POLSKA AKADEMIA NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 21

ANNA KOWALSKA

PALEOMORFOLOGIA POWIERZCHNI PODPLEJSTOCEŃSKIEJ NIŻOWEJ CZĘŚCI DORZECZA ODRY

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

WARSZAWA 1960

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 21

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 21

АННА КОВАЛЬСКА

ПАЛЕОМОРФОЛОГИЯ ПОДПЛЕИСТОЦЕНОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ В НИЗИННОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА ОДРЫ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 21

ANNA KOWALSKA

PALEOMORPHOLOGY OF THE SUB-PLEISTOCENE SURFACE OF THE LOWLAND PART OF THE ODRA BASIN

POLSKA AKADEMIA NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 21

ANNA KOWALSKA

PALEOMORFOLOGIA POWIERZCHNI PODPLEJSTOCEŃSKIEJ NIŻOWEJ CZĘŚCI DORZECZA ODRY

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1960

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE - WARSZAWA 1960

Wydanie I. Nakład 1000 + 150 egz. Ark. wyd. 8,25. Ark. druk. 4,75 + 6 wkł. Pap. druk. sat. III kl. 80 g, 70 × 100/16. Skład rozpoczęto 22.I.60. Druk ukończono w lipcu 1960 r. Zam. nr 123/60. C-75. Cena zł 25.—

Drukarnia im. Rewolucji Październikowej, Warszawa

SPIS TREŚCI

WSTĘP

Alarmy w sprawie stepowienia Wielkopolski, zwłaszcza jasno sformułowane przez Wodziczkę [86], dały podnietę kierownictwu Katedry Geografii Fizycznej Uniwersytetu Poznańskiego do rozpoczęcia badań nad zespołem zjawisk towarzyszących stepowieniu, badań, które mogłyby naprowadzić na przyczyny owego procesu, groźnego w wielu aspektach życia. Wykonano i jeszcze się wykonuje serię prac dotyczących szeregu szczegółowych problemów wchodzących w skład ogólnego zagadnienia: bilansu wodnego dorzecza Odry.

Badanie bilansu wodnego dorzecza Odry napotyka na szczególne trudności związane z ucieczką znacznej części wód opadowych z obszaru zlewni [45]. Wśród szeregu rzek przecinających niż środkowoeuropejski w kierunku południkowym Odra wykazuje najmniejszy odpływ jednostkowy [15]. Już hydrolodzy niemieccy w początkach bieżącego stulecia wykazywali niejednolity ubytek wody na poszczególnych odcinkach Odry i Warty. Wysuwano przypuszczenia, że owe nadmierne straty mogą powstawać wskutek podziemnego odpływu. Sugerowano nawet możliwości ucieczki wody do sąsiedniego dorzecza Łaby opierając się na znanym fakcie pochylenia podłoża czwartorzędowego ku północnemu zachodowi [19, 89].

Te właśnie przypuszczenia i sugestie wyłoniły konieczność opracowania paleomorfologii niżowej części dorzecza Odry, a następnie poznania jego budowy i rozwoju paleogeograficznego oraz roli, jaką w procesach hydrologicznych odgrywa wodoszczelny poziom iłów poznańskich.

Zagadnienie podjęłam z inicjatywy ówczesnego kierownika Katedry Geografii Fizycznej Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu profesora dra Augusta Zierhoffera w roku 1952, jako stypendystka krajowej aspirantury w latach 1952 — 1955.

Opracowaniem została objęta niżowa część dorzecza Odry w obrębie Polski po Kocie Góry na południu.

I. PRZEGLĄD LITERATURY ZAGADNIENIA

Zagadnienie powierzchni podczwartorzędowej pojawiło się w literaturze polskiej po raz pierwszy w roku 1913 w opracowaniu Fleszara [16]. Opracowano tylko ziemie b. zaboru pruskiego, ponieważ autor nie miał materiału do innych części Polski. Z kolei w roku 1918 Lewiński i Samsonowicz [48] rozszerzyli zasięg studiów na obszar b. zaboru rosyjskiego, do którego profile wiertnicze zestawił Rychłowski. Równocześnie, tzn. także w roku 1918, na podstawie tychże samych materiałów Rychłowskiego opracował Wunderlich [88] powierzchnię podczwartorzędową i rozmieszczenie miąższości utworów plejstoceńskich. Zasadniczo różne wyniki Fleszara oraz Wunderlicha z jednej, a Lewińskiego i Samsonowicza z drugiej strony spowodowały ponowne opracowanie zagadnienia powierzchni podczwartorzędowej dla całej Polski przez Zierhoffera w roku 1923 [89].

W następnych latach okresu międzywojennego problemami podłoża zajmowali się Samsonowicz, Lewiński, Lencewicz, Pawłowski, Ryczkiewicz oraz Galon dając szereg spostrzeżeń i uwag wynikających ze szczegółowych studiów nad plejstocenem badanych okolic. Dla Polski północnej podkreślić należy szczególnie opracowanie przez Galona [20] dolnego Powiśla oraz mapę województwa poznańskiego Ryczkiewicza [77]. Obie prace ukazały się w roku 1934.

Po wojnie analizę podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej dał Krygowski [40]. Wreszcie w ciągu ostatnich kilku lat ukazało się opracowanie zbiorowe mapy podczwartorzędowej całej Polski, pod redakcją E. Rühlego oraz przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Niżu Polskiego, tegoż autora [76].

Chcąc rozpatrywać poglądy na morfogenezę samego podłoża, trzeba zorientować się, jakim czynnikom przypisywano w dotychczasowej literaturze urzeźbienie dzisiejszej powierzchni niżu. Starsi badacze (Wahnschaffe, Berendt, Zeise)* za decydujący czynnik rzeźbotwórczy, który stworzył tak znaczne różnice wzniesień, zwłaszcza w pasie pojezierzy, przyjmowali erozję wodną. Z polskich badaczy pogląd ten reprezentował Siemiradzki [82], który uważał, że „erozyjnej czyn-

* Cyt. za Zierhofferem [89].

ności wód zawdzięczamy wyłącznie utworzenie wszystkich wyniosłości na polsko-litewskiej równinie, nie wyłączając Gór Ponarskich i Mińskich wyżyn" (str. 226). Inni (Hoffmann, Girard, Jentzsch)* twierdzili, że wzniesienia pojezierzy to stare założenia orogeniczne, związane z powstawaniem Hercynid. Byli wreszcie i tacy (Koenen, G. Müller, Geinitz)*, którzy urzeźbienie pojezierzy przypisywali nie tylko erozji, lecz także młodym ruchom tektonicznym. Na ten ostatni moment zwrócił uwagę Ludomir Sawicki [80], opierając się na przykładzie stosunków w dolinie Niemna.

A. Fleszar [16] w swoim opracowaniu, które zresztą miało stanowić wiadomość tymczasową przed obszerniejszą rozprawą, wskazał na istnienie młodych ruchów tektonicznych, które wpłynęły decydująco na powstawanie dużych form, jak np. wzniesień Pomorza. Wniosek ten wyciągnął z występowania znacznej miąższości osadów na kulminacjach podłoża. Założył, że lodowiec, podobnie jak woda, dąży do wyrównania nierówności podłoża, przeto w obniżeniach masa sedymentów winna być większa niż na wzniesieniach. Jeżeli stosunek miąższości plejstocenu do wysokości podłoża jest odwrotny, oznacza to zdaniem Fleszara, że „wyniosłości te są młodsze od pokrywających je utworów dyluwialnych". Według tego poglądu ruchy tektoniczne zapoczątkowane w ostatnim interglacjale, a trwające aż po holocen, wydźwignęły pasma czołowomorenowe ostatniego zlodowacenia.

W kilka lat później, w r. 1918, Lewiński i Samsonowicz [48] z krytycznej analizy założeń Fleszara opartej na nowym materiale wierceniowym wyciągnęli wniosek, że „dotychczasowa znajomość ukształtowania podłoża dyluwium nie wystarcza, aby wyjaśnić, czy i jakie podczas lub po dyluwium zachodziły ruchy epejrogeniczne" (str. 107—108). W każdym razie o istnieniu takich ruchów trudno wnosić z rozmieszczenia miąższości plejstocenu, które, jak uważał Lewiński i Samsonowicz, są bardzo nierównomierne i tylko do pewnego stopnia zależne od konfiguracji podłoża. Obaj autorzy zastrzegali wszakże, że dokładne zanalizowanie stosunku warstw plejstoceńskich do powierzchni trzeciorzędowej w „każdym, konkretnym, poszczególnym wypadku" mogłoby wykazać ruchy epejrogeniczne. Ukształtowanie podłoża w ogólnych zarysach było ich zdaniem podobne do dzisiejszego.

O ile w 1918 roku wykazanie ruchów tektonicznych na podstawie posiadanego materiału było dla Lewińskiego prawie niemożliwe, to już w pięć lat później z wyraźnego sfałdowania utworów trzecio- i czwartorzędowych w okolicy Włocławka wysnuł tenże badacz wniosek o ogólnych ruchach górotwórczych, które zmieniały „położenie wza-

* Cyt. za Zierhofferem [89].

jemne bloków wschodnio i zachodnioeuropejskiego" (str. 515) [49]. Wiek zbadanych fałdowań przypadł, zdaniem Lewińskiego, między osadzeniem się iłów poznańskich a zlodowaceniem L_4, przy czym główna faza nastąpiła bezpośrednio przed L_4.

Niezgodność poglądów Fleszara oraz Lewińskiego i Samsonowicza skłoniły w 1925 roku Zierhoffera [89] do kontynuowania dociekań nad zagadnieniem powierzchni podplejstoceńskiej. I znowu z dokładnej analizy stosunku miąższości plejstocenu do konfiguracji podłoża wyprowadził autor potwierdzenie koncepcji Fleszara o istnieniu postglacjalnych ruchów tektonicznych. Pogląd ten rozszerzył Zierhoffer na cały Niż Polski. Hipotezę powyższą ilustruje następujący konkretny przykład z Pomorza Zachodniego. Na północnym brzegu niecki, którą płynie Noteć, autor stwierdził bardzo duże miąższości utworów plejstoceńskich. Niemieccy uczeni, jak Wahnschaffe w roku 1905 i Geinitz, uważali to za wynik długiego postoju lodowca i usypania moreny czołowej. Z mapy morfologicznej Geinitza nie wynika jednak, by pasma moren czołowych pokrywały się z występowaniem omawianych znacznych miąższości. „Stosunki te można wyjaśnić — pisze Zierhoffer [89] — przez młode postglacjalne ruchy epejrogeniczne, które odwróciły relief tego obszaru. Dzisiejsza niezasypana dolina Noteci tworzyła garb, obszar zaś na północ od niej, skoro pokryty tak grubo utworami plejstoceńskimi, musiał się wypiętrzyć dopiero po przykryciu przez plejstocen, wskutek czego dolne biegi Noteci i Warty przesunęły się na południe, podobnie jak dolina środkowej Wisły" (str. 299).

Zdaniem Pawłowskiego [50] wyciąganie wniosków o tektonicznych zmianach rzeźby podplejstoceńskiej tylko z miąższości osadów lodowcowych jest ryzykowne, ponieważ zdarza się, że „na obszarach z pewnością niedawno wyniesionych dyluwium bywa cienkie" (str. 181). Podejście Lewińskiego do zagadnienia morfogenezy powierzchni trzeciorzędowej cechuje duża ostrożność i to zarówno we własnym studium [48], jak też w ocenie mapy Zierhoffera wyrażonej na zjeździe plejstoceńskim w Warszawie w roku 1923 [50]. Grubość utworów plejstoceńskich uważa on za „sumę algebraiczną, której składnikami są kilkakrotnie po sobie zachodzące zjawiska erozji i sedymentacji lodowcowej. Trudno więc na podstawie takiej wypadkowej grubości osadów przy małej, a nierównomiernie rozmieszczonej ilości wierceń, uzależniać lokalne zmiany rzeźby".

Lencewicz w szczegółowym studium nad środkowym Powiślem [47] przychylił się do zdania Zierhoffera co do ruchów tektonicznych, w tym przypadku obniżających nieckę mazowiecką. Również tak zwany garb warszawski uznał za formę tektoniczną, silniej wydźwi-

gniętą po ostatnim zlodowaceniu. Stwierdził poza tym wyraźną kierunkowość NNW — SSE „w rysach morfologicznych (np. krawędź łódzka) i biegach rzek zarówno wielkich, jak małych" (str. 167), uważając ją za kierunek tektoniczny. W ogóle Lencewicz duże znaczenie przypisywał siłom tektonicznym w formowaniu dzisiejszej rzeźby, a tym samym i powierzchni podczwartorzędowej.

Samsonowicz [78] przyjął epejrogeniczne zanurzanie się niecki mazowieckiej już w końcu trzeciorzędu. Świadczą o tym dużej miąższości piaski lignitowe i iły plioceńskie. Ruch ten uważał za kompensacyjny w stosunku do wznoszenia się Skandynawii na północy a Gór Świętokrzyskich na południu. Wypiętrzanie się Skandynawii zostało prawdopodobnie wstrzymane dopiero nagromadzeniem się mas lodowych. Oprócz zmian izostatycznych poziomu, Samsonowicz podobnie jak Lencewicz [47] i Lewiński [49] stwierdził zaburzenia tektoniczne powierzchni trzeciorzędowej.

Wbrew poglądowi Fleszara i Zierhoffera, a zgodnie z Lewińskim i Samsonowiczem, Galon uważał [20], iż w plejstocenie nie było ruchów tektonicznych, wręcz zmieniających formy wklęsłe na wypukłe, na stosunkowo niedużych obszarach jednostek morfologicznych. Niemniej jednak mogły istnieć ogólne ruchy epejrogeniczne obniżające lub podnoszące. Tego rodzaju zmiany musiały wywołać transgresję interglacjalnego morza eemskiego w głąb zagłębienia wiślanego i Pojezierza Mazurskiego a później już, w postglacjale, zmiany poziomu Bałtyku zaznaczone w głębi lądu terasami rzecznymi (Pawłowski [61, 62] Galon [21]). Na obszarze doliny dolnej Wisły nie ma dowodów na powstanie młodego zagłębienia tektonicznego. Przeciwnie, powierzchnia kredy łagodnie obniżająca się ku środkowi obszaru świadczy o silnej erozji i denudacji. Najście lodowca zaostrzyło łagodne, denudacyjne formy. Galon zatem za główny czynnik, który wyrzeźbił podłoże czwartorzędowe dolnego Powiśla, uznał denudację przedczwartorzędową oraz — egzarację.

Pawłowski [62] podzielał przekonania Galona o istnieniu jedynie ogólnej epejrogenezy; uważał jednakże, że struktura Pomorza nie jest zupełnie spokojna, czego dowodem są stosunkowo często notowane na tym terenie trzęsienia ziemi.

Nowak [37] bezwzględnie przyjmował istnienie ruchów tektonicznych od miocenu aż po okres dzisiejszy. Miały one obejmować z biegiem czasu obszary coraz dalej na północ od Karpat leżące. Dziś wyrażają się zatapianiem południowych wybrzeży Bałtyku.

Nie było wśród badaczy polskich okresu poprzedzającego drugą wojnę światową nikogo, kto by twierdził, iż powierzchnia przedlodowcowa zachowała się w niezmienionej postaci.

Na ogół decydującą rolę w tych zmianach przypisywano glacjalnym i postglacjalnym ruchom pionowym. Jedni uważali, że zmiany te dokonywały się lokalnie i wytworzyły formy częstokroć przeciwne w stosunku do poprzednich (Fleszar, Zierhoffer), inni przypisywali dzisiejszą morfologię podłoża wielkopromiennym ruchom izostatycznym (Lewiński, Samsonowicz, Galon, Pawłowski).

Kryteria stosowane do wykazania zmian tektonicznych były zasadniczo dwa: 1) stosunek grubości pokrywy plejstoceńskiej do wzniesienia podłoża, 2) wyraźne zaburzenia utworów.

Wartość pierwszego, przyjętego przez Fleszara i Zierhoffera, zakwestionowali Lewiński i Samsonowicz oraz Galon uważając, że wielkość zasypania zależna jest przede wszystkim od ruchu lub postoju lodowca, a więc od warunków klimatycznych.

Drugim kryterium, geologicznym, posługiwali się Lewiński oraz Lencewicz. Silne nieraz zaburzenia utworów czwartorzędowych stwierdzili prócz nich i inni (Błachowski [6, 7] Halicki [26]). Jedynie Lewiński [49] na pofałdowaniu osadów plejstoceńskich zbudował koncepcję ruchów górotwórczych. Inni ograniczali się do stwierdzania takich zaburzeń.

Po drugiej wojnie światowej, w pracach zajmujących się badaniem powierzchni podczwartorzędowej pojawiają się nowe sugestie. Dzisiaj nie tyle rozpatruje się wpływ tektoniki czy epejrogenezy na modyfikację powierzchni podłoża, ile głównie zwraca się uwagę na glacitektonikę oraz erozję, jako na te czynniki, które przede wszystkim zadecydowały o dzisiejszym wyglądzie odkrywanej powierzchni trzeciorzędu.

Rühle [76] przypisuje erozji ogromne znaczenie. Uważa, że rzeźba dzisiejszej powierzchni podczwartorzędowej powstała dzięki nakładaniu się na siebie kilku cyklów erozyjnych począwszy od preglacjału poprzez okresy międzylodowcowe aż po holocen. Zjawiska glacitektoniczne mają, jego zdaniem, charakter bardziej lokalny i wskutek tego wycisnęły wyraźne piętno na rzeźbie podłoża niektórych tylko okolic. Przekonanie o roli erozji i o wynikającym zeń erozyjnym charakterze powierzchni opiera Rühle na szczegółowym poznaniu podłoża Warszawy i innych obszarów bardzo gęsto po wojnie przewierconych [75]. W odtworzonej rzeźbie za pomocą owej gęstej sieci wierceń widzi on nie tylko doliny główne i poboczne, ale nawet takie szczegóły morfologiczne, jak zsuwy stokowe [75]. Oczywiście na tak dokładną analizę można sobie pozwolić na razie wyjątkowo. Niemniej jednak z tego rodzaju doświadczeń wolno wyciągać wnioski bardziej ogólne, które znalazły wyraz w pewnych zwłaszcza wycinkach przeglądowej mapy geologicznej 1 : 1 000 000. Widać na nich głębokie doliny o stromych zboczach wiążące się w pewien logiczny system. Procesy epejrogenezy i tektoniki, jakie

zachodziły po pliocenie, są zdaniem Rühlego [76] trudne do odcyfrowania.

Na erozyjną działalność wód okresów interglacjalnych zwraca również uwagę Bubnoff [10]. Stwierdza on w okolicach Gryfii (Greifswald) istnienie śladów rzeźby przedczwartorzędowej, którą lodowiec obniżył, a przede wszystkim spłaszczył wypełniając formy wklęsłe a ścinając wypukłe. W okresach międzylodowcowych działalność rzeczna usiłowała znów ożywić rzeźbę.

Fragmenty przekształconych później dolin plioceńskich widzi również w podłożu Wielkopolski środkowej Krygowski [40].

