:

1. Iły kremowe, szarokremowe lub czekoladowe osiągające miąższość 5—10 m.
2. Piaski bardzo drobnoziarniste, niebieskawe o charakterze piasków kurzawkowych występujące w postaci soczewki o grubości do około 5 m.
3. Iły zielonkawoniebieskawe lub żółtawobrunatne z konkrecjami wapiennymi i soczewkami o grubości do 1—2 m mułków o takim samym zabarwieniu jak otaczające je iły. Kompleks ten przypomina wykształceniem litologicznym niższą część pakietu I. Osiąga on grubość 15—20 m.
4. Iły brunatne z soczewką o miąższości dochodzącej do 2—3 m brunatnych piasków pylastych z licznymi konkrecjami kwarcytowymi i sporadycznie występującymi otoczkami kwarcu. Iły te ku górze przechodzą w iły oliwkowe, oliwkowostalowe i szaroniebieskawe. Grubość tych osadów wynosi 8—18 m.
5. Piaski szare, szarżółte lub szarobrunatne bardzo drobnoziarniste zawierające nieliczne okruchy zwęglonego drzewa.
6. Iły żółtobrunatne z niebieskimi, czerwonymi lub stalowoszarymi plamami zawierające nieliczne konkrecje wapienne. Wśród ilów występują przeławicenia i soczewki mułków o takim samym jak i one zabarwieniu i miąższości dochodzącej do 2—3 m.
7. Iły szarokremowe lub kremowe ze stalowoszarymi smugami.

Przy obserwacji utworów neogeńskich struktury Sobolizny rzuca się w oczy pewna cykliczność sedymentacyjna, wyrażająca się następującą sekwencją osadów rozpoczynając od najstarszych:

1. Piaski szare niekiedy kurzawkowe,
2. Iły zielonkawoniebieskawe z soczewkami i przeławiczeniami mułków,
3. Iły oliwkowoczekoladowe z soczewkami pylastych piasków przykwarcytowych.

Analogiczne następstwo warstw można prześledzić również i w innych przekrojach, choć niekiedy cykl taki może być niepełny np. w strukturze Celinki (fig. 22 przekroje C—D i E—F), czy Zmyślonej Parzynowskiej (fig. 24 przekroje C—D i E—F).

Jak wynika z przekrojów geologicznych (fig. 14) i planów poziomych na wysokościach +220 i +240 m n.p.m. (fig. 15), struktura Sobolizny jest stromo ustawioną — pod kątem 50—55° — krą utworów neogeńskich (pakiet II) spoczywającą na glinach zwałowych i piaskach fluwioglacjalnych przykrywających utwory neogeńskie przypuszczalnie posiadające połączenie z podłożem (pakiet I). W obrębie obu serii obserwuje się zupełnie odmienny sposób sfałdowania. Pakiet I sfałdowany został w dość stromą strukturę o typie antyklinalnym zapadającą ku południowemu wschodowi i wygiętą łukowato ku północnemu zachodowi. O tego rodzaju sfałdowaniu świadczy najlepiej przebieg granic pomiędzy ilami zielonkawoniebieskawymi a ilami oliwkowoczekoladowymi, która na obu planach poziomowych przebiega prawie w tym samym miejscu.

Kra neogeńska (pakiet II) zapada w tym samym kierunku, lecz tworzy łagodną formę synklinalną o upadzie stopniowo malejącym w miarę oddalania się od strefy zetknięcia się obu struktur. Odmienny charakter sfałdowania obu pakietów wyraźnie widoczny jest na planach poziomowych (fig. 15). Jedynie w południowo-zachodniej części obie struktury posiadają ten sam kierunek sfałdowania.

Gliny zwałowe wraz z przegradzającymi je piaskami dostosowują się do kierunku sfałdowania kry.

Analiza budowy struktury Sobolizny doprowadza do wniosku, że powstanie jej odbyło się przypuszczalnie w trzech etapach:

1. Sfałdowanie pakietu I w płaskie siodło i przechylenie jego osi ku południowemu wschodowi.

2. Odkłucie bądź oderwanie od podłoża, przypuszczalnie z najbliższego otoczenia ze względu na takie samo następstwo warstw i zbliżone ich miąższości, pakietu II i nasunięcie go na utwory plejstocénskie dzielące obecnie oba pakiety.

3. Sfałdowanie pakietu II w formę synklinalną.

Nie świadczy to oczywiście o kilku fazach transgresji lądolodu, co widoczne jest w strukturach Celinki i Zmyślonej Parzynowskiej. Wszystkie trzy etapy fałdowania mogły się odbyć w stosunkowo krótkim czasie (np. w czasie jednego stadiału). Wydzielenie wyżej podanych etapów ma tylko na celu zobrazowanie mechaniki powstania tego rodzaju struktur.

Sądząc z ułożenia obu pakietów kierunek posuwania się lodowca był z północnego zachodu, to znaczy taki sam, jakie dają się zrekonstruować we wszystkich większych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Ostrzeszowskich.

V. Przekrój „Marcinki” (fig. 16)

Przekrój ten zlokalizowany jest w strefie garbu Lubliniec — Ostrów Wlkp. w miejscu, gdzie występuje on stosunkowo płytko pod powierzchnią terenu (na głębokości około 140 m). Po zredukowaniu tej cyfry ze względu na zwiększenie grubości osadów neogeńskich na skutek spiętrzenia glacitektonicznego głębokość pogrzebanej powierzchni podłoża neogenu pod powierzchnią terenu w czasie nasuwania się lądolodu stadium Warty wynosiła około 100 m.

W przekroju „Marcinki” występują dwie serie utworów neogeńskich przedzielone osadami plejstocénskimi. Najniżej leżący kompleks osadów neogeńskich ilustruje profil A-III-M. Wyżej leżące warstwy zostały stwierdzone w profilu A-I-M; A-II-M jest jedynie częściowym powtórzeniem i uzupełnieniem osadów w nich występujących.

Od dołu można tu wyróżnić:

1. Iły zielonkawoniebieskawe lub brunatnawe, żółtawe, niekiedy żółto-brunatnawe albo szarobrazowe. Trafiają się w nich przeławicenia iłów popielatostalowych z rdzawymi plamami lub szarych z jaśniejszymi i ciemniejszymi plamami. Iły te w górnej części zawierają konkretje wapienne. Grubość całego kompleksu iłów przekracza 20 m, ponieważ profil A-III-M. nie doszedł do ich spągu.
2. Iły jasnoczekoladowe, ciemno lub stalowoszare, kremowe i szarokremowe, typowe iły „spągowe” piasków przykwarcytowych. Osiągają one miąższość 5 — 6 m.
3. Pył kwarcowy biały, jasnokremowy, bardzo twardy, tzw. „spiek”. Występuje on w postaci warstewki lub soczewki o miąższości nie przekraczającej 1 m.

4. Iły zielonkawoniebieskawe i żółtobrunatnawe z niebieskimi plamami podobne do znajdujących się w najniższej części profilu, lecz bez konkrecji wapiennych.

Na tym kończy się kompleks osadów neogeńskich. W ich stropie leżą już utwory lodowcowe złożone z szarych, wapnistych i piaszczystych glin zwałowych zawierających otoczaki skał krystalicznych pochodzenia skandynawskiego o średnicach dochodzących do 7 cm. Gliny te przedzielone są 2,5 — 3 metrową warstwą piasków szarych, średnioziarnistych i wapnistych. Osady te osiągnęły sumaryczną miąższość wynoszącą 8 — 10 m.

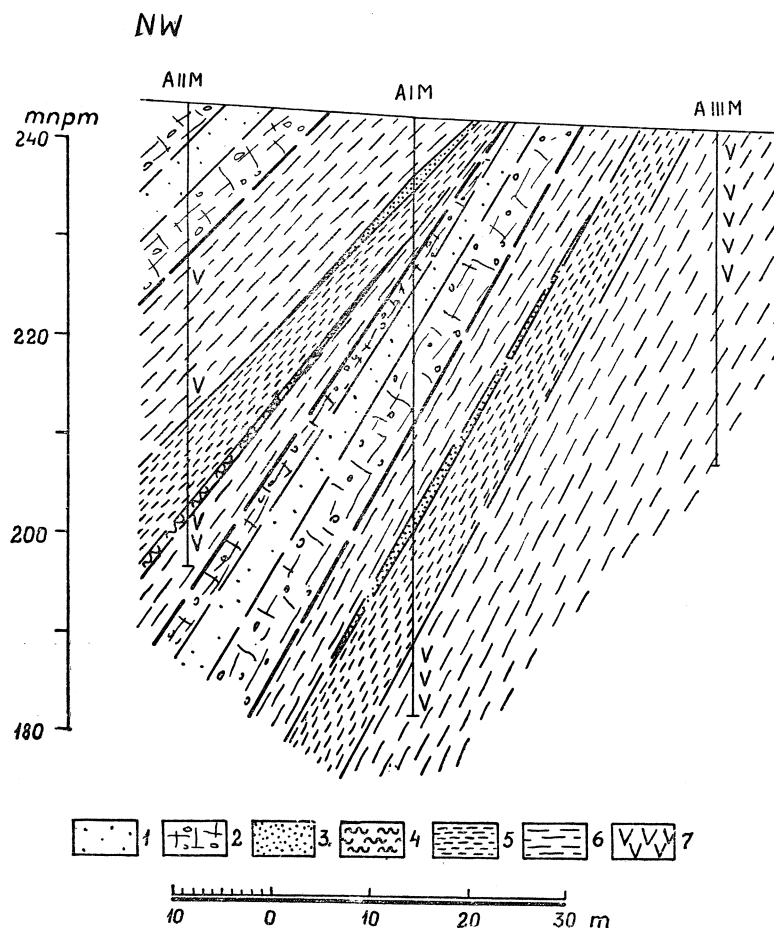


Fig. 16. Przekrój geologiczny „Marcinki”. Czwartorzęd: 1 — piaski; 2 — gliny zwałowe. Neogen: 3 — piaski przykwarcytowe; 4 — mułki; 5 — iły oliwkowe i czekoladowe; 6 — iły zielonkawe i niebieskawe; 7 — konkrecje wapienne lub wapnistość

Fig. 16. Coupe géologique „Marcinki”. Quaternaire: 1 — sables; 2 — argiles à blocs. Néogène: 3 — sables; 4 — silts; 5 — argiles olivâtres et bruns; 6 — argiles verdâtres et bleuâtres; 7 — concrétions calcaires ou calcifères

Wyżej występuje kompleks utworów neogeńskich przypominających wykształceniem litologicznym osady leżące poniżej glin zwałowych z tą tylko różnicą, że pomiędzy najniższymi leżącymi iłami a iłami „spagowymi” występuje soczewka mułku szarego z zielonkawym odcieniem cienko warstwowanego, a zamiast pyłów kwarcowych przykrywających iły „spagowe” występują szare, drobnoziarniste piaski zawierające konkrecje kwarcytowe o średnicach dochodzących do 3 cm. Utwory te na wychodniach były eksploatowane w nieczynnych dziś i zawalonych wyrobiskach odkrywkowych, przeto istnieje możliwość, że niektóre partie tych piasków były silniej zsylikowane.

