

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E • N R 2

W O J C I E C H W A L C Z A K

P R A D O L I N A N Y S Y
I P L E J S T O C E Ń S K I E Z M I A N Y H Y D R O G R A F I C Z N E
N A P R Z E D P O L U S U D E T Ó W W S C H O D N I C H

W A R S Z A W A 1954

P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E

N R 2

Komitet redakcyjny

S. LESZCZYCKI (przewodniczący)

R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK,

L. KUBIATOWICZ (sekretarz redakcji)

Rada redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYZEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI,

R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI,

S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,

J. WĄSOWICZ, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor numeru 2

J. CZYZEWSKI

Sekretariat redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa, ul. Krakowskie Przedmieście 30

P R A C E G E O G R A F I C Z N E

NR 2

WOJCIECH WALCZAK

PRADOLINA NYSY
I PLEJSTOCENSKIE ZMIANY HYDROGRAFICZNE
NA PRZEDPOLU SUDETÓW WSCHODNICH

WARSZAWA 1954

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 2

ВОЙЦЕХ ВАЛЬЧАК

ПРАДОЛИНА РЕКИ НЫСЫ
И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ
У ПОДНОЖИЯ ВОСТОЧНЫХ СУДЕТОВ
ВО ВРЕМЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

*

GEOGRAPHICAL TRANSACTIONS
NR 2

WOJCIECH WALCZAK

THE OUTWASH VALLEY OF THE NYSA RIVER
AND THE PLEISTOCENE HYDROGRAPHIC CHANGES
IN THE FORELAND OF THE EASTERN SUDETES

SPIS TREŚCI

	Str.
Wstęp	7
Ogólny opis terenu	8
Poglądy dotychczasowe	11
Terasa 25 metrowa w niecce kamienieckiej	15
Żwiry Nisy Kłodzkiej w dolinie Oławy	23
Terasa 25 metrowa w rowie Nisy	27
Powstanie przełomu w ryglu kamienieckim i ustalenie równoleż- nikowego odcinka doliny Nisy	34
Wnioski	38
Literatura	43
Spis rysunków	45
Резюме	46
Summary	49

W S T Ę P

Rozwój poglądów na zagadnienie pradolin poucza, jak duże znaczenie posiadały szczegółowe studia poświęcone temu problemowi, a ograniczone nieraz do małych wycinków terenu. Pozwalały one na odtworzenie procesów, którym zawdzięczają swe powstanie istniejące dziś pradoliny.

W literaturze dotychczasowej zwracano jednak głównie uwagę na system pradolin, którymi w plejstocenie spływały wody rzeczne i lodowce ku zachodowi. Takimi były pradoliny na Niżu Polskim powstałe podczas recesyjnych postojów młodszych zlodowaceń. Nieliczni tylko badacze, wśród nich jako jeden z pierwszych w Polsce E. Romer [20, 21]*, zwrócili uwagę na towarzyszące brzegom gór pradoliny, którymi odpływ odbywał się ku wschodowi.

Kilka odcinków pradolinnych tego typu odkryli również badacze niemieccy na przedpolu Sudetów Wschodnich [1, 5, 6, 26]. Największym z nich jest pradolina Nysy między Byczniem na zachodzie a miastem Nysą na wschodzie. Dotychczasowe próby wyjaśnienia jej powstania na tle plejstocenijskich zamąceń w przebiegu sieci wodnej pozostawiają wiele wątpliwości, tym bardziej, że poszczególne poglądy są często sprzeczne.

Studium niniejsze jest próbą wyjaśnienia zagadnień, które stały się przedmiotem tych sprzeczności. Aczkolwiek dotyczy ono małego obszaru, wkracza jednakże we wszystkie problemy, związane z zagadnieniem genezy pradolin plejstocenijskich, a więc zarówno w zagadnienie tektonicznej i paleogeograficznej predyspozycji, jak też w warunki rozwoju procesów erozyjnych i sedymentacyjnych w różnych okresach epoki lodowcowej.

Praca opiera się na analizie dużej ilości profilów odkrywkowych i wierceniowych oraz form terenu, widocznych w dzisiejszym krajobrazie, a ważnych z punktu widzenia omawianego zagadnienia.

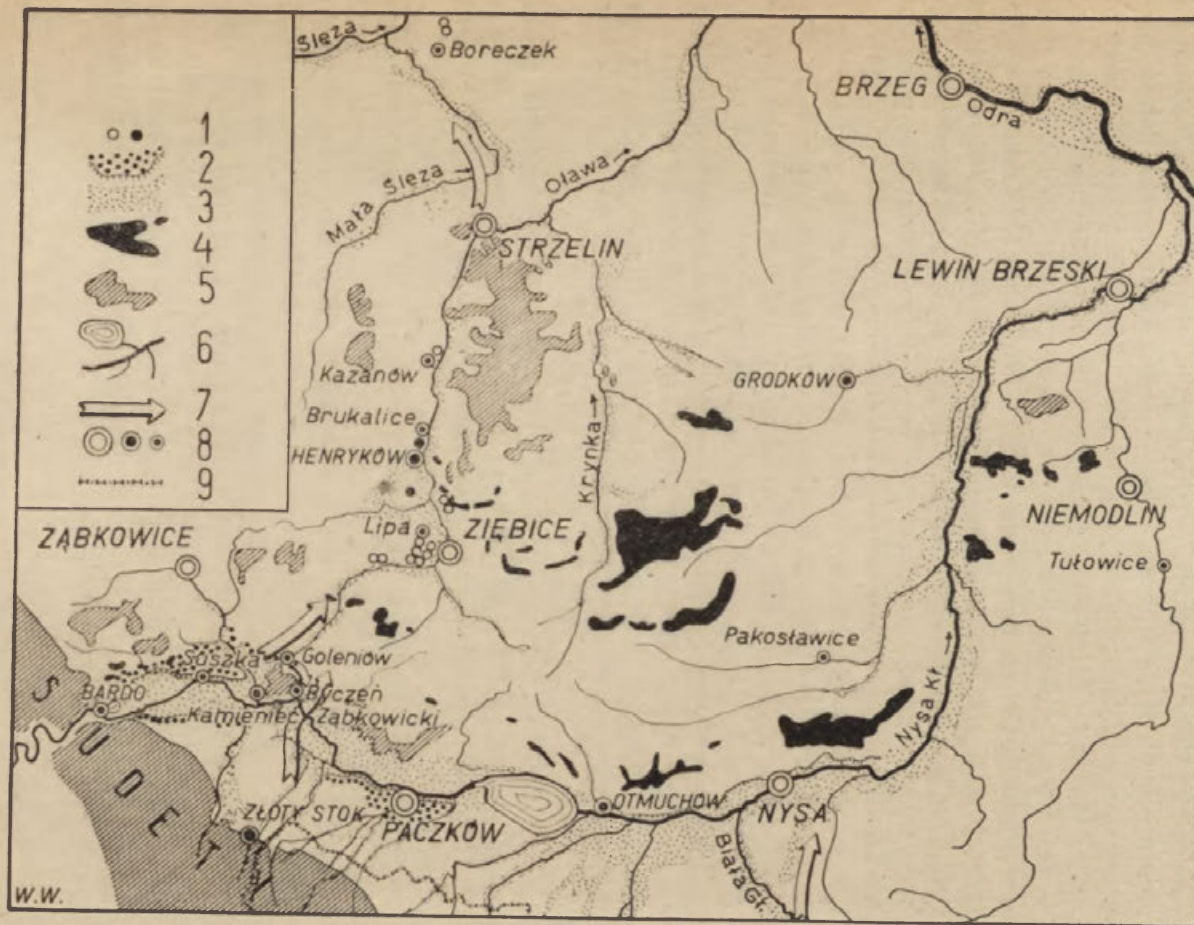
* Cyfry w [] odnoszą się do spisu literatury zamieszczonego na końcu pracy.

OGÓLNY OPIS TERENU

Nysa Kłodzka, opuściwszy pod Bardem swój wąski a kręty antecendentny przełom przez Góry Bardzkie [29], zmienia dotychczasowy południkowy kierunek biegu na równoleżnikowy i wpływa w szeroką do 6 km dolinę. Jej pierwszy równoleżnikowy odcinek podgórski między Bardem a Kamieńcem Ząbkowickim, tak żywo kontrastujący z wyglądem południkowego odcinka powyżej przełomu, leży w obrębie starej tektonicznie predysponowanej niecki [3, 4, 5]. Nieckę tę, wypełnioną młodotrzeciorzędowymi i plejstocenijskimi osadami, ogranicza od południa sudecki uskok brzeżny. Od północo-zachodu zamykają ją gabrowe i serpentynowe wzgórza okolic Grochowa i Braszowic, a od wschodu skaliste wzniesienia koło Kamieńca, zbudowane z łupków łyszczkowych. Jedyne od północy między Braszowicami a Kamieńcem niecka ta, nazwana przez Behra kamieniecką [5], nie posiada zamknięcia skalnymi wzniesieniami.

Szerokie i płaskie dno doliny z dwoma terasami, niższą — zalewową [1,5—2 m] i wyższą — rolną [4—5 m], jest z obydwóch stron ograniczone urwistymi erozyjnymi krawędziami 25 metrowej terasy żwirowej [260—285 m] (rys. 1). Powierzchnię tej terasy pokrywa cienka warstwa gliny zwałowej i przemytego lessu. Na lewym brzegu rzeki między Przyłękiem, Pawłowicami a Kamieńcem Ząbkowickim (por. rys. 2) terasa żwirowa rozszerza się do 2 km. Powierzchnia jej przechodzi łagodnie w rozprzestrzeniający się ku północy płaskowyż moreny dennej [270—315 m n.p.m.]. W jego obrębie zachowały się resztki rozmytych moren końcowych zlodowacenia środkowo-polskiego [3, 4, 5, 6, 28].

Pod Suszką Nysa skręca wzdłuż krawędzi 25 metrowej terasy ku zachodowi i płynąc w tym kierunku napotyka pod Kamieńcem Ząbkowickim na przeszkodę w postaci wąskiego rygla skalnego. Zamyka on od wschodu dolinę, która tu zwęża się do 150 m. Rygiel ten, wzniesiony do 271 m n.p.m., jest wybiegającą ku południowi, nieco obniżoną odnogą skalistych wzgórz między Kamieńcem a Byczeniem [313,5 m n.p.m.]. Są one zbudowane, jak już zaznaczono, z łupków łyszczkowych. Ku południowi na prawym brzegu rzeki powierzchnia rygla przechodzi w obszer-



Rys. 1. Teren zmian hydrograficznych na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1 — odkrywki ze żwirami Nysy z jej północnego przepływu (białe — oznaczenia B e h r a, czarne — znaleziska autora), 2 — 25 metrowa plejstoceńska terasa żwirowa Nysy, 3 — dno doliny rzecznej, 4 — recesyjne moreny końcowe zlodowacenia środkowo-polskiego, 5 — Sudety i wzniesienia skalne na ich przedpolu, 6 — jezioro i rzeki, 7 — kierunki starych przepływów, 8 — miejscowości, 9 — granica państwa.

ny płaskowyż. Tu pod powierzchnią moreny dennej występują pliocen-
skie żwiry i iły, leżące na płytkim skalnym podłożu. Niezwykle płaska
powierzchnia tego płaskowyżu wznosi się stopniowo ku południowi: od
280 m n.p.m. między Sosnową, Sławęcinem i Płonicą, do 320 m n.p.m.
pod Złotym Stokiem; tam przylega ona do krawędzi Sudetów. Tak for-
mą, jak i wysokością płaskowyż ten przypomina szeroką terasę abrazyj-
ną morza mioceńskiego, którą Anders opisał na przedpolu Gór Złotych
i Opawskich [1].

Przez rygiel przebija się Nysa wąskim przełomem, jak zaznaczono wy-
żej, zaledwie 150 m szerokim, a ponad 35 m głębokim. Po wschodniej
stronie przełomu Nysa wpływa znów w ponad 5 km szeroką dolinę, wy-
kształconą w obrębie paczkowskiej części tektonicznego rowu nyskiego
[5]. Rów ten jest przedzielony Jeziorem Otmuchowskim na dwie części:
zachodnią — paczkowską i wschodnią — nyską. Jak stwierdzono na pod-
stawie wierceń, jest on niezwykle głęboki. Wiercenie koło zakładu wodo-
ciągowego w Nysie, mimo osiągniętej głębokości 219,74 m (35 m poniżej
poziomu morza), nie przebiło wypełniających go osadów morskich środ-
kowego miocenu, które są przykryte młodo-trzeciorzędowymi piaskami
i iłami jeziornymi oraz gliną zwałową i rzecznyymi żwirami Nysy [6].

Pasma gnejsowych wzgórz (341,3 m n.p.m.), wznoszące się na północ-
nym brzegu rowu koło Poniatowa Górnego, Doboszowic i Lubnowa, zmu-
sza rzekę do skrętu ku południo-wschodowi. W tym kierunku biegnie
szeroka dolina rzeki aż po miasto Nyse. Jej północne zbocze sąsiaduje
między Otmuchowem a Nysą ze strefą dobrze zachowanych moren koń-
cowych otmuchowsko-nyskich, które badacze niemieccy zaliczyli do zło-
dowacenia Solawy (ś r o d k o w o - p o l s k i e g o) [1, 5, 6, 28]. Ten równo-
legły do moren końcowych kierunek szerokiej doliny ma wyraźnie cha-
rakter pradolinny.

Mamy tu więc typowy przykład predysponowania obniżenia o cha-
rakterze pradolinny starą zakłębłością tektoniczną. Zakłębłość ta była
w środkowym miocenie zatoką ówczesnego morza, a później słodkowod-
nym jeziorzyskiem.

Po wschodniej stronie rygla kamienieckiego w paczkowskiej części
rowu 25 metrowa terasa żwirowa jest o wiele gorzej zachowana, aniżeli
po jego zachodniej stronie w niecce kamienieckiej. Znikome resztki tej
terasy występują na północnym zboczu doliny między Byczeniem a Do-
boszowicami. Jedynie między Kozielnem a Starym Paczkowem zachował
się na południowym brzegu rzeki większy fragment jej powierzchni. Rów-
nież i budowa 25 metrowej terasy jest tu inna niż w niecce kamieniec-
kiej. Podczas gdy tam budują ją w całości żwiry Nysy, to tutaj tworzą
one tylko do 4 m grubą warstwę stropową, leżącą na cokole wyerodo-
wanym w górno-mioceńskich iłach.

Z powyższego opisu wynika, że niecka kamieniecka i paczkowska część rowu nyskiego miały przez jakiś czas odrębną przeszłość. Połączyła je w jedną całość przełomowa dolina Nysy przez rygiel kamieniecki.

Wyjaśnienie ewolucji krajobrazu tego obszaru wymaga więc podjęcia próby rekonstrukcji stosunków hydrograficznych w okresie, który poprzedził powstanie pradoliny Nysy i związanego z nią przełomu przez rygiel pod Kamieńcem. Równie ważne jest także wyjaśnienie powstania samej pradoliny oraz jej rozwoju na tle zmiennych warunków transportu wodnego, erozji oraz sedimentacji rzecznej i glacialnej w poszczególnych okresach epoki lodowcowej.

POGLĄDY DOTYCHCZASOWE

Dążenie do wyjaśnienia sprecyzowanych wyżej zagadnień nie od razu zarysowywało się w pracach badaczy niemieckich. Uwagę ich zwróciła najpierw szeroka powierzchnia 25 metrowej terasy żwirowej w niecce kamienieckiej.

W r. 1906 Friedrich [11] postawił hipotezę, jakoby w niecce kamienieckiej istniało w epoce lodowcowej wielkie jezioro zastoiskowe. Jego wody, zatamowane na linii rygla kamienieckiego czołem stagnującego lodowca, miały rozlewać się szeroko między Bardem, Janowcem, Dzbanowem i Płonicą na południu, Śremem, Łopienicą i Goleniowem na wschodzie oraz Potworowem, Braszowicami, Strąkową i Stolcem na zachodzie i północy (por. rys. 2). Terasa żwirowa miała więc być według poglądów Friedricha terasą jeziorną, usypaną wspólnie przez wody lodowcowe oraz przez Nysę Kłodzką i potoki sudeckie, które uchodziły do jeziora zastoiskowego.

Hipoteza ta, już w roku jej ogłoszenia, została poważnie zachwiana wypowiedzią Leppli [17]. Jego głównym zarzutem przeciw jeziornemu pochodzeniu terasy było stwierdzenie, że jej strop opada od 285 m n.p.m. koło Barda, przez 270 koło Istebki, do 260 m n.p.m. koło Kamieńca. Spadek ten, wynoszący 2,5‰, przemawia przeciw istnieniu bezodpływowego zbiornika i dowodzi, że żwiry terasy są osadem rzeczonym.

Z kolei w r. 1913 Olbricht [19] wypowiedział przypuszczenie, że nagła zmiana kierunku biegu Nysy Kłodzkiej poniżej Barda z południkowego na równoleżnikowy została spowodowana wpływem krawędzi lodowca.