Całkowicie odrębny od zacytowanych jest pogląd Bergmanna, który przed kilku laty opracował podłoże Brandenburgii, a więc obszaru od zachodu, przez Odrę, sąsiadującego z Polską. Stwierdza on [4], że formy powierzchni podczwartorzędowej nie mają nic wspólnego z formami istniejącymi przed okresem lodowcowym. Zostały one, jego zdaniem, całkowicie przekształcone. Przekształcenie to dokonało się na drodze egzaracji lodowca, który bezpośrednio modelował powierzchnię, a wywieranym ciśnieniem spowodował powstanie zaburzeń typu glacitektonicznego, sięgających do 150 m w głąb.

Ruchy natury epejrogenicznej w czwartorzędzie spowodowały obniżanie się wybrzeży Niemiec północnych i Holandii. Dowodzi tego, zdaniem Bergmanna, duża miąższość utworów plejstoceńskich wzrastająca z południa ku północy, gdzie spąg utworów lodowcowych leży głęboko pod dzisiejszym poziomem morza. Na samą rzeźbę podłoża, ruchy te wywarły jednak wpływ nieporównanie mniejszy aniżeli egzaracja i tektonika glacjalna.

II. MATERIAŁ I JEGO OCENA

Opracowanie zagadnienia powierzchni podplejstoceńskiej oparto głównie na geologicznych profilach wiertniczych opublikowanych w literaturze niemieckiej oraz polskiej. Ze źródeł niemieckich wymienić należy zeszyty „Ergebnisse von Tiefbohrungen" należące do wydawnictwa „Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin" w opracowaniu O. Schneidera i K. Keilhacka oraz „Erläuterungen zu geologischen Karten von Preussen u. benachbarten Bundesstaaten" wraz z przynależnymi mapami.

Z polskich publikacji wykorzystano zestawienie otworów wiertniczych zamieszczone w pracy Zierhoffera [89] oraz powojenne wydawnictwa Instytutu Geologicznego. Prócz tego szereg profilów wiertniczych nie objętych wyżej wymienionymi publikacjami zaczerpnięto z prac i artykułów zarówno niemieckich jak i polskich.

Poza źródłami publikowanymi wykorzystano zbiory wiertnicze szeregu firm i przedsiębiorstw studniarskich, z których wymienić należy: Przedsiębiorstwo Remontowo-Montażowe w Poznaniu (dawniej f-ma J. Kopczyński), Przedsiębiorstwo Remontowo-Montażowe Przemysłu Kwasu Siarkowego Katowice-Bogucice, oddział w Toruniu (dawniej f-ma J. Broda), Przedsiębiorstwo Studniarskie S. Kopczyński — Bydgoszcz, Zjednoczenie Robót Inżynieryjnych — Poznań, Geoprojekt — Poznań, Geoprojekt — Warszawa, Przemysł Terenowy Materiałów Budowlanych — Poznań, Przedsiębiorstwo Gospodarki Komunalnej — Poznań-Północ.

Z materiałów kartograficznych oprócz wymienionych wyżej niemieckich map goelogicznych wyzyskano polskie wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego z roku 1935 pt. „Węgle brunatne w Polsce" w opracowaniu A. Makowskiego, „Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands" oraz wydane w latach 1946—1955 przez Instytut Geologiczny arkusze Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski.

Zebrane z wyżej podanych źródeł profile wiertnicze w liczbie około 6 000 przedstawiają różną wartość. Tylko około 40% materiału z opublikowanych zestawień posiada ustaloną stratygrafię. Wiercenia niepublikowane ze zbiorów archiwalnych wymagały opracowania. Trzeba w tym miejscu zwrócić uwagę na wartość tych niepublikowanych profilów

wiertniczych. Najsumienniej zbierane i nie budzące zastrzeżeń materiały pochodzą z f-my J. Broda — Toruń i J. Kopczyński — Poznań, do roku 1939. Miejsce wykonania otworu określano możliwie dokładnie z podaniem miejscowości, najbliższej stacji kolejowej i urzędu pocztowego, a bardzo często i konkretnego obiektu, w którym studnię wiercono (mleczarnia, młyn parowy, dziedziniec folwarku itp.). Sposób opisania przewierconych otworów jest jasny, zrozumiały, oparty widać na przemyślanej instrukcji, którą robotnik studniarski rozumiał.

Wiercenia z lat 1939—1945, a więc z okresu okupacji, należy traktować z dużą ostrożnością. Polski robotnik zatrudniony w niemieckiej firmie niejednokrotnie świadomie uprawiał sabotaż. Opisywał w dzienniku wiertniczym odwierty niedbale, często·fałszywie, nie podawał lokalizacji obiektu.

W latach powojennych, zwłaszcza po upaństwowieniu przedsiębiorstw studniarskich, widać dalszy spadek wartości materiałów wiertniczych. Przyczyniło się do tego w dużym stopniu wprowadzenie różnicy w wynagrodzeniu, zależnie od przewierconego w ciągu dnia utworu. I tak np. ponieważ wiercenie w twardej glinie lepiej się opłacało niż w luźnym piasku, w opisach w dzienniku wiertniczym widnieje często zbita glina lub mocny ił zamiast faktycznie przewierconego piasku czy żwiru. Nie przestrzega się również terminologii, nie podaje się lokalizacji. Wskutek tego z kilkunastu profilów, o znacznej głębokości, trzeba było zrezygnować zupełnie, inne należało interpretować bardzo ostrożnie, stawiając wielokrotnie znaki zapytania.

Otwory wiertnicze, jak wykazano, rozsiane są bardzo nierównomiernie. Najlepiej przewiercony jest obszar Wielkopolski środkowej. Tutaj około 85% otworów przebija czwartorzęd. Najsłabiej pod tym względem przedstawia się obszar Pomorza wchodzący w obręb dorzecza Odry. Na tym terenie niewiele otworów dociera do powierzchni podplejstoceńskiej. Tłumaczy się to budową obszaru. Studnie znajdują wystarczającą ilość wody w czwartorzędzie znacznej miąższości. Nie ma potrzeby go przebijać.

III. METODA PRACY

Opracowanie zagadnienia przeprowadzono wyłącznie na drodze badań kameralnych. Z analizy terenu, która miała dostarczyć danych o stropie powierzchni trzeciorzędowej występującej w odsłonięciach, zrezygnowano z dwu powodów: 1) spotykane w terenie wychodnie pliocenu bądź miocenu po dokładniejszym zbadaniu ich stanowiska stratygraficznego w oparciu o szurfy lub wiercenia okazywały się często tylko porwakami tkwiącymi w górnych częściach czwartorzędu, 2) prześledzenie choćby tylko dolin rzecznych na tak znacznym obszarze, jakim jest niżowa część dorzecza Odry (ok. 73 tys. km^2), okazało się dla jednego pracownika zadaniem ponad siły. Tę część opracowania zastąpiono więc analizą map geologicznych w dużej podziałce oraz Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski wydanej przez Państwowy Instytut Geologiczny. I w tym przypadku oznaczone na mapach wychodnie trzeciorzędu okazały się kilkakrotnie tylko porwakami tkwiącymi w plejstocenie. Na wyciągnięcie tych wniosków pozwoliły głębsze wiercenia wykonane w miejscach, w których było oznaczone występowanie trzeciorzędu.

Opracowania dokonano w 4 etapach:

I. etap wstępny — zbieranie materiału,
II. opracowanie materiału,
III. konstrukcja map i przekrojów,
IV. sformułowanie i opracowanie zagadnień.

Część I wstępna polegała na wypisaniu profilów wiertniczych z literatury oraz ze zbiorów archiwalnych. Każdy profil wpisany na oddzielnej karcie wymagał ustalenia na mapie miejsca jego wykonania oraz wysokości nad poziomem morza, na jakiej wiercenie założono. Dane te należą to tzw. metryki wiercenia. Podano w niej również obiekt, na którym wiercono, datę wykonania otworu, firmę wiertniczą oraz nazwisko autora, jeśli profil był już uprzednio opracowany.

Umiejscawiania dokonywano na mapach topograficznych; z nich też odczytywano wysokość n.p.m. punktu, z dokładnością do 2,5 m. Dla określenia stopnia dokładności lokalizacji punktu wprowadzono pojęcia: „Umiejscowiono dokładnie", „Umiejscowiono w przybliżeniu". Dzięki temu w sposób dość wyraźny sklasyfikowano wartość posiadanych profilów pod względem znajomości ich sytuacji topograficznej, a co za tym

idzie dokładności położenia w stosunku do poziomu morza. Punkt uznano za umiejscowiony dokładnie, gdy znany jest obiekt, np. leśniczówka, gorzelnia, szkoła w środku wsi, probostwo, most na rzece, folwark. Jeśli natomiast obiektu nie podano, lub mimo podania nie udało się go odnaleźć na mapie, punkt oznaczono w środku osiedla, wychodząc z ogólnego założenia, że większość wierceń studniarskich wykonuje się przy zabudowaniach. Wysokość punktu n.p.m. w takim przypadku określono „od — do" przyjmując wartości skrajne. Oczywiście w terenie dość płaskim, o małych deniwelacjach, błąd wynikły z takiego określenia jest nieduży. Sytuacja się pogarsza, jeśli teren jest silnie urzeźbiony. Wtedy rozpiętość wartości może dochodzić do kilkudziesięciu metrów.

Najbardziej wartościowe, a przez to najprzydatniejsze w pracy, są profile wiertnicze zamieszczone w „Objaśnieniach" (Erläuterungen zur geologischen Karte) z dokładnym oznaczeniem punktów na mapach geologicznych.

Bardzo często podane przez wiertacza obiekty, nie zaznaczone na mapach topograficznych, umiejscawiałam na podstawie informacji zbieranych wśród studentów pochodzących z prowincji. W ten sposób uzyskałam wiele cennych danych o sytuacji topograficznej obiektów istniejących w okresie okupacji, np. obozów pracy, baraków tzw. „Baudienst" leżących z reguły z dala od wsi czy miasteczka.

Dużą trudność w ustaleniu na mapie miejsca wiercenia stanowiły pewne nazwy miejscowości z terenu b. zaboru pruskiego. W publikowanych bowiem przed pierwszą wojną światową niemieckich archiwach wiertniczych podawano takie miejscowości, których nie dało się zidentyfikować z nazwami naniesionymi na mapy topograficzne drukowane podczas ostatniej wojny. Trzeba więc było uciekać się do starych map, wycofanych za rządów Hitlera z obiegu oraz rejestrów miejscowości sprzed 1918 roku. Niemiecko-polskimi spisami posługiwano się również w celu odszukania pozmienianych w okresie okupacji nazw polskich na obszarze „Warthegau". Nazwy polskie z terenu Ziem Zachodnich zaczerpnięto ze słownika Rosponda.

Po ustaleniu możliwie pełnej metryki wiercenia i umiejscowieniu na mapie, kartę otworu i punkt na mapie oznaczono liczbą porządkową od 1 do „n" w obrębie każdego poszczególnego arkusza 1 : 100 000. W ten sposób zebrano katalog profilów wiertniczych.

Cały, ujęty w opracowaniu, obszar niżowej części lewego i prawego skrzydła dorzecza Odry (w obrębie Polski) obejmuje 95 arkuszy polskiej mapy 1 : 100 000 sięgając na południe do równoleżnika 51°15′. Ogółem zanalizowano około 6000 profilów wiertniczych; zlokalizowano je w 2360 punktach. Największej redukcji uległy oczywiście wiercenia na terenie

miast, nie sposób bowiem umiejscowić na mapie w tej skali wszystkich wykonanych w terenie otworów. Na obszarze samego tylko Poznania istniało do roku 1954 około 750 wierceń sięgających stropu trzeciorzędu.

Załączony schemat (ryc. 1) pozwala na zorientowanie się w ilości materiału dokumentacyjnego naniesionego na mapy 1 : 100 000.

Po zebraniu prawie wszystkich dostępnych wierceń przystąpiono do II etapu pracy, a mianowicie do ustalenia stratygrafii profilów. Wyznaczanie poziomów stratygraficznych dla każdego poszczególnego profilu, wyrwanego z coraz to innego obszaru, w trakcie zbierania materiału okazało się niemożliwe. Dopiero rozmieszczenie otworów na mapie i zorientowanie się w ogólnej budowie geologicznej danego wycinka dorzecza pozwalało na poprawne rozpoziomowanie profilu. Częstokroć wprowadzano poprawki, w miarę powiększania się doświadczenia i poznawania budowy terenu. Ogromną pomoc przy ustalaniu stratygrafii stanowiły profile już opracowane, zaczerpnięte z literatury, a rozrzucone na mapie pośród otworów jeszcze nie rozpoziomowanych.

Wydzielanie poziomów stratygraficznych napotykało nieraz na poważne trudności. W strefie brzeżnej występowania iłów poznańskich znalezienie granicy w profilu pionowym między miocenem a iłami plioceńskimi jest bardzo kłopotliwe, trudno bowiem znaleźć właściwe kryterium. Na trudności te zwracał już uwagę Galon [20], mówi o nich w jednym z ostatnich artykułów Rühle [76]. Przyjmowanie niebieskiej barwy iłów jako cechy charakterystycznej dla iłów plioceńskich jest zawodne, ponieważ iły mioceńskie, jeżeli nie leżą w bezpośrednim kontakcie z węglem brunatnym, też mają kolor niebieskawy. Różnią się tylko stopniem plastyczności, czego jednak bez posiadania próbki nie da się stwierdzić. Występowanie węgla brunatnego również nie jest właściwe wyłącznie miocenowi. Węgle brunatne powstawały bowiem także w pliocenie, o czym mówi Doktorowicz-Hrebnicka [14]. Rozdzielenie ich można przeprowadzić jedynie na drodze badań paleobotanicznych. Jednakże węgle plioceńskie występują na ogół w drobnych warstewkach [55].

Nie mogąc znaleźć żadnego wystarczającego kryterium, oddzielenie iłów plioceńskich od miocenu przeprowadzono w sposób dosyć schematyczny, biorąc pod uwagę barwę iłów i miąższość wkładek węglowych. Jeśli w profilu wiertniczym nad grubszą od 1 m serią węgla leży warstewka piasku, nad nią ił niebieski poprzedzielany cienkimi wkładkami węgla, granicę wyznaczono w ten sposób, że ił z wkładkami węgla uznano za plioceński, poniżej zaś leżący piasek i grubszy pokład węgla zaliczono do miocenu. Oczywiście taka forma rozwiązania może dopuszczać i często z pewnością dopuszcza błędy. Błędy te jednakże zawierają się w granicach kilku, wyjątkowo kilkunastu metrów, tak że na uzyskany

na mapie obraz, przy 20-metrowym odstępie izarytm, zasadniczo nie wpływają.

Drugie zagadnienie związane z wyodrębnieniem iłów plioceńskich z trzeciorzędu leży w opracowaniach profilów dokonanych przez starszych geologów niemieckich. Iły poznańskie jako oddzielny poziom, charakterystyczny dla górnego miocenu, zaczęto wydzielać dopiero od roku 1913 [30]. Wydzielenie to stosował Jentzsch i Korn, inni natomiast w dalszym ciągu całość górnego trzeciorzędu uważali za miocen. Profile opracowywane przed rokiem 1913 z reguły pod czwartorzędem (na przeważnej części rozpatrywanego obszaru) podają miocen.

By móc przedstawić rozmieszczenie miąższości iłów plioceńskich należało je również wydzielić z tych opracowanych już profilów. W wielu przypadkach, gdy opis wiercenia był dokładny, wydzielenie takie było proste i łatwe, często jednak opis bardzo schematyczny, nie podający barwy utworu lub jego plastyczności, stwarzał duże przeszkody. Tutaj również mogą tkwić źródła błędu. Dotyczy to głównie zachodniej strefy brzeżnej występowania iłów plioceńskich, gdzie ich ogólna miąższość przeważnie nie przekracza 20 m. Być może, że czasem wydzielono pliocen, gdy w rzeczywistości go nie było, kiedy indziej znów nie znaleziono go mimo jego obecności.

Innego typu trudności przedstawia rozpoziomowanie profilów wiertniczych z obszaru między Nysą Łużycką a Odrą. Występujący tu czwartorzęd jest piaszczysty i żwirowaty; podścielający go miocen reprezentują piaski i żwiry pochodzenia sudeckiego [11]. Już samo rozdzielenie utworów tylko na podstawie opisu jest trudne. Prócz tego w tej części dorzecza występują szczególnie silne zaburzenia glacitektoniczne [11]. Wszystko to sprawia, że wyznaczenie poziomów stratygraficznych w poszczególnych profilach, jedynie w oparciu o opisy wiertnicze, jest bardzo często niemożliwe i dlatego zrezygnowano z przedstawienia obszaru między Nysą Łużycką a Odrą na wszystkich prawie opracowanych mapach.

Rozpoziomowane stratygraficznie profile zebrano z kolei w arkuszach zbiorczych. Zestawienie sporządzono według arkuszy mapy 1 : 100 000, te zaś uporządkowano arkuszami mapy 1 : 300 000. W ten sposób otrzymano tabelaryczne ujęcie całego materiału, z którego wyciągnięto dane określające:

1. miąższość czwartorzędu,
2. strop powierzchni podczwartorzędowej w stosunku do poziomu morza,
3. miąższość iłów plioceńskich,

4. strop powierzchni podtrzeciorzędowej w stosunku do poziomu morza,

5. spąg iłów plioceńskich w stosunku do poziomu morza.

Następne stadium pracy stanowiło przeniesienie punktów wiertniczych z map o większej skali na mapę roboczą, przy czym wskutek generalizacji zmniejszyła się ilość punktów wierceń z 2360 do 1830 dla całego rozpatrywanego obszaru dorzecza. W miejscach o dużym zagęszczeniu otworów (obszary eksploatacji węgla brunatnego, obiekty miejskie) jednemu punktowi na mapie odpowiada częstokroć kilka lub nawet kilkanaście wierceń. Gęstość wierceń na badanym obszarze jest bardzo niejednolita. Najgęstsze skupiska przedstawiają miasta. Sam Poznań ma 735 otworów sięgających do pliocenu, nie licząc ogromnej liczby płytszych.

Najwięcej punktów przypada na środkową część obszaru, najmniej na część północno-zachodnią. W najlepszym więc przypadku jedno wiercenie przypada na 19,7 km^2, w najgorszym na 134 km^2.

Dalszy etap pracy to konstrukcja map i przekrojów geologicznych. Wykonano:

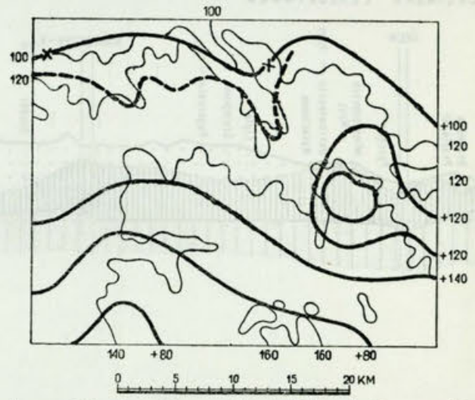
1. mapę hipsometryczną powierzchni podplejstoceńskiej,
2. mapę miąższości czwartorzędu,
3. mapę miąższości iłów plioceńskich,
4. mapę hipsometryczną powierzchni trzeciorzędowej (po zdjęciu iłów plioceńskich),
5. mapę hipsometryczną powierzchni podtrzeciorzędowej.