Ponad nimi, tak samo jak w niższej części profilu, występują ily zielonkawe i niebieskawe, zawierające jednak konkretne wapienne. Wyższa część profilu również kończy się utworami plejstocenskimi złożonymi z dwóch warstw szarej, wapnistej gliny zwałowej z otoczkami skał krystalicznych. Obie warstwy dzielą bardzo drobnoziarniste, jasnożółtawe piaski.

Jak już zaznaczyłem poprzednio, przekrój „Marcinki” znajduje się w strefie, gdzie podłoże mezozoiczne znajduje się stosunkowo płytko. Spowodowało to silne zdyslokowanie utworów neogeńskich i przykrywających je glin zwałowych, rozerwanie kompleksu osadów przypuszczalnie miocenskich (ze względu na występowanie w nich iłów „spagowych” i piasków przykwarcytowych) i nasunięcie ku południowemu wschodowi oderwanej od podłoża kry (wyższa część profilu) na osady miocenske glaukitektonicznie zaburzone, lecz nie oderwane i zapewne od podłoża (niższa część profilu).

Dlatego w opisywanym przekroju mamy do czynienia z powtórzeniem dwóch takich samych kompleksów osadów o zbliżonych miąższościach i ułożonych w takiej samej kolejności.

Utwory neogeńskie podłoża (?) i kry zapadają pod dość stromym kątem wynoszącym 60° ku północnemu zachodowi, to znaczy w kierunku, z którego posuwał się lodowiec stadium Warty.

VI. Przekrój „Miechów” (fig. 5).

Na zachód od wsi Miechów, położonej około 6 km na SE od Sycowa, stwierdzono występowanie kwarcytów oraz towarzyszących im utworów piaszczysto-pylastych należących do miocenu. Kwarcyty te były przed wojną przedmiotem eksploatacji; udostępniane były metodą odkrywkową w wyrobisku znajdującym się przy drodze prowadzącej do lasu w odległości około 1,5 km od wsi.

W celu stwierdzenia warunków geologicznych założono w tym rejonie kilka wierceń oraz wykonano liczne prace ziemne (wkopy i rowy poszukiwawcze pogłębione ręcznymi wierceniami do 4,5 m tak, że pełny profil wynosił 6 — 8 m).

Przekrój „Miechów” leży już poza obrębem Wzgórz Ostrzeszowskich w odległości około 3 km od ich południowej granicy wyznaczonej w przybliżeniu warstwicą 200 m n.p.m. Najbliższe jego okolice odznaczają się już odmienną morfologią. Brak tu takich deniwelacji, jakie spotyka się w obrębie Gór Kocich. Ukształtowanie powierzchni jest już znacznie spokojniejsze, urozmaicone tylko nieznacznymi wzniesieniami moreny dennej o wysokościach względnych nie przekraczających 10 — 15 m. Brak tu również wyraźnych zjawisk galkitektonicznych poza występowaniem małych kier lodowcowych wśród utworów czwartorzędowych.

Dwa z ośmiu profiliów stwierdziły występowanie utworów neogeńskich (B-I-M — kwarcyty; B-VIII-M — piaski pylaste i piaski równoziarniste). Poza tymi profilami liczne wkopy (ponad 15) stwierdziły występowanie płytko pod utworami czwartorzędowymi lub bezpośrednio pod glebą osadów neogenu na powierzchni około 2 ha. Wszędzie pod nimi znajdują się bądź piaski fluwioglacjalne, bądź gliny zwałowe.

Jak wykazały prace poszukiwawcze, „kwarcyty” i piaski towarzyszące im nie znajdują się in situ, lecz stwarzają krę lodowcową leżącą na glinach zwałowych moreny dennej, przypuszczalnie zlodowacenia środkowopolskiego. Nie jest to jednolita kora, lecz porozrywany płat o przeciętnej grubości około 5 m. Poza nią w najbliższej okolicy w rowach

przeciwczołgowych występują utwory neogeńskie, otoczone i podścielone przypuszczalnie osadami plejstocеныskimi ze względu na dość dużą głębokość występowania utworów neogeńskich in situ (w profilu B-VIII-M na głębokości około 40 m). Wynika z tego, że kra miechowska nie jest odosobniona i towarzyszą jej większe lub mniejsze kry w analogicznych warunkach geologicznych.

Utwory neogeńskie Wzgórz Ostrzeszowskich stanowią w większości morenę wyciśnięcia lądolodu stadium Warty. Występowanie w starszej morenie kier tych utworów może sugerować dalszy zasięg strefy zaburzonej glacitektonicznie, niż to jest w rzeczywistości.

Z tego rodzaju zjawiskiem można się spotkać w okolicy Miechowa, gdzie starsza morena z krami neogenu (odsłoniętymi w rowach przeciwczołgowych na zachód od wsi) interpretowana była jako dalsza część moreny wyciśnięcia Wzgórz Ostrzeszowskich (Cz. P a c h u c k i — 1952). Właściwa strefa moren wyciśnięcia zaczyna się dopiero około 1 km na północny zachód od przekroju „Miechów” (porównaj fig. 6) w obrębie wzgórz Ślizowa (wieś położona około 4 km na południe od Sycowa).

G l a c i t e k t o n i k a p o w i e r z c h n i o w a

Zjawiska glacitektoniczne widoczne są również i na powierzchni wśród utworów neogeńskich i plejstocеныskich, co pozwala na bezpośrednie obserwacje.

VII. Cegielnia „Budy” k. Ostrzeszowa

Na największej przestrzeni dyslokacje glacialne odsłonięte są w wyrobisku cegielni „Budy” k. Ostrzeszowa. Występują tu ropy i piaski pliocenyckie oraz żwiry i piaski fluwioglacjalne silnie zaburzone działalnością lodowca.

U wylotu wkopu prowadzącego z wyrobiska cegielnianego do zakładu w ścianie glinianki odsłania się 2 — 3-metrowa ławica białych, drobnoziarnistych piasków kwarcowych ustawiona prawie pionowo; po obu stronach kontaktują z nią ropy zielonkawoczerwone, typowe ropy „płomienne” Tabl. XXIV (fig 3, 4). W tymże wkopie, lecz nieco bliżej ku zakładowi, widoczne są piaski i żwiry fluwioglacjalne kontaktujące prawie pionowo z wyżej opisanymi utworami pliocenyckimi (Tabl. XXIV fig. 4). Warstwowanie piasków i żwirów podkreślone zostało naprzemianległością drobnej i grubej frakcji zachowujących się odmiennie pod wpływem czynników erozyjnych; ziarna drobniejsze zostały wymyte, grubsze natomiast, czasami zlepione substancją limonityczną, przez jakiś czas zachowują jeszcze pierwotną teksturę skały.

Po przeciwnej stronie wkopu widoczne są te same piaski i żwiry dość stromo ustawione zaburzone nieco kriogenicznie Tabl. XXV (fig. 5).

VIII. Odkrywka w północnym zboczu Kobylej Góry

U północnego podnóża Kobylej Góry około 1 km na wschód od szczytu przy drodze odsłaniają się drobne żwiry fluwioglacjalne wykazujące silne zaburzenia glacitektoniczne wyrażające się stromym, wynoszącym około 80°, kątem zapadania (Tabl. XXV fig. 6). Niestety odkrywka jest mała i nie można tego elementu prześledzić na większej przestrzeni. Naprzemianległość piasków i żwirów oraz regularne warstwowanie wykluczają tu zaburzenia mrozowe.

IX. Wzgórze Taborek

Zjawiska glacitektoniczne występują również w piaskach na wzgórzu Taborek koło wsi Olszyna, gdzie drobnoziarniste piaski zostały prawie

pionowo ustawione Tabl. XXV (fig. 7). Nie jest to tak wyraźne jak w innych miejscach, lecz glacitektoniczny charakter zaburzenia nie ulega wątpliwości.

X. Cegielnia w Słupi k. Sycowa (fig. 17).

W południowym krańcu Wzgórz Ostrzeszowskich glacitektonika na powierzchni dobrze widoczna jest w wyrobisku cegielni w Słupi położonej około 5 km od Sycowa przy szosie Syców-Kępno. Odsłaniają się tu iły neogeńskie, podobne do zaliczonych przez J. Gołąba (1951) do sarmatu, otulone płaszczem utworów plejstocentrycznych składających się z piasków, żwirów, glin oraz iłów zastoiskowych. Utwory te zostały wychylone z pierwotnego położenia na skutek nacisku lodowca. Z kierunku nachylenia warstw można wnioskować, że lodowiec na tym odcinku musiał

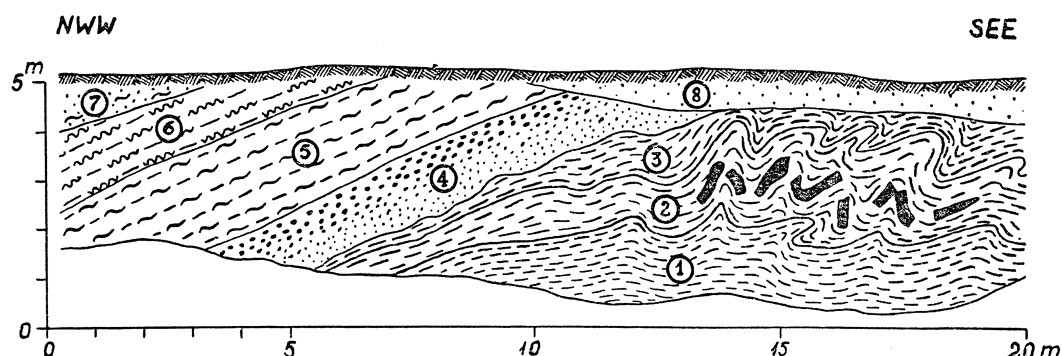


Fig. 17. Odkrywka cegielni w Słupi. Neogen: 1 — iły jasnoszare z gipsem; 2 — iły ceglaste z warstewkami żelaziaka ilastego; 3 — iły niebieskawoszare. Czartorzęd: 4 — żwiry i piaski; 5 — glina wapnista, brązowoszara bez materiału eratycznego; 6 — iły zastoiskowe; 7 — piaski gliniaste, brązowe; 8 — piaski drobnoziarniste, żółte, sypkie

Fig. 17. Affleurement de la briqueterie à Słupia. Néogène: 1 — argiles gris-clair avec gypse; 2 — argiles couleur brique avec de minces couches ferrugineux et argileux; 3 — argiles bleu-gris. Quarternaire: 4 — graviers et sables; 5 — terre glaise calcifère, grise brune sans sédiments ératiques; 6 — argiles de tourbier; 7 — sables argileux, bruns; 8 — sables fins, jaunes, friables

posuwać się z NWW na SEE, gdyż w tym kierunku obserwuje się nachylenie drobnych fałdów w obrębie iłów. Kierunek ten jest prostopadły do osi Wzgórz na tym odcinku, co nie stanowi sprzeczności z ich ogólnym przebiegiem z SW na NE.