Zagadnienie przewidywanej przez Olbrichta plejstocenijskiej zmiany hydrograficznej podjął dopiero w 1928 r. Zeuner [29]. Na podstawie petrograficznej analizy starych żwirów Nysy, znalezionych w opisa-

nym jeszcze przez F r e c h a w 1915 r. [10] profilu cegielni w Ziębicach, stwierdził on, że Nysa płynęła w pliocenie na północ od Kamieńca przez Ziębice, doliną dzisiejszej Oławy. Niestety, badacz ten nie sprecyzował, jaki kierunek miała Nysa w okresie poprzedzającym ostatnie zlodowacenie na tym obszarze, tj. glacjał środkowo-polski.

Z e u n e r stwierdził także, że w profilu 25 metrowej terasy koło Suszki w niecce kamienieckiej, plejstocenijskie żwiry Nysy podścielone są żwirami preglacjalnymi tej rzeki. Na podstawie silnej ich kaolinizacji uznał on je za plioceńskie.

W oparciu o stratygraficzne i petrograficzne analizy profilów żwirowych w niecce kamienieckiej, odtworzył Z e u n e r następujące etapy powstania 25 metrowej terasy żwirowej:

1. Młodo-trzeciorzędowe wypełnienie niecki kamienieckiej rzecznyymi żwirami Nysy.

2. Preglacjalne rozcięcie erozyjne tego zasypania i wytworzenie w nim formy dolinnej.

3. Wypełnienie formy dolinnej żwirami Nysy podczas glacjału Elstery (krakowskiego), a następnie osadzenie na ich powierzchni ilów zastoiskowych oraz moreny dennej (starszej) przez transgredujący lodowiec.

4. W pierwszym interglacjale (mazowieckim) nastąpiło wyprzątnięcie przez erodującą Nysę osadów lodowcowych i zrekonstruowanie preglacjalnej formy dolinnej, obrzeżonej terasami z resztek preglacjalnego i glacialnego zasypania.

5. Podczas zlodowacenia Solawy (środkowo-polskiego) nastąpiło ponowne zasypanie żwirowe i osadzenie na żwirach rzecznych osadów fluwioglacjalnych (piasków sandrowych) przez wody spływające z czoła lodowca stagnującego koło Kamieńca. Następnie została osadzona na piaskach fluwioglacjalnych morena denna (młodsza).

6. W drugim interglacjale (eemskim) nastąpiło ponowne wyprzątnięcie osadów lodowcowych z niecki i ekshumowanie formy dolinnej, obrzeżonej terasami z resztek zasypania.

7. Podczas ostatniego zlodowacenia (bałtyckiego) znów wypełniły nieckę żwiry rzeczne oraz spływające z gór soliflukcyjne stożki gruzowe.

8. Postglacjalna erozja Nysy spowodowała rozcięcie i wyprzątnięcie najmłodszego zasypania żwirowego z niecki. Wytworzyła ona dzisiejszą 25 metrową terasę żwirową. Terasa ta składa się z włożonych w siebie resztek czterokrotnego zasypania żwirowego z dwoma horyzontami glin zwałowych. Resztki tego kilkukrotnego zasypania są oddzielone od siebie czterema okresami erozyjnych rozcięć.

Pomimo jednak tego drobiazgowego odtworzenia historii powstania 25 metrowej terasy brakło Z e u n e r o w i argumentów do sprecyzowania czasu, w którym Nysa ustaliła swój dzisiejszy bieg i wyerodowała przełom w ryglu kamienieckim [29].

Wyniki Z e u n e r a zostały w latach 1931-1933 uzupełnione i częściowo zmodyfikowane najpierw w opracowanych przez F i n c k h a, B e h r a i M e i s t e r a objaśnieniach do świeżo wówczas wydanych arkuszy geologicznej mapy szczegółowej 1 : 25 000 [3, 4, 8], a następnie w osobnych pu-

blikacjach Behra i Mühlena, którzy zajmowali się problemem plejstocenijskiej zmiany łożysk Nysy Kłodzkiej i Białej Głuchołaskiej [5] oraz podziałem i wiekiem brzeźnego dyluwium na Górnym Śląsku [6].

Finckh twierdził, że żwiry 25 metrowej terasy w niecce kamienieckiej pochodzą z zasypania dokonanego bezpośrednio przed czołem cofającego się lodowca Solawy (zlodowacenie środkowo-polskie).

Behr i Mühlen zmodyfikowali ten pogląd, wydzielając starsze żwiry zachowane na południowym brzegu doliny koło Dżbanowa. Ich wiek określali niezdecydowanie jako przypadający na fazę odwrotu lodowca Elstery (zlodowacenie krakowskie) lub na pierwszy interglacjał (mazowiecki). Natomiast pozostałe żwiry 25 metrowej terasy, zwłaszcza na lewym brzegu doliny między Przyłękiem, Pawłowicami i Kamieńcem Ząbkowickim, zaliczali do okresu zlodowacenia Solawy (środkowo-polskiego). Według nich podczas nasuwania się lodowca tego okresu, osadzone zostały w dnie niecki, na resztkach żwirów pliocenijskich, fluwioglacjalne piaski i żwiry, budujące dolną i środkową część dzisiejszej terasy. Na nich transgredujący lodowiec pozostawił morenę denną. Następnie podczas regresji, gdy przełom bardzki został uwolniony od lodu, Nysa osadziła na resztkach rozmytej moreny dennej stropową część żwirów dzisiejszej 25 metrowej terasy. W trakcie osadzania przez Nysę tych żwirów nie było jeszcze, według Behra i Mühlena, dzisiejszego przełomu przez rygiel kamieniecki. Droge ówczesnego przepływu Nysy na wschód wyznaczają w myśl tych autorów żwiry terasy 25 metrowej, znalezione przez Zeunera w spagu profilu wielkiej żwirowni koło dworca kolejowego w Kamieńcu Ząbkowickim oraz żwiry, zalegające na zachód od wsi Byczeń w wysokości 250-260 m n.p.m. Również żwiry występujące na północo-wschód od Byczenia i między Byczeniem a Doboszowicami zostały osadzone przez wody tego przepływu. Nysa wypełniła więc swymi żwirami nieckę kamieniecką aż po rygiel skalny i opływając łukiem od północy wzgórza kamienieckie przelewała się do paczkowskiej części rowu nyskiego między Byczeniem a Doboszowicami. Równocześnie, wedle Behra i Mühlena, tworzyła sobie ona drogę przez rygiel skalny koło Byczenia. Ostatecznie w interglacjale po zlodowaceniu Solawy (eemskim), wyerodowała Nysa według nich w tym miejscu dzisiejszy przełom. W wyniku tego zostało wyprzątnięte z niecki kamienieckiej zasypanie żwirowe, którego resztki tworzą dzisiejszą 25 metrową terasę.

Plejstocenijską zmianą biegu Nysy zajmują się szczegółowiej Behr i Mühlen w swej publikacji z r. 1933 [5]. Stwierdzają oni za Zeunera na podstawie profili żwirowni i cegielni, że Pranysa płynęła w pliocenie i podczas pierwszego interglacjału na północ przez Ziębice

doliną dzisiejszej Oławy, a następnie koło Strzelina przelewała się w dolinę dzisiejszej Ślezy [5]. Zmiana biegu rzeki z północnego na wschodni nastąpiła wedle nich dopiero podczas zlodowacenia Solawy (środkowo - polskiego) w związku z powstaniem peryferycznego odpływu wód sudeckich równoleżnikowym rowem Nysy wzdłuż czoła lodowca [5, 6]. Po jego ustąpieniu Nysa wykorzystwała dawną południkową dolinę Białej Głuchołaskiej na wschód od miasta Nysy i spłynęła nią do Odry.

Jak z powyższego widać, poglądy Behra i Mühlena są dużym krokiem naprzód w stosunku do Zeunera, który nie wyszedł poza nieckę kamieniecką i okolice Ziębic. Autorzy ci po raz pierwszy usiłują odtworzyć procesy, które towarzyszyły zmianie północnego biegu Nysy na wschodni; wydarzenie to precyzują czasowo, umieszczając je podczas maksimum zlodowacenia Solawy (środkowo - polskiego) oraz w następującym po nim interglacjale.

Problemami tymi zajął się również w r. 1939 Anders na marginesie swej pracy o morfologii Sudetów Wschodnich [1], który, podobnie jak Woldstedt [27], uważał ciąg moren otmuchowsko-nyskich za moreny najdalszego zasięgu zlodowacenia Solawy. Dalej ku wschodowi granicę tę stanowiły według niego moreny czołowe, ciągnące się na północ od Głuchołazów, Prudnika i Głubczyc oraz wzdłuż północnego brzegu doliny Cyny. W myśl poglądu Andersa, Nysa podczas maksimum zlodowacenia Solawy płynęła dzisiejszą pradoliną nyską ku wschodowi, a następnie odpływała ku dolinie Cyny wzdłuż wschodniego przedłużenia moren otmuchowsko-nyskich. W okresie recesji lodowca Nysa porzuciła odpływ ku Cynie i korzystając z odsłonięcia niższej dolnej bazy erozyjnej spłynęła na północ ku Odrze odpreparowaną dawną doliną Białej Głuchołaskiej.

Zestawione wyżej w porządku chronologicznym poglądy badaczy niemieckich są sprzeczne z sobą przede wszystkim w sprawie genezy i wieku 25 metrowej terasy. Pomijając obaloną przez Leplę hipotezę o jeziornej genezie tej terasy, postawioną przez Friedricha, widzimy, że zarówno Zeuner, jak Finckh, Behr i Mühlen przypisują jej różny wiek i różnie tłumaczą jej powstanie. Zeuner przypisuje dzisiejszy jej wygląd żwirowemu zasypaniu podczas ostatniego zlodowacenia (bałtyckiego) i postglacjalnemu rozcięciu, Finckh powstanie jej umieszcza w okresie recesji lodowca Solawy (zlodowacenia środkowo - polskiego). Behr i Mühlen zaliczają dolną i środkową jej część do okresu transgresji, stropową zaś do recesji i postoju lodowca Solawy (środkowo - polskiego) na linii moren otmuchowsko-nyskich, a jej rozcięcie i powstanie przełomu w kamienieckim ryglu umieszczają w drugim interglacjale (eemskim). Na ten okres

przypadło według nich również ustalenie się dzisiejszego biegu Nysy, zapoczątkowanego peryferycznym odpływem wzdłuż czoła lodowca Solawy. Nie jest jednak jasno sprecyzowane przez B e h r a i M ü h l e n a powstawanie przełomu Nysy przez rygiel kamieniecki przy równoczesnym odpływie przez północne ramię tej rzeki wzgórz kamienieckich i przelewaniu się do pradoliny nyskiej między Byczeniem a Doboszowicami. Nasuwa się bowiem pytanie: dlaczego w miarę obniżania się dolnej bazy erozyjnej Nysa nie rozcięła swym północnym ramieniem miękkich osadów lodowcowych między Byczeniem a Doboszowicami, lecz erodowała swój przełom w twardym skalnym ryglu?

Badacze niemieccy nie mówią również nic o tym, co działo się z Nysą podczas transgresji lodowca Elstery (zlodowacenie k r a k o w s k i e), gdy jej północny preglacialny odpływ został przez niego zatamowany. Milczeniem wreszcie są pokryte dzieje rowu Nysy aż po głąb Solawy (zlodowacenie ś r o d k o w o - p o l s k i e).

TERASA 25 METROWA W NIECCE KAMIENIECKIEJ

Kluczem do wyjaśnienia sprecyzowanych wyżej zagadnień, nie rozwiązanych ostatecznie przez badaczy niemieckich, jest terasa 25 metrowa. Jej żwiry bowiem wyznaczają zarówno pierwotny przepływ Nysy od Kamieńca na północ, jak i przelew na wschód do pradoliny nyskiej. Pobieżny nawet rzut oka na tę terasę w obrębie niecki kamienieckiej i na jej fragmenty, zachowane w przełomie bardzkim oraz w dolinie Nysy i Ścinawki Kłodzkiej powyżej przełomu, narzuca przypuszczenie, że wszędzie jest to jedna i ta sama forma zaznaczająca się bardzo wyraźną krawędzią erozyjną. Wrażenie to potwierdzają jej wysokości i nachylenie powierzchni. A więc między Kłodzkiem a Bystrzycą Kłodzką nad Nysą koło Gorzanowa terasa ta ma wysokość 15 m (336 m n.p.m.), pod Krosnowicami przy ujściu Białej Łądeckiej — również 15 m (315 m n.p.m.); koło Kłodzka zaś przy ujściu Ścinawki Kł. wysokość ta — wzrasta do 22 m (300 m n.p.m.), a w przełomie koło Barda wynosi — 25 m (285 m n.p.m.). Średnie nachylenie powierzchni tej terasy między Gorzanowem a Bardem wynosi 1,7—2‰, podczas gdy w niecce kamienieckiej między Bardem a Kamieńcem wzrasta do 2,5‰.

Również budowa jej tak w Kotlinie Kłodzkiej, jak i w niecce kamienieckiej jest bardzo podobna. Nad Ścinawką i nad Nysą koło Kłodzka powierzchnię jej zaściela częściowo rozmyta morena denną zlodowacenia ś r o d k o w o - p o l s k i e g o [2, 25, 26]. Pod nią leży około 10 metrowy pokład żwirów Nysy i Ścinawki Kłodzkiej z materiałem eratycz-

nym. Żwirry te świadczą o zasypianiu doliny w anaglacjalnej fazie* zlodowacenia środkowo - polskiego. Pod nimi u podstawy terasy występują miejscami resztki rozmytej moreny dennej zlodowacenia krakowskiego [25], zalegające na zerodowanym stropie plioceńskich żwirów, które ze względu na silny stopień kaolinizacji i przewagę kwarców nazwano białymi [25]. Na podstawie powyższych danych powstanie 25 metrowej terasy w Kotlinie Kłodzkiej umieszczono w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowo - polskiego [25, 26].

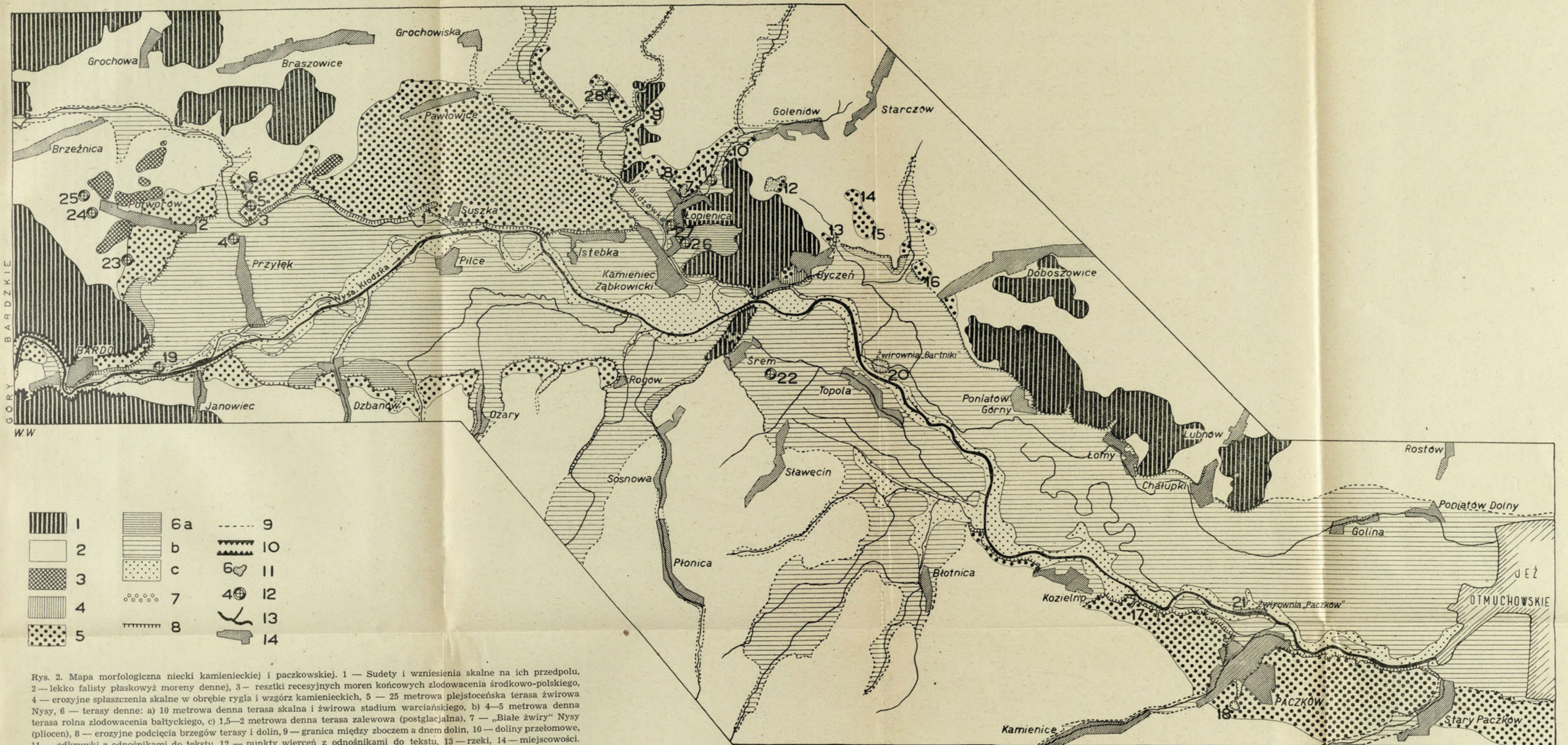
W niecce kamienieckiej (rys. 2) najbardziej zbliżony do opisanego jest profil terasy 25 metrowej koło Suszki (nr 1 na mapie i w profilach). Górną jej część buduje 8 metrowy pokład żwirów i otczaków Nysy z zaburzeniami glacictektonicznymi w stropie i z głębokimi do 2 m kieszeniami, które wypełnia glina zwałowa z eratycznymi gładzikami. Żwirry podściela cienko warstwowany popielaty piasek. Niżej profil zasłania usypisko, w którym leżą głązy eratyczne do 60 cm średnicy, pochodzące prawdopodobnie ze stropowej gliny zwałowej. U podstawy terasy koło wiaduktu kolejowego występuje ił górno-mioceński [4], a poniżej wsi silnie skaolinizowane żwirry i piaski Nysy, oznaczone przez Behra jako pliocen [4, 5].