Wszystkie mapy wykonano metodą izarytmiczną, przy czym zarówno izohipsy jak i izopachyty (linie jednakowej miąższości) wykreślono na pierwszych czterech mapach w odstępach 20-metrowych, na piątej — z uwagi na znacznie mniejszy materiał wiertniczy, na jakim mapę oparto — w odstępach 40-metrowych.

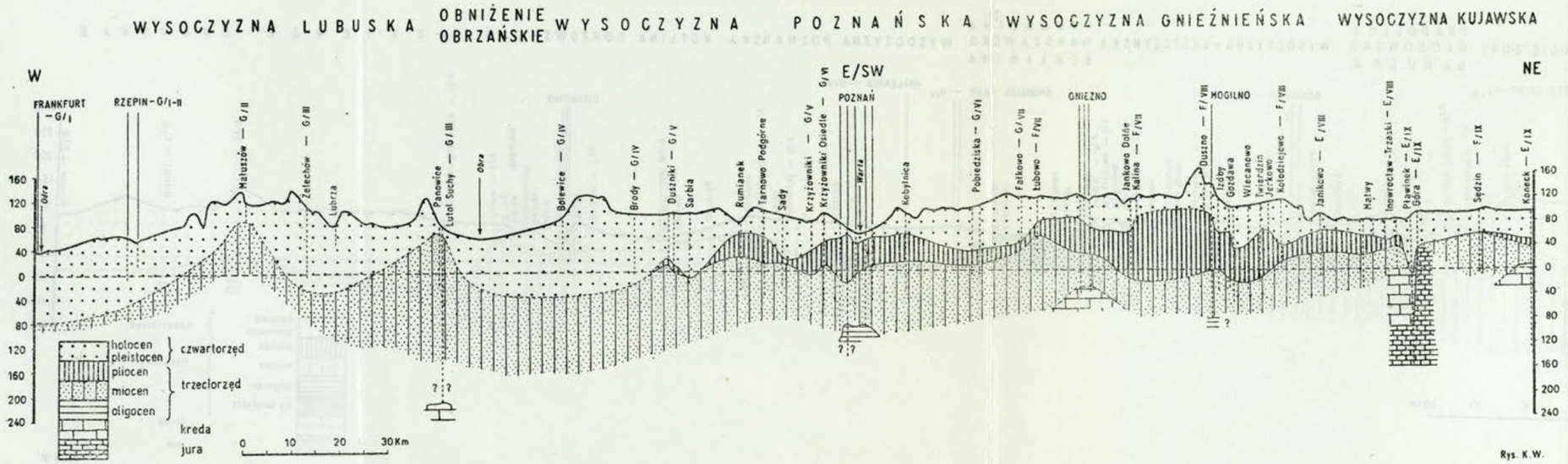
Na wszystkich mapach hipsometrycznych poziomem odniesienia jest dzisiejszy poziom morza, czyli 0 m. Dzięki temu występują poziomice o wartościach ujemnych, poniżej poziomu morza i poziomice dodatnie wyznaczające obszary powierzchni kopalnych leżące dziś nad poziomem morza.

Przy wykreślaniu izarytm stosowano zasadę interpolacji. W przypadku większej ilości profilów wiertniczych oznaczonych jednym punktem na mapie brano pod uwagę wartości średnie. Do interpolacji wykorzystano również dane niepełne, pochodzące z wierceń, które nie przebiły całej serii utworów.

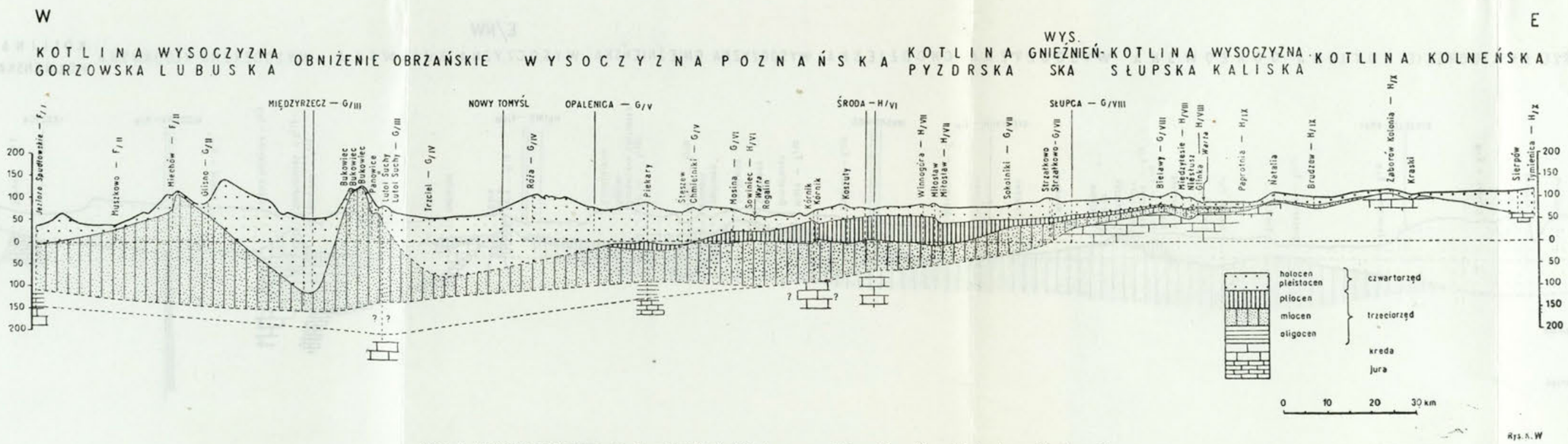
Opracowanie powierzchni podplejstoceńskiej oraz miąższość czwartorzędu oparto na 1800 punktach, natomiast do konstrukcji mapy po-



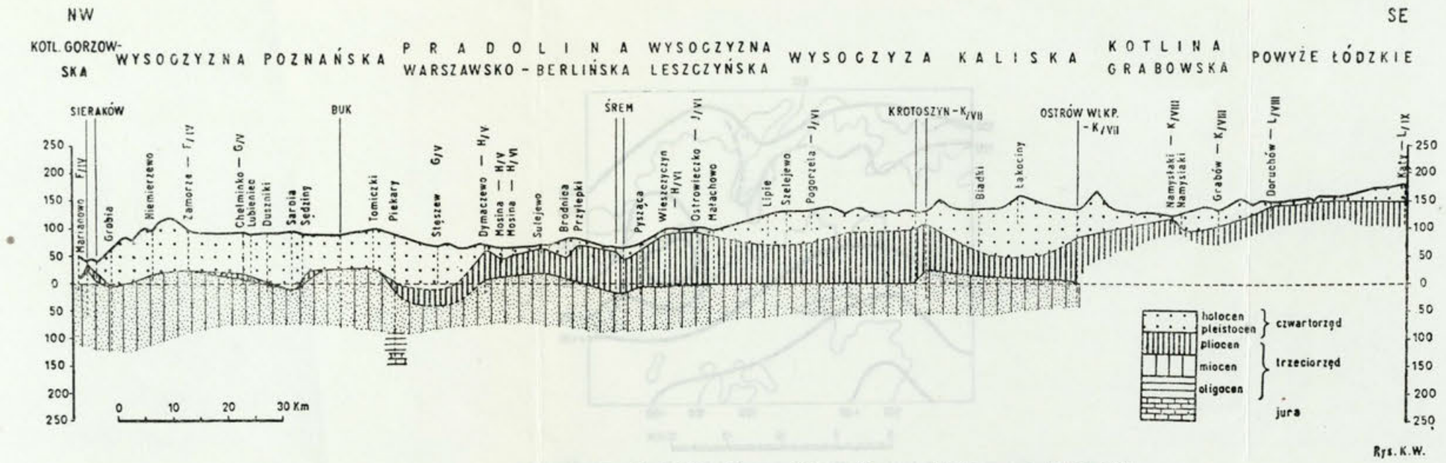
Ryc. 1. Sposób uzgadniania rzeźby powierzchni kopalnej ze współczesną
Fig. 1. Method of collating the relief of the fossil surface with the present-day surface



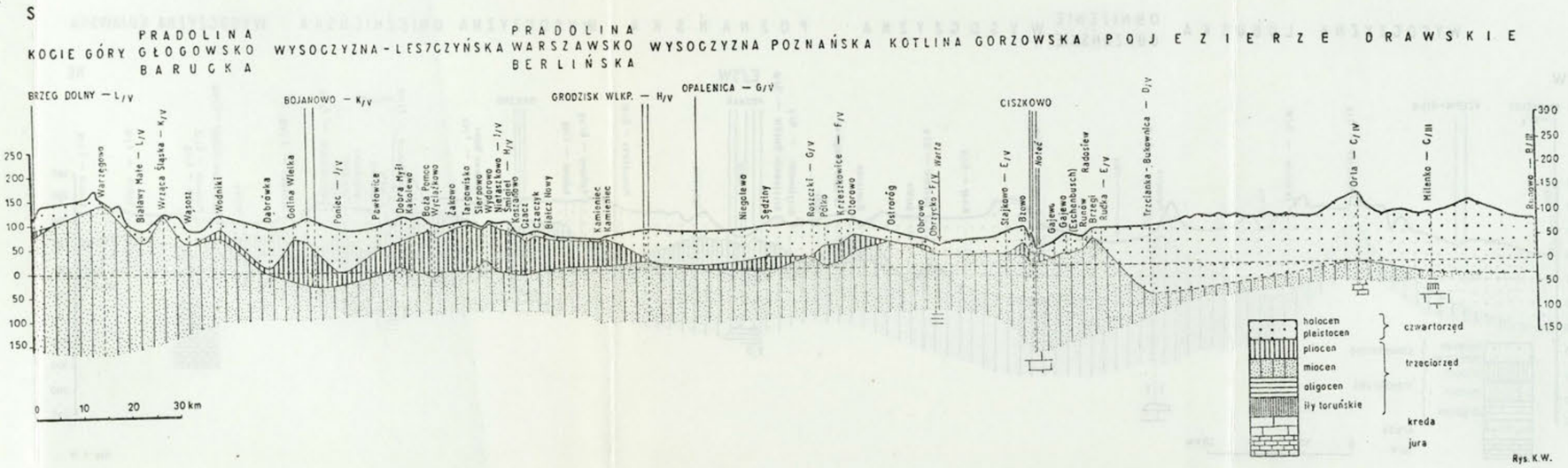
Ryc. 2. Przekrój geologiczny a—b wzdłuż linii: Frankfurt — Rzepin — Poznań — Gniezno — Mogilno
Fig. 2. Section along line a—b: Frankfurt — Rzepin — Poznań — Gniezno — Mogilno



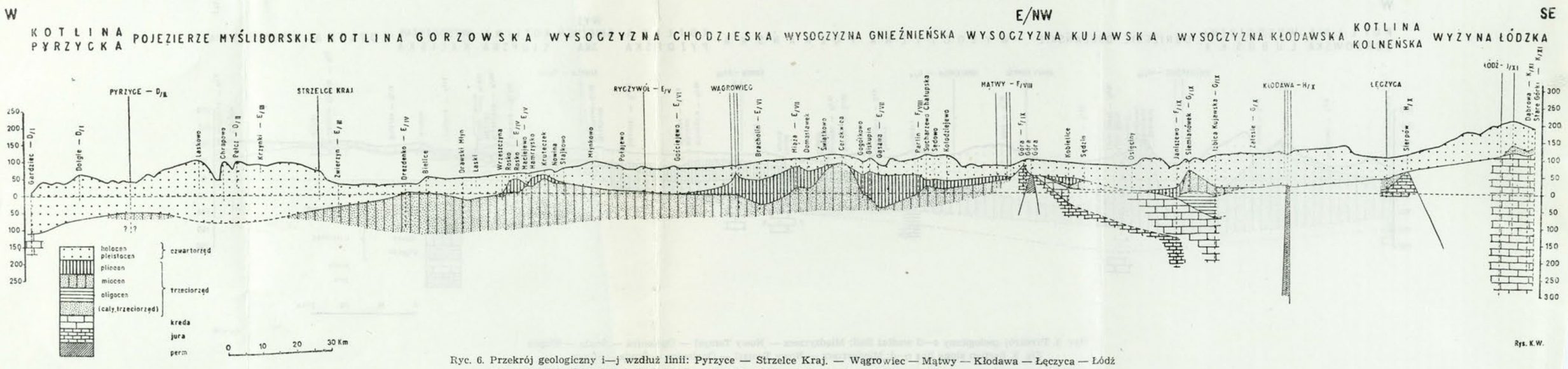
Ryc. 3. Przekrój geologiczny c—d wzdłuż linii: Międzyrzecz — Nowy Tomyśl — Opalenica — Środa — Słupca
Fig. 3. Section along line c—d: Międzyrzecz — Nowy Tomyśl — Opalenica — Środa —Słupca



Ryc. 4. Przekrój geologiczny e—f wzdłuż linii: Sieraków — Buk — Śrem — Krotoszyn — Ostrów Wlkp.
Fig. 4. Section along line e—f: Sieraków — Buk — Śrem — Krotoszyn — Ostrów Wlkp.



Ryc. 5. Przekrój geologiczny g—h wzdłuż linii: Brzeg Dolny — Bojanowo — Grodzisk Wlkp. — Opalenica — Ciszkowo — Runowo
Fig. 5. Section along line g—h: Brzeg Dolny — Bojanowo — Grodzisk Wlkp. — Opalenica — Ciszkowo — Runowo



Ryc. 6. Przekrój geologiczny i—j wzdłuż linii: Pyrzyce — Strzelce Kraj. — Wągrowiec — Mątwy — Kłodawa — Łęczyca — Łódź
Fig. 6. Section along line i—j: Pyrzyce — Strzelce Kraj. — Wągrowiec — Mątwy — Kłodawa — Łęczyca — Łódź

wierzchni trzeciorzędowej po zdjęciu iłów plioceńskich oraz mapy miąższości tychże iłów wykorzystano tylko około 1100 punktów wiertniczych.

Wszystkie mapy zmniejszono następnie do skali 1 : 500 000. W tej też skali wykonano pomocniczą mapę hipsometryczną powierzchni dzisiejszej o cięciu 20-metrowym według mapy WIG 1 : 500 000.

Po zmniejszeniu map hipsometrycznych do skali 1 : 500 000 przeprowadzono korektę przebiegu poziomic w ten sposób, by powierzchnia starsza nie wystawała ponad młodszą. Zdarza się to często w obniżeniach dolinnych wskutek mechanicznej interpolacji. Sposób przeprowadzenia poprawek w przebiegu poziomic jest następujący: mapę powierzchni podplejstoceńskiej wykonaną na kalce przykłada się do mapy poziomicowej powierzchni dzisiejszej. Na rycinie 1 poziomice wyciągnięte cienką linią charakteryzują rzeźbę powierzchni dzisiejszej, poziomice grubsze rzeźbę podplejstoceńską. Według przebiegu izohipsy + 100 powierzchni podczwartorzędowej na odcinku x — x musiałaby ona wystawać powyżej powierzchni dzisiejszej, trzeba ją więc było przesunąć ku południowi, jak wykazuje przebieg linii przerywanej. W analogiczny sposób przeprowadzono korelację między powierzchniami kopalnymi.

Jako uzupełnienie opracowań kartograficznych wykonano 5 przekrojów geologicznych.

IV. POWIERZCHNIA PODPLEJSTOCEŃSKA ORAZ JEJ STOSUNEK DO POWIERZCHNI DZISIEJSZEJ I DO ROZMIESZCZENIA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

(Mapa I i II)

Powierzchnia podczwartorzędowa, podobnie jak współczesna, wykazuje spadek ku NW. Dominującym rysem rzeźby jest silnie wklęsła, podłużna forma biegnąca zgodnie z pochyleniem terenu z SSE na NNW. Forma ta przypomina swoim kształtem dolinę dużej pra-rzeki biorącej początek w okolicy Żmigrodu nad Baryczą. Środkowy odcinek omawianej pra-formy wykorzystuje współcześnie Obra. Forma ta, którą w dalszym ciągu nazywać będę obniżeniem obrzańsko-płońskim*, obniża się ku północnemu zachodowi coraz bardziej, tak że między Szczecinem a Gryfinem osiąga największą głębokość schodzącą znacznie poniżej —120 m (Szczecin: na —175 m nie osiągnięto stropu trzeciorzędu). W ten sposób przebiegające obniżenie obrzańskie dzieli wyraźnie omawiany obszar na dwie części: część zachodnią między Odrą a Obrą, powierzchniowo mniejszą i niższą, oraz część wschodnią bardziej rozległą, silniej wyniesioną i bogaciej urzeźbioną.

W części zachodniej wyraźnie występują dwa płaty nieznacznie wyniesione w stosunku do dzisiejszego poziomu morza, oddzielone od siebie doliną dolnej Warty.

Płat położony na północ od Warty, w obrębie którego leży Dębno i Witnica, wznosi się na znacznej przestrzeni do +20 m. Kulminacja przekraczająca +100 m występuje nieco na północ od Witnicy, w południowo-wschodniej części omawianej jednostki (Lubno: +109 m, Miechów: +111 m).

Na południe od dolnej Warty rozciąga się wyniosłość lubuska, przeciętnie wyższa od poprzednio opisanej. Tutaj powierzchnia podczwartorzędowa wyraźnie kulminuje w kilku punktach. Pod Międzyrzeczem i Sulęcinem osiąga, podobnie jak pod Witnicą, wartość ponad +100 m (Bukowiec: +115m, +120 m). Koło Międzyrzecza występuje w po-

---

* Nazwy fizjograficzne wprowadzone do opisów powierzchni kopalnych piszę małą literą w odróżnieniu od nazw przyjętych dla powierzchni dzisiejszej według podziału Krygowskiego [43].

wierzchni trzeciorzędowej krawędź silnie zaakcentowana dużą deniwelacją (180 m), którą wyniosłość lubuska opada do obniżenia obrzańsko-płońskiego (Międzyrzecz: —119 m). Obniżenie to od Gorzowa ku N rozszerza się tworząc rozległy basen „pyrzycki", pogłębiający się w kierunku Gryfino—Szczecin, dość płytki zaś w części wschodniej. Tutaj łączy się z basenem jego główna odnoga — równoleżnikowo biegnąca bruzda Noteci. Jedyną wyspą w obrębie basenu sterczącą ponad poziom zerowy jest niewielkie wyniesienie na północ od Stargardu.

Ku południowi wyniosłość lubuska podnosi się stopniowo, pod Krosnem Odrzańskim przekracza równoleżnikowy odcinek Odry nie zaznaczający się żadną formą wklęsłą.