Zaburzenia w cegielni „Słupia” nie są intensywne, ograniczają się do lekkiego sfaldowania iłów i poprzerywania warstewki żelaziaka ilastego w nich występującego. Wysokość fałdów nie przekracza 0,5 m. W utworach plejstocentrycznych nacisk lodowca wywołał tylko wychylenie ich z pierwotnego położenia.

Osady miocentryczne w Słupi przypuszczalnie znajdują się in situ; posiadają one połączenie z szerokim pasem iłów neogeńskich występujących pomiędzy omawianą odkrywką a Sycowem (fig. 9). Powierzchnia podczwartorzędowa zapada tu ku zachodowi osiągając w profilu Syców (1) +114,0 m n.p.m. Odkrywka cegielni w Słupi znajduje się na wysokości około +220 m n.p.m. Różnica wysokości pomiędzy nią a powierzchnią neogenu w Sycowie wynosi nieco powyżej 100 m. Wynikła ona z glacitektonicznego spiętrzenia utworów neogeńskich w tym rejonie.

WNIOSKI

Utwory neogeńskie w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich rozmieszczone są w dość charakterystyczny sposób: leżą w pasie przechodzącym przez ich najwyższe punkty. Również przebieg kier i większości elementów fałdowych układu się mniej więcej w kierunku równoległym do osi Wzgórz.

Skłoniło to J. Gołąba (1951) do postawienia tektonicznej hipotezy budowy tego regionu, dopatrując się w odizolowanych krach normalnych elementów fałdowych przykrytych jedynie utworami czwartorzędowymi i dlatego niewidocznych na powierzchni. Spowodowane to zostało nieznaną głębszą budową geologiczną ze względu na prawie zupełny brak wierceń.

Tak regularne występowanie utworów neogeńskich w liniach mniej więcej równoległych do siebie spowodowane zostało całkiem innymi przyczynami. Utwory neogenu należy w większości wypadków traktować jako porwaki lodowcowe złożone w strefie czołowej kolejnych faz zlodowacenia stadium Warty i przełałdowane wraz z utworami plejstoceniowymi. Rozmieszczenie ich na liniach przebiegających w przybliżeniu z południowego zachodu na północny wschód wyznacza południową granicę zasięgu tych faz.

Głębokość, do jakiej sięgnęły odkształcenia glacitektoniczne nie jest znana, gdyż nie nawiercono (poza otworem w Olszynie Dolnej) podłoża plejstocenu z wyraźnymi odkształceniami. W rdzeniach otworu wiertniczego w Olszynie Dolnej prof. dr A. Tokarski w utworach mezozoicznych na głębokości około 210 m obserwował upady $15-20^\circ$, a nawet większe, zmniejszające się ku dołowi do $3-5^\circ$ utrzymujących się aż do dna odwiertu. Zwiększenie upadów w górnej części profilu tłumaczy on odkształceniami glacitektonicznymi (wiadomość ustna).

Obserwowane zjawiska glacitektoniczne występują w obrębie kier, więc nie sięgają zbyt głęboko. Według danych z literatury wiadomo, że odkształcenia takie mogą sięgać i do 200 m. Na przykład w okolicach Zielonej Góry, gdzie „wyniki wierceń w poszukiwaniu węgla... wskazują, że zaburzenia wywołane przez lodowiec sięgają do 200 m głębokości”, i dalej „podobne zjawiska znamy z szeregu wierceń wykonanych w okolicy Głogowa, gdzie różnice wzniesień wahają się od 73 m n.p.m. w pradolinie Odry do 230 m n.p.m. na grzbietach wzgórz” (Cz. Pachucki — 1952, str. 362), J. Zwierzycki (1949) podaje, że wśród sfałdowanych glacitektonicznie pokładów węgla brunatnego „synkliny poszczególnych fałdów sięgają do 150 m głębokości. W tym wypadku należy przyjąć, iż pewna część węglonośnego miocenu wraz ze starszym pokryciem dyluwialnym przymarzła do lodowca i brała udział w posuwaniu się naprzód” op. cit. str. 25 — 26.

Nie ma podstaw do przypuszczenia, by w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich wielkości te były mniejsze, zważywszy stopień zaawansowania glacitektonicznego dostępny dla pośrednich lub bezpośrednich obserwacji.

Rozmieszczenie stref moren wyciśnięcia wschodniej części Kocich Gór wykazuje do pewnego stopnia na zależność od ukształtowania powierzchni podłoża mezozoicznego (fig. 2). Istnieje przypuszczenie, że zależność ta nie jest przypadkowa.

Na obszarze pomiędzy Trzebnicą a Ostrzeszowem znajduje się brze-

gowisko wielkiego śródlądowego zbiornika trzeciorzędu niżowego. Brzegi tego zbiornika są dość urozmaicone, tworzą liczne zatoki. Dno jego ku wschodowi podnosi się osiągając w okolicy Trzebnicy wartości pomiędzy — 100 a — 50 m wysokości bezwzględnej, a koło Sycowa, Kępna i Ostrzeszowa — powyżej 50 m npm.

Na tym obszarze występuje kilka jednostek morfologicznych różniących się od otoczenia bardziej skomplikowaną budową tektoniczną. Są to idąc od wschodu ku zachodowi:

I — Pasma ostrzeszowsko-mikstackie, II — Łuk Sycowski, III — pasmo Goszcz-Międzybórz, IV — łuk twardogórski, V — łuk trzebnicki. Jednostki II — V zostały opisane przez Cz. Pachuckiego (1952). Wschodnia część łuku sycowskiego oraz pasmo ostrzeszowsko-mikstackie tworzą Wzgórza Ostrzeszowskie.

Uzależnienie przebiegu tych jednostek od ukształtowania powierzchni podłoża neogenu widoczne jest jedynie w dwóch pierwszych łukach. Szczególnie wyraźnie zaznacza się ugięcie czoła moreny wyciśnięcia na garbie mezozoicznym, w okolicy Mielęcina (4). Czoło moreny spiętrzenia cofa się tu i przyjmuje bieg wymuszony przez wzniesienie tworzące pewnego rodzaju przeszkodę (choć bardzo łagodnie nachyloną) przypuszczalnie mającą do pewnego stopnia wpływ na ukształtowanie strefy zaburzeń glacitektonicznych. Jeszcze większa zależność tego rodzaju widoczna jest w przebiegu łuku sycowskiego (II). Łądolód natrafił tu na zatokę, do której wpadała rzeka zasilająca zbiornik ostrzeszowski. Przebieg moreny spiętrzenia dostosował się do istniejącego obniżenia w sztywnym podłożu — czoło jej, analogicznie jak w okolicy Mielęcina, lecz w przeciwnym kierunku, zatacza łuk otwarty ku północy.

W pasmie Goszcz-Międzybórz (III) zależność ta już nie jest tak widoczna; jedynie jego wschodnia część dostosowuje się w pewnym stopniu do istniejącej rzeźby podłoża. Zachodnia część, pod którą powierzchnia podłoża neogenu znajduje się już na głębokości 150 — 200 m (pod 100-metrową warstwą neogenu) posiada już własny, równoleżnikowy przebieg charakterystyczny dla pozostałych części Gór Kocich.

Wynikają z tego następujące wnioski:

1. Dla powstania moren spiętrzonych nie są potrzebne przeszkody w podłożu, ruch mas skalnych dokonuje się wyłącznie pod wpływem ciężaru i nacisku czoła łądolodu na luźne osady, po których się posuwa. Ruch tych mas odbywa się w kierunku najmniejszych obciążeń, to znaczy przed czoło lodowca. Mechanizm tego zjawiska przypomina wyciskanie gruntu spod źle posadowionego fundamentu. Tego rodzaju zjawiska obserwowane były na Szpicbergenie, gdzie rozmiary powstałych struktur glacitektonicznych dorównują wielkości spiętrzeń występujących w obrębie stref zaburzonych w czasie plejstocenu na ziemiach polskich (Cz. Pachucki 1952). Schematyczny przekrój przedstawiony na fig. 18 obrazuje przypuszczalny przebieg tworzenia się moreny wyciśnięcia Wzgórz Ostrzeszowskich. Przekrój ten jest znacznie przewyższony (około 17 razy), dzięki czemu południowe zbocze zbiornika ostrzeszowskiego wydaje się dość strome; w rzeczywistości jest ono łagodnie opadającą powierzchnią o nachyleniu nie przekraczającym 1° .
2. W wypadku natrafienia na przeszkodę, nawet pogrzebaną na nie zbyt wielkich głębokościach, zjawiska glacitektoniczne potęgują się, a przebieg czoła moreny wyciśnięcia dostosowuje się w pewnym stopniu do

uksztaltowania powierzchni podłoża. Nie musi to być przeszkoda o stromych stokach; wystarczy nieznaczne pochylenie zbocza, jak ma to miejsce w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich. Oczywiście czoło lodolodu musi się zatrzymać w obrębie tej przeszkody. Z chwilą gdy czoło jego przesunie się stosunkowo szybko ponad nią, struktury takie mogą nie powstać.

3. Przeszkody w podłożu mają wpływ na przebieg zaburzeń glacytektonicznych tylko w tym wypadku, gdy znajdują się na głębokościach nie większych niż 100 — 150 m.

W obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich można wydzielić kilka typów struktur:

1. Obalone antykliny, przypuszczalnie odkorzenione i dość daleko ponasuwane na przedpole. Struktura Celinki jest przykładem takich zaburzeń.

Tego rodzaju dyslokacje można dziś obserwować w czołowych partiach lodowców stref polarnych. Fig. 19 wykonana na podstawie fotografii doc. dra St. Siedleckiego, przedstawia podobną strukturę, choć

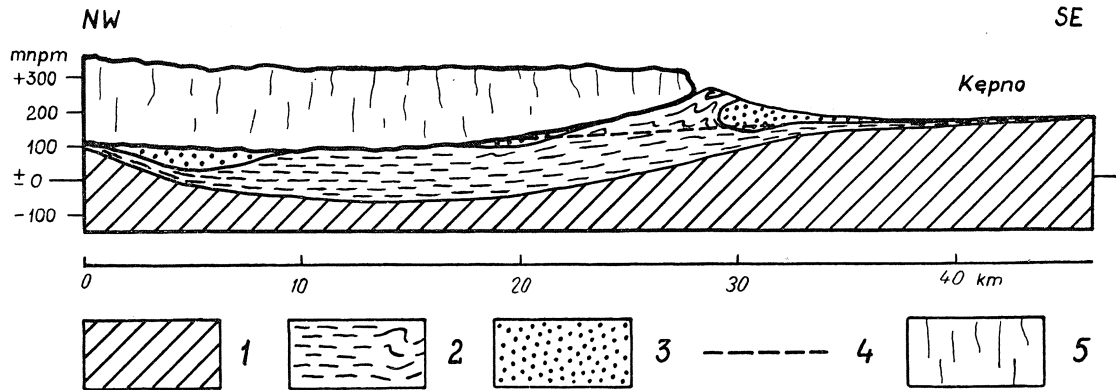


Fig. 18. Schematyczny przekrój przez Wzgórza Ostrzeszowskie w czasie ich powstawania. 1 — podłoże mezozoiczne; 2 — neogen; 3 — plejstocen; 4 — pierwotny strop utworów neogeńskich; 5 — lodolód stadium Warty