Inne profile w krawędzi tej terasy w obrębie niecki są bądź podobne do opisanego, bądź różnią się nieco. I tak w Potworowie na wschodnim skraju wsi odsłaniają się w krawędzi terasy (274 m n.p.m.) następujące utwory (nr 2 na mapie):

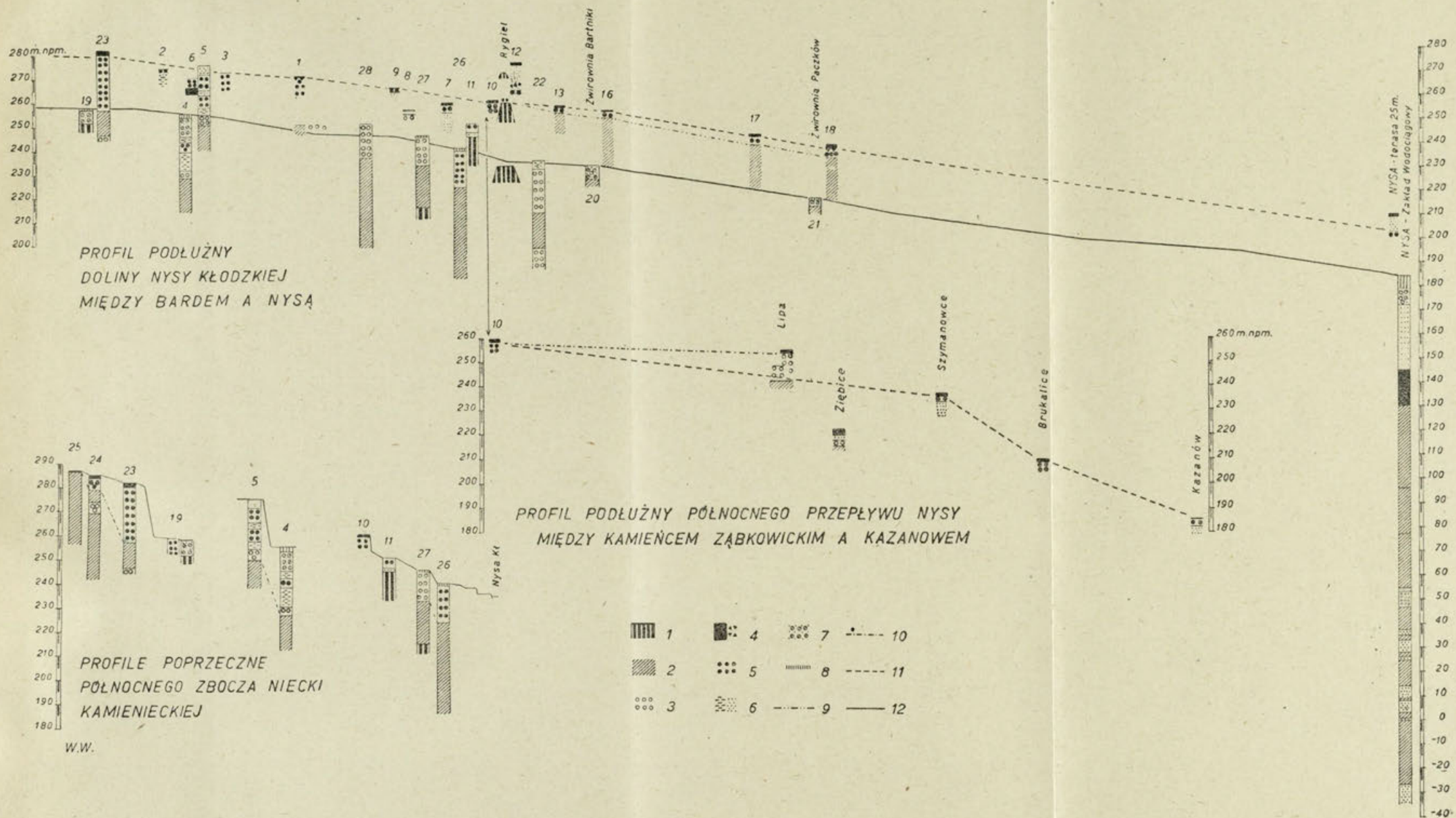
1. Gleba gliniasta ze żwirami	20 cm
2. Żwirry warstwowane i otczaki Nysy z materiałem eratycznym	160 cm
3. Piasek ilasty drobny popielaty o przekątnym uwarstwieniu (utwór fluwioglacjalny)	60 cm
4. Mułek rdzawy	30 cm
5. Piaski drobne popielatoszare, wstęgowe, warstwowane z ılem (osad zastoiska)	470 cm

Spąg ostatniej warstwy jest zasłonięty usypiskiem, w którym leżą głązy eratyczne do 30 cm średnicy, co do których nie wiadomo, czy pochodzą z rozmytej gliny zwałowej, czy z ukrytych pod usypiskiem resztek jakiejś starszej moreny dennej. Z profilu widać, że przed osadzeniem się stropowych żwirów Nysy miała miejsce w niecce kamienieckiej aku-

* W niniejszej pracy użyto na określenie czasu między maksimum interglacjału a maksimum glacjału terminu faza anaglacjalna (wstępująca) danego zlodowacenia, a na określenie czasu między maksimum glacjału a maksimum interglacjału terminu faza kataglacjalna (zstępująca) danego zlodowacenia. Terminy te zaczerpnięto z pracy L. Trevisan, Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques, opublikowanej w Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, Lisbonne 1949, 2 Travaux des sections II et III.



Rys. 2. Mapa morfologiczna niecki kamienieckiej i paczkowskiej. 1 — Sudety i wzniesienia skalne na ich przedpolu, 2 — lekko falisty płaskowyż moreny dennej, 3 — resztki recesyjnych moren końcowych zlodowacenia środkowo-polskiego, 4 — erozyjne spłaszczenia skalne w obrębie rygla i wzgórz kamienieckich, 5 — 25 metrowa plejstoceńska terasa żwirowa Nysy, 6 — terasy denne: a) 10 metrowa denna terasa skalna i żwirowa stadium warciańskiego, b) 4–5 metrowa denna terasa rolna zlodowacenia bałtyckiego, c) 1,5–2 metrowa denna terasa zalewowa (postglacjalna), 7 — „Białe żwiry” Nysy (pliocen), 8 — erozyjne podcięcia brzegów terasy i dolin, 9 — granica między zboczem a dnem dolin, 10 — doliny przełomowe, 11 — odkrytki z odnośnikami do tekstu, 12 — punkty wierceń z odnośnikami do tekstu, 13 — rzeki, 14 — miejscowości.



Rys. 3. Profile. 1 — podłoże skalne, 2 — ropy górnomioceni i plioceni, 3 — żwiry plioceni, 4 — morena denna i bruk morenowy, 5 — żwiry zasypania z okresu zlodowacenia krakowskiego i środkowo-polskiego, 6 — mułki i piaski fluwioglacjalne, 7 — żwiry zasypania z okresu zlodowacenia bałtyckiego, 8 — aluwia, 9 — powierzchnia ropy cokołu 25 metrowej terasy w paczkowskiej części rowu nyskiego, 10 — powierzchnia plejstoceni zasypania żwirowego z północnego przepływu Nysy, 11 — krzywa powierzchni zasypania żwirowego w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowo-polskiego, 12 — krzywa obecnego dna doliny Nysy (pow. terasy denne — zalewowej).

mulacja fluwioglacjalna, podczas której wody, spływające ze zbliżającego się lodowca osadziły na utworach zastoiskowych niesione przez siebie drobne piaski, wymyte z moreny dennej. Jak widać z tego, w okresie anaglacjalnym, ostatniego zlodowacenia na tym obszarze, istniały w niecce kamienieckiej warunki sprzyjające tworzeniu się bezodpływowych zastoisk.

Dla uzyskania bogatszego materiału, który posłuży do odtworzenia zdarzeń towarzyszących powstawaniu 25 metrowej terasy dajemy przegląd dalszych jej profilów (rys. 3).

W odległości 1 km na wschód jest czynna koło Przyłuku żwirownia, w której odsłonięto (nr 3 na mapie i w profilach):

1. Piasek ilasty, warstwowany, ze żwirami miejscowymi i eratycznymi. Wśród nich są reprezentowane piaskowce górno-kredowe z Kotliny Kłodzkiej, gnejsy sowiogórskie, porfiry i piaskowce permskie z dorzecza Ścinawki oraz lidyty i szarowaki z Gór Bardzkich. Średnica otoczków wynosi 5—10 cm. 70 cm
2. Żwiry i otoczaki warstwowane Nysy z materiałem eratycznym. Wśród nich są skały wymienione wyżej 110 cm
3. Bruk głazów i otoczków miejscowych i eratycznych, tkwiący w drobnym żwirze i rdzawym ilastym piasku 60 cm
4. Żwiry i otoczaki warstwowane Nysy (1—10 cm średnicy) z drobnymi żwirami eratycznymi, tkwiące w ilastym rdzawym piasku 50 cm
5. Mułek popielaty 5 cm
6. Piasek żelazisty rdzawy 12 cm
7. Żwiry Nysy z materiałem eratycznym 20 cm
8. Piasek rdzawy żelazisty 5 cm
9. Gлина rdzawa piaszczysta z przewarstwieniami popielatego ilastego piasku 10 cm
10. Żelazisty piasek rdzawy 5 cm
11. Żwiry warstwowane miejscowe i eratyczne 25 cm
12. Piasek gruby przechodzący ku dołowi w warstwowane żwiry i otoczaki miejscowe i eratyczne o średnicy do 40 cm 400 cm

Spąg ostatniej warstwy jest zasłonięty usypiskiem, w którym znajdują się głazy eratyczne o średnicy do 1 m.

Cały opisany kompleks żwirów i otoczków z przewarstwieniami piaszczystymi należy zaliczyć do zasypania podczas zlodowacenia środkowo-polskiego. Warstwy od 4. do 12. w opisanym profilu pochodzą z anaglacjalnej fazy tego zlodowacenia. Przewarstwienia ilastych piasków, mułków i gliny wskazują na zbliżanie się czoła lodowca, którego wody przynosiły do niecki ilaste osady wymyte z moreny dennej. Serię tę kończy warstwa 3. będąca śladem moreny dennej lodowca środkowo-polskiego, osadzonej na zasypaniu żwirowym. Stropowe żwiry (warstwa 1. i 2.) osadzone zostały w okresie kataglacjalnym, gdy Nysa spływała po powierzchni lodowcowego zasypania.

W odległości 900 m od tej zwirowni, na północnym skraju Przyłęku, wykonane było przez Niemców wiercenie w powierzchni terasy dennej — rolnej (225 m n.p.m.). Przebite tam były kolejno następujące utwory [4]:

0,0 — 0,2 m gleba szara	aluwium;
0,2 — 1,7 m glina szarozółtawa	aluwium;
1,7 — 9,9 m żwir szary gruby	aluwium;
9,9 — 12,7 m mułek niebieskawy	dyluwium;
12,7 — 16,7 m żwir szary	dyluwium;
16,7 — 23,5 m ił żółtawy niebiesko żółowany	dyluwium;
23,5 — 27,2 m żwir szary	trzeciorzęd.
27,2 — 39,3 m ił niebieskoszary	trzeciorzęd;
39,3 — 40,4 m piasek żółtawy	trzeciorzęd;

Wiekowe oznaczenia utworów podano według B e h r a. W przytoczonym profilu budzi zastrzeżenie zaliczanie do aluwium trzeciego od góry pokładu, tj. szarego grubego żwiru, który, jak o tym będzie mowa, należy uważać za zasypanie podczas glacjału bałtyckiego.

Uzupełnieniem opisanego jest sąsiednie wiercenie, które wykonano w powierzchni 25 metrowej terasy obok szosy z Barda do Ząbkowic w poziomie 275 m n.p.m. (nr 5 na mapie i w profilach) i w którym natrafiono na następujące utwory [4]:

0,0 — 3,9 m piasek żółtawy	dyluwium;
3,9 — 10,2 m żwir żółtawy	dyluwium;
10,2 — 12,8 m mułek niebieskoszary	dyluwium;
12,8 — 18,0 m żwir żółtawy	dyluwium;
18,0 — 20,7 m mułek niebieskoszary	dyluwium;
20,7 — 25,0 m żwir szary z wkładkami iłu	pliocen;
25,0 — 26,2 m ił jasny	pliocen;
26,2 — 36,0 m ił niebiesko-żółtawy	górnymiocen.

Obydwa opisanego wiercenia (nr 4 i 5) zestawione z sobą (por. profile rys. 3) dają ciekawy obraz budowy dna doliny Nysy oraz 25 metrowej terasy. Okazuje się mianowicie, że wyścielające dno niecki plioceńskie i górno-mioceńskie ily jeziorne są rozcięte. Erozja plioceńskiej Pranysy wytworzyła w nich formę dolinną, której dno leży ok. 30 m poniżej dna dzisiejszej doliny. Ta stara dolina rzeczna obrzeżona była wyerodowaną również w tych samych iłach 23 metrową terasą, stanowiącą rodzaj skalnego cokołu dzisiejszej 25 metrowej zwirowej terasy. Resztki żwirów plioceńskich występujące w obydwóch wierceniach, zarówno w dnie formy dolinnej, jak i na powierzchni terasy wyerodowanej w iłach dowodzą, że plioceńskie zasypanie żwirowe wypełniło wyerodowaną w iłach dolinę Pranysy. Dopiero preglacjalna erozja odpreparowała dawną formę dolinną, w której zostały z kolei osadzone utwory plejstoczeńskiego

zasypania w postaci mułków, piasków i żwirów. Trudno jednak na podstawie przytoczonych przez B e h r a opisów wierceń wnioskować cokolwiek o tym, do którego z dwóch złodowaceń należą te lub inne warstwy mułków, piasków i żwirów. Możemy natomiast stwierdzić na podstawie profilów wierceń, że terasa 25 metrowa stanowi typowy przykład terasy poligenicznej.

Jeszcze więcej na temat jej budowy można powiedzieć zestawivszy z przytoczonymi faktami profile wierceń wykonanych na zachód i na południe od Potworowa (por. nr 23, 24 i 25 na mapie i w profilach). A więc przy najdalej na zachód wysuniętym wierceniu (nr 25), które wykonane zostało w poziomie 287 m n.p.m. już poza terasą żwirową, przebite były [4]:

0,0 — 0,3 m gleba szara;	
0,3 — 30,0 m ił żółtawy i jasnosivy plamisty	trzeciorzęd.

W sąsiednim wierceniu położonym bliżej doliny (nr 24), wykonanym w poziomie 285 m n.p.m. wykryte zostały utwory [4]:

0,0 — 0,2 m gleba szara;	
0,2 — 1,2 m glina szarozółtawa ciężka zwałowa	dyluwium;
1,2 — 5,4 m żwir żółtawy	dyluwium;
5,4 — 10,5 m ił niebiesko-czerwony	trzeciorzęd;
10,5 — 16,2 m żwir szary	trzeciorzęd;
16,2 — 43,4 m ił niebieskoszary	trzeciorzęd.

W trzecim wierceniu, które wykonane już w powierzchni 25 metrowej terasy (nr 23) w poziomie 282 m n.p.m. okazały się przebite:

0,0 — 0,2 m gleba szara	
0,2 — 2,0 m glina żółtawa (zwałowa)	dyluwium;
2,0 — 25,3 m żwir z piaskiem żółtawy grubi i z wkładkami iłu	dyluwium;
25,3 — 35,8 m ił szaroniebieski z wkładkami żwirowymi	trzeciorzęd;
35,8 — 38,0 m żwir grubi ilasty	trzeciorzęd.

Z powyższego zestawienia (por. profile, rys. 3) wynika, że pierwotna powierzchnia trzeciorzędowych iłów jeziornych leżała w niecce kamienieckiej w poziomie około 287 m n.p.m. A więc rozcięcie ich przez Pranyse posiadało amplitudę około 60 m. Rozcięcie to nie było jednofazowe, o czym świadczy zrekonstruowana na podstawie wierceń nr 4 i 5 terasa iłowa, której powierzchnię widzimy również w wierceniu nr 23. Plioczeńskie zasypanie żwirowe tej starej formy dolinnej nie wypełniało jej całkowicie. Sięgało ono w niecce do około 40 m wysokości względnej (por. wiercenia 4 i 24). Następne zasypanie, które nastąpiło w plejstocenie, po preglacjalnym odpreparowaniu, wyniosło około 45 m. Żwiry jego, jak widać na przykładzie wiercenia nr 24, leżą cienką warstwą pod gliną zwałową poza morfologiczną powierzchnią terasy 25 metrowej. Obecne rzb-

cięcie, któremu zawdzięcza swą wysokość terasa 25 metrowa, wgłębiło się zaledwie do połowy grubości plejstocenijskiego zasypiania.