Na wschód od rozległego, bo 6—60 km szerokości wynoszącego obniżenia obrzańsko-płońskiego rozciąga się bogato porzeźbiony obszar właściwej Wielkopolski i Kujaw. Na północy widoczną linią w hipsometrii terenu jest bruzda notecka, która stanowi wyraźnie poboczną w stosunku do obniżenia Obry — Płoni formę dolinną. Bruzda ta rozgałęziona w kilka odnóg ma kierunek równoleżnikowy i pokrywa się mniej więcej z biegiem dzisiejszej Noteci. Wartości na obszarze bruzdy schodzą przeważnie poniżej dzisiejszego poziomu morza (Piła: —41 m, Samostrzel: około —10 m).

Na północny wschód od równoleżnikowego zagłębienia Noteci powierzchnia podplejstoceńska wznosi się powyżej +60 m.

Osią, stanowiącą dział wód całej wschodniej części omawianego terenu na południe od bruzdy Noteci, jest wał gnieźnieński. Wzniesiony na wysokość +60 m, z kulminacją +100 m pod Gnieznem, posiada kierunek SE — NW. Ku zachodowi i południowemu zachodowi wyniosłość ta opada w stronę obniżenia obrzańsko-płońskiego tworząc skłon silnie porozcinany formami o charakterze dolinnym uchodzącymi do obniżenia. W przeciwną stronę, tzn. na wschód i północo-wschód, wał gnieźnieński opada ku obniżeniu Wisły.

Na północ od Warty (odcinek Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej) główne rysy rzeźby wykazują orientację SE — NW; tak przebiega wał gnieźnieński, taki kierunek posiada ciąg izolowanych, drobnych wyniesień w okolicy Radziejowa, Inowrocławia i Szubina.

Mniej więcej od linii Kościan—Środa—Pyzdry—Sompolno Kujawskie ku południowi, układ rzeźby zmienia się przyjmując orientację równoleżnikową. I tak na południo-zachodzie ciągnie się od Kobylina do Pleszewa wał w formie dużego rogala wygiętego końcami na południe. Największa wyniosłość wału przypadająca w okolicy Pleszewa wynosi ponad +140 m w stosunku do poziomu morza (wychodnie iłów poznańskich).

Na południe od Konina, między Prosną na zachodzie a południkowym

odcinkiem Warty na wschodzie, rozciąga się duży, bardzo słabo urzeźbiony obszar o wysokości 80—100 m n.p.m. Dalej ku południowi mniej więcej na wysokości Kalisza teren podnosi się wyraźnym stokiem do poziomu około +160 m.

Pomiędzy wałem kobylińsko-pleszewskim na północy a Wzgórzami Ostrzeszowsko-Trzebnickimi na południu (nieobjętymi już opracowaniem) występuje kotlina stanowiąca zaczątek obniżenia obrzańskiego (Rawicz: +27 m, +23 m). Poziom dna owego basenu leży poniżej + 80 m n.p.m. (Ostrów Wlkp.: +66 m, Biadki: +68 m). Z dna basenu sterczy jakby guz wyspa, na której stokach leży Milicz i Krotoszyn, wysokością dorównująca wałowi kobylińsko-pleszewskiemu (Krotoszyn: +129 m, wychodnie iłów poznańskich w poziomie przekraczającym +140 m).

Całkowita różnica wysokości względnych w niżowej części dorzecza Odry wynosi 300 m. Jest to różnica między maksymalnym wyniesieniem przypadającym na wyniosłości Wyżyny Łódzkiej a maksymalnym obniżeniem, które występuje w dolnej części obniżenia obrzańskiego między Gryfinem a Szczecinem, gdzie wartości schodzą poniżej —120 m pod poziom morza.

Po zanalizowaniu całej powierzchni podczwartorzędowej, a zwłaszcza tej jej części, która leży poniżej dzisiejszego poziomu morza, nasuwa się porównanie z tzw. depresją plejstoceńską Linstova [52]. Według niego linia oddzielająca wartości ujemne, a więc po prostu izohipsa 0 m, biegnie od Cybinki nad Odrą ku północy, na szerokości zaś Gryfina skręca ku północo-wschodowi na Białogard.

Na mapie Zierhoffera [89] poziomica zerowa wsuwa się już dalej w dorzecze Odry wzdłuż dolnej Warty i Noteci; izolowany obszar poniżej poziomu morza występuje ponadto pomiędzy Piłą a Nakłem.

W oparciu o obecnie posiadany materiał dokumentacyjny owa linia depresji ulega jeszcze dalszemu przesunięciu ku wschodowi wzdłuż Noteci do Nakła, ku południowi zaś sięga po Leszno.

Pobieżny rzut oka na mapę powierzchni podplejstoceńskiej i mapę miąższości czwartorzędu pozwala zauważyć, że na ogół największym zagłębieniom podłoża odpowiada największa miąższość utworów plejstoceńskich, natomiast na wyniesieniach powierzchni trzeciorzędowej czwartorzęd jest dość cienki. Obserwacje te poczynili już Zierhoffer [89], Galon [19, 20], Lewiński [48], Krygowski [40] i inni. Wniosek taki narzuca się z samego porównania powierzchni podplejstoceńskiej z powierzchnią dzisiejszą.

Całkowita różnica wysokości względnych w obrębie powierzchni trzeciorzędowej, niżowej części dorzecza Odry, wynosi 300 m, w powierzchni zaś dzisiejszej tego samego obszaru tylko 220 m. Różnica 80 m

wyraża stopień „spłaszczenia" krajobrazu spowodowany przez zasypanie go utworami lodowcowymi.

Zarówno na mapie powierzchni podplejstoceńskiej, jak i na mapie miąższości czwartorzędu najdobitniej występuje obniżenie obrzańsko-płońskie wraz z basenem pyrzyckim. Ta forma podłoża odtworzona została przy pomocy niewielkiej ilości otworów wiertniczych i to nie na całej jej długości rozmieszczonych. Dokumentacji brakuje dla odcinka między Gorzowem a Barlinkiem. Górna część obniżenia wykazuje cechy normalnej doliny, której dno obniża się ku północo-zachodowi. Część zaś najbardziej ku NW wysunięta, rozległa, którą nazywam basenem pyrzyckim, leży niżej od opisanej formy dolinnej. Obie więc części uznałam za jedną całość i połączyłam je wychodząc z założenia, że jest mało prawdopodobne, by tak duża forma dolinna o ciągłym spadku biegnąca od Rawicza do Gorzowa nagle urywała się, skoro o 60 km dalej na północ istnieje jeszcze znaczniejsze obniżenie terenu, jakim jest basen pyrzycki. Poza tym skłoniła mnie do powiązania obu części w jedną całość zasada, że obszary o równych wzniesieniach przedzielone przestrzenią pozbawioną danych hipsometrycznych należy łączyć w całości (Zierhoffer).

W górnej części obniżenia po Międzyrzecz maksymalna uchwycona wartość czwartorzędu wynosi ponad 100 m, w samym Międzyrzeczu jest czwartorzędu z górą 160 m. Nie wiadomo, czy jest to izolowane zagłębienie w obrębie obniżenia, jak na mapie miąższości czwartorzędu, czy też jedno z miejsc najgłębiej wciętego koryta, jak przedstawiono na mapie powierzchni podplejstoceńskiej.

W powierzchni dzisiejszej obniżenie obrzańskie zaznacza się dość nieznacznie i to tylko na odcinku Obry i częściowo Odry, tzn. od Nowej Soli do Gorzowa. Dalej ku północy, na powierzchni dzisiejszej w poprzek „kopalnego" obniżenia, przebiega pasmo czołowomorenowe Pojezierza Myśliborskiego nałożone podczas ostatniego zlodowacenia na wypełnioną poprzednio wklęsłość. Dzieli ono Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką od Kotliny Pyrzyckiej. Dopiero najdalej ku Szczecinowi wysunięty koniec kopalnej doliny zaznacza się znów w morfologii współczesnej. Wspomina o tym Krygowski [39] podając dolnoodrzańskie obniżenie jako klasyczny przykład niewyrównania przez akumulację lodowcową wielkiej, wklęsłej formy podłoża.

Bardzo duże zasypanie lodowcowe 120—140 m miąższości występuje na znacznej przestrzeni od Gryfina i Szczecina ku południo-wschodowi i dalej pomiędzy Barlinkiem, Ińskiem, Połczynem, Czaplinkiem, Wałczem i Człopą. Obszar ten od strony zachodniej odpowiada w podłożu basenowi pyrzyckiemu. Między Połczynem a Złocieńcem występuje maksymalna, bo przekraczająca 180 m, miąższość czwartorzędu nałożo-

nego na podczwartorzędowy stok opadający ku basenowi pyrzyckiemu. Powierzchnia dzisiejsza wznosi się w tym miejscu do 200 m. n.p.m.

Trzeci duży i gruby płat czwartorzędu wypełnia część obniżenia odrzańskiego od ujścia Nysy Łużyckiej do Kostrzyna.

Pośród silnie zasypanej utworami plejstoceńskimi zachodniej i północnej części dorzecza wznoszą się, lekko tylko osadami czwartorzędowymi pokryte, wyniesienia podłoża. Najcieńsza pokrywa do 20 m grubości leży na kulminacjach powierzchni trzeciorzędowej między Międzyrzeczem a Sulechowem, na północ od Sulęcina, na północo-wschód od Witnicy oraz pod Stargardem. W obrębie Pojezierza Pomorskiego tak cienkiej pokrywy nie ma nigdzie, jedynie na południe od Szczecinka widać cieńszy 60—80 m płat czwartorzędu.

Obszar leżący na wschód od obniżenia obrzańskiego, a na południe od Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej posiada na ogół znacznie cieńszy płaszcz utworów lodowcowych. Efektem tego jest większa zgodność form powierzchni dzisiejszej z rzeźbą podłoża. I tak wał gnieźnieński wyraźnie zaznaczający się w powierzchni trzeciorzędowej występuje i w dzisiejszej hipsometrii. Podobnie ma się rzecz z wysoko wzniesionymi wierzchowinami na południe i południo-wschód od linii Gostyń—Jarocin—Koło—Łęczyca. Linia owa w hipsometrii podłoża odpowiada mniej więcej poziomicy +80 m, w powierzchni dzisiejszej zaś poziomicy 100 m. Im dalej na południe od wymienionej linii tym wyraźniej i dokładniej rzeźba dzisiejsza powtarza „kopalną". Wyjątek stanowić mogą jedynie kotliny Odolanowska i Żmigrodzka najgrubiej wyścielone plejstocenem i holocenem (40—60 m).

Najcieńsza, do 20 m licząca, pokrywa utworów lodowcowych ciągnie się dość szerokim, równoleżnikowym pasem od Ozorkowa na wschodzie do południka Grodziska, tzn. wzdłuż Warty a częściowo kanałów obrzańskich, oraz wąską smugą wzdłuż południkowego biegu Warty i dalej po Międzychód. Tak cienka pokrywa, miejscami zaledwie kilkumetrowej grubości, przy dość dużej liczbie wierceń, umożliwia odtworzenie rzeźby podłoża z większą dokładnością i prawdopodobieństwem, aniżeli na to pozwala gruby płaszcz osadów maskujących podłoże.

Zasypaniu i zupełnemu zatarciu uległy niewielkie, prawoboczne doliny łączące się z obniżeniem obrzańskim. Tutaj, zwłaszcza na obszarze arkusza mapy 1 : 100 000 Buk i częściowo Szamotuły, czwartorzęd jest dość gruby, bo liczy 40—80, a nawet 100 m. Dość miąższy (do 80 m) płat plejstocenu leży między Pobiedziskami, Kostrzyniem i Wrześnią zakrywając zupełnie podłużne, równoleżnikowo wyciągnięte, opadające ku Obrze obniżenia widoczne w powierzchni trzeciorzędowej.

Bruzda Noteci wydzielona wyraźnie na mapie powierzchni podplejsto-

ceńskiej izohipsą 0 m zasypana jest utworami czwartorzędowymi nierównomiernie: część północno-zachodnia od Człopy na Piłę i Złotów wypełniona jest ponad 120 m plejstocenu; w części południowo-wschodniej czwartorzęd jest znacznie cieńszy.

Ciekawym elementem, widocznym również na mapie miąższości czwartorzędu, jest depresja mogilneńska. Izolowane, podłużne zagłębienie o kierunku N — S schodzi aż do —20 m, tzn. do wartości, na jaką nigdzie w całej wschodniej części dorzecza nie natrafiono. Dotychczasowa gęstość wierceń wokół depresji mogilneńskiej nie pozwala na żadne inne rozwiązanie, jak tylko na wydzielenie zamkniętego zagłębienia. Jest ono w całości wypełnione czwartorzędem (do ponad 100 m), tak że w powierzchni dzisiejszej (przy cięciu 20 m) zupełnie się nie zaznacza.

Z zagadnieniem współzależności rzeźby podplejstoceńskiej i dzisiejszej wiąże się geneza pradolin. Wyraźne nawiązanie do powierzchni podczwartorzędowej wykazuje Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka na całej prawie swej długości. Ową predyspozycję widział już Galon [18] opracowując Kujawy. Lencewicz zaś, mówiąc o roli epigenezy w rekonstruowaniu sieci dolinnej, daje jako przykład właśnie tę pradolinę [46]. Zeuner i Schulz wykazali, że dzisiejsza forma została założona tektonicznie, czemu z kolei zaprzeczył Dammer [35].

W świetle zebranych materiałów i opracowanych na ich podstawie map widać jasno, że Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka jako podłużne, równoleżnikowe obniżenie jest formą strukturalną, zarysowaną już w powierzchni podtrzeciorzędowej.

Nawiązanie do podłoża czwartorzędowego wykazuje również odcinek Pradoliny Głogowsko-Baruckiej leżący w dorzeczu Baryczy. Kotlinowata zaklęsłość podłoża w tym właśnie miejscu stanowi początek obniżenia obrzańsko-płońskiego.

Inaczej przedstawia się geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Mikołajski [56] stwierdza, że „jest ona w znacznej części utworem okresu dyluwialnego i podyluwialnego. Pewne części mogły jednakże istnieć już w preglacjale. Pogląd Jentzscha i innych, jakoby pradolina owa naśladowała wielkie linie tektoniczne, nie wytrzymuje krytyki" (str. 70). W dalszym ciągu Mikołajski dochodzi do wniosku, że zależność pradoliny od podłoża da się wyśledzić w tej części, która zajęta jest przez Wartę. Tutaj bowiem strop trzeciorzędu leży o 10—20 m niżej na dnie niż pod sąsiednimi wysoczyznami. Tę zatem część pradoliny uważa Mikołajski za dolinę, a co najmniej za zagłębienie preglacjalne. Na odcinku zajętym przez Obrę gruba warstwa utworów czwartorzędowych, pokrywających głębokie w tym miejscu podłoże,

wyklucza bezpośredni wpływ powierzchni podplejstoceńskiej na powstanie pradoliny.

Uzyskany w toku niniejszego opracowania kartograficzny obraz rzeźby powierzchni podczwartorzędowej zupełnie potwierdza wyniki badań Mikołajskiego. Stwierdzone przez niego wcięcie pradoliny w utwory trzeciorzędowe na odcinku równoleżnikowym Warty nie jest tak znaczne (10 — 20 m), by mogło wystąpić na mapie o 20-metrowym cięciu izarytm.

Przypuszczalnie z tego samego powodu nie uchwycono bruzdy wyżłobionej w okolicy Koła przez pra-Wartę, o której wspomina Pożaryski [68].

V. POWIERZCHNIA TRZECIORZĘDOWA BEZ POKRYWY IŁÓW PLIOCEŃSKICH

(Mapa III)

Powierzchnię podplejstoceńską, którą scharakteryzowano w poprzednim rozdziale, tworzą, najogólniej rzecz biorąc, w części zachodniej piaski oraz iły formacji mioceńskiej, w części wschodniej zaś mniej więcej od 16° długości wschodniej iły poznańskie, reprezentujące pliocen.

Powierzchnia, o której mam mówić teraz, po stronie zachodniej dorzecza jest w zasadzie identyczna z powierzchnią podplejstoceńską, na wschód zaś od południka 16° przedstawia rzeźbę podplioceńską. Cała zatem mapa daje nam obraz powierzchni trzeciorzędowej po zdjęciu iłów poznańskich.

Można by, nie wchodząc głębiej w zagadnienie pliocenu, postawić pytanie, dlaczego nie opracowano po prostu mapy powierzchni podplioceńskiej. Wyczerpującą odpowiedź daje dopiero rozdział VII traktujący o stratygrafii i wykształceniu litologicznym utworów plioceńskich. Tutaj poprzestaniemy na uproszczonym stwierdzeniu, że na terenie Polski zachodniej uważamy jedynie iły poznańskie za bezspornie plioceńskiego wieku.

Wobec tego jedynie w części wschodniej ukształtowanie powierzchni trzeciorzędowej wyraźnie odbiega od obrazu podłoża czwartorzędu.

Najcharakterystyczniejszą formą tego obszaru jest rozległy, prawie płaskodenny basen o kształcie okrągławym. Otoczony dość znacznymi i stromymi wyniesieniami ciągu Kocich Gór na południu, a na wschodzie wyniosłością wybiegającą klinem z wyżyny nad Widawką przez Konin do Gniezna otwiera się ku północnemu-zachodowi do obniżenia obrzańsko-płońskiego mającego już charakter doliny. Dno owej misy, którą nazywać będziemy południowowielkopolską, mało urozmaicone, leży przeważnie w poziomie niższym niż 0 m. Tu i ówdzie sterczą nieduże, połogie wzniesienia wyjątkowo przekraczając 20 m n.p.m. Miejscami dno basenu schodzi głębiej tworząc zamknięte, niewielkie depresje. Najgłębsze miejsce znaleziono na północny wschód od Kościana (Borowo: −47 m, Gołębin Stary: −45 m). Od zachodu basen, a raczej już wybiegające z niego obniżenie Obry — Płoni, przylega do wyniosłości Ziemi

Lubuskiej. Od strony północnej granice omawianej formy są nieuchwytne. Teren jest na ogół niski, płaski. Jedyne okazalsze wzniesienie sięgające +60 m występuje pomiędzy Lwówkiem, Wronkami i Obornikami; mniejsze, sterczące ponad ogólny poziom formy widać też pod Bukiem, Międzychodem, Czarnkowem i Chodzieżą. Tutaj między dwa jakby guzy — czarnkowski i chodzieski — wsuwa się z północy, od bruzdy noteckiej, południkowo zorientowana rynna wykazująca tendencję do połączenia się między Obornikami a Poznaniem z opisanym wyżej basenem południowowielkopolskim. Sama bruzda notecka, jakkolwiek dobrze rozwinięta i rozgałęziona, łączy się z basenem pyrzyckim obniżenia obrzańsko-płońskiego bardzo niewyraźnie poprzez lekkie wyniesienie od Czarnkowa wzdłuż Warty. Pod Trzcianką zaś przebiega wał mający do 40 m wysokości, który ku północy dorzecza rozszerza się i wznosi. W bruździe noteckiej w okolicy Piły widać głęboką zaklęsłość dochodzącą do −80 m. Wyraźne obniżenie, które obejmuje dość znaczny obszar, występuje pomiędzy Gnieznem, Mogilnem a Żninem. Ta nieckowata forma, od południa obrzeżona klinem konińsko-gnieźnieńskim, łączy się z bruzdą notecką.