Fig. 18. Coupe schématique à travers les Monts d'Ostrzeszów au temps de leur formation. 1 — sous-bassement mésozoïque; 2 — Néogène; 3 — Pléistocène; 4 — toit primaire des sédiments néogènes; 5 — glacier dans le stade de Warta

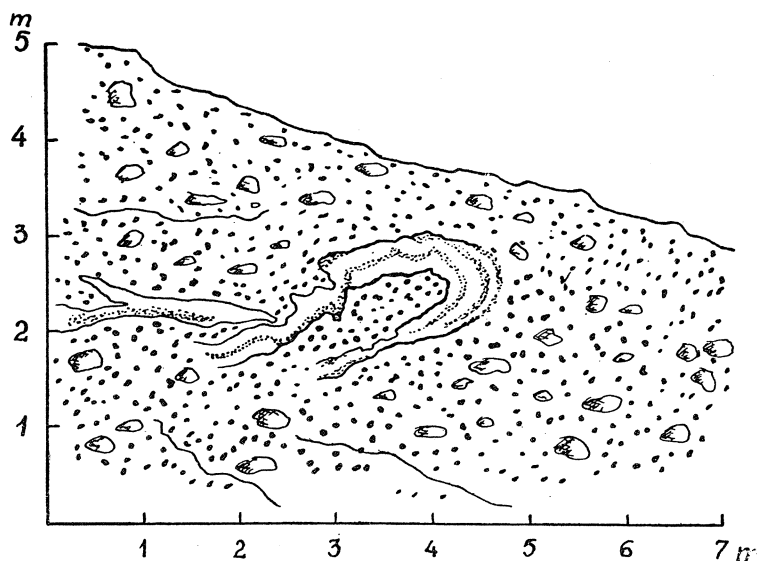


Fig. 19. Fald martwego lodu w morenie czołowej. Szpicbergen. Na podstawie fotografii doc. dra S. Siedleckiego, 1958

Fig. 19. Plis d'une glace morte dans une moraine frontale. Spitzbergen. D'après une photo du prof. dr. S. Siedlecki 1958

w skali znacznie mniejszej. Widoczna tu jest obalona antyklina zbudowana z martwego lodu spajającego piaszczysty materiał, złożona w morenie czołowej jednego z lodowców na Szpicbergenie. Odsłonięta tu jest ona na długości 3—4 m. Wyraźne jest wyprasowanie brzuszego skrzydła oraz tendencja do „przewalania się” na skutek hamującego działania podłoża przy równoczesnym nacisku mas lodowych. W tym stadium jej rozwoju lodowiec się cofnął i obecnie znajduje się w odległości około 2 km. Na powyższym rysunku widać wyraźne podobieństwo do I stadium rozwoju antykliny Celinki (fig. 23), której mechanizm powstawania musiał być bardzo podobny, jedynie zaś skala zjawiska jest znacznie większa.

2. Kry lodowcowe ponasuwane na utwory czwartorzędowe. Tego rodzaju nasunięcia mogą być kilkakrotne tworząc struktury piętrowe złożone z naprzemianległych utworów neogeńskich i plejstocieńskich. Granica pomiędzy neogeńskimi osadami a leżącymi na nich plejstocieńskimi w tym wypadku jest natury erozyjno-sedymenacyjnej, oczywiście z niezgodnością stratygraficzną, natomiast pomiędzy utworami plejstocieńskimi a wyżej leżącymi utworami neogenu granica posiada charakter tektoniczny. Struktury takie mogą być dodatkowo zaburzone fałdowo. Takie cechy posiada struktura Zmyślonej Parzynowskiej, w której występują dwa pakiety utworów neogeńskich, leżące i przegrodzone plejstocieńskimi piaskami i glinami zwałowymi.

3. Antykliny posiadające połączenie z podłożem. Nie występuje tu zjawisko odkłucia i przesunięcia poziomego. Tego rodzaju struktury występują w cegielni w Słupi oraz przypuszczalnie w odkrywcę mułków i przekątnie warstwowanych piasków w okolicy Olszyny.

Struktura Sobolizny jest częściowo tego samego typu, północna jej część tworząca płaską antyklinę stromo zapadającą ku południowemu wschodowi, przypuszczalnie nie jest odkorzeniona od podłoża. Być może i struktura Marcinek jest tego samego typu co Sobolizny, lecz z powodu braku większej ilości profilów nie można było jej rozpoznać.

4. Kry lodowcowe nie wykazujące zaburzeń glacitektonicznych poza nieznacznym nachyleniem w całości w jednym kierunku, zupełnie przypadkowym, związanym z ułożeniem ich w masie lodu w chwili, gdy lodowiec rozpoczął wycofywanie się. Tego rodzaju struktury są najczęstsze w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich. Występują one między innymi w Olszynie i Miechowie.

Tak intensywne odkształcenie utworów neogeńskich musiało być uwarunkowane szeregiem czynników związanych zarówno z ukształtowaniem powierzchni mezozoicznej, jak i specyficznymi warunkami panującymi w czasie nasuwania się lądolodu stadium Warty.

Powierzchnia podłoża mezozoicznego składającego się z retyku, liasu i doggeru wykazuje w obrębie Wzgórz zagłębienie erozyjne, które było zbiornikiem tak urozmaiconych osadów miocieńskich. Fakt istnienia tego zbiornika tłumaczy dużą różnorodność frakcji, wyklinowywanie się warstw, występowanie w piaskach warstwowania przekątnego, zazębienie się frakcji ilastej z piaszczystą i szereg innych zjawisk.

Sedymentacja miała tu charakter deltowo-przybrzeżny. Brzegowiska tego zbiornika pokryte były bagniskami i torfowiskami, których pozostałością są wkładki węgla brunatnego w piaskach i czasami w ilach. Basen ten pod koniec miocenu uległ zasypaniu; utwory pliocenские, wykształcone w facji bardzo podobnej, nie wykazują już takiego zróżnicowania

granulometrycznego, frakcja staje się bardziej jednostajna i zdecydowana. Piaski pliocénskie charakteryzuje stosunkowo równe ziarno, lepsze obtoczenie i wysortowanie, ily tworzą znacznie większe i bardziej stałe horyzonty. Charakter tych osadów świadczy o wyrównanym dnie zbiornika i znacznie większym jego zasięgu. Jest to już sediment zbiornika bardziej otwartego, niż to było w miocenie.

O zasypaniu zbiornika pod koniec miocenu świadczyć mogą też pośrednio stwierdzone w profilu B-VIII-M w Miechowie ciemne, węgliste ily i mulki zawierające zespół pyłkowy charakteryzujący najwyższy miocen. Utwory te leżą na wysokości odpowiadającej górnym partiom zbiornika ostrzeszowskiego.

Tak wielkie nagromadzenie plastycznych utworów neogeńskich oraz istnienie zbocza brzegu zbiornika ostrzeszowskiego stworzyło potencjalne predyspozycje dla przyszłej glacitektoniki.

Oprócz tych czynników dla sfałdowania serii osadów neogeńsko-czwartorzędowych musi się przyjąć kilkakrotne oscylacje lądolodu dochodzące prawie do tej samej granicy (są nią dzisiejsze Wzgórza Ostrzeszowskie). W przeciwnym wypadku nie powstałyby tak skomplikowane struktury. Istnienie kilku oscylacji widoczne jest w budowie bardziej złożonych struktur (Celinki i Zmyślonej Parzynowskiej). Struktura Celinki wykazuje przynajmniej trzykrotne odrębne cykle tworzenia się jej. Również w strukturze Zmyślonej Parzynowskiej zanotowane zostały trzy fazy jej powstania.

Ujmując krótko powyższe rozważania można stwierdzić co następuje:

1. Na obszarze dzisiejszych Wzgórz Ostrzeszowskich istniało przedtrzeciorzędowe obniżenie morfologiczne natury erozyjnej, będącej zbiornikiem deltowo-jeziorzyskowych osadów neogeńskich.

2. W obrębie Wzgórz nie mamy do czynienia ani ze zrębem (Tietze — 1911, Czajka 1931 i inni), ani tym bardziej z tektoniką fałdową, związaną z orogenezą karpacką (J. Gołab — 1951). Obserwowane przez niego niezgodności kątowe pomiędzy poszczególnymi ogniwami utworów neogeńskich należałoby starać się wytłumaczyć charakterem sedimentacji w strefie delty bądź późniejszą kompakcją luźnego osadu. Na przykład w odkrywcze przedstawionej na fig. 1 w cytowanej pracy istnieje wyraźna niezgodność kątowa pomiędzy kwarcytami, iłami i warstwą węgla brunatnego. Tego rodzaju niezgodności nie muszą świadczyć o istnieniu ruchów orogenetycznych i mogą być wynikiem warunków sedimentacyjnych w obrębie delty. Poza tym w obrębie zaburzeń glacitektonicznych zachodzą bardzo często zjawiska glacitektonicznego ścienienia, a niekiedy nawet całkowitego wyciśnięcia bardziej plastycznych osadów. Nawet zmarznęte utwory mogą pod dużym ciśnieniem uplastycznąć się i pod wpływem długotrwałego i jednostronnego nacisku ulec przemieszczeniu (porównaj fig. 19).

Przy rozpatrywaniu dłuższych przekrojów geologicznych (fig. 14, 22, 24) tego rodzaju niezgodności spotyka się bardzo często, nie są one jednak wynikiem ruchów górotwórczych. Przypuszczam, że również pozostałe wypadki niezgodności kątowych, które obserwował cytowany autor, można by wytłumaczyć jako wynik przekątnego uławicenia bądź przerwy w sedimentacji, erozji już osadzonego materiału i ponownej depozycji z pewną niezgodnością kątową. Zjawiska rozmycia, a co za tym idzie przerwy w sedimentacji obserwował również cytowany autor (patrz fig. 2 w jego pracy).

Pomijając już dokładniejsze badania w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich powstanie ich w wyniku tektoniki alpejskiej nie jest do przyjęcia w świetle badań prowadzonych na obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i na brzegu Karpat (S. Doktorowicz-Hrebniński — 1935, S. Dżułyński — 1953, M. Książkiewicz — 1932, S. Siedlecki — 1951, 1952, 1953, 1954). Aby wytłumaczyć tektoniczne sfałdowanie osadów neogenu Wzgórz Ostrzeszowskich, należałoby przyjąć znaczne odkłucia i przesunięcia utworów mezozoicznych na bardzo dużych obszarach (J. Gołąb — 1951), bowiem Wzgórz oddalone są od brzegu Karpat o około 180 km. Tymczasem żaden z wymienionych badaczy Wyżyny Śląsko-Krakowskiej nie stwierdził występowania takich odkłuc ani w obrębie utworów mezozoicznych, ani paleozoicznych, ani na ich kontakcie. Odkłucia takie musiałyby być regionalne i nie mogłyby ująć uwagi.