Rozcięcie to, jak dowodzi profil wiercenia koło Barda (nr 19 na mapie i w profilach), wypłyca się szybko w kierunku przełomu bardzkiego, gdzie na głębokości około 5 m poniżej dna rzeki występuje podłoże skalne z krystalicznych łupków szarowakowych. Fakt ten potwierdza przypuszczenia Zeunera o trwającym jeszcze w pliocenie wypiętrzaniu się Gór Bardzkich [29].

W wielkiej nieczynnej obecnie żwirowni w zboczu 25 metrowej terasy (270 m n. p. m.), położonej na zachód od szosy z Barda do Ząbkowic (nr 6 na mapie i w profilach), odsłania się wyklinowujący się ku północy pokład plejstocenijskich żwirów Nysy. W stropie profilu występują tam warstwowane żwiry Nysy z domieszką materiału eratycznego, miąższości 2 do 4 m. Leżą one na piaszczystej glinie zwałowej odsłoniętej do 3 m w głąb. W glinie tkwią liczne bloki eratyczne, wśród których obok skał fenoskandzkich zwracają uwagę duże gązdy gabra z okolicy Ząbkowic i bazaltów z Niemczy. Układ warstw w przytoczonym profilu świadczy, że sypanie przez Nysę żwirów 25 metrowej terasy było przeplecione transgresją lodowcową, po której rzeka płynęła po powierzchni moreny dennej i osadziła na niej swe żwiry. Ze względu jednak na brak stropowej części żwirów, zdartej przez denudację, trudno dziś stwierdzić, czy piaszczysta glina zwałowa należy do starszego, czy do młodszego zlodowacenia. Jedynie na podstawie małego stopnia zwietrzenia zawartych w niej bloków skalnych oraz przez analogię do podobnych utworów w Kotlinie Kłodzkiej [25] należy przypuszczać, że mamy tu do czynienia z gliną zwałową zlodowacenia środkowo-polskiego. W takim razie leżące na niej żwiry stanowiłyby odpowiednik warstw 1—2 z profilu żwirowni koło Przyłęku (nr 3), a glina zwałowa odpowiadałaby tamtejszemu horyzontowi bruku. Mielibyśmy więc do czynienia również i w opisywanej odkrywce ze żwirami z kataglacjalnego okresu zlodowacenia środkowo-polskiego.

Dalsze profile rzucające światło na budowę terasy 25 metrowej widoczne są w jej krawędziach w okolicy Kamieńca Ząbkowickiego. Ciągłość terasy została tam przerwana doliną rzeczki Budzówki, która płynie od Ząbkowic i uchodzi do Nysy koło Kamieńca. W wielkiej nieczynnej żwirowni (rys. 4) położonej na południe od cmentarza w Łopienicy (rys. 1, nr 7 na mapie) widać od góry (w poziomie 260 m n.p.m.):

1. Utwór gliniastopiaszczysty ze żwirami eratycznymi (przemyta morena denna) 100 cm
2. Żwiry Nysy poziomo warstwowane z eratykami. Wśród skał miejscowych występują zwietrzałe piaskowce kredowe i permskie oraz czerwone granity z okolic Kudowy 300 cm



Rys. 4. Żwirownia w Łopienicy koło Kamieńca w krawędzi 25 metrowej terasy. Liczby odnoszą się do objaśnienia w tekście. (Fot. W. Walczak)

3. Piaski fluwioglacjalne, zaburzone glacitektonicznie na kształt siodła. W stopniu widać wkładki żwirowe i porwaki ilu oraz horyzont manganowy. Kierunek osadzenia od ES 1000 cm

W pobliżu po północnej stronie cmentarza znajduje się druga opuszczona żwirownia (nr 8 na mapie), w której w poziomie 255 m n.p.m. widać następujące warstwy:

1. Gleba ze żwirami miejscowymi i eratycznymi 40 cm
2. Mułek białawy piaszczysty ze żwirami miejscowymi silnie zwietrzalymi 60 cm
3. Żwiry Nysy, silnie zwietrzałe żelaziste, zaburzone glacitektonicznie. Widoczna jest przewaga żwirów kwarcowych, obok których występują granity kudowskie i krystaliczne skały z okolic Kłodzka. Brak jest materiału eratycznego. Wśród żwirów tkwią wkładki drobnych silnie żelazistych piasków 210 cm

Różnica widoczna w stopniu zwietrzenia żwirów w obydwu odkrywkach dowodzi, że leżą tu w bliskim sąsiedztwie i prawie w tym samym poziomie dwa różnowiekowe ich kompleksy. Niezaburzone żwiry w pierwszym profilu, przykryte przemytą moreną denną, zostały osadzone po cofnięciu się lodowca na piaskach fluwioglacjalnych, sfałdowanych jego naciskiem. Natomiast w drugiej odkrywce odsłonięte są silnie zwietrzałe żwiry bez domieszki eratyków, a więc starsze, wieku co najmniej preglacjalnego. Transgredujący po nich lodowiec znacznie je zaburzył. Większa odległość tych żwirów od krawędzi terasy dowodzi, po-

dobnie jak poprzednio przytoczone wiercenia, że w tej poligenicznej terasie zachowały się bliżej zbczy dolinnych resztki starszych zasypań, w których następujące po nich okresy erozji wytwarzały formy dolinne, zasypywane z kolei podczas młodszych faz akumulacji.

W odległości około 1 km na północ w sąsiedztwie wygładzonego przez lodowiec skalistego pagórka z kotą 283 m n.p.m. widać we wcięciu polnej drogi w poziomie 265 m n.p.m. obok toru kolejowego do Ząbkowic 1,5 metrowy pokład drobnych żelazistych żwirów Nysy, przykrytych cienką warstwą ilów wstęgowych. Pod żwirami występują jasnoszare piaski fluwioglacjalne (odsłonięcie nr 9 na mapie).

Te niepokryte moreną denną żwiru są śladem błędzenia Nysy po powierzchni zasypiania wodno-lodowcowego. Nadległe ility wstęgowe dowodzą, że część niecki zmieniła się na pewien czas w zastoisko, w którym wody spływające z czoła pobliskiego lodowca osadzały wypłukane z moren części ilaste.

W sąsiedztwie dworca kolejowego w Kamieńcu nad małym dopływem Budzówki (nr 10 na mapie) widać w zniszczonym zboczu 25 metrowej terasy (258 m n.p.m.) 4 metrowy pokład silnie zwietrzałych żelazistych żwirów Nysy z materiałem eratycznym. Pod nimi leżą fluwioglacjalne piaski z drobnym żwirem, osadzone z kierunku WNW, miąższości około 40 cm. Przykrywają one 2 metrowy pokład grubych żwirów Nysy bez domieszki materiału eratycznego. W pokładzie tym występują obok siebie żwiru o różnym stopniu zwietrzenia; obok prawie niezwiertrzałych — silnie zwietrzałe i skaolinizowane, otoczone grubą żelazistą otoczką. Są tam obok kwarców reprezentowane porfiry, piaskowce permskie i kredowe, lidyty, łupki szarowakowe, różowe łupki krystaliczne z dorzecza Białej Łądeckiej, czerwone granity kudowskie, zlepieńce permskie i gnejsy sowiogórskie. Powstanie tego żwirowiska przypisujemy rozmyciu plioceńskich żwirów i wymieszaniu ich z młodszym zasypianiem żwirowym, którego wiek sądząc z braku żwirów eratycznych odnieść należy do anaglacjalnej fazy zlodowacenia krakowskiego.

Łożysko plejstoczeńskiej Nysy skręcało na północ dopiero u zachodniego podnóża wzgórz kamienieckich. Dowodzi tego wiercenie wykonane w okresie międzywojennym między Łopienicą a Kamieńcem (nr 26 na mapie i w profilach). Stwierdzono w nim, że plejstoczeńskie żwiru Nysy sięgają do 16,2 m w głąb (223 m n.p.m.) wypełniając rynną wyerodowaną w górnio-miocenkich iłach [3]. Łożysko to należy jeszcze do przepływu Nysy ku północy, gdyż jego dno leży około 10 m niżej od dna doliny przełomowej w ryglu skalnym pod Kamieńcem. Wiercenie dokonane 2 km na północ od Istebki (nr 28 na mapie) nie natrafiło już na zasypianie starej doliny Nysy.

Jak widać z przytoczonych profilów i opisów, 25 metrowa terasa w niecce kamienieckiej stanowi przykład terasy poligenicznej. Swoje powstanie zawdzięcza ona trzem fazom zasypiania żwirowego i lodowcowego, oddzielnymi okresami erozji odnawiającej formę dolinną. Okresy zasypiania przypadały na pliocen oraz na glacjały krakowski i środkowo-polski.

Tym samym musimy wyłączyć przyjmowane przez Z e u n e r a czwarte zasypianie żwirowe podczas ostatniego zlodowacenia (bałtyckiego), któremu ostatecznie miała zawdzięczać swe powstanie dzisiejsza terasa 25 metrowa.

Zasypianie żwirowe w pliocenie było poprzedzone erozyjnym rozcięciem powierzchni iłów plioceńskich i górno-mioceńskich — osadu słodkowodnego jeziorzyska, które wypełniało nieckę kamieniecką. Powierzchnia iłów, sądząc z profilu wiercenia na zachód od Potworowa (nr 25), leżała w poziomie około 287 m n.p.m. Dno rozcięcia w profilu wiercenia koło Przyłęku (nr 4) znajdowało się w poziomie 226 m n.p.m. Amplituda rozcięcia wynosiła więc około 60 m i przewyższała młodsze rozcięcia w preglacjale i w interglacjalach, których amplitudy wynosiły 30—45 m (por. profile).

ŻWIRY NYSY KŁODZKIEJ W DOLINIE OŁAWY

Jak już nadmieniliśmy, B e h r i M ü h l e n znaczą szereg odkrywek ze żwirami Pranasy, które wytyczają jej pierwotny odpływ z niecki kamienieckiej na północ przez Starczów ku Ziębicom, następnie wzdłuż doliny dzisiejszej Oławy przez Kazanów i Strzelin do Boreczka nad Ślężą [5]. Jesienią w 1952 roku zbadano raz jeszcze stanowiska cytowane przez wymienionych badaczy uzupełniając je nowymi znaleziskami. Równocześnie przy pomocy precyzyjnego altymetru Paulina i mapy 1 : 25 000 oznaczono wysokości występowania żwirów Nysy, co pozwoliło na zrekonstruowanie krzywej spadku Pranasy w kierunku północnym (por. profile).

Otóż koło wsi Lipa wznosi się nad szosą z Ziębic do Ząbkowic wskazany przez H. P i a s e c k i e g o * wyrównany poziom 260 m n.p.m. ze żwirownią, w której widać pod cienką pokrywą lessu i 1,5 metrową warstwą gliny zwałowej 12 metrowy pokład biały ch silnie skaolinizowanych żwirów Nysy (rys. 5). Obok przeważających żwirów i otoczków kwarcowych występują tam zwietrzałe piaskowce kredowe z Kotliny

* Hieronim Piasecki prowadzi na obszarze dorzecza Oławy szczegółowe badania nad morfologią i utworami plejstoceniowymi, które będą przedmiotem osobnej publikacji.



Rys. 5. Poziom 260 m n.p.m. koło wsi Lipa (SW od Ziębic) z 12 metrowym pokładem plioceńskich żwirów Nysy. (Fot. W. Walczak)

Kłodzkiej, litydy i łupki szarowakowe z Gór Bardzkich, skaolinizowane porfiry i nieliczne zwietrzałe gnejsy sowiogórskie. Strop pokładu żwirów leży w poziomie 253 m n.p.m. W sąsiedniej odkrywce w zboczu tego poziomu widać na wysokości 248 m n.p.m. również białe drobne żwiry Nysy o podobnym składzie, podścielone plioceńskim iłem. Stanowiska te były uważane przez Behra i Mühlena za żwirów terasy z interglacjału Elstera-Solawa (mazowieckiego). Przeczy temu jednak ich kaolinizacja i brak domieszki żwirów eratycznych. Na podstawie stopnia i rodzaju zwietrzenia oraz składu petrograficznego należy je zaliczyć do pliocenu.

W wielkiej cegielni koło dworca kolejowego w Ziębicach leżą w wysokości 217 m n.p.m. silnie zwietrzałe żwiry Nysy, wzmiankowane w opisie Behra i Mühlena [5]. Są to stare żwirów preglacjalne lub plioceńskie, zmieszane w stropie ze żwirami eratycznymi i przykryte brukiem morenowym zlodowacenia krakowskiego. Wśród nich obok przeważających żwirów kwarcowych występują piaskowce kredowe i różowe łupki krystaliczne z dorzecza Białej Łądeckiej. Podścielają je plioceńskie piaski i iły. W stropie na bruku morenowym leżą osady fluwioglacjalne, a na nich morena denna zlodowacenia środkowo-polskiego. Żwirów te w opisie Behra i Mühlena miały miąższość 4 m. Postępująca od tego czasu eksploatacja ściany cegielni zniszczyła bliższą osi doliny wschodnią część pokładu, który wyklinowuje się w stronę zachodniego zbocza doliny dzisiejszej Oławy.

Jeżeli zestawimy w profilu opisane stanowiska starych żwirów Prasnysy pod Lipą (strop w poziomie 253 m n.p.m.) i w Ziębicach (spąg 215

m n.p.m.), odległe od siebie zaledwie 1 500 m (por. profile rys. 3), widzimy, że podobnie jak w niecce kamienieckiej mamy i tu do czynienia z doliną wyerodowaną w plioceńskich łąkach jeziornych, zasypaną następnie żwirami plioceńskimi. Wysokość tego zasypiania ocenić można na około 35 m. W preglacjale została w tym zasypianiu odpreparowana dawna dolina. Na jej dnie na resztkach plioceńskich żwirów transgredujący lodowiec krakowski osadził pod Ziębicami glinę zwałową.

Przytoczone fakty dowodzą, że Pranyśa płynęła w plioce nie na północ wyraźnie zindywidualizowaną formą dolinną, a nie szeregiem płytkich rozgałęziających się ramion, jak twierdzili niemieccy badacze [5].

Na całej długości doliny Oławy między Ziębicami a Kazanowem nie znaczą oni ani jednej odkrywki ze żwirami Nysy [5]. W jesieni 1952 r. udało się jednak znaleźć tam dwa stanowiska żwirów nie zauważone przez uczonych niemieckich.

Pierwsze z nich leży w poziomie 235 m n.p.m. w starej żwirowni na szczycie pagórka na zachód od wsi Szymanowce. W stropie profilu występują tam piaski zwałowe około 1 metrowej miąższości z głazami eratycznymi. Pod nimi leży 2 metrowy pokład warstwowanych piasków i żwirów Nysy, które są złożone z kwarców, litytów, piaskowców, porfirów i granitów kudowskich, wymieszanych z materiałem eratycznym. Podścielają je szarozielonkawe piaski z otoczkami iłowymi, osadzone przez wody płynące z południa (a więc również osad wód Nysy). Miąższość tego ostatniego pokładu wynosi ponad 8 m. W przytoczonym profilu mamy do czynienia z zasypaniem pierwotnej doliny Nysy z okresu anaglacjalnego zlodowacenia środkowo - polskiego. Wskazuje na to przejście od osadu piaszczystego w spągu do żwirowego w stropie profilu, które zdradza wzrastający wpływ peryglacjalnego klimatu. Natomiast domieszka materiału eratycznego wśród żwirów wskazuje na pochodzenie jego z rozmycia osadów starszego zlodowacenia. Wreszcie ostatecznym dowodem przytoczonego wieku jest pokrycie żwirów piaskami zwałowymi zlodowacenia środkowo - polskiego.

Drugie stanowisko żwirów Nysy znajduje się również na zachodnim zkońcu doliny Oławy w kamieniołomie koło Brukalic przy szosie do Henrykowa. Leży tam w poziomie 208 m n.p.m. ponad 4 metrowy pokład piasków rzecznych przewarstwianych żwirami, wśród których obok materiału eratycznego i krzemieni występują skały z dorzecza Nysy Kłodzkiej. Są to granity kudowskie, lityty i szarowaki z Gór Bardzkich, piaskowce kredowe, czerwone piaskowce permskie i porfiry z dorzecza Ścinawki Kłodzkiej, częściowo skaolinizowane obok zupełnie świeżych. Na opisanych żwirach i piaskach rzecznych leży 1 metrowy pokład piaszczy-

stej gliny zwałowej. Brak przerwy między opisanymi osadami rzecznyymi a nadległą gliną morenową dowodzi, że i tu mamy do czynienia z resztką zasypania doliny Nysy z okresu anaglacjalnego zlodowacenia środkowo - polskiego. W zasypaniu tym, jak na to wskazuje różny stopień zwietrzenia żwirów, osadzone zostały jako domieszka przemyte żwirry starszego zasypania, prawdopodobnie z anaglacjalnej fazy glacjału krakowskiego.