Najwyżej wzniesiona jest część południowo-wschodnia i południowa rozpatrywanego obszaru. Wysokości dochodzą tutaj do +200 m. O ile jednak wyniesienia Gór Kocich dość gwałtownie schodzą do niskiego i płaskiego basenu południowowielkopolskiego, o tyle wyżyna nad Widawką obniża się ku północy i północo-zachodowi bardzo łagodnie. Najdalej wysunięty i najniższy jest wspomniany już klin biegnący przez Konin ku Gnieznu. Dzieli on w sposób widoczny basen południowowielkopolski od obniżenia mogilneńsko-żnińskiego.

Ogólne spojrzenie na mapę pozwala zauważyć, że w przeciwieństwie do powierzchni podplejstoceńskiej, która na całym obszarze wykazuje jednolity i ciągły spadek ku północo-zachodowi, powierzchnia trzeciorzędowa bez pokrywy iłów poznańskich pochyla się w tym samym kierunku ale dwoma jakby progami: pierwszy to skłon od południowego-wschodu do dna basenu południowowielkopolskiego, drugi to obniżenie Obry — Płoni. Środkiem obszaru biegnie szeroka, południkowa strefa dość płaska stanowiąca półkę pomiędzy wymienionymi stoczystościami.

VI. POWIERZCHNIA PODTRZECIORZĘDOWA

(Mapa V)

Konfiguracja stropu mezozoiku wykazuje uderzające podobieństwo do omówionych już powierzchni podplejstoceńskiej i trzeciorzędowej pozbawionej serii ilastej pliocenu. Podobieństwo to wyraża się w układzie największych wzniesień i najgłębszych obniżeń.

Ponad dzisiejszy poziom 0 m wyniesiona jest część południowo-wschodnia obszaru leżąca w dorzeczu Warty po ujście Prosny oraz część Kujaw. Najwyższe wartości przekraczające +120 m spotyka się w okolicy Zduńskiej Woli, Pabianic i Łodzi (Karsznice: +143 m, Szadek: około +130 m, Łódź: +124 m). Stąd ku północy i zachodowi teren się obniża. Poziomica 0 m biegnie od Twardogóry na południu na Mikstat, Opatówek i dalej wzdłuż Prosny na Pyzdry. Tutaj skręca ku wschodowi obejmując Słupcę, po czym idzie równolegle do Warty mniej więcej na szerokości Sompolna. Druga, mniej rozległa wyspa stercząca ponad 0 m występuje na Kujawach. Obejmuje Ciechocinek, Inowrocław, Strzelno i Radziejów. Wysokości nie osiągają tu tak wysokich wartości jak na obszarze południowo-wschodnim. Najwyżej leży powierzchnia podtrzeciorzędowa w okolicy Inowrocławia (Inowrocław: +66 m, Radłowo: +65 m). Ostatnia wreszcie wyspowa wyniosłość zakreślona izohipsą 0 m leży na zachód od Żnina (Wapno: +105 m, Sielec: +109 m).

W ten sposób opisany przebieg poziomicy zerowej wykazuje duże podobieństwo do przedstawionego przez Nowaka [59] ujęcia hipsometrii powierzchni mezozoicznej wschodniej części dorzecza Odry.

Powierzchnia obniża się ze wschodu ku zachodowi aż do linii Obry. Najniższą wartość ma w Lutolu Suchym: −214 m. Stąd, o ile sądzić można z małej liczby wierceń, teren wznosi się (Gorzów Wlkp.: −162 m, Ulim: −161 m, Jezioro Spudłowskie: −146 m). Drugie wyraźne obniżenie występuje wzdłuż równoleżnikowego biegu Noteci. Widać tu rozległą, podłużną zaklęsłość dzielącą obszar z najwyższymi wzniesieniami, leżącymi na południe od Nakła i Bydgoszczy, od dość wysokiego podłoża zachodniopomorskiego. Niestety brak wierceń, które by przebiły cały trzeciorzęd, nie pozwolił na bliższe określenie wartości bezwzględnej owego obniżenia (w Pile na głębokości −85 m nie osiągnięto spągu trze-

ciorzędu). Najdalej na północ wysunięta część obszaru dorzecza dochodzi pod Świdwinem do −80 m, a pod Czaplinkiem wznosi się do −20 m. Stąd powierzchnia opada ku zachodowi i w Sławęcinie koło Choszczna wykazuje już −178 m.

VII. ZAGADNIENIE PLIOCENU

1. ZAGADNIENIE PLIOCENU W ŚWIETLE LITERATURY

Zagadnienie utworów plioceńskich, ich charakterystyka petrograficzna i stanowisko stratygraficzne interesuje nas w związku z morfogenezą rzeźby, która w tych utworach powstała, w sposób szczególny. Dlatego też przedstawimy dotychczasowy stan wiedzy o osadach plioceńskich na podstawie literatury, by stworzyć w ten sposób tło i oparcie dla wniosków i koncepcji paleogeograficznych obszaru dorzecza Odry.

Ponieważ utwory pliocenu na terenie Polski północnej znane są przede wszystkim jako iły poznańskie, od nich zacznę omówienie.

Nazwę iłu poznańskiego, tak charakterystycznego dla podłoża czwartorzędu Wielkopolski, Kujaw i Dolnego Śląska, wprowadził do literatury Jentzsch w roku 1896 [30]. Odnosi się ona do utworu silnie plastycznego, tłustego, o barwie niebieskawozielonkawej, czasem popielatej z odcieniem fioletowym. Niektóre partie iłu są różnokolorowe, pstre od czerwonych i brunatnych plam. W bliskim sąsiedztwie węgla brunatnego ił przybiera barwę ciemnobrązową do czarnej.

Dawniej identyfikowano utwór ten mylnie (Girard 1855) z dolnooligoceńskim iłem septariowym z Hermansdorf koło Berlina [30]. W roku 1910 Jentzsch zwraca uwagę na niewłaściwość używania nazwy „pstry ił poznański", ponieważ owa „pstrość", jaskrawo zresztą rzucająca się w oczy, nie zawsze i nie wszędzie występuje [30]. Jentzsch [20] usiłował takie właśnie pstre, ceglasto-czerwono-niebieskawe pokłady iłu poznańskiego ująć w jeden poziom i w ten sposób wyróżnić jego górną i dolną partię.

Na ogół plamisty wygląd utworu tłumaczy się procesami oksydacyjnymi, które przy wietrzeniu wskutek rozkładu zawieszonego w ile pyłu siarczków żelaza powodują barwę pstrą [44, 54]. Makowski [55] zwraca uwagę, że jaskrawo pstry ił występuje głównie w strefach zaburzeń.

Charakter litologiczny iłu poznańskiego został dość dobrze poznany w rejonie Warszawy, a więc w partii centralnej występowania utworu [76]. I tak w wyniku zanalizowania setek wierceń stwierdzono, że facja iłu poznańskiego nie jest jednorodna, lecz wykazuje skład następujący: 30% iłu zwięzłego, 30% iłu pylastego, 20% mułku, 10% piasku

pylastego i 10% drobno- i średnioziarnistego. Frakcji piaszczystej, bardziej gruboziarnistej, nie spotyka się. Profile pliocenu ilastego charakteryzują się dużą zmiennością facjalną. Z reguły od iłu zwięzłego dochodzi się przez ił pylasty i mułek do piasków, a następnie znów poprzez mułki i iły pylaste do iłu zwięzłego. Cykle sedymentacyjne, jak stwierdza Rühle [76], mają po kilkanaście centymetrów, a nawet metrów miąższości. W tym samym profilu zmienność sedymentacyjna powtarza się nieraz kilkakrotnie. Zdaniem Rühlego niesłuszny jest pogląd jakoby szczególnie stropowe części pliocenu były mułkowate lub piaszczyste. Tego typu utwory spotyka się we wszystkich poziomach. To samo stwierdza również Makowski [55].

W iłach poznańskich licznie występują skupienia i kryształy gipsu oraz konkrecje lub ławice sferosyderytowe. Czasem zdarzają się konkrecje syderytu oolitycznego. Ił zsyderytyzowany (syderyt ilasty) jest jasno- lub ciemnoszary, spękany, z kryształami kalcytu w szczelinach. Zjawisko syderytyzacji nie zostało dotychczas wyjaśnione. Być może, należy je związać z pustynnym, suchym klimatem górnego pliocenu.

Poza syderytami i kryształami gipsu spotyka się w iłach białe wykwity lub drobne konkrecje węglanu wapnia oraz konkrecje krzemionkowe. Ił poznański w swojej głównej masie jest bezwapienny, wystąpienia zaś $CaCO_3$ obserwuje się głównie przy kontakcie z silnie wapnistymi utworami plejstocenu [54, 55].

Skład chemiczny iłów poznańskich jest przeciętnie następujący [30]:

	%
kwas krzemowy	61
tlenek glinu	19,6
„ żelaza	4,6
„ manganu	1,4
węglan wapnia	1,1
tlenek lub węglan magnezu	1,1
„ potasu	1,3
„ sodu	0,66
kwas siarkowy	0,44
„ fosforowy	0,08
„ węglowy	0,22
woda higroskopijna	4,8
strata przy prażeniu	5,8

W porównaniu z utworami lodowcowymi uderza przede wszystkim ubóstwo wapnia, magnezu, potasu i sodu.

W wielu miejscach Wielkopolski, Kujaw i Mazowsza w dolnych, częściowo górnych, a rzadziej w środkowych partiach iłów poznańskich

występują cienkie pokłady węgla brunatnego. Leżą one na przemian z niebieskimi i ciemnobrunatnymi iłami [55], z reguły na peryferiach występowania facji ilastej.

Stanowisko stratygraficzne iłu poznańskiego określił w roku 1913 Jentzsch [30]. Początkowo uważał go za utwór górnomioceński lub nawet młodszy. Dopiero znalezione w Łopatkach koło Wąbrzeźna i opracowane przez Menzela [30] skorupki ślimaka *Paludina aff. Fuchsi Neum.*, stanowiące formę typową dla pliocenu, zadecydowały o uznaniu plioceńskiego wieku iłu poznańskiego. Równie przewodnią dla pliocenu skamieniałość znalazł Jentzsch już w 1882 roku koło Torunia. Był to ząb *Mastodon Zaddachi* [30]. W roku 1905 Chłapowski [30] znalazł znowu ząb mastodonta w Obornikach Wlkp. Dzięki tym znaleziskom zwierzęcym i roślinnym, ił poznański uważany jest już bezspornie za plioceński [31].

W roku 1947 pewne zastrzeżenia co do plioceńskiego wieku całej serii ilastej wysunął Thomson [85]. Uważa on za bardzo prawdopodobne, że utworzenie się iłów poznańskich czasowo zbiega się z powstaniem facji solnej na przedpolu Karpat, a więc przypada na tortonsarmat. Według niego tylko najwyższe pokłady mogą należeć do pliocenu.

Mimo tego zdecydowanego stanowiska iłów poznańskich w chronologii trzeciorzędu nie mamy jeszcze dość pewnego odgraniczenia pliocenu od miocenu na terenie Polski północnej [54]. Według Jentzscha [32] spągowa partia iłu poznańskiego z drobnymi wkładkami i warstewkami węgla brunatnego oraz stropowy pokład węgla należy jeszcze do najmłodszego miocenu.

W praktyce rozgraniczenie to jest prawie nie do przeprowadzenia, zwłaszcza gdy w części spągowej pliocenu występują pokłady węgla. Makowski [55] skłonny jest wydzielać wtedy tzw. utwory przejściowe. Na podobne trudności zwraca również uwagę Lewiński [55]. Ciuk [12] opisując złoża węgla brunatnego w rejonie Konin—Koło—Turek uważa, że chwilowy brak danych poza charakterystyką litologiczną nie pozwala na przeprowadzenie dokładniejszej granicy między pliocenem a miocenem.

Ściślejsze oddzielenie omawianych pięter będzie można dopiero uzyskać przy pomocy badań paleobotanicznych [76]. Przykładem mogą być wyniki otrzymane przez Doktorowicz-Hrebnicką [14] w odniesieniu do węgli brunatnych okolicy Żar na Dolnym Śląsku. Węgle, które na podstawie kryteriów litologicznych uważano za plioceńskie, po przeprowadzeniu analiz pyłkowych uznano za mioceńskie.

Podobnie jak brak dotychczas dostatecznie pewnego odgraniczenia

pliocenu od miocenu, tak nie ma go również między pliocenem a plejstocenem [54]. Nie można też na podstawie dzisiejszych wiadomości o utworach plioceńskich Polski środkowej i północnej wyodrębnić drobniejszych jednostek stratygraficznych. Pliocen niżowy traktuje się do chwili obecnej jako całość [54].

Warunki klimatyczne, w których powstawały osady ilaste pliocenu, odtwarza się przede wszystkim z zaobserwowanych faktów natury petrograficznej bądź mineralogicznej. Nie znaleziono bowiem do tej pory na terenie Polski północnej żadnego stanowiska roślinności plioceńskiej, z której można by odczytać zmiany klimatu, jak to uczynił Szafer, na podstawie badań w Krościenku nad Dunajcem, Mizernej pod Czorsztynem oraz w Hubie [83, 84].

Thomson [85] stwierdza, że wyższe pokłady iłów poznańskich są uderzająco ubogie w pyłki i wszelkie mikrofosylia. Fakt ten, jak również występowanie w iłach soczewek piaszczystych o wyraźnym krzyżowym i diagonalnym warstwowaniu oraz czerwone zabarwienie, świadczą jego zdaniem o suchym klimacie tego okresu sedymentacji. Ta obserwacja Thomsona dokonana na obszarze dorzecza Warty znajduje potwierdzenie w innych jeszcze zjawiskach charakterystycznych dla suchego klimatu. Stwierdzono mianowicie występowanie w iłach wspomnianych już wyżej ławic syderytów i dużych konkrecji sferosyderytowych [54]. Wynika z tego, że górne partie iłów Polski północnej odpowiadają oznaczonemu przez Szafera pliocenowi górnemu Polski południowej. Według niego w górnym pliocenie panował na południu Polski klimat ciepły, początkowo łagodny i wilgotny, stopniowo przechodzący w kontynentalny suchy.

Iły poznańskie osadzały się w ogromnym, śródlądowym zbiorniku, który obejmował całą Wielkopolskę, Kujawy, część Pomorza i część Dolnego Śląska po zachodniej stronie wału kujawsko-pomorskiego, po wschodniej zaś prawie całe Mazowsze.

Do niedawna za utwory wieku plioceńskiego uważane były tylko iły poznańskie. Osady strefy brzeżnej, wykształcone w facji piaszczystej i żwirowej, zaliczano prawie bez wyjątku do miocenu. Taki pogląd na stratygrafię górnego trzeciorzędu wprowadził do geologii Jentzsch [31]. Dopiero w ostatnich latach, poprzedzających drugę wojnę światową, zaczęto także owe piaski i żwiry strefy brzeżnej iłów poznańskich uważać za plioceńskie. Za poziom przewodni, dzięki któremu można wyodrębnić pliocen, uznał Hucke w 1928 r. warstwę żwirów zawierającą otoczaki sylurskie. Poziom ten znany był już Deeckemu (1903 r.) i Cloosemu (1905 r.), ale zaliczano go wtedy do miocenu [2]. Według Huckego owe żwiry z elementami paleozoicznymi rozpo-

czynają pliocen i mogą być uważane ze względu na bardzo szerokie rozprzestrzenienie za dobry poziom przewodni. Wobec tego górne warstwy węgla brunatnego leżące ponad żwirami trzeba także uważać za plioceńskie. Zasięg żwirów jest bardzo duży; obejmuje cały północny brzeg trzeciorzędowego basenu sedymentacyjnego od Syltu po Sambię [2].

Wartość omówionego poziomu przewodniego podważył w 1941 r. Berger [2]. Jego zdaniem występowanie takich właśnie żwirów nie może być traktowane jako bezsporny dowód plioceńskiego wieku utworu leżącego ponad nimi. Żwiry takie spotyka się bowiem również w osadach mioceńskich i to nie tylko poza zasięgiem iłów ale także pod nimi.

Wykazanie, czy zastrzeżenia wysuwane przez Bergera są słuszne, stanowi przedmiot geologii stratygraficznej. W każdym razie Bergmann przedstawiając w 1955 r. [4] zagadnienia podłoża Brandenburgii opiera się na nowych opracowaniach map geologicznych 1 : 25 000, z których wynika, że piaski i żwiry plioceńskie występują dość powszechnie po lewej stronie Odry w kierunku od Gubina na północ. Bergmann wyraża przy tym nadzieję, że przy nowym opracowaniu dalszych map geologicznych także i w zachodniej części Brandenburgii zostaną stwierdzone wystąpienia pliocenu. Szkoda, że autor nie wspomina zupełnie, na jakich kryteriach oparto przy opracowaniu wzmiankowanych map wydzielenie piasków i żwirów plioceńskich.

Skoro więc podczwartorzędowym piaskom i żwirom wschodniej Brandenburgii przypisuje się wiek plioceński, istnieje duże prawdopodobieństwo, że i utwory piaszczyste tworzące podłoże plejstoceńskie zachodniej i północnej części naszego dorzecza Odry, do dziś na mapach [74] znaczone jako mioceńskie, mogą zostać jeszcze uznane za pliocen. Leżą one bowiem znacznie bliżej obszaru występowania iłów poznańskich niż utwory Brandenburgii.

Szczegółowe opracowania niedużych wycinków dorzecza dostarczają już pewnego materiału dla poznania stratygrafii stropowych partii trzeciorzędu. I tak Biernat [5] badając budowę geologiczną okolic Węglińca stwierdza, że na obszarze niecki Sudeckiej występują na miocenie żwiry kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe. Berg żwiry te uważał za plioceńskie. Zdaniem jednak Biernata tezę Berga musiałyby poprzeć dowody paleontologiczne, których dotychczas brak.

Materiału do tworzenia się osadów w pliocenie dostarczała wysoko wzniesiona tarcza skandynawska [60] od strony północnej oraz góry od strony południowej. O związkach utworów plioceńskich ze skałami północnoeuropejskimi mówią skrzemieniałe skamieliny sylurskie oraz ziarna kwarcu pochodzącego z Półwyspu Skandynawskiego [60]. Sam-

sonowicz (1952) podaje [54], że żwiry złożone ze skał skandynawskich trafiają się w piaskach plioceńskich Sambii, a w Polsce na Mazurach. Występowanie otoczaków sylurskich spotykanych w plioceńskim piasku kwarcowym Niemiec północnych uważane było przez niektórych geologów (Hucke 1928) za dowód zlodowacenia już w pliocenie. Nowsze jednak badania (Krause, Hucke, Hesemann) wykluczają udział lodowca w transporcie materiałów skandynawskich [54]. Drugim źródłem materiałów skalnych dostarczanych do basenu sedymentacyjnego były według Jentzscha [20] Sudety, silnie wówczas wyniesione i intensywnie niszczone, a zdaniem Lewińskiego [51] również Góry Świętokrzyskie i Karpaty.