O istnieniu „w okolicy niecki długoszyńskiej i w okolicach Szczakowej... odkłucia pokrywy mezozoicznej i jej samodzielnych ruchów na smarze iłów permskich” pisze J. Nowak (1927 str. 148), lecz, jak słusznie stwierdził S. Dżułyński (1953, str. 400) odkłucie to „nie zostało nigdzie i przez nikogo potwierdzone.” W związku z obserwacją Nowaka K. Bojkowski (1955) pisze: „wykonując szczegółowe zdjęcie geologiczne Szczakowej, niecki długoszyńskiej i ich okolic nie napotkałem potwierdzenia opisanej obserwacji” (op. cit., przypisek na str. 23). Hipoteza J. Gołąba o tektonicznym charakterze Wzgórz Ostrzeszowskich oparta została przede wszystkim na wyżej podanej wzmiance J. Nowaka.

Lokalne odkłucia i zluźnienie w obrębie utworów mezozoicznych i na granicy między nimi a karbonem obserwował A. Tokarski (1955) na obszarze między Sierszą a Dulową, lecz są to zjawiska czysto lokalne i posiadające bardzo małe amplitudy, przeto nie mogą być traktowane w żadnym wypadku jako dowód na większe przesunięcia poziome poszczególnych kompleksów utworów mezozoicznych w stosunku do niżej leżących warstw. Przeczą temu również wyniki badań nad osadami dolnego i górnego triasu, który wykształcony jest w znacznej części jako ily, bowiem w utworach tych nigdzie nie obserwuje się większych zlustrowań tektonicznych i wyciśnień, które by musiały towarzyszyć takim odkłuciom.

Należy ponadto wspomnieć, że obserwacje nad strukturami tektonicznymi południowej części Wyżyny Krakowskiej (S. Dżułyński 1953) i występującymi w północnym obrzeżeniu rowu krzeszowickiego (K. Bogacz — 1959) nie potwierdziły kompresyjnego charakteru tektoniki w tym rejonie.

Ze względu na charakter litologiczny utworów kajpru i retyku występujących w podłożu neogenu ostrzeszowskiego jedynie osady wapienia muszlowego (wraz z retem) mogłyby być brane pod uwagę jako utwór odkłuty na większym obszarze. Osady te znajdują się w Olszynie Dolnej dopiero na głębokości 641 — 1022 m. Sam fakt występowania ich na takich głębokościach przeczy możliwości istnienia tego rodzaju odkłuc.

Z porównania przekroju geologicznego Celinka-Olszyna w pracy J. Gołąba (1951) z przekrojami oraz mapkami powierzchni mezozoicznej i neogeńskiej (fig. 2, 4, 20, 21) wynika jasno, że w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich utwory mezozoiczne nie zostały sfałdowane wraz z przykrywającymi je osadami. Analiza rzeźby powierzchni przedneogeńskiej prowadzi do wniosku, że mamy tu do czynienia z obniżeniem erozyjnym a nie tektonicznym spiętrzeniem utworów podłoża. Podłoże mezozoiczne

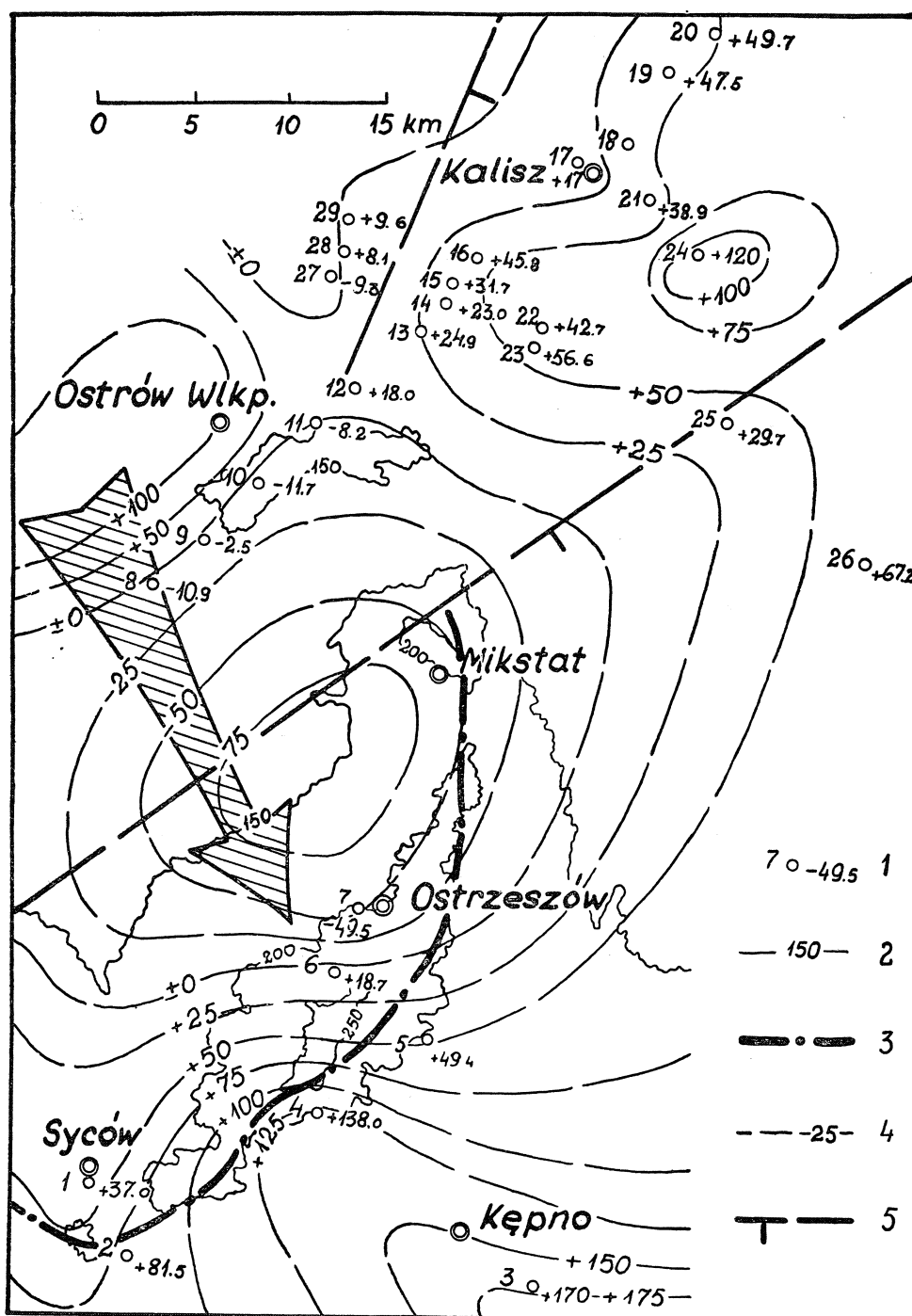


Fig. 20. Mapka ukształtowania powierzchni podłoża mezozoicznego rejonu zbiornika ostrzeszowskiego. 1 — profile i odkrywki z podaną kotą powierzchni utworów mezozoicznych; 2 — izohipsy powierzchni podłoża; 3 — czoło spiętrzonych moren czołowych Wzgórz Ostrzeszowskich; 4 — izohipsy powierzchni terenu; 5 — uskoki. Strzałką pokazano kierunek posuwania się lądolodu stadium Warty

Fig. 20. Carte de la formation de la surface du sous-bassement mésozoïque de la région du bassin d'Ostrzeszów. 1 — profils et affleurements avec altitude signalée des sédiments mésozoïques; 2 — isohipses de la surface du sous-bassement; 3 — le front des moraines frontales des Monts d'Ostrzeszów; 4 — isohipses de la surface du terrain; 5 — failles. La direction du mouvement du glacier dans le stade de Warta est indiqué par une flèche

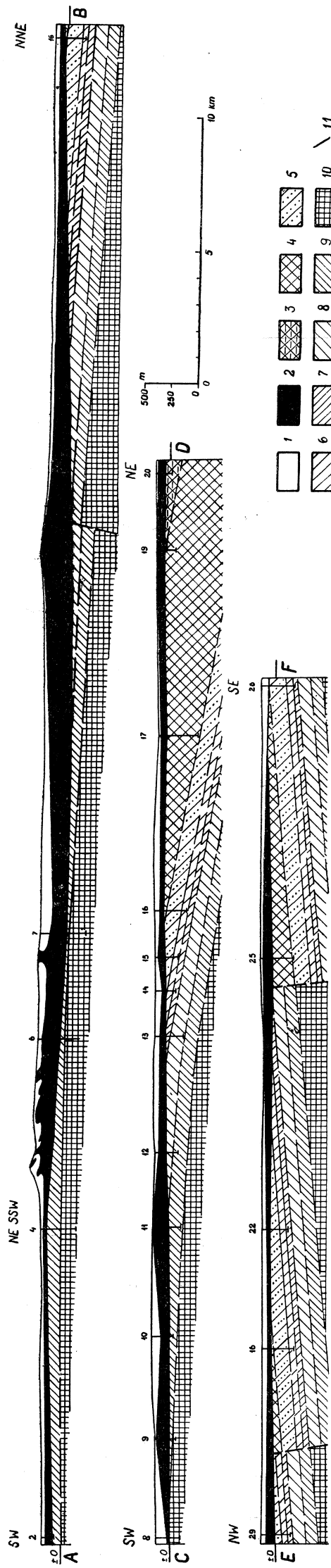


Fig. 21. Przekroje geologiczne przez Wzgórze Ostrzeszowskie i obszary przyległe. 1 — czwartorzęd; 2 — neogen; 3 — kreda górna; 4 — malm; 5 — kelowej i baton; 6 — wezul; 7 — bajos; 8 — lias; 9 — retyk; 10 — kajper górny; 11 — usk. Cyframi arabskimi oznaczono profile zestawione w tabeli I

Fig. 21. Coupes géologiques des Monts d'Ostrzeszów et de leurs environs. 1 — Quaternaire; 2 — Néogène; 3 — Crétacé supérieur; 4 — Malm; 5 — Callovien et Bathonien; 6 — Lias; 7 — Vésulien; 8 — Lias; 9 — Rhétien; 10 — Keuper supérieur; 11 — faille. Les profils assortis dans la planche No 1 ont été définis par des chiffres arabes.