W odległości 5 km w dół doliny w Kazanowie występuje opisane przez poprzednich badaczy stanowisko żwirów Nysy wysunięte nad Oławą najdalej na północ. Ponieważ obecnie profil ten jest zasypany, przytoczyć należy jego opis według Behra i Mühlena [5]. W poziomie około 185 m n.p.m. występował tam pod warstwą lessu i gliny zwałowej 2—3 metrowy pokład grubych warstwowanych żwirów Nysy, silnie żelazistych, zmieszanych z materiałem eratycznym. Pod nimi widać było zaburzone piaski fluwioglacjalne, przewarstwiane żwirem z materiałem trzeciorzędowym. Niestety, badacze niemieccy nie dali interpretacji tego profilu. Jak z opisu wynika, występują tam pod gliną zwałową zlodowacenia środkowo - polskiego żwirry rzeczne z anaglacjalnej fazy tego zlodowacenia osadzone na starszych utworach fluwioglacjalnych, które jak dowodzi glacitektoniczne ich zaburzenie, pochodzą z okresu transgresji poprzedniego zlodowacenia krakowskiego.

Zestawione na załączonych profilach (rys. 3) wysokości stropu poszczególnych stanowisk żwirów Nysy między Kamieńcem a Kazanowem pozwalają na rekonstrukcję dwóch krzywych spadku Przanysy. Łagodniejsza krzywa wyznacza powierzchnię zasypania plioceńskiego o bardzo małym spadku, wynoszącym między Kamieńcem a Lipą zaledwie 0,5‰. Druga niższa krzywa spadku, wyznaczona na podstawie stropu zasypania żwirowego w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowo - polskiego jest bardziej stroma; nachylenie jej między Kamieńcem a Szymanowcami wynosi 1,5‰, między Szymanowcami a Brukalicami wzrasta do 5,5‰, dalej ku północy na odcinku Brukalice—Kazanów nachylenie krzywej znów maleje do 2,5‰. Przyczyną tej wypukłej krzywej spadku powierzchni anaglacjalnego zasypania doliny rzecznej była zapewne silniejsza erozja Przanysy w preglacjale i w interglacjale ma z o w i e c k i m na skłonie wzniesień Przedgórze Sudeckiego ku Nizinie Wrocławskiej. Zasypanie anaglacjalne powtórzyło krzywą spadku dna doliny.

Przytoczone profile dowodzą, że Przanysa już w pliocenie płynęła na północ głęboką doliną wyerodowaną w jeziornych łąkach górno-mioceńskich i plioceńskich. Dolina ta została z kolei zasypana plioceńskimi żwirami do 35 m ponad dno. W preglacjale wzmożenie erozji odcpreparowało w owym zasypaniu pierwotną dolinę. Na jej dnie

transgredujący lodowiec krakowski pozostawił morenę denną. Zasypanie żwirowe w anaglacjalnej fazie tego zlodowacenia było widocznie bardzo małe. W interglacjale ma zowieckim Nysa ponownie odpreparowała swą pierwotną dolinę. Ówczesna erozja, silniejsza na skłonie Przedgórz Sudeckiego ku Nizinie Wrocławskiej, nadała jej charakterystyczny wypukły profil podłużny, który został powtórzony przez powierzchnię zasypania w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowopolskiego.

Powstaje pytanie: co działo się z wodami Pranyisy w glacjałach, gdy nasuwające się z północy lodowce zatamowywały jej odpływ w tym kierunku?

TERASA 25 METROWA W ROWIE NYSY

Odpowiedzi na sprecyzowane powyżej zagadnienie udziela profil wielkiej żwirowni koło dworca kolejowego w Kamieńcu Żąbkowickim (nr 12 na mapie i w profilach) oraz żwiru 25 metrowej terasy w rowie Nysy.

Żwirownia leży w poziomie 273 m n.p.m. u północnego podnóża kamienieckiego grzbietu. Ku północy powierzchnia terenu łagodnie opada w stronę Goleniowa (257,7 m n.p.m.). Ku wschodowi rozciąga się nieco wklęsła powierzchnia morenowego płaskowyżu (265—270 m n.p.m.). We wschodniej ścianie żwirowni widać następujący profil (rys. 6):

1. Gлина brunatna zwałowa z głazami eratycznymi, z inwolucjami mrozowymi w stropie i z horyzontem graniaków wiatrowych w spągu 100 cm
2. Piasek fluwioglacjalny, przekątnie warstwowany, osadzony przez wody płynące z NW, wyklinowujący się ku południowi 800 cm
3. Bruk morenowy, fragmentarycznie zachowany
4. Sfałdowane glacitektonicznie drobne żwiry z materiałem eratycznym, stłoczone z mułkami i piaskami zastoiskowymi 150—200 cm
5. Również zaburzone warstwowane żwiry Nysy, zorsztynizowane w stropie, złożone z porfirów, górno-kredowych piaskowców, granitów kudowskich i skał krystalicznych z okolic Kłodzka 100 cm
6. Drobne jasne piaski fluwioglacjalne, przekątnie warstwowane, osadzone przez wody płynące z NE (spąg niewidoczny) 200 cm

Strop żwirów Nysy w opisanym profilu (warstwa 5) leży w poziomie 262 m n.p.m., a więc o 2 m wyżej niż w terasie koło Łopienicy. Różnica ta została spowodowana glacitektonicznym spiętrzeniem i nasunięciem na przeszkodę, którą stanowiło północne podnóże wzgórz kamienieckich. Stratygrafia utworów w opisanym profilu dowodzi, że żwiry te zostały osadzone w anaglacjalnej fazie zlodowacenia krakowskiego, gdy wody spływające z czoła pobliskiego lodowca wypełniły piaskami fluwio-

glacialnymi nieckę kamieniecką, zapewne już częściowo zasypaną rzeczynymi żwirami. Nysa, której odpływ na północ był zatamowany transgredującym lodowcem, błędziła wśród piasków fluwioglacialnych w poziomie około 260 m n.p.m., szukając ujścia ku wschodowi. Ponieważ jednak zagradzał jej drogę w tym kierunku rygiel kamieniecki, w którym nie było jeszcze przełomu, rzeka zgodnie z istniejącymi wówczas zakłębłościami terenu opłynęła od północy wzgórza kamienieckie, aby tamtędy przelać się do paczkowskiej części rowu Nysy. Przelew, którego istnienie przypuszczamy, musiał być bardzo słaby, gdyż nie natrafiono w paczkowskiej części rowu Nysy na żwirowe osady z tego okresu. Zorzstynizowana powierzchnia żwirów Nysy w opisanym profilu świadczy, że Nysa była w tym czasie uboga w wodę. Rzeka sączyła się płytkimi ramionami wśród swych żwirowisk. Powierzchnia ich była odsłaniana i pokrywana tundrową roślinnością. Śladem po niej jest dzisiejszy poziom orsztynowy, widoczny w stropie warstwy 5.

Nysa, przelawszy się do rowu nyskiego, spływała wraz z potokami sudeckimi jego obniżeniem ku wschodowi. Rów ten musiał bowiem już wówczas spełniać rolę pradoliny, odprowadzającej w tym kierunku wody sudeckie oraz wody spływające ze zbliżającego się czoła lodowca.

Jak już wspomniano, nigdzie jednak nie natrafiono w rowie nyskim na osady rzeczne z tego okresu. Być może, wyprzątnęły je wody lodowcowe, których odpływ rowem musiał się wzmacniać w miarę zbliżania czoła lodowca. Odpływ taki musiał powtórzyć się również w fazie kataglacialnej, gdy lodowiec krakowski topniał. Dowodem potwierdzającym to przypuszczenie jest zerodowana, nachylona ku wschodowi, powierzchnia górno-miocięńskich łąw budujących cokół 25 metrowej terasy w paczkowskiej części rowu Nysy. Jej nachylenie między Byczeniem a Paczkowem wynosi 2⁰/100. Dowodem silnej preglacialnej erozji w rowie nyskim jest również wcięcie w łąwach górno-miocięńskich widoczne w profilu wiercenia w Nysie. Sięga ono do 130 m n.p.m. tj. 55 m poniżej dzisiejszego dna doliny (por. profile, rys. 3). Bezpośrednio na łąwach leży w nim 15 metrowy pokład gliny zwałowej, przykryty 25 metrową warstwą piasków lodowcowych. Ponieważ glina zwałowa ostatniego na tym obszarze zlodowacenia środkowo - polskiego występuje koło Nysy w północnym zboczu doliny na poziomie około 210 m n.p.m. i pokrywa piaski fluwioglacialne oraz pod nimi leżące piaski i żwiry Nysy z anaglacialnego zasypania, przeto glinę zwałową w profilu wiercenia oraz leżące na niej piaski lodowcowe uważać należy za morenę denną starszego zlodowacenia krakowskiego. Erozja poprzedzająca transgresję tego lodowca działała widocznie najsilniej we wschodniej części rowu, proporcjonalnie do rosnącej w tym kierunku masy wód lodowcowych i sudeckich. Trud-



Rys. 6. Wschodnia ściana żwirowni koło dworca w Kamieńcu Ząbkowickim. Liczby odnoszą się do objaśnienia w tekście. (Fot. W. Walczak)

dno jednak przypisać wyłącznie erozji tak głębokie rozcięcie. Nie znajdujemy bowiem w anaglacjalnej fazie zlodowacenia krakowskiego dość niskiej bazy erozyjnej warunkującej aż tak głębokie wcięcie w rowie nyskim. Należy więc przypuszczać, że w grę wchodziły tu również czynniki natury tektonicznej, które spowodowały obniżenie dna rowu w jego wschodniej części.

Osadzone na żwirach Nysy utwory zastoiskowe, widoczne w opisanym profilu żwirowni koło dworca kolejowego w Kamieńcu Ząbkowickim, dowodzą, że w końcu nastąpiło zupełne zatamowanie odpływu z niecki kamienieckiej, która zamieniła się w zastoisko. Czynnikiem tamującym musiał być transgredujący lodowiec. Na powierzchni utworów zastoiskowych osadził on z kolei morenę denną, której śladem są resztki bruku. Nacisk wielkiej masy lodu zaburzył leżące pod nim utwory.

W okresie kataglacjalnym Nysa odpreparowała swoją pierwotną dolinę w kierunku północnym. Nieco wcześniej musiało nastąpić całkowite wyprątnięcie przez wody lodowcowe osadów lodowcowych z rowu nyskiego i odsłonięcie zerodowanej powierzchni leżących w jego dnie ilów górno-miocenijskich. Ostatecznie dno rowu, na którym osadziły się żwiry Nysy podczas anaglacjalnej fazy następnego zlodowacenia środkowopolskiego, leżało około 20 m ponad dnem dzisiejszym w poziomie 255—235 m n.p.m. w paczkowskiej części rowu nyskiego i 200 m n.p.m. koło miasta Nysy.

W profilu żwirowni koło dworca kolejowego w Kamieńcu podczas transgresji zlodowacenia środkowopolskiego zostały osadzone na resztkach bruku starszej moreny dennej górne piaski fluwioglacjalne. Lodowiec nasuwał się widocznie powoli, jeżeli na jego przedpolu na powierzchni piasków sandrowych wytworzył się w warunkach peryglacjalnej pustyni horyzont ogładzanych przez wiatr graniaków, które zostały następnie wmieszane w spąg moreny dennej.

W tym czasie dokonał się ponowny przelew Nysy na wschód do niecki paczkowskiej, połączony z opłynięciem od północy wzgórz kamienieckich. Świadczą o tym profile odkrywek koło wsi Byczeń i w 25-metrowej terasie Nysy na wschód od kamienieckiego rygla, który ciągle jeszcze nie był rozcięty.

Wieś Byczeń leży częściowo na spłaszczeniu skalnym (około 260 m n.p.m.) u wschodniego podnóża kamienieckiego grzbietu. W cegielni na północno-wschodnim krańcu wsi (odsłonięcie nr 13 na mapie i profilach) leży w poziomie 257 m n.p.m. bezpośrednio na górno-miocenijskim ile od 1 do 2 metrów grubości pokład warstwowanych żwirów Nysy. Składają się one ze słabo zwietrzałych górno-kredowych piaskowców, czerwonych piaskowców permskich i porfirów z dorzecza Ścinawki Kłodzkiej

oraz z domieszki żwirów eratycznych. Kieszenie w stropie pokładu żwirów wypełnia zalegająca na nich glina zwałowa, miąższości około 1 m.

W tym samym poziomie w odległości około 1 km na północo-wschód widać we wcięciu polnej drogi warstwowane żwiry Nisy przykryte gliną zwałową, miąższości 50—100 cm (nr 14 na mapie i w profilach). W pobliżu w głębokim wkopie obok toru kolejowego do Paczkowa, również w poziomie 257 m n.p.m. odsłonięty jest 1,5 metrowy pokład warstwowanych żwirów Nisy przykrytych 1 metrową warstwą gliny zwałowej. Pod nimi widać piaszczystą glinę zwałową, przeszło 4 metrowej miąższości, z blokami eratycznymi o średnicy do 2 m (nr 15 na mapie i w profilach). Jeszcze dalej ku wschodowi koło Doboszowic w krawędzi terasy 25 metrowej przy torze kolejowym odsłania się w poziomie 255 m n.p.m. następujący profil (por. nr 16 na mapie i w profilach):

1. Glina zwałowa piaszczysta 50 cm
2. Warstwowane żwiry Nisy z gnejsami sowiogórskimi, różowymi łupkami krystalicznymi z dorzecza Białej Łądeckiej, piaskowcami górno-kredowymi, litydami i szarowakami z Gór Bardzkich, zmieszane z materiałem eratycznym 100 cm
3. Ił górnomioceniński, budujący cokół terasy.

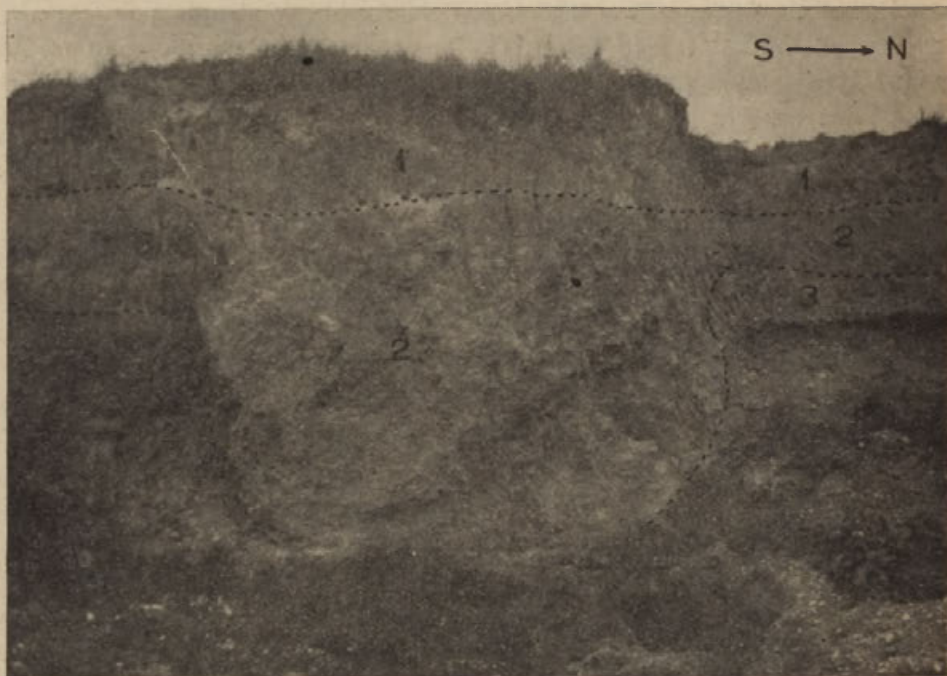
Na wschód od Doboszowic u podnóża gnejsowych wzniesień między Poniatowem Górnym a Chałupkami 25 metrowa terasa nie zachowała się. W jej wysokości ciągnie się erozyjne podcięcie zbocza tych wzniesień.

Natomiast na południowym brzegu Nisy terasa 25 metrowa jest dobrze rozwinięta. Opada ona ku rzece między Błotnicą a Starym Paczkowem urwistą krawędzią erozyjną, dzięki czemu umożliwiające jest śledzenie jej budowy. Koło Kozielna powierzchnia jej leży w poziomie 245 m n.p.m. W odkrywcę widać tam następujący profil (nr 17 na mapie i w profilach):

1. Glina zwałowa rozmyta 30 cm
2. Żwiry Nisy, warstwowane, glacitektonicznie zaburzone w stropie, złożone z szarowak i litytów z Gór Bardzkich, piaskowców górno-kredowych, czerwonych piaskowców permskich i porfirów z dorzecza Ścinawki Kłodzkiej oraz z domieszki żwirów eratycznych 370 cm
3. Ił górno-mioceniński siwy budujący podobnie jak koło Doboszowic cokół terasy.