Skoro więc w basenie plioceńskim występują zarówno elementy północnoeuropejskie, jak i południowe sudecko-karpackie, kierunek spływu wód musiał być dośrodkowy, zatem inny niż obecnie. Iły osadzały się niewątpliwie w najniższej części owego obniżenia. Wzrastającą ku środkowi jeziorzyska plioceńskiego miąższość iłów uważają niektórzy, jak podaje Ciuk [11], za dowód obniżania się dna basenu sedymentacyjnego. Illner przypuszcza [28], że obniżanie to dokonywało się już w miocenie i trwało przez pliocen aż do początków czwartorzędu.

Pod koniec pliocenu wielkie jeziorzysko zanikło. Samsonowicz uważa [44], że zanik ten dokonał się „wskutek zasypania osadami a zapewne i wskutek spływu wód" (str. 144). Koncepcja zakończenia cyklu sedymentacyjnego przez zasypanie nie znajduje jednakże potwierdzenia w wykształceniu litologicznym utworów spotykanych w wierceniach. Zupełne zniknięcie środowiska wodnego musiałoby poprzedzić osadzanie się piasków sygnalizujących spłycanie się zbiornika. Tymczasem stropowe partie iłów nie są bynajmniej mniej ilaste od głębiej leżących. Zauważa to również Rühle [76].

Można przypuścić, że ów piaszczysty strop utworów plioceńskich został zdarty przez intensywną erozję i denudację u schyłku pliocenu oraz przez egzarację lodowcową. Trudno jednak wyobrazić sobie, by nigdzie nie zachowały się choćby resztki tego poziomu, gdyby przedstawiał jakąś znaczniejszą grubość. Jeśli zaś był tak cienki, że uległ całkowitemu zniszczeniu, można zakwestionować hipotezę, że zanik zbiornika plioceńskiego spowodowało samo zasypanie. Zniknięcie musiało nastąpić dość gwałtownie.

Dotychczas utwory plioceńskie występujące na terenie Polski uważane były za osady powstałe w śródlądowym basenie wybitnie słodkowodnym. Jednak, jak podaje Łyczewska [54], w ostatnich latach napotkano w iłach ślady otwornic morskich. Pod Włocławkiem natrafiono na syderyty ooliczne, które mogłyby również świadczyć o istnieniu

środowiska morskiego na obszarze niecki mazowieckiej. Ostatnio w Pracowni Mikropaleontologicznej Instytutu Geologicznego w Warszawie stwierdzono w próbkach iłu poznańskiego spod Włocławka i Wyszogrodu występowanie krzemionkowych igieł gąbek oraz spirytyzowane okrzemki. Łuniewski opisując wiercenie z terenu Gniezna (Krygowski 1953) stwierdza, że w profilu pliocenu widać wyraźnie zmienność sedymentacyjną typu ilasto-zlepieńcowatego (na przemian warstwa iłu poznańskiego i warstwa zlepieńca). Podobne warstwy zlepieńcowe spotykał H. L. Heck przy opracowywaniu morskiego pliocenu ze Szlezwigu.

Wszystkie te fakty wskazują na możliwość krótkotrwałego połączenia zbiornika plioceńskiego z morzem otwartym i to zarówno na wschód jak i na zachód od wału kujawsko-pomorskiego. Do Wielkopolski Morze Północne mogło przenikać od strony Szczecina [54].

Zestawiając dotychczas posiadane wiadomości o utworach plioceńskich stwierdzić należy, że:

1. utwory plioceńskie lądowe wykształcone są na terenie Polski północnej w facji ilastej (iły poznańskie) przypadającej na centralną część obszaru sedymentacyjnego oraz w facji piaszczystej i żwirowej na peryferiach;

2. materiału do zbiornika sedymentacyjnego dostarczały silnie denudowane, a wysoko wzniesione obszary Skandynawii oraz Sudety i Karpaty,

3. dno zbiornika sedymentacyjnego obniżało się już w miocenie i ruch ten trwał aż do początku czwartorzędu,

4. zakończenie cyklu sedymentacyjnego iłów poznańskich dokonało się przypuszczalnie dość gwałtownie wskutek zniknięcia środowiska wodnego,

5. w obrębie utworów pliocenu niżowego nie wydzielono dotychczas żadnych drobniejszych jednostek stratygraficznych.

2. MAPA MIĄŻSZOŚCI IŁÓW PLIOCEŃSKICH

(Tabela IV)

W drugiej części niniejszego rozdziału przedstawiono przestrzenny obraz występowania iłów poznańskich w niżowej części dorzecza Odry. Mapa miąższości opracowana została w oparciu o wiercenia oraz wychodnie iłów, podane na mapach geologicznych.

Iły poznańskie, jako skała nieprzepuszczalna, występują w formie warstwy ciągłej na całym prawie obszarze Wielkopolski, Kujaw i na części Dolnego Śląska. Jest to główny poziom wodoszczelny, który dzieli wody gruntowe czwartorzędu od wód trzeciorzędu.

Na zachodzie i północo-zachodzie utwory ilaste pliocenu sięgają mniej

więcej po linię Debrzno—Piła—Wieluń—Międzychód—Sulechów—Lubsko. Partia brzeżna występowania iłów jest silnie rozmyta, przy czym charakter owego rozmycia nasuwa przypuszczenie, że działały tu wody płynące. Miąższość iłów w części peryferyjnej wynosi kilka do kilkunastu metrów (Wieleń: 7 m, Sieraków: 14 m, Międzychód: 21 m, Powodowo pod Wolsztynem: 11 m). Na Dolnym Śląsku, w dorzeczu Bobru, z powodu nielicznego materiału wiertniczego zaznaczono iły oddzielnymi płatami. Być może jednak, że płaty te łączą się w całość, a utwory ilaste występują pod czwartorzędem w sposób ciągły. Największa miąższość do 100 m, a miejscami większa występuje w południowej Wielkopolsce między miejscowościami: Gostyń—Książ—Jarocin—Krotoszyn—Ostrów Wlkp. (Pudliszki k/Krobi: 93 m, Witaszyce pod Jarocinem: 108 m, Ostrów Wlkp.: 82 m, Krotoszyn: 101 m), dalej na północ i północny zachód od Leszna (Boża Pomoc k/Leszna: 100 m), a w części północnej Poznańskiego między Żninem a Mogilnem (Rogowo na południe od Żnina: 105 m).

Ku wschodowi grubość serii ilastej pliocenu maleje, co wyraźnie widać na przekroju geologicznym c—d (rys. 3).

Poczynając od południowego-wschodu granica zasięgu iłów poznańskich biegnie przypuszczalnie od Bełchatowa wzdłuż Widawki i dalej wzdłuż Warty nieco od niej na wschód. Na szerokości Opatówka linia zasięgu przekracza Wartę i odchyla się ku NW, a następnie NNW, dzieląc obszar międzyrzecza prośniańsko-warciańskiego na część zachodnią, w której ił poznański występuje (np. Rzgów na SE od Konina, Biernatki na N od Kalisza), i część wschodnią pozbawioną pliocenu w podłożu (Koźminek na wschód od Kalisza, Brudzew, Turek). Oczywiście ten odcinek granicy występowania iłów, jak na mapie zaznaczono, jest słabo udokumentowany i może ulec przesunięciu. Dalej granica biegnie przez Konin ku Sompolnu i źródłom Noteci.

Na całym obszarze leżącym na wschód od zwartego zasięgu iłów poznańskich występują płaty iłów, a mianowicie na południe od Kłodawy (Chodów: 3 m, Pomorzany: 4 m, Ponętów: 28 m), na południo-zachód od Koła (Piorunów: 3 m, a może i więcej) oraz między Łodzią a Pabianicami (Stoki: 11 m, Chojny: 10 m). Może stanowią one resztki rozmytej, ciągłej pokrywy, a może osadziły się w drobnych jeziorach poza obrębem głównego basenu plioceńskiego. Zbyt słaba jest na razie dokumentacja wiertnicza na tym obszarze, by zagadnienie to dało się rozstrzygnąć.

Na północny zachód od źródeł Noteci linia zasięgu ma przebieg bardziej urozmaicony. Pod Radziejowem i Inowrocławiem oraz między Nakłem a Więcborkiem ilasta facja pliocenu przechodzi dalej ku wscho-

dowi na obszar dorzecza Wisły. Pomiędzy tymi obszarami, na których ił występuje, istnieją dość rozległe powierzchnie bez tego utworu.

Trudno powiedzieć, w jakim stopniu dzisiejszy rozkład miąższości utworów plioceńskich odzwierciedla stosunki batymetryczne jeziora plioceńskiego. Po zniknięciu bowiem środowiska wodnego, w którym osadziły się iły, osuszona ich powierzchnia musiała ulec zniszczeniu przez wody płynące u schyłku trzeciorzędu. W plejstocenie zaś wywarł na nią wpływ lądolód skandynawski oraz wody płynące okresów interglacjalnych. I współczesnie rzeki, które płyną po powierzchni o niewielkim zasypaniu czwartorzędowym, wcinają się w podłoże plioceńskie żłobiąc w nim nowe rysy i na pewnych liniach zmieniając dzięki temu grubość osadów ilastych. Przede wszystkim wymienić należy tu Wartę i Prosnę.

Na początku tej pracy wspomniano, że iły poznańskie występują na obszarze dorzecza Odry w sposób ciągły. W obrębie ich zwartego występowania nie wykazano większych płatów wychodni mioceńskich, które by tę ciągłość przerywały. Jedynie strefa brzeżna i to zarówno na wschodzie jak i na zachodzie jest silnie rozczłonkowana, tworzy liczne półwyspy i zatoki pozbawione utworów ilastych, głęboko wdzierające się w obszar występowania iłów. Tylko między Górą (Śląską) a Żmigrodem jest dość znaczny obszar pozbawiony pliocenu ilastego, okolony ze wszech stron iłami. Być może jednak, że obraz taki jest wynikiem interpolacji na brzegu mapy i niemożności nawiązania do faktów bardziej na południu występujących. Trudno również przy posiadanej liczbie wierceń rozwiązać problem wspomnianych już wysp plioceńskich, leżących poza zwartym zasięgiem utworu.

Płaty wychodni mioceńskich istnieją natomiast na mapie geologicznej S. Z. Różyckiego z roku 1952 [74]. W obrębie niżowej części dorzecza Odry kilka ich i to dość dużych widać w okolicy Poznania, nad Notecią pod Czarnkowem i na Kujawach. W świetle posiadanych materiałów wiertniczych wydaje się, że obszary te wiążą się ze wspomnianymi zatokami silnie zniszczonej strefy brzeżnej iłów. Nie są to więc jakieś luki sedymentacyjne w obszarze akumulacji, lecz raczej zjawisko wtórne wynikłe z działalności procesów niszczących powierzchnię pliocenu.

Zachodnia i północno-zachodnia linia zasięgu pliocenu (bez określenia facji) na mapie Różyckiego ma charakter tymczasowy i różni się nieco w swym przebiegu od granicy wprowadzonej na mapie należącej do niniejszego opracowania. Zdaniem Różyckiego utwory plioceńskie sięgają dalej na zachód, bo aż po Rzepin i ujście Noteci do Warty, na północy zaś pliocen obejmuje znaczną część dolnego dorzecza

Drawy i Gwdy. Na Dolnym Śląsku pliocen dochodzi mniej więcej do linii Odry na odcinku między Wrocławiem a Krosnem, czyli nie tak daleko na zachód jak na załączonej mapie.

Jak już wyżej wspomniano, pliocen na mapie Różyckiego potraktowany jest jako niezróżnicowany facjalnie utwór zbiorników śródlądowych złożony na również śródlądowych osadach miocenu. W ten sposób autor daje wyraz swemu przekonaniu, że w pliocenie na terenie Polski północnej dokonywała się tylko sedymentacja iłów, utwory zaś piaszczyste i żwirowe obrzeżające owe iły, których pozycję stratygraficzną dyskutowano w poprzednim rozdziale, zostały osadzone wcześniej — w miocenie.

Zgodnie z tym poglądem, również i na obszarze Brandenburgii, poza wychodniami skał starszych, dominuje na mapie miocen. Pliocenu w Brandenburgii nie ma.

VIII. PRÓBA WYJAŚNIENIA MORFOGENEZY POWIERZCHNI PODPLEJSTOCEŃSKIEJ

Zagadnienie morfogenezy powierzchni podplejstoceńskiej dorzecza Odry wiąże się bardzo ściśle z paleogeograficznym rozwojem obszaru. Z analizy przedstawionych map hipsometrycznych powierzchni kopalnych widać, że zachodzi między nimi duże podobieństwo i wzajemna zależność. Trzeba jednak zdać sobie sprawę, że wszystkie rozpatrywane powierzchnie przedstawiają rzeźbę istniejącą aktualnie, nie zaś rzeźbę odpowiednich okresów. I tak mapa powierzchni podtrzeciorzędowej daje nam ogólny obraz rzeźby mezozoicznej, ale nie tej, która rzeczywiście istniała w przededniu trzeciorzędu, lecz tylko dzisiejszej, pokrytej grubym płaszczem osadów trzecio- i czwartorzędowych.

Porównanie mapy hipsometrycznej powierzchni podplejstoceńskiej z mapą zasięgu i rozmieszczenia miąższości iłów poznańskich nasuwa pierwsze i — jak się wydaje — zasadnicze pytanie w rozpatrywaniu morfogenezy powierzchni podczwartorzędowej. Pytanie to można sformułować w następujący sposób: kiedy i w toku jakich procesów wytworzyło się obniżenie obrzańsko-płońskie przecinające wyraźnie obszar brzeżny sedymentacji plioceńskiej? Odpowiedzi szukać należy w analizie zdarzeń, jakie miały miejsce w górnym trzeciorzędzie.

Powstawanie osadów formacji brunatnowęglowej dokonywało się w zapadającym się basenie słodkowodnym [22, 60], który obejmował cały prawie omawiany obszar dorzecza Odry. Wśród piasków i mułków powstały pokłady węgla brunatnego. Formacja mioceńska pokrywa, jak wykazuje analiza zebranego materiału, jednolitym płaszczem cały prawie rozpatrywany obszar. Brak miocenu wykazuje jedynie część północno-zachodnia dorzecza Odry, mniej więcej po linię Widuchowa—jezioro Miedwie—Ińsko—Łobez, oraz niektóre partie leżące na południowym wschodzie w strefie wododziałowej. Nie stwierdzono tutaj miocenu na obszarze między Sompolnem, Kołem a Kłodawą oraz między miejscowościami: Ozorków, Uniejów, Opatówek, Sieradz, Łask i Konstantynów k. Łodzi.

Grubość utworów wzrasta na ogół równomiernie ze wschodu ku zachodowi. Największe miąższości, przekraczające 160 m, spotyka się na

obszarze międzyrzecza warciańsko-noteckiego między Drezdenkiem a Czarnkowem oraz w strefie południowej ciągnącej się wzdłuż Odry. Tutaj od linii Rawicz—Leszno—Wolsztyn — ujście Nysy Łużyckiej ku południowi po Odrę miocen leży grubą serią dochodzącą do 200 m.

U schyłku miocenu, wskutek zapewne dość szybkiego i silnego obniżenia, zmienia się typ sedymentacji z piaszczysto-mułkowej w ilastą. Iły osadzają się teraz w basenie powierzchniowo mniejszym niż zbiornik mioceński. Kształt owego basenu dość dobrze oddaje mapa hipsometryczna powierzchni trzeciorzędowej. Widać na niej rozległą, słabo urzeźbioną część środkową stanowiącą jakby płaską misę opartą od południa, wschodu i północy o znaczniejsze wyniesienia. Odrębnym i jakby obcym elementem w tej powierzchni jest głęboko wcięte obniżenie obrzańsko-płońskie, to samo, które widać na mapie powierzchni podplejstoceńskiej. W pliocenie, kiedy dokonywało się osadzanie iłów poznańskich, obniżenie Obry-Płoni nie mogło jeszcze istnieć, mając bowiem wyraźny spadek ku NW odprowadziłoby całą wodę z jeziorzyska. Zatem owa wcięta forma dolinna musi być młodsza aniżeli cała seria ilasta pliocenu.

Przy rozpatrywaniu zagadnienia iłów plioceńskich (rozdz. VII) zwrócono uwagę na fakt, że cała seria ilasta nie wykazuje ku stropowi żadnej wyraźnej zmienności litologicznej, która mogłaby wskazywać na stopniowe zanikanie środowiska wodnego na drodze zasypywania bądź zarastania. Zakończenie osadzania iłów musiało dokonać się gwałtownie wskutek nagłego spłynięcia wody. Zdarzenie takie wskazywałoby na ruchy epejrogeniczne w tym okresie.

Elementem strukturalnym, który przypuszczalnie wywarł decydujący wpływ na kształtowanie się stosunków morfologicznych podłoża przeważnej części dorzecza Odry, jest antyklinorium kujawsko-pomorskie. Na jego obszarze ruchy pionowe dodatnie zaznaczyły się zarówno podczas miocenu jak i w pliocenie. Zdaniem geologów, jak wzmiankuje Passendorfer [22], świadczy o tym różne położenie piasków mioceńskich i iłów poznańskich. Ruchy te nie wygasły również w plejstocenie [68], a współcześnie przeprowadzane badania grawimetryczne [63] wykazują, że dźwiganie się wału trwa do dziś.

Na zachód od antyklinorium kujawsko-pomorskiego dokonuje się w tym samym czasie, tzn. od trzeciorzędu, ruch przeciwny. Zdaniem Brockampa [9] obszarem najsilniejszego obniżania staje się już z początkiem trzeciorzędu wał Pumpeckiego. W niecce dolnosaksońskiej trzeciorzęd dochodzi do 1000 m miąższości. Obniżanie się tej strefy nie ustało nawet w czwartorzędzie, na co wskazuje olbrzymia miąższość plejstocenu przedzielonego wkładkami w dorzeczu dolnej Łaby i północnej Fryzji [27]. W ten sposób na przestrzeni pomiędzy antyklinorium

kujawsko-pomorskim a wałem Pumpeckiego dokonuje się generalna zmiana kierunku pochylenia powierzchni. Te dwa ruchy, dodatni na wschodzie a ujemny na zachodzie i północnym zachodzie, przechylają obszar nadając mu dzisiejszy spadek z SE na NW.

Cały proces przebiegał powoli. Początkowo wyrażał się w zapadaniu dna sedymentacyjnych zbiorników śródlądowych miocenu i pliocenu [28, 60] warunkując powstanie grubej serii osadów. W obrębie najsilniej obniżającego się, wskutek ruchów epejrogenicznych, obszaru występowały podczas trzeciorzędu, jak stwierdza Berger [3], lokalne ruchy tektoniczne. Silne ożywienie tektoniczne wykazywały więc Dolne Łużyce, Brandenburgia i Saksonia [4]. Na przykład między Dolnymi Łużycami a ujściem Odry powstał w miocenie rygiel, który odgraniczał obszar węgla brunatnego od części północno-zachodniej, podlegającej wpływom morza [3, 70]. W powstałym w ten sposób zagłębiu sedymentacja odbywała się w 3 cyklach, których niezgodności dowodzą, że i tu zachodziły ruchy tektoniczne.