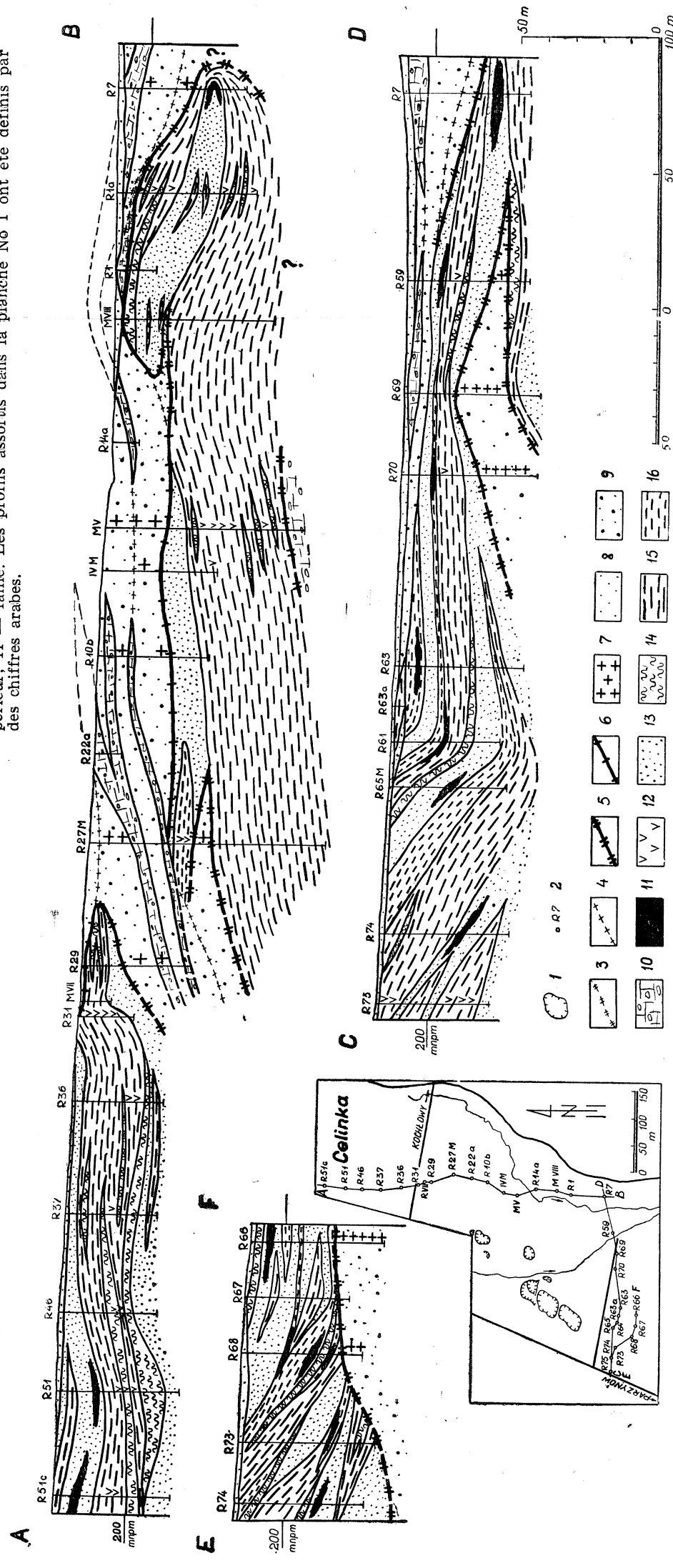
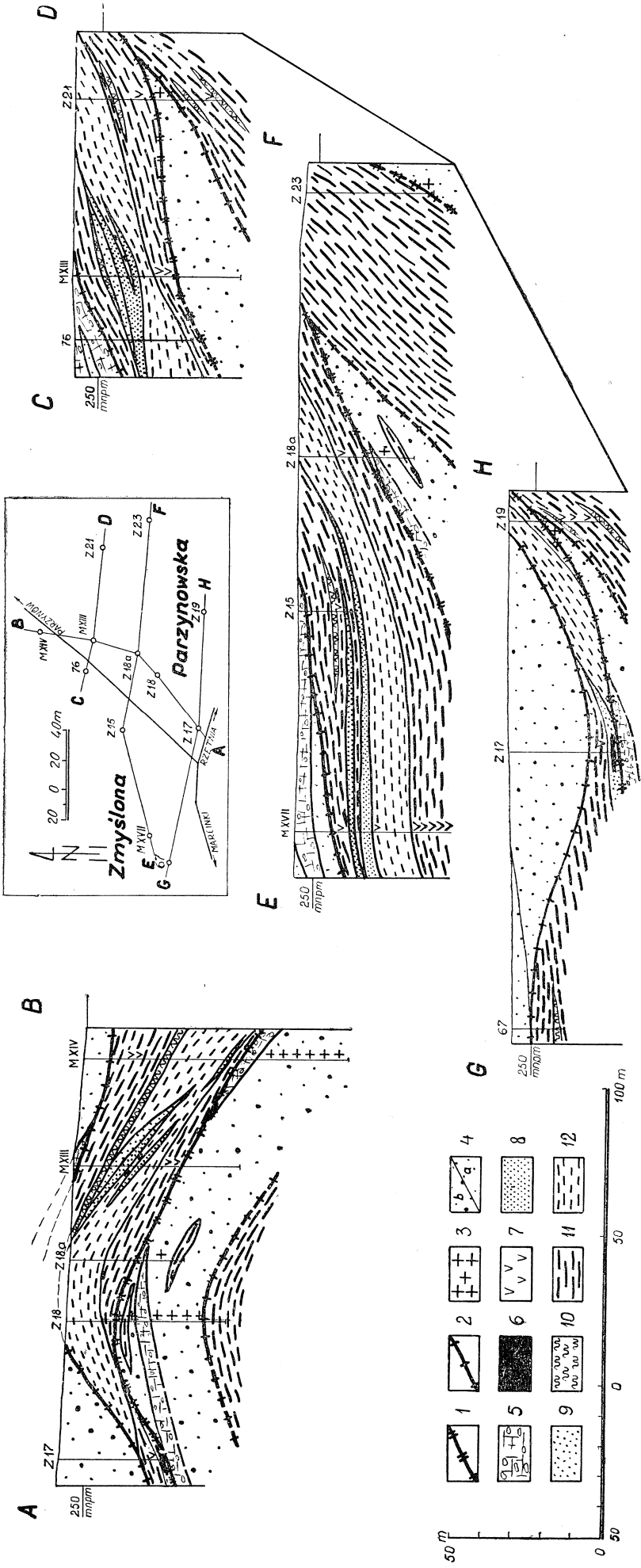
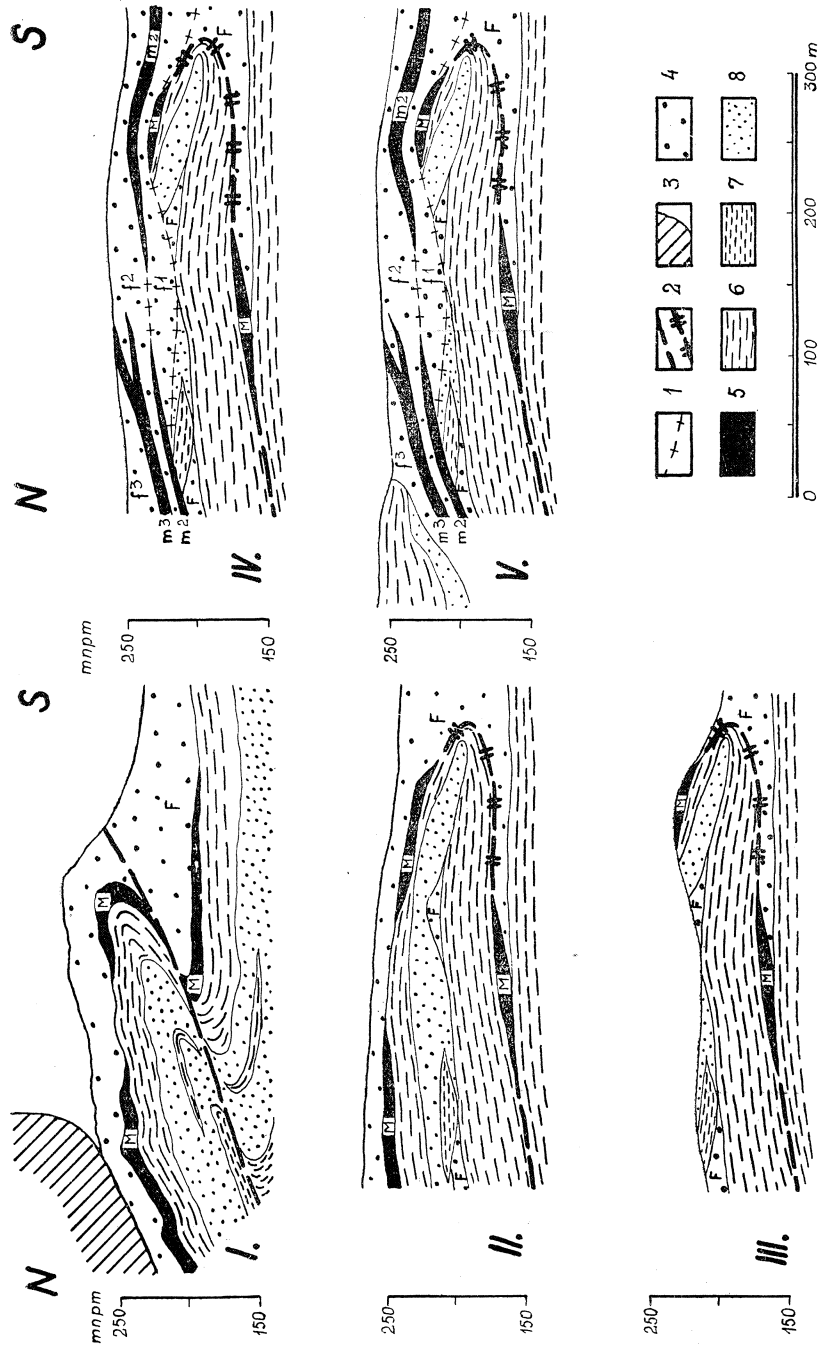


Fig. 22. Przekroje geologiczne przez strukturę Celinki. 1 — nieczynne wyrobiska; 2 — profil i jego numer; 3 — kontakt glaciotektoniczny w obrębie utworów plejstoceńskich; 4 — powierzchnia rozmoczenia; 5 — kontakt glaciotektoniczny pomiędzy neogenem a plejstocenem; 6 — granica erozyjno-sedymentacyjna między neogenem a plejstocenem. Plejstocen: 7 — grube żwiru skał płożących; 8 — piaski fluwioglacjalne; 9 — piaski i żwiru fluwioglacjalne; 10 — gliny zwałowe. Neogen: 11 — węgiel brunatny; 12 — konkrecje wapienne; 13 — piaski; 14 — mułki; 15 — ility zielonkawe i niebieskawe; 16 — ility oliwkowe i czekoladowe

Fig. 22. Coupes géologiques de la structure de Celinka. 1 — creusements abandonnés; 2 — le profil et son numéro; 3 — contact glaciotektonique dans les séries du Pleistocène; 4 — surface de l'érosion; 5 — contact glaciotektonique entre le Néogène et le Pleistocène; 6 — contact érosional-sédimentaire entre le Néogène et le Pleistocène. Pleistocène: 7 — graviers grossiers des rochers scandinaves; 8 — sables fluvioglaciaux; 9 — sables et graviers fluvioglaciaux; 10 — argiles à blocs. Néogène: 11 — lignite; 12 — concrétions calcaires; 13 — sables; 14 — silts; 15 — argiles verdâtres et bleuâtres; 16 — argiles olivâtres et bruns.



zachowuje się przy tym zupełnie niezależnie od nadkładu utworów młodszych, które w górnej części wykazują silne zaburzenia fałdowe. Ilaste i ilasto-piaszczyste osady neogenu okolic Ostrzeszowa są pofałdowane jedynie w najwyższej części Wzgórz i to w stosunkowo wąskim pasie (okolice Słupi, Marcinek, Zmyślonej Parzynowskiej, Parzynowa, Celinki, Olszyny i Ostrzeszowa, a w północnej części w okolicy Mikstatu, fig. 3, 4, 9, 21). Gdyby fałdowania te wywołane zostały regionalną tektoniką kompresyjną, należałoby oczekiwać zaburzeń w obrębie całego zbiornika ostrzeszowskiego. Silnemu sfałdowaniu uległyby przy tym zarówno osady neogenu, jak też iłowce i margle występujące w obrębie wapienia muszłowego, kajpru i retyku. Tymczasem w profilach Ostrzeszów Olszyna Dolna i Kochłowy kąty zapadania utworów mezozoicznych są takie same — nie przekraczają 3° .