Koło Paczkowa powierzchnia terasy znacznie się rozszerza. W zachodniej ścianie starej cegielni położonej w jej obrębie na południe od Paczkowa (nr 18 na mapie i w profilach) odkryty jest następujący profil, którego strop leży w poziomie 240 m n.p.m.:

1. Glinka pylasto-piaszczysta z gładzikami (produkt rozmycia i zmieszania z lessem gliny zwałowej 50 cm
2. Glina zwałowa zwięzła. (Wypełnia ona do 2,5 m głębokie kieszenie i kliny lodowe w leżących pod nią żwirach Nisy) 100 cm



Rys. 7. Kieszeń lodowa w żwirach terasy 25 metrowej koło Paczkowa, wypełniona gliną zwałową. Objaśnienia w tekście. (Fot. W. Walczak)

3. Żwiry Nysy warstwowane, złożone z szarowak, litych, granitów kudowskich, gnejsów sowiogórskich, piaskowców górno-kredowych, czerwonych piaskowców permskich i porfirów z dorzecza Ścinawki Kłodzkiej 420 cm

4. Ił górno-mioceni siwy, piaszczysty w stropie, odstąpiły do 5 m w głąb.

Wypełnione gliną zwałową kieszenie i kliny lodowe w żwirach warstwy 3, głębokie do 2,5 m, należą do zjawisk krioturbacyjnych strefy peryglacjalnej, pochodzących z anaglacjalnego okresu zlodowacenia środkowo-polskiego, podobnie jak horyzont graniaków w spągu moreny w żwirowni koło dworca w Kamieńcu. Kliny te i kieszenie zostały wypełnione gliną zwałową tego zlodowacenia (rys. 7).

Przytoczone profile z paczkowskiej części rowu Nysy świadczą, że w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowo-polskiego Nysa przedarła się po raz drugi do rowu nyskiego i spływała nim na wschód, pozostawiając tym razem trwałe ślady w postaci swych żwirów. Nastąpiło to, gdy transgredujący lodowiec zatałmował odpływ rzeki na północ. Błądząc po powierzchni niecki kamienieckiej zasypanej koło Kamieńca żwirami do 260 m n.p.m., Nysa obniżeniem Goleniowa opłynęła od północy wzgórze kamienieckie i między Byczaniem



Rys. 8. Część recesyjnych moren końcowych otmuchowsko-nyskich koło Otmuchowa. (Fot. W. Walczak)

a Doboszowicami — jak na to wskazują stanowiska jej żwirów, wpłynęła do paczkowskiej części rowu nyskiego. Tu na obnażonej i zerodowanej powierzchni górno-miocięńskich ilów Nysa osadziła około 5 metrowy pokład żwirów. Są one widoczne w krawędzi dzisiejszej 25 metrowej terasy aż po Stary Paczków. Jezioro Otmuchowskie nie pozwala na śledzenie dalszego ich występowania. Widać je ponownie dopiero na skraju miasta Nysy w poziomie 200 m n.p.m., a 20 m ponad rzeką w północnym zboczu doliny. Jest to 3—4 metrowy pokład warstwowanych piasków i żwirów rzecznych Nysy przykrytych przez piaski fluwioglacjalne, miąższości 10 m, które są osadzone z kierunku NW. Na piaskach fluwioglacjalnych zalega z kolei 2,5 metrowa warstwa gliny zwałowej.

Jak z tego widać, rów Nysy był wtedy wykorzystywany po raz drugi dla odpływu ku wschodowi wód sudeckich i lodowcowych, które według Andersa [1] spływały następnie ku południo-wschodowi w kierunku Opawy i Cyny.

Lodowiec najwidoczniej zbliżał się bardzo wolno i zatrzymywał się często, skoro na powierzchni żwirowisk Nysy powstały zjawiska krioturbacyjne, związane ze strefą peryglacjalnego klimatu. Widzimy je w profilach koło Suszki w niecce kamienieckiej oraz w cegielniach w Byczynie i koło Paczkowa w paczkowskiej części nyskiego rowu w postaci klinów lodowych i kieszeni wypełnionych gliną zwałową.

Ostatecznie lodowiec środkowo - polski, jak tego dowodzi jego glina zwałowa na żwirach w opisanych wyżej profilach, przekroczył nieckę kamieniecką i rów Nysy, wdzierając się przełomem bardzkim i przełęczami do wnętrza Kotliny Kłodzkiej [2, 25, 26]. Jego morena denna w cegielni w Paczkowie oraz w profilu 25 metrowej terasy koło Kozielna stanowi obok przykładów zaczerpniętych z Kotliny Kłodzkiej [25, 26] jeszcze jeden dowód na to, że końcowe moreny między Otmuchowem a Nysą (rys. 8), które badacze niemieccy [1, 5, 6, 8, 22, 28] poczytywali za moreny czołowe znaczące najdalszy zasięg zlodowacenia Solawy (środkowo - polskiego), są tylko końcowymi morenami stadialnymi z okresu recesji w katalacjalnej fazie tego zlodowacenia.

POWSTANIE PRZEŁOMU W RYGLU KAMIENIECKIM I USTALENIE RÓWNOLEŻNIKOWEGO ODCINKA DOLINY NYSY

Na powierzchni wąskiego skalnego rygla ponad wsią Śremem widnieje płytkie obniżenie erozyjne z dnem w poziomie 258 m n.p.m. Od południa ogranicza je wzniesienie 267 m n.p.m. rozcięte przekopem linii kolejowej do Złotego Stoku. Od tej kulminacji teren wznosi się stopniowo

ku południowi. Od północy zaś powierzchnia rygla wznosi się również do 271 m n.p.m., tuż nad krawędzią przełomu. W dnie wspomnianego obniżenia leżą w cienkiej warstwie gleby bezpośrednio na skale, w wysokości względnej 24 m, typowe żwiry Nysy złożone z nieznacznie zwietrzałych porfirów, czerwonych piaskowców permskich, piaskowców górnokredowych, granitów kudowskich, litytów i szarowak z Gór Bardzkich.

Brak pokrycia gliną zwałową i świeżość erozyjnego obniżenia dowodzą, że wody Nysy po ustąpieniu lodowca z niecki kamienieckiej przelewały się tędy ku wschodowi przez rygiel nie rozcięty jeszcze do dzisiejszej głębokości.

W samym przełomie na krawędzi jaru widnieją na obydwóch brzegach erozyjne terasy skalne około 258 m n.p.m. (w wysokości względnej 24 m), dowodzące, że i w tym miejscu istniało obniżenie w powierzchni rygla, przez które przelewało się ku wschodowi drugie ramię Nysy. Jemu to przypało w udziale wyerodowanie przełomu.

Mogło to nastąpić tylko wtedy, gdy Nysa płynęła w niecce kamienieckiej koło Kamieńca w poziomie około 260 m n.p.m., czyli w tym, w którym widnieją opisane ślady przepływu obniżeniami w ryglu (258 m n.p.m.). Jeżeli zestawimy wysokości teras żwirowych z anaglacjalnej fazy zlodowacenia *środkowo - polskiego* pokryte gliną zwałową, powyżej rygla w niecce kamienieckiej i poniżej w paczkowskiej części rowu nyskiego, to wówczas widzimy jasno, że Nysa, aby przelać się obniżeniami w ryglu, musiała spływać po ich powierzchni. Rygiel bowiem był pogrążony w zasypaniu rzeczonym i lodowcowym właśnie po dna obydwóch opisanych obniżeń (por. profile rys. 3). Warunki dla takiego przepływu istniały tylko w kataglacjalnej fazie zlodowacenia *środkowo - polskiego*, gdy cofający się lodowiec uwolnił już przełom bardzki i część kamienieckiej niecki, a Nysa, zasilana wodami lodowcowymi, spływała po powierzchni moreny dennej, pokrywającej zasypanie żwirowe. Ponieważ lodowiec nie pozwalał jej na opłynięcie od północy wzgórz kamienieckich, tak jak to odbywało się w fazie anaglacjalnej, pozostawało tylko sforsowanie rygla, prawie zupełnie pogrążonego w zasypaniu.

W czasie gdy Nysa przelewała się dwoma ramionami przez opisane obniżenia w ryglu kamienieckim, ustalony został recesyjny postój czoła lodowca na linii moren końcowych koło Potworowa i Przyłęku wzdłuż północnej krawędzi niecki i wzdłuż ciągu moren otmuchowsko-nyskich u północnej krawędzi rowu nyskiego. Rów Nysy po raz trzeci przybrał charakter peryferycznej pradoliny, tym razem na dłuższy okres, jak o tym świadczą dobrze wykształcone moreny końcowe między Otmuchowem a Nysą.

Impulsem do erozyjnego pogłębienia łóżyska Nysy w obrębie rygla musiały być zdarzenia rozgrywające się w pradolinie nyskiej, która sta-

nowiła najbliższą dolną bazę erozyjną. W miarę spływu na wschód tą pradoliną wód lodowcowych i sudeckich musiało postępować naprzód rozcinanie i wyprzątanie zasypiania lodowcowego i rzecznego. Wzmogło się ono jeszcze bardziej, gdy w miarę cofania się czoła lodowca, atakowanego szybszym od wschodu topnieniem, wody pradoliny uzyskiwały na wschód od miasta Nysy możliwość odpływu ku Odrze, a co za tym idzie, otrzymywały coraz niższą bazę erozyjną. Ostatecznie odpływ ich ustalił się dawną doliną Białej Głuchołaskiej [1, 5]. W wyniku tego postępowano naprzód rozcinanie rygla przez Nyse, on bowiem z kolei stanowił dolną bazę erozyjną dla niecki kamienieckiej.

Erozja po wyprzątnięciu z paczkowskiej części rowu nyskiego stosunkowo cienkiej pokrywy żwirów Nysy przykrytych gliną zwałową — rozcinała leżące pod nimi dno zbudowane z górnio-miocenijskich ilów jeziornych.

Nie było to jednak pierwsze rozcięcie ilów trzeciorzędowych wypełniających dno zachodniej części rowu nyskiego. Wiercenie koło Śremu (nr 22 na mapie i w profilach), którego opis przytacza Behr [3], dowodzi potężnego, bo około 40 metrowego innego rozcięcia, wypełnionego pliocenijskimi żwirami z resztkami węgla brunatnego. Brak w opisie Behra petrograficznego składu tych żwirów nie pozwala na dokładne określenie, jaka rzeka spowodowała to rozcięcie i zasypianie. Znamienne jest jednak, że ani sąsiednie wiercenia w Bartnikach, ani dalej ku wschodowi w Paczkowie, ani też wiercenie w Nysie nie stwierdziły rozcięcia ilów trzeciorzędowych wypełnionego pliocenijskimi żwirami. Należy więc przypuszczać, że owa rzeka, na której łożysko natrafiło wiercenie koło Śremu, mogła płynąć tylko ku północy, poprzecznie do dłuższej osi rowu, podobnie jak Pranysa i Biała Głuchołaska. W tym kierunku istnieje bowiem przerwa w ciągu skalnych wzniesień zamykających od północy rów. Przerwą tą między Byczeniem a Doboszowicami wody jakiejś rzeki mogły odpływać ku północy. Z dzisiejszej rzeźby oraz oznaczonych przez Behra resztek pliocenijskich żwirowisk [3] można wnosić, że ta pliocenijska rzeka wpływała do rowu nyskiego z południa od strony Złotego Stoku i Przełęcz Różaniec (583 m n.p.m.). Możliwe, że była to Prabiała Łądecka. Podobne przypuszczenie wysunął już Behr w objaśnieniu do arkusza „Ząbkowice“ mapy geologicznej 1 : 25 000 [4]. Przypuszczał on jednak, że pliocenijska Prabiała Łądecka płynęła z Przełęcz Różaniec przez czechosłowacką miejscowość Bila Voda w kierunku na Paczków. Przypuszczenie to opierało się na braku skał z dorzecza Białej Łądeckiej wśród pliocenijskich żwirów Nysy w niecce kamienieckiej. Na tej podstawie autor ten uważał, że wówczas Biała Łądecka nie była dopływem Nysy i szukał dla niej innego przepływu. To jego przypuszczenie o przepływie Białej Łądeckiej na północ przez Przełęcz Różaniec ma dużo cech prawdopodo-

bieństwa. Prócz wspomnianego łożyska, nawierconego koło Śremu, na inny niż dziś bieg tej rzeki wskazuje pokaptażowe jej kolano poniżej Łądka w poziomie około 420 m n.p.m. W przedłużeniu starej doliny powyżej kolana odbiega tam ku północy szeroka dolina wiodąca na Przełęcz Różaniec. Po przeciwnej stronie przełęczy ma ona jakby swe przedłużenie w kierunku na Złoty Stok i Śrem. Wysokie poziomy erozyjnego zrównania na zboczach doliny Białej koło Łądka wskazują, że rzeka płynęła kiedyś w poziomie około 550 m n.p.m. Poziomy te są również widoczne na zboczach doliny odbiegającej od kaptażowego kolana ku Przełęczy Różaniec. Fakty te potwierdzają możliwość przepływu plioceńskiej Prabiałej Łądeckiej od Łądka na północ przez dzisiejszą Przełęcz Różaniec (583 m n.p.m.) pod warunkiem przyjęcia młodszego tektonicznego wydźwignięcia Sudetów Wschodnich, które, jak twierdzi Z e u n e r, trwało jeszcze w pliocenie, a nawet w plejstocenie [29].

Prabiała Łądecka byłaby więc obok Pranysy i Białej Głuchołaskiej trzecią wielką rzeką plioceńską, która spływała z Sudetów Wschodnich ku północy głębokim łożyskiem, wyerodowanym w górnio-miocięńskich łałach wyścielających dno niecki kamienieckiej i rowu Nysy.

Wróćmy jednak po tej dygresji do naszego przełomu. Wcześniejszego niż w niecce kamienieckiej pogłębiania doliny rzecznej w rowie Nysy dowodzi dziś jeszcze widoczne wypukłe załamanie krzywej erozyjnej tuż powyżej rygła kamienieckiego (por. profil, rys. 3), powodujące bystrza i szypoty. Świadczy ono, że działała tu i jeszcze działa erozja wsteczna. W miarę pogłębiania przełomu, który w świetle przytoczonych dowodów należy uważać za epigenetyczny, postępowało rozcinanie i wyprzątanie zwirowego i lodowcowego zasypania z niecki kamienieckiej. Trwało ono przez cały kataglacjalny okres zlodowacenia środkowo - polskiego, gdyż cofający się lodowiec odsłaniał coraz niższe dolne bazy erozyjne i wreszcie umożliwił swobodny odpływ wód z pradoliny nyskiej do Odry. Odpływ umożliwiło odpreparowanie starej doliny Białej Głuchołaskiej [1, 5).

Dzisiejsza dolina Nysy na przedpolu Sudetów Wschodnich jest więc wynikiem spowodowanego przez lodowiec glacialu środkowo - polskiego połączenia Nysy i Białej Głuchołaskiej, dwu pierwotnie na północ płynących rzek. Czynnikiem łączącym stał się równoleżnikowy, peryferyczny przepływ wód sudeckich i lodowcowych pradoliną nyską, predysponowaną obniżeniem rowu tektonicznego u krawędzi tej części Sudetów.

Pogłębianie nowej doliny Nysy w obrębie niecki kamienieckiej i połączonej z nią epigenetycznym przełomem pradoliny nyskiej nie było ciągłe. Przerwę w procesach erozji i wyprzątania sygnalizują: 10 metrowa terasa skalna koło Byczenia oraz szczytkowe terasy 10 metrowe koło

Doboszowic, Kamieńca, Dzbanowa i Barda, wyerodowane w żwirach terasy 25 metrowej a pokryte warstwą przemytych lessów, glin i piasków. Ponieważ wysokość tych fragmentów wskazujących na rozwój erozji bocznej zgadza się z wysokością terasy Odry, zaliczanej do stadium warciańskiego [16, 22], musimy również przyjąć, że w tym okresie nastąpiło w niecce i w pradolinie nyskiej zahamowanie erozji w głąbnej.

Nowe wiercenia w dnie zachodniej części pradoliny nyskiej w żwirowniach „Bartniki“ i „Paczków“ stwierdziły istnienie najmłodszego zasypania żwirowego, wysokości około 10 m. Składa się ono z zupełnie świeżych żwirów Nysy, których średnice rosną ku spągowi. W środkowej i w dolnej części profilu, jak stwierdzono w żwirowni w Bartnikach (na mapie nr 20), tkwią wśród żwirów Nysy bloki eratyczne z rozmytej moreny (do 80 cm średnicy), a prócz nich duże bloki skał miejscowych oraz liczne pnie czarnych dębów i zbutwiałych jesionów. Na żwirach leży 2 metrowy pokład piaszczystej żółtawej glinki z przemycia lessów, przewarstwiany drobnym ilastym piaskiem rzeczonym. Opisany kompleks żwirowy leży na zerodowanej powierzchni iłów górno-miocęńskich występującej w Bartnikach około 7 m pod poziomem rzeki, a w żwirowni w Paczkowie płycej, bo 3 do 4 m poniżej zwierciadła Nysy. Równocześnie kompleks ten buduje terasę denną, rolną 4 do 5 m, która występuje na całej przestrzeni dna doliny Nysy, tak w obrębie Kotliny Kłodzkiej, jak i na przedpolu Sudetów w niecce kamienieckiej i w pradolinie nyskiej. Jest to, jak dowodzą przytoczone fakty, terasa utworzona w rozcięciu żwirów budujących terasę 25 metrową, a w zachodniej części pradoliny nyskiej w rozcięciu iłów górno-miocęńskich stanowiących cokol tej terasy.

Ponieważ przyczyną, która spowodowała to najmłodsze zasypanie mógł być tylko ostatni glacjał bałtycki, przeto wiek zasypania zaliczamy do okresu tego zlodowacenia.