Być może, że któryś z takich właśnie gwałtownych ruchów w końcu pliocenu spowodował zachwianie dotychczasowej równowagi i spłynięcie zachodniopolskiego jeziorzyska.

Za tym, że po złożeniu iłów poznańskich musiał zmienić się ogólny kierunek pochylenia terenu, przemawia również fakt, że zmianie uległa orientacja sieci rzecznej. W okresie istnienia śródlądowego zbiornika wodnego, a więc w czasie sedymentacji plioceńskiej, jeziorzysko wypełniające przeważną część niżu zachodniopolskiego stanowiło podstawę erozji dla rzek płynących z południa, a więc z Sudetów, Karpat i pasa wyżyn, jak również z północy, ze Skandynawii (rozdz. VII). Wraz z przechyleniem się terenu ku NW musiał przesunąć się i obniżyć również próg erozji pociągając za sobą cały układ hydrograficzny.

Obniżenie obrzańsko-płońskie powstało więc na drodze erozji wód spływających ze śródlądowego basenu sedymentacyjnego zgodnie z nowym kierunkiem pochylenia terenu. Nowy odpływ wykorzystał wyraźne strukturalne obniżenie podłoża mezozoicznego nie zatarte w powierzchni trzeciorzędowej, a predysponujące powstałą dolinę rzeczną. Erozyjny charakter obniżenia Obry-Płoni wykazują przekroje c — d (rys. 3) oraz a — b (rys. 2), które przecinają formę w kierunku równoleżnikowym. Początek pra-doliny obrzańsko-płońskiej leży w dzisiejszym dorzeczu Baryczy. Na istnienie wyraźnego w tej okolicy spadku podłoża ku zachodowi zwraca uwagę Czyżewski [13]. Jego zdaniem „nie można wykluczyć, że nachylenie to jest dziełem erozji przeddyluwialnej lub dyluwialnej" (str. 133).

Oczywiście wraz z główną arterią wodną zaczęły powstawać doliny

boczne, z których najlepiej rozwinięta dolina pra-Noteci znalazła również predyspozycję w starszym podłożu.

Ogólne zatem pochylenie powierzchni podplejstoceńskiej i jej główne rysy zostały założone tektonicznie. Szczegóły wypracowała erozja rzeczna schyłku trzeciorzędu nawiązując do owych zasadniczych założeń. Nie da się stwierdzić, do jakiego stopnia rozwoju doszła sieć hydrograficzna, zanim zniszczyło ją pierwsze nasunięcie lodowca kontynentalnego. Na zmianę bowiem pierwotnej przedplejstoceńskiej rzeźby wpłynęły nie tylko procesy lodowcowe, które w pewnych zwłaszcza okolicach wycisnęły silne piętno zaburzając dawny relief, lecz nałożyły się na nią rysy kilku następnych cyklów erozyjnych. Podczas każdego z interglacjałów, gdy czasza lodowca wycofywała się na obszar Skandynawii, powstawał nowy, niezupełnie identyczny z poprzednim, układ hydrograficzny wypracowujący własne linie spływu. Tam, gdzie płaszcz utworów lodowcowych był gruby, doliny rzeczne nie docierały do trzeciorzędowego podłoża. W wielu jednakże miejscach, o cieńszej pokrywie, rzeki wcinały się w powierzchnię podplejstoceńską. Wniosek taki można wyprowadzić przez analogię do dzisiejszych rzek, które płynąc przez obszary o niewielkim zasypaniu czwartorzędowym erodują w starszych utworach (Warta, Prosna, [38]). Dobitnie określa rolę erozji interglacjalnej w krajobrazie opuszczonym przez lodowiec Bubnoff [10] rozpatrując rzeźbę podplejstoceńską okolic Gryfii. Mówi mianowicie, że w okresach międzylodowcowych działalność rzeczna usiłowała przywrócić życie reliefowi.

O głębokim nieraz porozcinaniu powierzchni podplejstoceńskiej mówią szczegółowe opracowania oparte o znaczną ilość wierceń. W świetle ich dokumentacji widać wyraźne doliny, które niejednokrotnie mogą być uważane za pra-formy współczesnych dolin czy koryt rzecznych. Rozdolinienie podłoża Bydgoszczy, dochodzące do 75 m wysokości względnej, zauważył Żurawski [91], dla Ostrowa Wlkp. stwierdził to Błaszyk [8]. Na południe od Kalisza stwierdza Głodek [23] istnienie co najmniej dwóch różnej głębokości rowów, wchodzących w skład starej pra-doliny Prosny. Natomiast w samym Kaliszu Krygowski [41] opisał i zinterpretował dalszy ciąg starej doliny, głębokiej na 70 m.

Istnienie podobnie głębokich a stosunkowo wąskich dolin stwierdza na Wyżynie Lubelskiej Jahn [29]. Jego zdaniem powstanie ich przypada na przełom pliocenu i plejstocenu, kiedy zwiększenie opadów wywołało wzmożenie erozji rzecznej. Wniosek ten można przypuszczalnie rozszerzyć również na Polskę północną i przyjąć, że i na naszym obszarze głębokie wcięcia erozyjne powstały u schyłku pliocenu.

Każdy nowy układ hydrograficzny częściowo przynajmniej nawiązuje do dawnych dolin, zasypanych przez utwory lodowcowe. Dokonuje się proces odpreparowywania, odgrzebywania starych form przez nowe rzeki. Dużo uwagi temu zjawisku, zachodzącemu współcześnie, poświęcił Lencewicz [46]. Rzeki jak gdyby wyczuwają orografię podłoża i starają się doń dostosować mimo powłoki osadów plejstoceńskich. Według niego pewne formy predysponujące linijny spływ wód, niezupełnie zasypane podczas zlodowacenia, uległy podkreśleniu przez późniejsze ruchy epejrogeniczne. W ten sposób rzeki postglacjalne były niejako spychane w dawne formy, które stopniowo erozja zaczęła odpreparowywać.

Czy istotnie do procesu epigenezy przyczyniły się ruchy epejrogeniczne, jak to przypuszcza Lencewicz, trudno udowodnić; nie da się jednakże zaprzeczyć faktowi rzeczywistego wykorzystywania pewnych przynajmniej pra-obniżeń przez dzisiejsze cieki wodne. I tak w podczwartorzędowym obniżeniu, o charakterze doliny, płynie Odra. Wyraźne nawiązanie do pra-formy widać w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej na całej prawie jej długości. Również Warta powyżej Koła i Uniejowa oraz Prosna wykazują zgodność dolin podplejstoceńskich ze współczesnymi. Można powiedzieć, że na ogół najłatwiej powracają do życia te doliny wyżłobione w powierzchni podplejstoceńskiej, które, choć same uległy silnemu zasypaniu, znajdują się w strefie o cienkich utworach lodowcowych i odpreparowywanie ich dokonuje się dość szybko. Zjawiska te zachodzą głównie na obszarach wyżej wzniesionych, na których pokrywa czwartorzędowa jest cienka.

Drugi typ obniżeń podplejsoceńskich włączonych w dzisiejszą sieć dolinną stanowią duże i głębokie formy, których lodowiec nie zdołał wypełnić swymi osadami do tego stopnia, by nie pozostał po nich żaden ślad w powierzchni holoceńskiej. Rzeki współczesne odnalazły niejako te dawne formy i płynąc nimi wyprzątają je stopniowo. Przykładem może być Odra od ujścia Nysy Łużyckiej w dół, Noteć w swoim biegu równoleżnikowym oraz dolna Warta.

Inaczej przedstawia się sprawa zrekonstruowania obniżenia Obry-Płoni. Nie wytworzyła się tutaj żadna duża rzeka jak Odra czy choćby Noteć, która byłaby w stanie przebić się przez wyniesienia myśliborskie tarasujące drogę w najniższym odcinku. Płynące wzdłuż kopalnej pra-formy: Barycz, Obra, Ina i Płonia odpreparowują starą dolinę rzeki bardzo powoli.

Spojrzenie na mapę stropu pliocenu północno-wschodniej Polski [76] pozwala zauważyć pewną analogię między omawianym obniżeniem obrzańsko-płońskim a formą dolinną ciągnącą się między ujściem Bugu do Wisły a Zalewem Wiślanym. I tutaj mamy do czynienia z wyniesie-

niami czołowomorenowymi Pojezierza Mazurskiego, które nałożone na wypełnioną plejstocenem pra-dolinę stanowią współczesny dział wód między dorzeczem Wisły a rzekami stoku bałtyckiego. Odpływ powierzchniowy dokonuje się głównie przez Wisłę, podobnie jak na obszarze dorzecza odrzańskiego główną rolę w odprowadzaniu powierzchniowym wód ze zlewni spełnia Odra z Wartą i Notecią. W ten sposób duże pra-doliny, jedna w dorzeczu Wisły, druga w dorzeczu Odry, zostały praktycznie prawie zupełnie wyeliminowane ze współczesnego układu hydrograficznego.

Drobne doliny istniejące w podłożu nakrytym grubą serią osadów lodowcowych straciły zupełnie swoje dawne znaczenie.

Gdyby utwory czwartorzędowe zakrywające rzeźbę podplejstoceńską były przeźroczyste, można by przez nie dojrzeć skomplikowaną sieć dolin mniej lub bardziej wciętych, a nie zawsze powiązanych ze sobą. Wynika to między innymi z wyżej omówionego różnowiekowego pochodzenia poszczególnych form, z których nie każda, jak wykazano, powracała w następnym cyklu erozyjnym do roli czynnej arterii wodnej. W związku z tym wyłania się zagadnienie wieku odnajdowanych w powierzchni kopalnej form dolinnych.

Szczegółowe studium nad dawną doliną Prosny pod Kaliszem rzucające pewne światło na ten problem, przeprowadził, jak już wspomniano, Krygowski [41], który na podstawie analizy stratygraficznej osadów plejstoceńskich, wyścielających głęboko wciętą w trzeciorzęd dolinę, przedstawił jej stadia rozwojowe. Zdaniem Krygowskiego badany odcinek doliny powstały w okresie przedplejstoceńskim podczas zlodowacenia krakowskiego uległ zasypaniu. Po owych utworach zostały jednak tylko strzępy, których nie zdołały wyprzątnąć wody płynące w interglacjale Masovien I. Potężna erozja tego okresu stworzyła rozległą odpreparowaną dolinę, którą dodatkowo pogłębiła przypuszczalnie o 5 m. Zlodowacenie Varsovien I znowu przerwało działalność rzeczną zasypując dolinę nowymi materiałami morenowymi. W okresie międzylodowcowym Masovien II rzeka ponownie trafiła do swego dawnego obniżenia, by rozpocząć od nowa proces epigenetyczny. Odgrzebanie starej formy tym razem nie dotarło już tak głęboko; nastąpiło ostatnie zlodowacenie, które już omawianego terenu nie zajęło, o czym można wnosić z zasypania utworów glacjalnych osadami typu rzecznego.

Przytoczona praca sugeruje przekonanie, że dolina Prosny została wyżłobiona erozyjnie już u schyłku trzeciorzędu, później zaś, tzn. w plejstocenie ulegała kolejnym procesom zasypywania i odgrzebywania. Jednakże sprawa wieku pierwotnej formy dolinnej nie jest tak oczywista. Sam autor przyjmuje bowiem a priori, że obniżenie jest przeaczwarto-

rzędowe i na tym założeniu opiera interpretację wieku poszczególnych poziomów plejstoceńskich pisząc, iż położenie gliny zwałowej dolnej „na dnie przedplejstoceńskiej doliny a pod serią żwirów, piasków i gliny zwałowej górnej skłania do przyjęcia, że jest to glina zlodowacenia Cracovien" (str. 45).

Zagadnienie zatem wieku dolin zależy od ujęcia stratygrafii utworów wypełniających każdą poszczególną formę i sprowadza się tym samym do badania chronologii czwartorzędu.

W opracowaniu tak ogólnym jak niniejsze, przy bardzo nierównomiernym i przypadkowym rozmieszczeniu materiału, musi ujść uwadze wiele zasadniczych nawet rysów rzeźby podłoża. Wiercenia, jak wiadomo, w przeważnej części nie trafiają na najwyższe wyniesienia i największe obniżenia podłoża. Udział bowiem kulminacji i depresji w ogólnej powierzchni jest zawsze niewielki. Najczęściej wiercenia trafiają na stoki, zbocza, pochyłości, powierzchniowo najlepiej reprezentowane. Wykreślony więc na podstawie wierceń obraz rzeźby kopalnej jest spłaszczony i bardzo uproszczony. Im żywszy relief kryje się pod warstwą osadów, tym mniej wierną uzyskujemy mapę hipsometryczną powierzchni.

Przytoczone wyżej fragmentaryczne badania powierzchni podplejstoceńskiej potwierdzają właśnie ową żywość rzeźby; opracowana i załączona mapa odtwarza zaledwie grube rysy zasypanego podłoża.

Zbierając wszystko, co powiedziano na temat wpływu erozji rzecznej na rzeźbę podczwartorzędową, stwierdzić należy, że czynnik ten wycisnął na podłożu szczególne piętno. O ile bowiem żłobienie płynących rzek nadaje zawsze krajobrazowi pewien harmonijny charakter, o tyle w przypadku rzeźby powierzchni, w którą wcinały się rzeki różnych, zasadniczo niezależnych od siebie systemów hydrograficznych, charakter ten jest bardzo przypadkowy, a jego obraz kartograficzny nie zawsze zrozumiały.

Weźmy np. pod uwagę wycinek mapy podłoża plejstoceńskiego zawarty między miejscowościami: Międzychód — Wronki — Gniezno — Pyzdry — Jarocin — Gostyń — Leszno — Wolsztyn — Międzychód. Obszar ten należy do najlepiej udokumentowanych dużą ilością wierceń, dość równomiernie rozmieszczonych. Uderza tutaj pewien układ dolin wykazujących ogólny spadek ku zachodowi. Widać, że są one powiązane z doliną główną, którą stanowi obniżenie obrzańsko-płońskie. W przebiegu izohips razi jednak pewna niezgodność kierunków, której nigdy nie dostrzega się w normalnej rzeźbie erozyjnej dzisiejszej powierzchni.

Innym elementem trudnym do wyjaśnienia jest depresja mogil-

neńska. Krygowski przypuszcza [40], że powstała ona na drodze erozyjnej. Przekonanie swoje opiera na fakcie, że w depresji pod grubą serią czwartorzędu leży wprost miocen, nie ma zaś iłów poznańskich, mimo iż te występują tuż obok. Brak iłów tłumaczy Krygowski wyerodowaniem ich. Argument jest istotnie przekonujący, ale dotychczasowa ilość wierceń w okolicy obniżenia nie pozwala na odkrycie żadnej formy dolinnej, której częścią byłaby depresja.

Na zmianę pierwotnej powierzchni przedczwartorzędowej wpłynął inny jeszcze potężny czynnik — działalność niszcząca lodowca. Przyjmuje się, że obszar niżu północnoeuorpejskiego był głównie dziedziną akumulacji, egzaracji bowiem podlegał przede wszystkim sam Półwysep Skandynawski. O osadzającej roli lodowca świadczą utwory plejstoceńskie pokrywające grubą na ogół warstwą cały niż. Nie można jednakże zupełnie negować niszczącego wpływu, jaki tutaj wywierał lądolód na podłoże. Wpływ ten wyrażał się na obszarze dorzecza Odry bądź w odrywaniu pewnych partii skał tworzących powierzchnię podlodowcową, bądź też w zgniataniu i fałdowaniu utworów poddanych szczególnie silnemu ciśnieniu.

Wkraczający od północy lodowiec skandynawski zastał dwa, głęboko w ląd sięgające, prawie południkowe obniżenia wzdłuż dzisiejszej Odry oraz Obry — Płoni. Obniżenia owe, jako równoległe z kierunkiem ruchu lodowca, zostały najszybciej wypełnione lodem. Na znaczenie takich południkowo zorientowanych form wklęsłych podłoża zwrócili już w roku 1918 uwagę Lewiński i Samsonowicz [48]. W zagłębieniu prusko-mazowieckim, w które lodowiec wtargnął najwcześniej, występują wyjątkowo silnie zjawiska wygniatania podłoża przez lód. Dowodem są kry skał starszych, wielkie i liczne w granicach zagłębienia, a bardzo rzadkie i drobne poza nim. W świetle tych spostrzeżeń z terenu Polski północno-wschodniej zrozumiałe stają się silne zaburzenia glacitektoniczne występujące wyjątkowo licznie na Ziemi Lubuskiej, w okolicy Zielonej Góry, Kożuchowa, Nowogrodu, Bytomia Odrzańskiego, nad Nysą Łużycką, a dalej pod Międzychodem, Obornikami, między Wieleniem a Czarnkowem, we Wronkach [11]. Pod wpływem silnego ciśnienia lodowca pozostawał również obszar po lewej stronie Odry i Nysy [4]. Wszędzie między Freienwalde a Frankfurtem n/Odrą widać silnie zaburzony trzeciorzęd, co stwierdzić można w położeniu węgla brunatnego. Podobnie na południe od Frankfurtu lodowiec wytworzył, jak mówi Bergman, kopice, obniżenia i nasunięcia.

Z rozmieszczenia stref najsilniejszego zakłócenia utworów widać, że występują one głównie wokół lub w obrębie tych form wklęsłych,

które najwcześniej uległy inwazji lodowca. Masy lodowe wsunąwszy się w obniżenia rozpychały je niejako wywierając ogromne ciśnienie na zbocza dolinne. Ziemia Lubuska oraz obszar między dolnym odcinkiem Nysy Łużyckiej a Odrą dostały się więc jakby w kleszcze dwóch równolegle do siebie płynących lobów: odrzańskiego i obrzańsko-płońskiego. Potężne ciśnienie boczne wywołało silne sfałdowanie i sprasowanie utworów, dobrze znane z terenów eksploatacji węgla brunatnego. Zaburzenia sięgają niekiedy 100, a nawet 150 m w głąb [11]. Na skłonie wielkopolskim bezpośredni wpływ lądolodu był znacznie mniejszy, nie pozostawił bowiem tak głębokich i rozległych zaburzeń.

Procesy glacitektoniczne zmieniły niektóre wycinki podłoża czwartorzędowego tak silnie, że jak stwierdza Bergmann [4], formy powierzchni trzeciorzędowej, które można dziś znaleźć pod plejstocenem, nie mają nic wspólnego z formami istniejącymi przed okresem lodowcowym. Dzisiejszy obraz zaburzeń tego typu poznany został na niewielkich zaledwie obszarach [11]. Przedstawienie zaś rzeźby kopalnej wymaga bardzo gęstej sieci wierceń i opracowania kartograficznego w dużej skali.

Streszczając całość rozważań nad czynnikami, które wpłynęły na kształtowanie się rzeźby powierzchni podplejstoceńskiej w niżowej części dorzecza Odry, podkreślić należy wyraźną różnicę, jaka zachodzi pomiędzy procesami modelującymi podłoże w schyłkowej fazie trzeciorzędu a późniejszymi okresu czwartorzędowego.