Na wychodniach tych warstw, znanych z obszaru między Karpatami a Wzgórzami Ostrzeszowskimi, zjawisk takich nie obserwuje się. Nie stwierdzono również odkłuć na granicy między utworami karbońskimi a triasowymi, co już było wspomniane wyżej.

3. Utwory neogeńskie i plejstocieńskie zostały sfałdowane w czasie zlodowacenia stadium Warty; Wzgórze Ostrzeszowskie stanowi czołową morenę wycisnięcia tego stadium. Świadczy o tym udział osadów tego zlodowacenia w budowie struktur. Cz. Pachucki (1952) i W. Walczak (1952) też wiążą powstanie Gór Kocich w związku z transgresją lądolodu stadium Warty.

4. Główną przyczyną powstania silnie zaawansowanej glacitektoniki Wzgórz Ostrzeszowskich stanowi przypuszczalnie fakt, że zasięg poszczególnych stadiów zlodowacenia stadium Warty był prawie jednakowy. Doprowadziło to w efekcie do parokrotnego spiętrzenia utworów plejstocieńskich wraz z najwyższą częścią podścielających je osadów neogeńskich.

5. Zlodowacenie warciańskie składało się przypuszczalnie z trzech stadiów zanotowanych w budowie struktur glacitektonicznych. Stadiały i interstadiały były krótkotrwałe, o czym świadczą niezbyt mięsne serie osadów morenowych i fluwioglacjalnych.

6. Najsilniejszym pod względem glacitektonicznym był stadiów pierwszy, późniejsze ograniczyły się do fałdowania powstałych struktur ewentualnie do dobudowania ich oraz pozostawienia materiału zwałowego.

7. Przypuszczalnie pewną rolę odegrało również ukształtowanie powierzchni podłoża mezozoicznego. Mogło ono spowodować np. charakterystyczne wygięcie ku północy łuku moren wycisnięcia Wzgórz Ostrzeszowskich.

Zakład Geologii Historycznej
Akademii Górniczo-Hutniczej
w Krakowie

WYKAZ LITERATURY BIBLIOGRAPHIE

- Bartkowski T. (1957), O związku między budową geologiczną podłoża a ukształtowaniem powierzchni w okolicy Zielonej Góry. *Prz. geol.* 10, Warszawa.
Berger F. (1937), Die Anlage der Schlesischen Stauchmoränen. *Zbl. Miner. B.* 11, 12, Stuttgart.

- Bogacz K. (1959), New data on the geological structure of the Krzeszowice Graben. *Bull. Acad. Pol. Sc. V.* 7/3.
- Bojkowski K. (1955), Dolny wapień muszlowy w okolicy Szczakowej. Materiały do geologii obszaru śląsko-kraakowskiego. T. 1, Warszawa.
- Ciuk E. (1955), O zjawiskach glaciektonicznych w utworach plejstocennskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 6. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 70, Warszawa.
- Czajka W. (1931), Der Schlesiache Landrücken. Teil 1. *Voröff. Schles. Ges. Erdk.* E. V. Breslau.
- Czermański J. (1953), Górna jura w Trojanowie i Szaleu pod Kaliszem. Z badań nad górną jurą w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebicka J. (1957), Wzorcowe spektra pyłkowe pliocennskich osadów węglonośnych. Z badań flor trzeciorzędowych. T. 2. *Pr. Inst. Geol.* T. 15, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebicki S. (1935), Arkusz Grodziec — objaśnienie. Inst. Geol. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. Z. 2, Warszawa.
- Dzuleński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.* III/3, Warszawa.
- Ergebnisse von Bohrungen. *Mitt. Bohrarch. Koen. Geol. Landesanst.*, Berlin. (1953).
- Fleszarowa R. (1933), Z geologii okolic Ostrzeszowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 4, Warszawa.
- Frech F. (1901), Über glaciele Druck- und Faltungerscheinungen im Oder-Gebiet. *Z. Ges. Erdk.*, Berlin.
- Frech F. (1904), Die Nachmittags — Exkursion nach Trebnitz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 56. Mber., Berlin.
- Frech F. (1915), Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im Schlesiachen Hügelland. *Zbl. Miner. H.* 14, Stuttgart.
- Freyberg F. (1926), Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie, Stuttgart.
- Fries W. (1933), Tertiär und Diluvium im Grünberger Hohenrücken. Ein Beitrag zur Erklärung der Dislokationen im ostdeutschen Braunkohlentertiär. *Jb. Hallensch. Verb. N. F.* Bd. 12, Halle.
- Gołab J. (1931), Zarys budowy geologicznej okolic Ostrzeszowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 7, Kraków.
- Gołab J. (1951), Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich. Księga pam. ku czci prof. K. Bohdanowicza. *Pr. Państw. Inst. Geol.* T. 7, Warszawa.
- Illner F. (1934), Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz in Niederschlesien. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, Bd. 32, H. 2, Görlitz.
- Jentzsch A. (1920), Über die nördliche Fortsetzung der oberschlesiachen Keupertafel. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst. zu Berlin*, Bd. 39, T. 1, 1918, Berlin.
- Juskowiak O. (1957), Piaskowce kwarcytowe Ostrzeszowa. *Kwart. geol.* T. 1, nr 2, Warszawa.
- Kłapciński J. (1959), Trias na północny-wschód od wału przedsudeckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 28, z. 4, Kraków.
- Książkiewicz M. (1932), Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 7, z. 1, Kraków.
- Kuhl J. (1933), Wstępne badania petrograficzne kwarcytów z Olszyny i Parzynowa (SW okolice Ostrzeszowa). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 9, Kraków.
- Lewiński J. (1928), Jura i kajper w głębokim wierceniu w Częstochowie. *Spraw. TNW* 21, z. 3 — 5, Warszawa.
- Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski. Kraków.

- Pachucki Cz. (1952), Badania geologiczne na arkuszu 1:100 000 Trzebnica i Syków. Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 2. *Biul. Państ. Inst. Geol.* 66, Warszawa.
- Pietzsch H. (1925), *Die Braunkohlen Deutschlands*. Berlin.
- Poborski Cz. (1949), Węgiel brunatny w Polsce. Zaleganie złóż i kopalnictwo węgla brunatnego w zachodniej Polsce. Katowice.
- Pożaryski W. (1957), Podłoże północno-zachodniej Polski. *Kwart. geol.* T. 1, nr 1, Warszawa.
- Różycki M. (1957), Przekrój geologiczny z południowo-zachodniej części Wzgórz Trzebnickich. *Prz. geol.* 10.
- Rutkowski E. (1959), Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur. *Prz. geol.* 1.
- Siedlecki S. (1951), Utwory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. *Acta geol. pol.* II/3.
- Siedlecki S. (1952), Utwory geologiczne obszaru między Chrzanowem a Kwaczą. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 60, Warszawa.
- Siedlecki S. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. Zagadnienia stratygrafii i tektoniki. *Biul. Inst. Geol.* 73, Warszawa.
- Siedlecki S., Żabiński W. (1953), Tufit melafirowy i niższy pstry piaskowiec w Alwerni. *Acta geol. pol.* III/3.
- Sprawozdanie z prac sejsmicznych wykonanych w rejonie Ostrzeszowa. (masyzynopsis). *Arch. Państw. Przedś. Poszuk. Naft. w Krakowie*. Kraków.
- Tietze O. (1911), Geologisches aus dem Süden der Provinz Posen. *Z. Naturwiss. Ver. Abt. 8*, Posen.
- Tokarski A. (1955), O tektonice nadkładu Zagłębia między Dulową i Sierszą. *Acta geol. pol.* V/1.
- Walczak W. (1952) Sprawozdanie z badań nad stratygrafią i morfologią utworów plejstoczeńskich w okolicy Trzebnicy. *Czas. geogr.* T. 21—22 (1950/51), Wrocław.
- Zawiślak L. (1950), Charakterystyka niektórych kwarcytów w Polsce. *Biul. Przem. Mater. Ogniotrw.* 1, Gliwice.
- Znosko J. (1955), Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.* T. 14, Warszawa.
- Znosko J. (1958), Przyczynek do znajomości budowy podłoża trzeciorzędu pomiędzy Kaliszem a Poznaniem. Z badań złóż kruszców. *Biul. Inst. Geol.* 126, Warszawa.
- Zwierzycki J. (1949), Węgiel brunatny w zachodniej Polsce. *Geologia złóż węgla brunatnego*. Katowice.

RÉSUMÉ

Abstract. Basant sur les matériaux des forages et sur les observations de la surface, l'auteur a reconstrué la morphologie pré-néogène de la surface d'érosion entre les Sudètes et les environs d'Ostrów Wielkopolski. Il a décrit les structures ondulées formées des sédiments néogènes et pléistocènes déformées au front de la calotte glaciaire du stade de la Warta (Riss II).

L'auteur distingue les types suivants des structures glacitectoniques des Monts d'Ostrzeszów:

1) les anticlinaux renversés, probablement derracinés et charriés sur un substratum, 2) les lambeaux de poussé glaciaux, composés des sédiments néogènes et pléistocènes, 3) les anticlinaux unis avec le substratum et 4) les lambeaux de poussé glaciaux ne démontrant que des déformations glacitectoniques pas remarquables.

L'auteur conclut que l'oscillation du front de la calotte glaciaire dut avoir eu lieu au moins en trois phases. La configuration du substratum mésozoïque jouait probablement un rôle dans la formation des moraines frontales.

Le sous-bassement mésozoïque des Monts d'Ostrzeszów et de leur entourage est formé par les sédiments du Keuper, du Rhaetien, du Lias, du Dogger et du Malm, gisant avec le pendage de 3° environ vers le Nord-Est. Un anticlinal à grand rayon, à l'axe s'étendant dans la direction NW-SE existe dans les environs d'Ostrów Wielkopolski. Il forme la prolongation de l'élévation anticlinale, l'axe de laquelle se trouve à peu près sur la ligne Lubliniec-Kępno. Les séries mésozoïques sont traversées par une grande dislocation pré-Néogène s'étendant dans la direction Sud-Ouest-Nord-Est entre Mikstat et Ostrów Wielkopolski.