Współczesne łóżysko Nysy wyerodowane jest w obrębie najmłodszego zasypania. Nie dotarło ono jednak jeszcze do podścielających go iłów trzeciorzędowych.

WNIOSKI

W paleogenie powstał na brzegu Wschodnich Sudetów nyski rów tektoniczny, a w jego przedłużeniu ku zachodowi również tektonicznie pre-dysponowane obniżenie niecki kamienieckiej [1, 3, 4, 5]. Trudno dziś do-ciec, czy pierwotnie obniżenia te łączyły się z sobą, a następnie dopiero rozdzieliło je wydzwignięcie poprzecznego garbu skalnego, którego częścią są dzisiejsze wzgórza kamienieckie. Południowe ich przedłużenie sta-

nowi rygiel kamieniecki i podłoże skalne płaskowyżu wznoszącego się łagodnie od rygla ku brzegowi Sudetów.

W środkowym miocenie rów nyski był zajęty przez zatokę ówczesnego morza. Osady morskie występują w profilu wiertniczym w Nysie 212 m poniżej dzisiejszego dna doliny, a 25 m poniżej poziomu morza [6]. Fale tego morza wyerodowały u podnóża Gór Złotych i Opawskich szeroką terasę abrazyjną, którą opisał A n d e r s w 1939 r. [1]. Z braku jednak równie głębokich wierceń w zachodniej części rowu i w niecce kamienieckiej nie możemy stwierdzić, jak daleko ku zachodowi sięgało w rowie nyskim ówczesne morze i czy wypełniło ono również nieckę kamieniecką. Przez analogię tylko z Górami Złotymi i Opawskimi można przypuszczać, że niezwykle płaska powierzchnia płaskowyżu, w którą przechodzi rygiel kamieniecki, a która podnosi się ku południowi od 280 do 320 m n.p.m., może być również terasą abrazyjną miocenijskiego morza. W takim razie byłaby to jedyna podstawa do przypuszczeń, że sięgało ono i do niecki kamienieckiej.

W górnym miocenie i w dolnym pliocenie rów nyski i nieckę kamieniecką wypełniały słodkowodne jeziorzyska, których nie brakowało wtedy również i dalej na północy na całym obszarze Dolnego Śląska [10]. Osadziły się w nich grube pokłady ciemnych, siwych i pstrych ilów. W tym czasie istniało prawdopodobnie połączenie między niecką kamieniecką a rowem nyskim. Wskazują na to ily plioceńskie, które występują na podłożu skalnym pod moreną denną koło Sławęcina, Sosnowej i Płonicy w wysokości 260—320 m n.p.m. w obrębie płaskowyżu, jaki oddziela wraz z rygłem i wzgórzami kamienieckimi rów nyski od niecki kamienieckiej.

Na powierzchni górno-miocenijskich i plioceńskich ilów rozwinęła się w pliocenie sieć rzeczna. Wiercenia w niecce kamienieckiej i w rowie nyskim dowodzą istnienia na tym obszarze trzech wielkich rzek ówczesnych, które spływały z Sudetów konsekwentnie ku północy. Była to Pragnysa Kłodzka, Prabiała Łądecka i Prabiała Głucholańska, płynące poprzecznie do dłuższej osi rowu nyskiego. Głębokie doliny tych rzek wyerodowane w łąch górno-miocenijskich i plioceńskich, 30 do 60 m głębokie, wypełnione piaskami i żwirami plioceńskimi, są dowodem istnienia już wówczas zindywidualizowanych łożysk rzecznych. Fakt ten przeczy poglądom badaczy poprzednich, którzy twierdzili, że plioceńska sieć rzeczna nie była jeszcze ustalona, a wody sudeckie spływały ku północy powierzchniowo, błędząc wśród swych żwirowisk [5]. Miąższość plioceńskiego zasypania można ocenić na podstawie wierceń na około 40 m. Dolina Nysy po zasypaniu miała bardzo łagodny spadek, wynoszący między Kamieńcem a Lipą w dolinie dzisiejszej Oławy — 0,5⁰/₁₀₀,

W preglacjale rozwinęła się silna erozja, która w zasypaniu plioceńskim odgrzebywała dawne formy dolinne. Dowodem tego odpreparowania są osadzone nisko nad dnem dzisiejszej Oławy pod Ziębicami preglacjalne żwiry, przykryte moreną denną zlodowacenia k r a k o w s k i e g o.

W anaglacjalnej fazie tego zlodowacenia, gdy odpływ Pransy ku północy doliną dzisiejszej Oławy został przez lodowiec zatamowany, niecka kamieniecka została zasypana żwirami rzecznyymi i piaskami fluwio-glacjalnymi. Nysa błędząc po ich powierzchni opłynęła łukiem od północy wzgórza kamienieckie i po raz pierwszy wpłynęła do rowu nyskiego, który odegrał już wtedy rolę pradoliny, która odprowadzała ku wschodowi wody sudeckie i lodowce. Osady wód sudeckich spływających w tym czasie rowem nyskim zostały wyprątnięte przez wody lodowcowe, których spływ rowem wzmagał się w miarę zbliżania się lodowca. Wody te zerodowały również powierzchnię iłów młodo-trzeciorzędowych, wyścielających dno rowu. Dowodzi tego ich nachylona ku wschodowi powierzchnia i bezpośrednie zaleganie na nich gliny zwałowej zlodowacenia k r a k o w s k i e g o w profilu wiercenia w Nysie. Stwierdzono w tym wierceniu niskie położenie powierzchni górno-mioceńskich iłów, którego nie można wyjaśnić inaczej jak tylko erozyjnym rozcięciem, gdyż brak jest w pobliżu dostatecznie nisko położonej dolnej bazy erozyjnej. Dowodzi to młodego tektonicznego obniżania wschodniej części dna rowu nyskiego.

Transgredujący lodowiec zatamował następnie odpływ Nysy do rowu nyskiego, a w niecce kamienieckiej powstało zastoisko, w którym zostały osadzone iły i piaski wstęgowe, widoczne w profilu żwirowni w Kamieńcu. Na nich transgredujący lodowiec osadził z kolei morenę denną.

W fazie kataglacjalnej zlodowacenia k r a k o w s k i e g o Nysa odpreparowała swój pierwotny odpływ ku północy doliną dzisiejszej Oławy, a wody lodowcowe i sudeckie wyprątnęły z rowu nyskiego pozostawione tam osady lodowcowe. Również i w niecce kamienieckiej akumulacja żwirowa i lodowcowa zostały rozcięte i częściowo wyprątnięte.

W okresie anaglacjalnym następnego zlodowacenia ś r o d k o w o p o l s k i e g o posuwający się widocznie wolniej niż poprzednio lodowiec zmusił Nysę do zasypywania żwirami nie tylko niecki kamienieckiej, lecz także jej północnego odpływu w obrębie dzisiejszej doliny Oławy.

Na przedpolu lodowca wytworzył się w warunkach peryglacjalnej pustyni horyzont graniaków, wmieszanych następnie w spąg moreny dennej. W tym czasie Nysa przelała się po raz drugi na wschód do rowu nyskiego i osadziła tam na zerodowanej powierzchni iłów trzeciorzędowych około 5 metrową warstwę swych żwirów. Podczas tego przelewu Nysa podobnie jak poprzednio opływała od północy wzgórza kamienieckie. Na powierzchni żwirowisk Nysy w niecce kamienieckiej i w rowie ny-

skim wytworzyły się kieszenie i kliny lodowe — ślad zjawisk krioturbacyjnych ówczesnej strefy peryglacjalnej. Podczas transgresji lodowca zostały one wypełnione gliną zwałową.

Rów nyski zamienił się wtedy powtórnie w peryferyczną pradolinę, którą Nysa oraz inne wody sudeckie i lodowcowe odpływały ku wschodowi, a następnie, jak podaje Anders, ku południo-wschodowi w kierunku Opawy i Cyny [1].

Jak dowodzi glina zwałowa osadzona na żwirach w rowie nyskim (Kozielno, Paczków) oraz dane z Kotliny Kłodzkiej, lodowiec środkowo-polski przekroczył rów i wdarł się do wnętrza kotliny. Błędem jest więc uważanie przez badaczy niemieckich moren końcowych między Otmuchowem a Nysą, osadzonych wzdłuż północnej krawędzi rowu nyskiego, za moreny czołowe znaczące najdalszy zasięg zlodowacenia Solawy (środkowo-polskiego). Są to bowiem tylko końcowe moreny stadialne z okresu recesji lodowca.

Podczas postępu cofającego się lodowca na linii tych moren rów nyski uzyskał w pełni charakter pradoliny odprowadzającej wody sudeckie i lodowcowe ku wschodowi. W tym czasie Nysa, spiętrzona w niecce kamienieckiej, płynęła po powierzchni lodowcowego zasypania w poziomie ok. 260 m n. p. m. i przedarła się po raz pierwszy przez rygiel kamieniecki do rowu nyskiego. Przepływ przez rygiel, pogrążony w zasypaniu rzeczonym i lodowcowym, odbywał się początkowo dwoma ramionami. Północne ramię wyerodowało dzisiejszy epigenetyczny przełom. Rozcięcie to było spowodowane obniżaniem się bazy erozyjnej w miarę wyprzątania z rowu nyskiego zasypania przez wody sudeckie i lodowcowe, które na skutek szybszego na wschodzie topnienia lodowca zaczęły spływać ku Odrze dawną doliną Białej Głuchołaskiej. Pod koniec kataglacialnej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego wykończyła Nysa swój epigenetyczny przełom w ryglu kamienieckim i wyprzątnęła zasypanie z niecki kamienieckiej i z rowu nyskiego, ustalając kierunek swojej dzisiejszej doliny. Ocalałe wzdłuż brzegów niecki kamienieckiej i pradoliny nyskiej resztki zasypania rzeczowego i lodowcowego tworzą dzisiejszą terasę 25 metrową. Jest to typowa terasa poligeniczna, złożona w niecce kamienieckiej z resztek zasypania plioceńskiego i dwóch zasypani plejstocenijskich włożonych w siebie. W paczkowskiej części rowu nyskiego jest to terasa skalno-akumulacyjna, złożona z zasypania żwirowego i lodowcowego oraz z cokołu ilowego.

Przerwę w pogłębianiu doliny spowodowało stadium warciańskie, podczas którego lodowiec stagnował na linii czołowych moren Kocich Gór na północ od doliny Odry. W dolinie Nysy stadium to znacząco się rozwinęło w kierunku bocznej, której zawdzięcza swe powstanie 10 metrowa terasa skalna. Jej resztki, wyerodowane w żwirach 25 metro-

wej terasy, zachowały się koło Doboszowic, Kamieńca, Dzbanowa i Barda. Z tego czasu pochodzi również terasa skalna o tej wysokości zachowana koło Byczonia.

W interglacjale eemskim Nysa ukończyła pogłębianie swego łóżyska, zakłócone przez stadium warciańskie. Rozcięcie dna dolinnego sięgnęło wówczas do 10 m poniżej poziomu obecnego dna doliny.

Transgresja lodowca bałtyckiego na północy Polski spowodowała w dolinie Nysy około 10 metrowe zasypanie żwirowe, któremu zawdzięcza swe powstanie dzisiejsza terasa denna — rolna, wznosząca się obecnie 4 do 5 m ponad poziomem rzeki.

W postglacjale powstało około 5 metrowe rozcięcie w najmłodszym zasypaniu. Rzeka wytworzyła najniższą terasę akumulacyjną zalewową, zbudowaną z aluwialnych mad, piasków i żwirów włożonych w rozcięcie terasy rolnej.

Instytut Geograficzny Uniwersytetu im. B. Bieruta, Wrocław 1953.
Wykonano, korzystając ze stypendium krajowego Sekcji Naukowej Komisji
Popierania Twórczości Naukowej i Artystycznej przy Prezydium Rady
Ministrów w Warszawie.

LITERATURA

1. Anders G., Zur Morphologie der Ostsudeten. Veröff. d. schles. Ges. für Erdkunde, 31, Wrocław 1939.
2. Baraniecki L., Plejstocenijskie zmiany hydrograficzne w dorzeczu Bystrzycy Dusznickiej. „Czasopismo Geograficzne“, 21/22, Wrocław 1952.
3. Behr J., Meister E., Görz G., Ihnen K., Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lieferung 273-Bl., Camenz in Schlesien, Berlin 1931.
4. Behr J., Meister E., Görz G., Ihnen K., Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lieferung 273-Bl., Frankenstein, Berlin 1932.
5. Behr J., Mühlen L., Die Urbettung der Glatzer Neisse und Freiwaldauer Biele. Jahrbuch der Preuss. Geol. Landesanstalt, 53, Berlin 1933.
6. Behr J., Mühlen L., Zur Gliederung und Alterstellung des oberschlesischen Randdiluvium. Jahrbuch des Preuss. Geol. Landesanstalt, 53, Berlin 1933.
7. Behr J., Das Staubecken von Ottmachau. O.-S. Sitzungsberichte der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 5, Berlin 1930.
8. Finckh L., Götzinger G., Erläuterungen zur geol. Karte des Reichensteiner Gebirges des Nesselkuppenkammes und Neisse - Vorlandes. Wien 1931.
9. Flint R. F., Glacial geology and the pleistocene epoch. New York 1948.
10. Frech F., Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. Zbl. Min. usw., 1915.
11. Friedrich F., Die glazialen Stauseen des Steinetal bei Möhlten und des Nissetals zwischen Wartha und Kamenz. Zeitschr. d. Gesell. für Erdkunde, Berlin 1906.
12. Friedrich F., Exkursion in das Becken des alten Stausees zwischen Wartha und Kamenz, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 56. Berlin 1904.
13. Götzinger G., Morphologische Beobachtungen am Nordfusse des Reichensteiner Gebirges. Mitt. d. K. K. Geograph. Gesellschaft in Wien, 58, Wien 1915.
14. Jahn A., Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy periglacialnej. „Acta Geologica Polonica“, 2, Warszawa 1951.
15. Klebersberg R., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie 1—2. Wien 1948-49.
16. Klimaszewski M., Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Z badań czwartorzędu w Polsce, Biul. 65 PIG, Warszawa 1952.
17. Lepla A., Zur Frage des glazialen Stausees im Neissetal. Z. deutsch. geol. Ges., 58, Berlin 1906.
18. Mühlen L., Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt, 49, Berlin 1928.
19. Olbricht K., Die Gliederung des schlesischen Diluviums. Jahresber. d. schles. Ges. f. Vat. Kultur, 1913.

20. Romer E., Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. „Kosmos“, 31, Lwów 1906.
21. Romer E., Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. „Kosmos“, 32, Lwów 1907.
22. Schwarzbach M., Das Diluvium Schlesiens. „Neues Jahrbuch für Mineralogie etc.“, 86, Berlin 1942.
23. Soergel W., Diluviale Flussverlegungen und Krustenbewegungen. Fortschr. d. Geol. u. Paleontol., Berlin 1923.
24. Trevisan L., Genese des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. Comptes Rendus du Congrès International de Géographie. Travaux des sections, II et III, Lisbon 1949.
25. Walczak W., Stratygrafia plejstocenu w dolinie Ścinawki Kłodzkiej. Z badań czwartorzędu Polski. Biul. 68 PIG, Warszawa 1952.
26. Walczak W., W sprawie transgresji lądolodu w Kotlinie Kłodzkiej. Biul. PIG (w druku).
27. I. Woldstedt P., Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
28. Woldstedt P., Über Endmoränen und Oser der Saale (Riss) — Vereisung in Schlesien. Z. deutsch. geol. Ges., 84, Berlin 1932.
29. Zeuner F., Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Diss., Wrocław 1928.
30. Zeuner F., Eine altdiluviale Flora von Johnsbach bei Wartha. Zentralbl. usw. Abt. B., 1929.

SPIS RYSUNKÓW

Rys. 1. Teren zmian hydrograficznych na przedpolu Sudetów Wschodnich . . .	9
Rys. 2. Mapa morfologiczna niecki kamienieckiej i paczkowskiej . . .	między 16—17
Rys. 3. Profile	między 18—19
Rys. 4. Żwirownia w Łopienicy koło Kamieńca w krawędzi 25 metrowej terasy. (Fot. W. Walczak)	21
Rys. 5. Poziom 260 m n.p.m. koło wsi Lipa (SW od Ziębic), z 12 metrowym pokładem plioceńskich żwirów Nysy. (Fot. W. Walczak)	24
Rys. 6. Wschodnia ściana żwirowni koło dworca w Kamieńcu Ząbkowickim. (Fot. W. Walczak)	29
Rys. 7. Kieszeń lodowa w żwirach terasy 25 metrowej koło Paczkowa, wypełniona gliną zwałową. (Fot. W. Walczak)	32
Rys. 8. Część recesyjnych moren końcowych otmuchowsko-nyskich koło Otmuchowa. (Fot. W. Walczak)	33

ПРАДОЛИНА РЕКИ НЫСЫ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ У ПОДНОЖИЯ ВОСТОЧНЫХ СУДЕТОВ ВО ВРЕМЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

РЕЗЮМЕ

В настоящей работе автор представляет результаты подробных исследований, которые производились в 1952 году у подножия Восточных Судетов. Целью исследований было выяснение генезиса прадолины реки Нысы Клодакой на участке между городом Нысой на востоке и городом Каменцом Зомбковицким на западе, а также выяснение связанных с наличием этой прадолины гидрографических перемен, которые имели здесь место во время плейстоцена. Существующие до сих пор взгляды относительно постановленного выше вопроса выражены в научной литературе такими авторами, как: Фридрих [11], Лепля [17], Ольбрихт [19], Цойнер [29], Бер и Милен [5, 6, 7], Финк [8] и Андерс [1]. Но их мнения разны, они противоречат друг другу, а также не исчерпывают вопроса.