Dans le sous-bassement mésozoïque des Monts d'Ostrzeszów il existe une dépression morphologique, le fond de laquelle est situé environ 100 m plus bas que son entourage — appelée par l'auteur le bassin d'Ostrzeszów. Ce bassin — là était uni avec le bassin Tertiaire de l'avant-pays des Sudètes s'étendant entre Kalisz et Ostrów Wielkopolski, ainsi que entre Ostrów Wielkopolski et Syców. Au sud de cette dépression se trouvent deux bosses: l'une formée sur l'élévation anticlinale Lubliniec-Kępno (sa prolongation se trouve du côté Nord du bassin d'Ostrzeszów dans les environs d'Ostrów Wielkopolski), l'autre s'étend probablement le long de la ligne méridienne au Sud de Namysłów. Entre ces deux bosses se trouvent deux dépressions, étant probablement des vallées des fleuves découlants de la Haute Silésie et des Sudètes de l'Est dans le bassin d'Ostrzeszów. La stratification oblique des sédiments néogènes des Monts d'Ostrzeszów est une preuve de la sédimentation d'une delte formée par une grande rivière.

Les sédiments du Miocène formée en faciès limnique sont représentés par les argiles, silts, sables fins localement silicifiés et des sables stratifiés par des minces couches allochtones de lignites. Les sédiments du Pliocène se composent d'argiles de Poznań, de silts et de sables.

Le Quaternaire est représenté par les sédiments du Pléistocène, appartenants à la glaciation cracovienne (Mindel), de la Pologne centrale (Riss I) et au stade de Warta (Riss II) ainsi que par les sédiments alluviaux du Holocène, sous forme de sables.

Les sédiments néogènes et ceux du Pléistocène inférieur ont été fort déformés par l'activité de la calotte glaciaire dans le stade de Warta. A base de nombreux forages on a pu établir 6 sections: celles de Olsztyn, de Celinka, de Zmyślona Parzynowska, de Sobolizna, de Marcinki et de Miechów, qui donnent l'image des structures glacitectoniques. Les structures de Celinka, de Zmyślona Parzynowska et de Sobolizna sont les plus déformées. Les sédiments néogènes y sont séparés par les sédiments du Pléistocène et plissés ensemble, ce qui prouve l'existence de plusieurs charriages et d'un plissement intense formé au front de la calotte glaciaire.

A part de la description des structures souterraines l'auteur a présenté 4 sections des sédiments néogènes et pléistocènes sur la surface où sont visibles les déformations glacitectoniques des couches. Ce sont les sections de: 1° Buda près d'Ostrzeszów (les argiles Pliocènes découvertes dans le creusement de briqueterie) 2° La pente nord de Kobyla Góra, l'élévation

Taborek près d'Olszyna (les sables et les graviers fluvioglaciaux et Słupia près de Syców (argiles miocènes dans un creusement de briqueterie).

A base des données assemblées sur le sous-bassement mésozoïque et de la position des sédiments néogènes et pléistocènes, ainsi que de la littérature traitant la structure géologique du plateau de Silésie-Cracovie, l'auteur réfute l'hypothèse que les Monts d'Ostrzeszów constituent un horst (W. Czajka 1931 et d'autres) ou bien des plis (J. Gołąb 1931, 1951) formés par la pression des nappes carpathiques sur le plateau de Silésie-Cracovie, qui diminuerait le rôle des déformations glaciéctoniques. Il est de l'avis de certains auteurs (F. Berger 1937, Cz. Pachucki 1952, W. Walczak 1952), que les Monts Kocie dont les Monts d'Ostrzeszów sont la partie orientale ont été formés par suite des plissements produits par la calotte glaciaire.

A base des sections décrites ci-dessus l'auteur distingue les types suivants des structures présents dans les Monts d'Ostrzeszów: 1. anticlinaux, déversés, déracinés et charriés sur l'avant pays (la structure de Celinka), 2. Les lambeaux de poussé glaciaux composés de sédiments néogènes stratifiés par des sédiments pléistocènes et plissés simultanément (la structure de Zmysłona Parzynowska), 3. Les anticlinaux unis avec le sous-bassement (Słupia près de Syców), 4. Les lambeaux de poussé glaciaux ne démontrant pas des déformations en forme de plis (Olsztyna, Miechów).

Selon l'analyse des structures les plus déformées des Monts d'Ostrzeszów l'auteur conclut, que la glaciation du stade de Warta se composait probablement de trois phases durant lesquelles les fronts des calottes glaciaires parvenaient presque jusqu'à la même ligne (des Monts d'Ostrzeszów actuels), ce qui était la cause de déformations glaciéctoniques aussi intenses. La configuration du sous-bassement mésozoïque jouait probablement un certain rôle dans la formation des frontales moraines de poussé du stade de Warta.

traduit par J. Unrug

Departement de Géologie
de l'Ecole des Mines et de
la Métallurgie
Kraków

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLICATION DES PLANCHES

Tablica XXIV

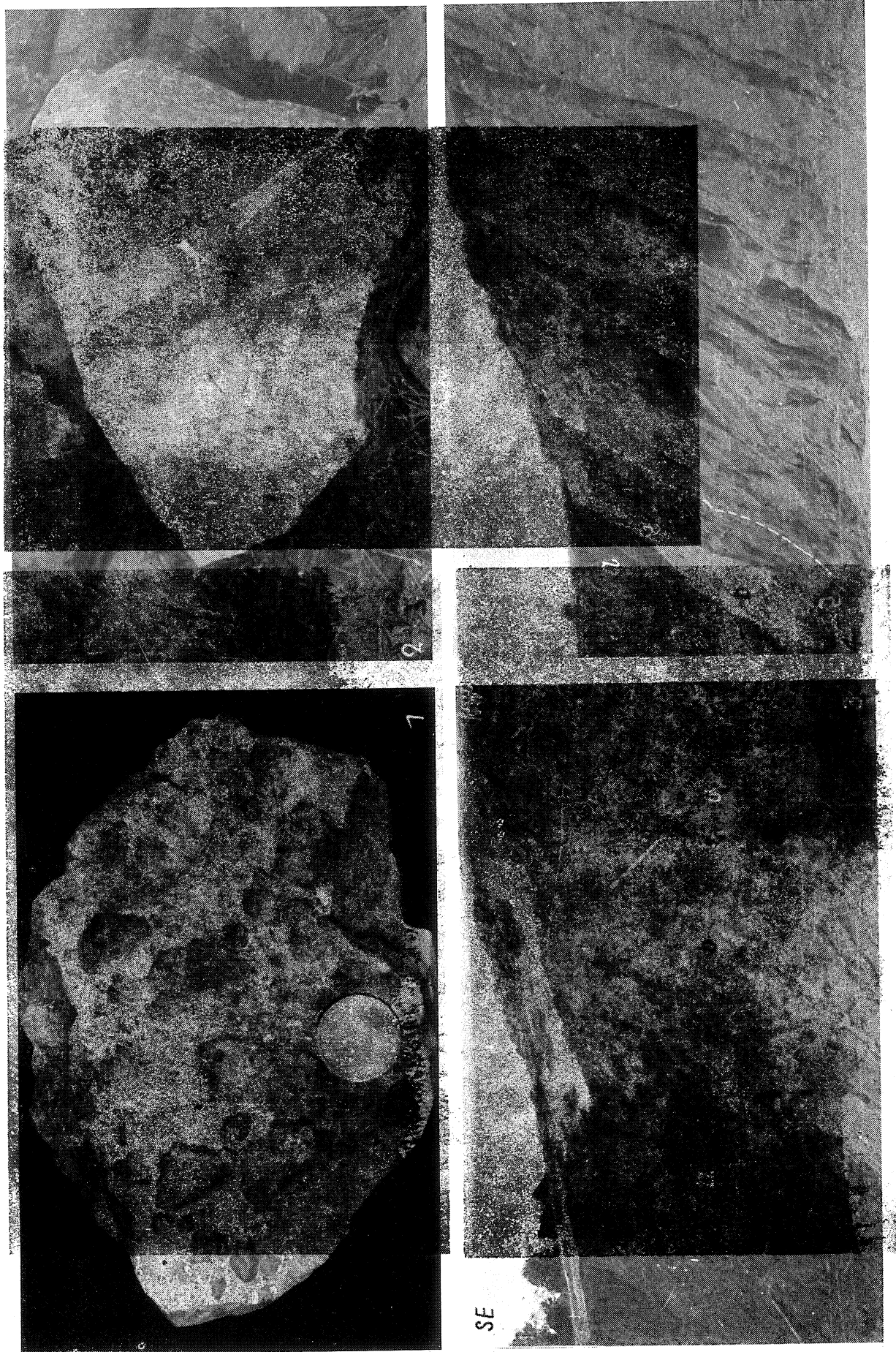
Planche XXIV

- Fig. 1. Piaskowiec kwarcytowy z wypreparowanymi eolicznie konkrecjami, kramiechowska, (fot. autor)
- Fig. 2. Zlepienieć z Celinki (fot. autor)
- Fig. 3. Utwory plioceńskie zaburzone glacitektonicznie. Cegielnia „Budy” k. Ostrzeszowa (fot. autor). a i c — iły poznańskie, b — piaski
- Fig. 4. Utwory plioceńskie i plejstocieńskie zaburzone glacitektonicznie. Cegielnia „Budy” k. Ostrzeszowa (fot. autor). Pliocen: a i c — iły poznańskie, b — piaski. Plejstocen: d — piaski i żwiry fluwioglacjalne
- Fig. 1. Grès quartzitique avec concrétions exposées par l'action éolique (Lambeaux de poussée glaciaires des environs de Miechów (photo de l'auteur)
- Fig. 2. Conglomérat de Celinka (photo de l'auteur)
- Fig. 3. Sédiments Pliocènes déformés glacitectoniquement. Briqueterie Budy près d'Ostrzeszów (ph. aut.). a et c — argiles de Poznań b — sables
- Fig. 4. Sédiments Pliocènes et Pléistocènes déformés glacitectoniquement. Briqueterie „Budy” près d'Ostrzeszów (ph. aut.). Pliocène: a et c argiles de Poznań, b — sables. Pléistocène: d — sables et graviers fluvioglaciaux.

Tablica XXV

Planche XXV

- Fig. 5. Piaski i żwiry fluwioglacjalne zaburzone glacitektonicznie. Cegielnia „Budy” k. Ostrzeszowa (fot. autor)
- Fig. 6. Piaski i żwiry fluwioglacjalne zaburzone glacitektonicznie. Północne zbocze Kobyłej Góry (fot. autor)
- Fig. 7. Piaski fluwioglacjalne zaburzone glacitektonicznie. Wzgórze Taborek k. Olszyny (fot. autor)
- Fig. 5. Sables et graviers fluvioglaciaux déformés glacitectoniquement. Briqueterie „Budy” près d'Ostrzeszów (ph. aut.)
- Fig. 6. Sables et graviers fluvioglaciaux déformés glacitectoniquement. Versant nord de Kobyła Góra (ph. aut.)
- Fig. 7. Sables fluvioglaciaux déformés glacitectoniquement. Mont Taborek près de Olszyna (phot. aut.)



S. Połtowiec

S. Połtowiec