На основании прослеженных открыток в 25-ти метровой террасе реки Нысы, материалов из глубоких бурений и исследований форм рельефа автор приходит к следующим выводам:

В палеогене возник на окраине Восточных Судетов тектонический грабен, переходящий к западу в так называемую Каменецкую Мульду, также тектонически обусловленную [1, 3, 4, 5]. Соединялись ли они первоначально с собой, и только впоследствии были разделены путем выдвигания поперечной скальной складки, представляющейся сегодня в виде Каменецких Возвышенностей — в настоящее время определить трудно.

В среднем миоцене грабен Нысы образовал залив тогдашнего моря. Его отложения, обнаружены посредством бурения, выступают в городе Ныса 212 м ниже современного дна речной долины и 25 м ниже уровня моря.

В верхнем миоцене и в нижнем плиоцене грабен Нысы и Каменецкая Мульда представляли собой территорию сплошных пресноводных озёр. В них осадилась мощные толщи темных, серых и пестрых илов. В это время существовало сообщество между Каменецкой Мульдой и грабеном Нысы. В плиоцене на поверхности верхнемиоценовых и плиоценовых илов развилась речная сеть.

Материалы из бурений, произведенных в районе Каменецкой Мульды, доказывают существование в этой области трех больших тогдашних рек. Они направлялись из Судетов к северу, пересекая грабен Нысы. Это были: пра-Ныса Клодзка, пра-Бяла Лёндецка и пра-Бяла Глухолазка.

Их долины, врезанные на 30—60 м глубины в верхнемиоценовые и плиоценовые илы, а затем наполненные плиоценовыми песками и гравием, свидетель-

ствуют о существовании уже тогда самостоятельных речных русел. Этот факт противоречит установленным до сих пор мнениям, якобы речная сеть в плиоцене не была еще стабилизирована. Толщину плиоценовой аккумуляции можно посредством буревых скважин оценить приблизительно на 40 м. Долина Нысы Клодзкой имела тогда очень небольшой скат, который между Каменцом и Липой, расположенной в долине современной Олавы, равнялся всего лишь 0,5 промилле.

Во время перигляциала развилась сильная эрозия, которая отпрепарировала из под плиоценовой высокой аккумуляции древние долинные формы. Свидетельствуют о том перигляциальные отложения гравия, лежащие низко над дном современной Отлавы вблизи Зембиц, которые покрывает морена краковского (миндечьского) оледенения.

Когда в анагляциальной фазе этого оледенения материковый лед запер Нысу на участке современной долины Олавы, Каменецкая Мульда была засыпана речными песками и гравием с примесью флювиогляциальных песков. Ныса, пробиваясь среди них, обогнула Каменецкие Возвышенности дугой от севера и, впервые в истории этого района, использовала грабен Нысы. Сыграл он тогда роль прадолины, отводящей судецкие и ледниковые воды к востоку.

Позднее надвигающийся материковый лёд краковского оледенения загордил водам Нысы проход в грабен Нысы и создал условия для возникновения временного запруженного озера. Осадились в нем ленточные илы и пески, обнаруженные в Каменце. Впоследствии трансгрессирующий ледник прикрывал их своей донной мореной.

В катагляциальной фазе краковского оледенения Ныса отпрепарировала свое первичное русло, направленное к северу, совпадающее с современной долиной реки Олавы. В это же время ледниковые и судецкие воды удалили из грабена Нысы отложившиеся там ледниковые осадки. Также в пределах Каменецкой Мульды речная и ледниковая аккумуляция подверглась расчленению и частичному удалению.

В анагляциальной стадии следующего рисского оледенения присутствие материкового льда произвело не только засыпку речным гравием Каменецкой Мульды, но также заставило Нысу нанести гравия в свой северный участок в пределах современной долины реки Олавы.

Перед медленно надвигающимся ледником образовался в условиях перигляциальной пустыни слой вертогранников, которые впоследствии вошли в состав донной морены, в ее придонной части.

В это время Ныса второй раз направилась к востоку, заняла грабен Нысы и осадилась в нем, на эрозионной поверхности третичных илов, около 5 метровый слой своего гравия. Теперь, как и во время прежней перемены русла, Ныса оплыла Каменецкие Возвышенности от севера.

На поверхности аккумуляционных отложений Нысы, в пределах Каменецкой Мульды, образовались морозовые клины и другие криотурбационные явления в связи с климатом перигляциальной зоны. Во время трансгрессии материкового льда образования эти были заполнены ледниковой глиной.

В этот период грабен Нысы принял вторично роль периферической прадолины, которую использовали воды Нысы и других судецких рек, а также воды, сплывающие из ледника. Масса этих вод направлялась сперва на восток, а затем, по Андерсу, поворачивала на юго-восток к Опаве и Цыне [1].

Как свидетельствует о том ледниковая глина, отложившаяся на гравий в грабене Нысы (Козельно, Пачкув), а также другие данные с пределов Клодзкой Котловины, материковый лед рисского оледенения перешагнул грабен

Нысы и вторгнул в котловину. Благодаря тому существовавшее до сих пор мнение, якобы моренные валы на линии Отмухув — Ныса были конечными моренами оледенения, является ошибочным. Упомянутые морены не определяют самого дальнего распространения льдов рисского оледенения и могут быть признаны лишь только, как конечные морены рецессионной стадии этого оледенения.

Во время задержки тающего ледника на линии этих морен, грабен Нысы приобрел вполне характер прадолины отводящей судецкие и ледниковые воды к востоку. В этот период Ныса, запруженная в Каменецкой Мульде, плыла по поверхности высокой ледниковой аккумуляции, находящейся на высоте около 260 м над уровнем моря, и впервые прорвалась через так называемый Каменецкий Ригель, т. е. южную ветвь Каменецких возвышенностей, которые отделяют Каменецкую Мульду от грабена Нысы. Ригель был засыпан продуктами ледниковой и речной аккумуляции. Первоначально река переливалась через ригель двумя ветвями. Северная ветвь путем эрозии выработала существующий до сих пор эпигенетический перелом. Расчленение это было вызвано постоянным снижением эрозионного базиса, которое последовало по мере удаления из грабена Нысы отложившихся там раньше продуктов высокой аккумуляции. Так как на востоке таяние ледника происходило быстрее, судецкие и ледниковые воды направились к Одеру и попутно отпрепарировали древнюю долину Бялой Глухолазкой.

В конце катагляциальной фазы рисского оледенения Ныса выработала окончательно свой эпигенетический перелом в Каменецком Ригле и удалила из Каменецкой Мульды и грабена Нысы осадки древней аккумуляции. Таким путем установился современный широтнонаправленный участок этой реки у подножия Восточных Судетов.

Уцелевшие вдоль берегов Каменецкой Мульды и грабена Нысы остатки высокой речной и ледниковой аккумуляции образовали современную террасу. Она является типичной полигенетической террасой. В пределах Каменецкой Мульды состоит она из остатков плиоценовой и двух серий плейстоценовой аккумуляции. В западной же части грабена Нысы является она террасой скально-аккумуляционной, построенной из материалов высокой аккумуляции, отложившихся на эрозионном цоколе третичных илов.

Следующая стадия оледенения — варцянская — вызвала перерыв в процессе углубления долины. В это время ледник задержался на линии фронтальной морены Коцих Гор, расположенных севернее долины Одера. В долине Нысы эта стадия отметилась развитием боковой эрозии. В связи с тем образовалась 10 метровая скальная терраса. Остатки ее, выпрепарированные в гравий 25 метровой террасы, удержались еще в Каменецкой Мульде, а также в виде скальной террасы около Бычяна в грабене Нысы.

Во время ээнского интергляциала Ныса окончила углубление своего русла, прерванное варцянской стадией. Река врезалась тогда 10 м ниже современного дна долины.

Трансгрессия материкового льда вюрмского оледенения на севере Польши произвела в долине Нысы Клодзкой около 10 метровую аккумуляцию гравия. С этой аккумуляцией связана современная надпойменная терраса, возвышающаяся от 4 до 5 м над уровнем реки.

В постгляциальное время имело место 5 метровое врезание в осадки самой ранней аккумуляции. Образовалась самая низкая аккумуляционная пойменная терраса, построенная из илистых наносов, песков и гравия, вложенных в разрез надпойменной террасы.

THE OUTWASH VALLEY OF THE NYSA RIVER AND THE PLEISTOCENE HYDROGRAPHIC CHANGES IN THE FORELAND OF THE EASTERN SUDETES

SUMMARY

The author reports the results of his special investigations carried out in the foreland of the Eastern Sudetes in 1952. The aim of these studies was the elucidation of the origin of the outwash valley (Urstromtal) of the Nysa of Kłodzko between the township of Nysa in the East and Kamieniec Ząbkowicki in the West, as well as the hydrographic changes which took place in this region in connection with it during the Pleistocene. The opinions of the above specified problem, hitherto expressed in the scientific literature by Friedrich [11], Leppla [17], Olbricht [19], Zeuner [29], Behr and Mühlen [5, 6, 7], Finckh [8] and Anders [1], are contradictory and do not exhaust the whole question.

On the authority of the examined cross-sections of the exposures of the 25-meter terrace of the Nysa, of the descriptions of the auger holes and of the configuration of the landscape the author arrives at the following results:

At the time of the Paleogene the tectonic Nysa Graben came into being at the margin of the Eastern Sudetes, and in its westward prolongation a similarly tectonically predisposed depression of the so-called Trough of Kamieniec appeared [1, 3, 4, 5]. It is difficult to ascertain whether the primary depressions were connected with each other or a later elevation of transverse rocky hummock of the Kamieniec Hills separated them.

In the Mid-Miocene the Nysa Graben was occupied by an embayment of the sea of that time. Its sediments appear in a well in the town of Nysa at a depth of 212 m below the present bottom of the valley and 25 m below sea level. In the upper Miocene and Lower Pliocene the Nysa Graben and the Kamieniec Trough were occupied by freshwater lakes. In these, thick layers of dark-grey variegated loams were deposited. A connection between the Kamieniec Trough and the Nysa Graben existed at that period. On the surface of the Upper Miocene and Pliocene clays a Pliocene network of water courses developed. The auger holes in the Kamieniec Trough and the Nysa Graben furnish a proof that in this region at that time there existed three large rivers which consequently flowed northwards from the Sudetes. These were the primary Nysa of Kłodzko, the primary Biała of Łądek and the primary Biała of Gluchołazy. They flowed obliquely to the major axis of the Nysa Graben. The valleys of these rivers, eroded 30–60 m deep in the Upper Miocene and Pliocene clays and afterwards filled up with Pliocene sands and gravels, are the proofs of the existence even in those times of individualized stream chan-

nels. This fact is opposed to the opinions hitherto held, as though the river network were not yet established. The thickness of the Pliocene covering can be estimated on the basis of drillings as about 40 m. The valley of the Nysa Kłodzka had at that time a very gentle incline amounting scarcely to 0,5 per thousand between Kamieniec and Lipa (in the valley of the present day Oława).

In preglacial times a marked erosion developed, excavating older valley forms in the Pliocene cover. The preglacial gravels deeply deposited near the bottom of the present Oława near Ziębice, covered by the ground moraine of the Cracow Glaciation (Mindel), give evidence of this.

In an anaglacial phase of this glaciation, when the discharge of the primary Nysa to the North through the present day Oława was dammed up by the encroaching ice sheet, the Kamieniec Through was filled up by fluvioglacial gravels and sands. The Nysa, traversing their surface, made a bend northwards of the Kamieniec Hills and flowed for the first time to the Nysa Graben which even at that time played part of an outwash valley, draining the Sudetic and ice waters to the East.

The advancing ice sheet of the Cracovien Glaciation afterwards dammed up the outlet of the Nysa to the Nysa Graben and created conditions for the temporary existence of a body of stagnant water in the Kamieniec Trough. Here were deposited the laminated clays and sands visible in the profile of a gravel pit at Kamieniec. On these, the encroaching ice sheet in its turn deposited its ground moraine.

In the kataglacial phase of the Cracovien Glaciation the Nysa excavated its primary channel to the North through the present Oława, and the glacial and Sudetic waters then removed from the Nysa Graben the glacial deposits which remained there. The gravel and glacial accumulations in the Kamieniec Through were also cut across and partially removed.

In the anaglacial stage of the subsequent glaciation (of Middle Poland=Riss) the ice sheet forced the river Nysa to fill up not merely the Kamieniec Trough with gravels but also its Northern discharge within the margins of the present valley of the Oława. In the foreland of the slowly glicing ice sheet a horizon of wind-worn pebbles originated in the conditions of a periglacial desert, interspersed afterwards in the floor of the ground moraine. At this time the Nysa overflowed for the second time to the East into the Nysa Graben and deposited there a layer of about 5 meters of gravel on the eroded surface of the Tertiary clays. During this overflow the Nysa, probably as before, flowed round the Kamieniec Hills to the North side. On the surface of the gravel beds of the Nysa in the Kamieniec Trough and the Nysa Graben ice pockets and wedges ensued, traces of cryoturbation phenomena of the periglacial zone of that time. During the encroachment of the ice sheet a clayey till filled them up.

The Nysa Graben was then again transformed into a peripheral outwash valley, by which the Nysa as well as the other Sudetic and glacial waters were discharged to the East, and afterwards (according to Anders) to the South-East in the direction of the Opawa and the Cyna.

As the clayey till deposited on the gravels in the Nysa Graben (near Kozielno an Paczków) as well as other data from the Kłodzko Basin show, the Riss ice sheet crossed the Graben and encroached on the interior of the basin. Previous investigators have therefore been mistaken in considering the last moraines between Otmuchów and the town Nysa, deposited along the Northern rim of the Nysa Graben, as end moraines indicating the most remote extension of the Riss

Glaciation (Saale Glaciation). These are only recessional moraines in the period of their retreat.

While the receding ice sheet remained on the line of these moraines the Nysa Graben acquired in full the character of an outwash valley (Urstromtal), diverting the Sudetic and glacial waters to the East. At this period the river Nysa, dammed up in the Kamieniec Trough, flowed over the surface of the glacial covering at about 260 m above sea level and for the first time cut through the so-called Bar of Kamieniec, the Southern spur of the Kamieniec Hills separating the Kamieniec Trough from the Nysa Graben. The flow through the bar, sunk under the river and glacial deposits, at first took place by two arms. The northern arm eroded the present epigenetic defile through the rock bar. This division was caused by the lowering of the erosion base in proportion to the clearing away of the detritus dumped by Sudetic and glacial waters out of the Nysa Graben. These two arms began, as a result of the more rapid melting of the ice sheet in the East, to run in the direction of the Odra, laying bare the valley of the Biała of Głuchołazy.

Towards the end of the kataglacial phase of the Riss Glaciation the river Nysa completed its epigenetic defile through the Kamieniec Bar and cleared away the deposits in the Kamieniec Trough and the Nysa Graben. In this way the present West-East valley of this river was definitely established on the foreland of the Sudetes.

The remains of the river and glacial dump along the banks of the Kamieniec Trough and the Nysa Graben form the present terrace of 25 m. This is a typical polygenic terrace, composed at the Kamieniec Trough of the intermixed remains of the Pliocene deposit and of two Pleistocene detrital deposits. In the Western part of the Nysa Graben it is a rocky and accumulative terrace composed of gravel and glacial drift, resting on the eroded socle of the Tertiary clays.

An interruption in the deepening of the valley was caused by the Warta Stage during which the ice sheet stagnated along the line of the end moraines of the Cat Hills (Kocie Góry) on the North bank of the Odra. In the Nysa valley this stage was marked by the development of the lateral erosion to which the 10-meter rock terrace is due. Its eroded remains are preserved in the 25 meter terrace in the Kamieniec Trough and in the form of a rocky terrace near the village Byczeń in the Nysa Graben.

During the Eem Interglacial the Nysa river terminated the deepening of its bed, disturbed by the Warta Stage. The dissection of the valley floor extended at that time to 10 m below the present floor of the valley.

The advancing Würm ice sheet in North Poland caused in the Nysa valley a gravel accumulation of about 10 m. To this accumulation goes back the present low terrace, which rises about 4-5 m above the level of the river.

In postglacial times a new dissection of about 5 m began in the youngest deposit. The river formed the lowest accumulative flood-terrace, composed of alluvial river silts, sands and gravels, interposed in the dissection gaps of the lower terrace.

Państwowe Wydawnictwo
Naukowe

Wydanie pierwsze.
Nakład 1280 egz. Ark. wyd. 4,
druk. 3,25. Papier druk. sat.
kl. V 70 g 70×100. Oddano do
składania 10. V. 54. Podpisano
do druku 10.X.54. Druk ukoń-
czono w październiku 1954.
Zam. nr 670/54. F-4-34866.
Cena zł. 8.—

Wrocławska Drukarnia
Naukowa

Cena zł 8. —