Procesy okresu pierwszego nadały całemu obszarowi podstawowe, najgrubsze rysy określające kierunek pochylenia terenu oraz linie największych obniżeń. Ogólny zatem obraz został nakreślony siłami endogenicznymi, które w trzeciorzędzie narzuciły dzisiejszy wygląd całej prawie Europie. W ślad za tymi generalnymi zmianami poszła działalność żłobiąca wód, która pierwotne tektoniczne linie wypreparowała i podkreśliła.

W okresie drugim, decydujący wpływ na powierzchnię wywarły siły egzogeniczne. Akumulacja lodowcowa pierwotne przedglacjalne formy otuliła, obniżenia zasypała, wyniesienia zaś spłaszczyła, czasem pościnała. Widać w tej działalności wyraźną tendencję do zamaskowania lub nawet zniszczenia starej, strukturalnie założonej rzeźby, a nałożenia na nią niezgodnie rzeźby zasypania uwarunkowanej mechanizmem ruchu lodowca.

Równocześnie jednak tenże sam lodowiec, który zasadniczo konserwował duże formy wklęsłe, siłą swego ciśnienia deformował podłoże zgniatając, fałdując lub wyrywając całe pakiety skalne.

W okresach interglacjalnych rolę czynnika modelującego przejmowała erozja rzeczna, która ożywiała martwy krajobraz akumulacyjny. Potężne żłobienie docierało niejednokrotnie do utworów trzeciorzędowych przydając nowe rysy kopalnej już powierzchni. Proces powtarzał się kilka razy aż po dobę obecną. Dzisiejsza, holoceńska erozja znowu bowiem wdziera się tu i ówdzie w podłoże, o ile miąższość czwartorzędu na to pozwala.

Na uwagę zasługuje fakt, że mimo wzajemnej niezależności systemów hydrograficznych organizujących się w poszczególnych okresach erozji normalnej i mimo wynikających z tego pewnych niezgodności w układzie dolin podplejstoceńskich będących świadkami jak gdyby tych właśnie rozmaitych systemów rzecznych, dodatkowo kilkakrotnie zakłócanych egzaracją lodowcową, ogólny charakter rzeźby podczwartorzędowej nosi cechy krajobrazu erozyjnego. Można z tego wywnioskować, jak dużą rolę w przekazywaniu zasadniczych linii erozyjnych, z jednego okresu międzylodowcowego w następny, odegrała epigeneza. Rzeka bowiem, która po okresie zlodowacenia wróciła niejako do swojej dawnej trzeciorzędowej doliny, odgrzebywała ją lub może nawet pogłębiała podczas całego interglacjału. W następnym etapie akumulacji lodowcowej dana forma znowu ulegała zasypaniu, ale widać niecałkowitemu, skoro nowa rzeka w następnym z kolei okresie międzylodowcowym powtórnie odnajdowała stare obniżenie dolinne. W ten sposób najsilniej rozwinięte już w preglacjale doliny, a może tylko pewne ich odcinki, drogą ciągłego odpreparowywania dotrwały jako formy żywe aż do holocenu.

IX. BUDOWA GEOLOGICZNA I PALEOMORFOLOGIA PODŁOŻA A ZAGADNIENIE BILANSU WODNEGO DORZECZA ODRY

Zagadnienie bilansu wodnego każdego dorzecza, a zwłaszcza dużego, wiąże się bardzo ściśle ze sprawą budowy geologicznej danego obszaru. W grę wchodzą bowiem nie tylko takie elementy jak opad, parowanie i odpływ, lecz także zachowanie się wody w podłożu; krążenie bowiem wód podziemnych [64] zależy zupełnie bezpośrednio od warunków litologicznych i paleomorfologicznych podłoża.

Cała Wielkopolska wraz z Ziemią Lubuską stanowi rozległą niecką artezyjską [25, 72]. Budowę jej wyraźnie ilustruje przekrój geologiczny c—d (ryc. 3). Niecka założona jest w kredzie z wyjątkiem części południowo-wschodniej opartej o jurę. Najniżej dno jej schodzi pod obniżeniem obrzańskim, zatem oś całej zaklęsłości ma kierunek południkowy. Na kredzie leżą cienką warstwą (do 70 m) piaski oligoceńskie, w niewielu na razie miejscach przewiercone. Trudno więc powiedzieć, czy stanowią one ciągłą warstwę podścielającą miocen, czy też występują płatami. Seria miocenu, w głównej swej masie piaszczysta, występuje na całym obszarze w znacznej miąższości (do 160 m). Strop trzeciorzędu stanowią ilaste utwory pliocenu występujące jako ciągła wodoszczelna pokrywa we wschodniej części dorzecza (mapa IV). Na zachód od obniżenia Obry-Płoni iłów poznańskich nie ma, jedynie w partii południowo-zachodniej spotyka się cienkie ich płaty. Cały trzeciorzęd przykrywa płaszcz utworów lodowcowych — gruby po stronie zachodniej obniżenia, cieniejący ku wschodowi (mapa II, przekroje).

Wody, przesycające zarówno utwory trzeciorzędowe jak i plejstoceńskie, występują dzięki owym warunkom pod znacznym ciśnieniem. Silne samoczynne wypływy z utworów mioceńskich zanotowano w Poznaniu (8 m ponad teren [24]), w Pile, we Wronkach (12 m ponad teren [25]), u stóp Gór Kocich [25] i w szeregu innych miejscowości.

Niezależnie od ogólnych stosunków artezyjskich uwarunkowanych strukturą obszaru, na terenie dorzecza występują lokalne zbiorniki wód wydobywających się na powierzchnię pod ciśnieniem. Zbiornikami takimi na całym niżu niemiecko-polskim są pradoliny. Ściągają one wody z okolicznych wysoczyzn zgodnie z nachyleniem podłoża. Gdzie miąższość piasków i żwirów wyścielających pradolinę jest duża, a wodoszczelną po-

krywę stanowią iły lub gliny plejstoceńskie, powstają zbiorniki artezyjskie o znacznej wydajności (Piła [67]), zasilające niekiedy duże miasta (Berlin [66]).

Pfalz twierdzi [66], że utwory czwartorzędowe są najlepszymi wodonoścami. Gdy miąższość plejstocenu jest duża, a zróżnicowanie facjalne utworów wyraźne, mamy do czynienia z kilkoma, a nawet kilkunastoma poziomami wód gruntowych [42]. Wydajność poszczególnych poziomów wodonośnych wzrasta w głąb. Najsłabszy i nieciągły, zdaniem Krygowskiego [42], jest poziom górny. Znacznie większe rozprzestrzenienie i większą wydajność ma poziom następny, z reguły występujący między dwiema nieprzepuszczalnymi glinami. Z punktu widzenia ogólnej cyrkulacji podziemnej najważniejszy jest poziom najniższy, spoczywający wprost na iłach poznańskich. Woda wypełnia tutaj warstwę żwirową wyścielającą doliny i obniżenia podłoża plejstoceńskiego. Na wyniesieniach żwiry te z reguły nie istnieją, uległy bowiem zdenudowaniu. Ten horyzont wodonośny jest mimo swej nieciągłości najzasobniejszy, a z uwagi na łatwy kontakt z wodami rzecznymi ogromnie ważny. Wartość jego podkreśla również M. Różycki rozpatrując warunki hydrogeologiczne Śląska [73]. Oczywiście w tych miejscach, gdzie gliny rozdzielające horyzonty wodonośne uległy zniszczeniu czy porozcinaniu erozyjnemu, mogą zachodzić zjawiska przenikania wód z poziomów wyższych do niższych.

Komunikowanie się wód plejstoceńskich z mioceńskimi we wschodniej części dorzecza praktycznie nie zachodzi. Warstwą wodoszczelną są bowiem tutaj iły poznańskie. Infiltracja w głąb popod warstwę iłów może dokonywać się tylko tam, gdzie ciągłość poziomu nieprzepuszczalnego zaburzyły procesy glacitektoniczne. Wykazano jednak już przedtem (rozdział IV), że na terenie występowania iłów poznańskich zaburzenia te mają daleko mniejszy zasięg, a przez to i znaczenie, aniżeli w części zachodniej pozbawionej pliocenu ilastego.

Inaczej kształtują się stosunki wodne zachodniej części dorzecza między Odrą a obniżeniem obrzańskim. Tutaj brak iłów poznańskich oraz częste zjawiska wplecenia utworów formacji węgla brunatnego w osady czwartorzędowe drogą procesów glacitektonicznych ułatwiają przenikanie wód mioceńskich w plejstoceńskie i odwrotnie. Przypuszczalnie wszakże niejednakowe własności hydrogeologiczne utworów mioceńskich i lodowcowych sprawiają, że istnieje większa tendencja do spływania wód czwartorzędowych ku obniżeniom aniżeli do przenikania ich w głąb trzeciorzędu.

Wody gruntowe podlegają określonym prawom ruchu podobnie jak wody naziemne. Zdaniem Prinza [69] pod powierzchnią morfologiczną

istnieje również sieć hydrograficzna, o tyle bardziej skomplikowana od subaerycznej, że wielopiętrowa. Rzeki podziemne swoimi rozmiarami przewyższają niekiedy znacznie cieki powierzchniowe. W okolicach Lipska np. stwierdzono istnienie prądu wody gruntowej o przepływie dochodzącym 100 000 m^3 na dobę. Warunki rozwoju sieci rzecznej gruntowej stwarza oczywiście morfologia podłoża. Jeżeli w rzeźbie kopalnej nakrytej utworami wodonośnymi istnieją formy typu dolin, to przy występowaniu pochylenia powierzchni mogą wody gruntowe wykorzystywać owe formy jako drogi spływu [25, 66]. Na obszarze całego Śląska fragmenty takiej właśnie sieci rzecznej odkrył M. Różycki [73]. Brak dostatecznie dużego materiału wiertniczego nie pozwolił mu jednak dotychczas powiązać tych fragmentów w całość. Podobnie Mossoczy [58] pod utworami plejstoceńskimi okolic Częstochowy znalazł odcinek preglacjalnej doliny, którą uważa za dolinę górnej pra-Warty. Wypełniają ją silnie nawodnione piaski i żwiry lodowcowe.

Jak okazało studium odnośnych map i przekrojów w poprzednich rozdziałach, na terenie niżowej części dorzecza Odry mamy do czynienia z dobrze wykształconą siecią dolin kopalnych. Osią morfologiczną powierzchni trzeciorzędowej jest obniżenie Obry-Płoni. Ku niemu pochyla się przeważna część obszaru dorzecza zarówno od wschodu jak i od zachodu. Szczególne znaczenie posiada w tym wypadku pochyłość, po której płynie Warta z dopływami, a którą można nazwać „skłonem wielkopolskim". Z mapy hipsometrycznej powierzchni podplejstoceńskiej widać, że z obniżeniem obrzańsko-płońskim, na całej prawie swej długości wciętym poniżej dzisiejszego poziomu morza, łączy się szereg form mniejszych, szczególnie wyraźnie widocznych właśnie na skłonie wielkopolskim. Owych dolinek jest pod płaszczem czwartorzędu przypuszczalnie znacznie więcej, o czym można wnosić zarówno z metodycznych opracowań dokonywanych przez Rühlego [75], jak i ze szczegółowych badań nad rzeźbą podłoża Koła [1], Kalisza [41], Ostrowa Wlkp. [8] i Bydgoszczy [91].

Cały ten istniejący w podłożu system dolin różnego rzędu i wielkości odwadnia podziemnie ku obniżeniu Obry-Płoni znaczną część Niziny Wielkopolskiej. W ten sposób również dokonuje się odprowadzanie wód gruntowych pokrywy czwartorzędowej. Wiemy jednak, że obniżenie obrzańsko-płońskie występuje nie tylko w podłożu plejstocenu, lecz powtarza się aż do powierzchni mezozoicznej włącznie stanowiąc przez to o nieckowatym charakterze całego obszaru. Tendencję do spływania wykazywać więc będą nie tylko wody pokrywy plejstoceńskiej ale i głębsze mioceńskie, a być może również oligoceńskie. W ten sposób sformułowana charakterystyka ruchu wód podziemnych znajduje potwierdzenie w artezyjskim charakterze wód, o czym wspomniano wyżej.

Gdyby powierzchnia trzeciorzędowa, a wraz z nią dno wspomnianego wyżej obniżenia nie były pochylone, mielibyśmy zapewne do czynienia z potężnym zbiornikiem artezyjskim stojącej wody gruntowej. Cały obszar jednakże wykazuje wyraźny i ciągły spadek ku północnemu zachodowi. To zadecydowało, że wody gruntowe ustawicznie uchodzą z terenu dorzecza wprost do Bałtyku. Brak niestety wierceń, które stwierdzając istnienie doliny pra-Obry wykazywałyby równocześnie wydajność warstw wodonośnych na drodze odpływu ze zlewni. Pewne światło na ten problem rzuca jedynie fakt, że bardzo silne pompowanie przeprowadzane przez 44 godziny, w okolicy Łobezu na Pomorzu, a więc niejako u wylotu doliny kopalnej, nie wytworzyło zupełnie leja depresyjnego [35a].

Wszystko, co powiedziano na temat budowy geologicznej, paleomorfologii podłoża oraz warunków hydrograficznych, prowadzi do wniosku, że na obszarze zlewni odrzańskiej mamy do czynienia z silnie rozwiniętym systemem podziemnego odpływu, niezależnym od powierzchniowej sieci rzecznej.

Ten utajony odpływ podpowierzchniowy sprawia, że na terenie Polski zachodniej występuje stały niedostatek wód subaerycznych wyrażający się m. in. w małej gęstości sieci rzecznej [57]. W niżowej części dorzecza gęstość ta wyjątkowo przekracza wartość 0,6 km/km^2. Cały natomiast równoleżnikowy pas obejmujący Wysoczyznę Lubuską, Gubińską, Zielonogórską, Poznańską i Gnieźnieńską oraz Kotlinę Żmigrodzką [43] posiada zaledwie 0—0,2 km cieków wodnych na 1 km^2.

Tak słaby rozwój sieci rzecznej znajduje uzasadnienie w szeregu zjawisk. Bardzo istotnym elementem jest tutaj niski opad. Z mapy Romera [71] wynika, że Wielkopolska, Kujawy, Mazowsze i część Pomorza nad dolną Wisłą otrzymuje w ciągu roku niecałe 500 mm. W podobnej sytuacji znajduje się teren nad Odrą między Słubicami a Chojną.

Drugim niezmiernie ważnym czynnikiem w kształtowaniu się rzeki jest przepuszczalność podłoża. Silnie przepuszczalne utwory powierzchniowe, przy niewielkiej ilości opadu, rozstrzygają o ubóstwie cieków wodnych zasilając tym samym wody gruntowe. Na przeglądowej mapie geologicznej Polski 1 : 300 000 widać wyraźnie, że przeważającą część niżowej połaci Odry tworzą piaszczyste, a więc łatwo przepuszczalne osady czwartorzędu. Przy omawianiu warunków geologicznych podkreślono szczególnie dobitnie znaczenie najniższego horyzontu wodonośnego, który spoczywa wprost na iłach poznańskich.

Rzeki, których koryta wcinają się w iły plioceńskie, narażone są na utratę wody przepływowej; każde bowiem podwyższenie zwierciadła do wysokości występowania warstwy żwirowej może spowodować infiltro-

wanie wody rzecznej w ten najniższy poziom czwartorzędu. Jest to trzeci czynnik zubożający dodatkowo wykształcone już cieki wodne.

Zierhoffer [90] podaje, że z Warty powyżej Poznania ucieka 900 mln. m^3 wody rocznie. Warta bowiem od Koła w dół wcina się silnie w utwory trzeciorzędowe. Być może, iż na charakter przepływów w rzekach wschodnich rubieży zlewni odrzańskiej wpływa również skrasowiałe [22] i tektonicznie zaburzone podłoże mezozoiczne, wysoko tutaj wyniesione, a mające niekiedy bezpośredni związek z siecią wód powierzchniowych.

Na nadmierne straty w dorzeczu Odry zwrócili uwagę hydrolodzy już z początkiem bieżącego stulecia. Bardzo interesujący materiał, który pozwala zorientować się w wielkości owych strat, na samej tylko Odrze, podaje Fischer [15] (tab. 1).

Tabela 1

Odcinek Odry	Roczna strata wody w mln m^3
Nysa Kłodzka — Stobrawa	7
Stobrawa — Oława	62
Oława — Bystrzyca	31
Bystrzyca — Kaczawa	103
Kaczawa — Ścinawa	43
Ścinawa — Barycz	237
Barycz — Gniła Obra	523
Gniła Obra — Bóbr	259
Bóbr — Połęcko	91
Połęcko — Nysa Łużycka	31
Nysa Łużycka — Zatoń Górna	128
Zatoń Górna — Gunica	268
Razem	1985 mln m^3 = około 2 km^3 wody

Z danych tych wynika, że suma strat wzdłuż rozpatrywanego odcinka Odry (bez strat na dopływach) wynosi 12% odpływu, którego całkowita wartość roczna wyraża się liczbą 16,8 km^3. Straty w odpływie występują szczególnie jaskrawo podczas wezbrań. Według Kajetanowicza [34] w czasie letniego wezbrania w roku 1902 między Raciborzem a Zatonią Górną na samej Odrze strata wynosiła 17% (bez strat na dopływach). Podobne wyniki (16% straty) uzyskano w czasie powodzi w 1903 roku. Największy ubytek zanotowano na odcinku Odry między Wrocławiem a ujściem Nysy Łużyckiej. Przeliczenie przytoczonych z pracy

Fischera strat wody w Odrze na 1 kilometr długości rzeki daje ogromnie ciekawe wyniki, przedstawione w tabeli 2.

Tabela 2

Odcinek Odry	Długość w km	Strata wody w mln m^3/km
Nysa Kłodzka — Oława	68,7	1
Oława — Bystrzyca	16,5	2
Bystrzyca — Kaczawa	49,4	2
Kaczawa — Barycz	62,2	4
Barycz — Gniła Obra	91,3	5,7
Gniła Obra — Bóbr	45,1	5,7
Bóbr — Połęcko	16,1	5,6
Połęcko — Nysa Łużycka	11,9	5,2

Z otrzymanych liczb widać jasno, że najwięcej, bo aż 5,7 mln m^3 na 1 kilometrze traci Odra pomiędzy ujściem Baryczy a ujściem Bobru.

Z ogólnych zasad hydrogeologii wiadomo [65], że jeśli rzeka trafia w swoim biegu na wychodnie warstw przepuszczalnych, które należą do jakiejś niecki artezyjskiej, może dokonywać się silna i wyraźna infiltracja wody rzecznej. I z takim właśnie zjawiskiem mamy do czynienia w wypadku Odry, a przypuszczalnie i innych rzek dorzecza. Odcinek Odry między Baryczą a Bobrem leży bowiem nad skłonem niecki artezyjskiej. Ucieczkę wody odrzańskiej w głąb zbiornika artezyjskiego ułatwiają zaburzenia glacitektoniczne, które powodują wzajemne przenikanie piaszczystych na ogół utworów czwartorzędu i trzeciorzędu. W ten sposób układ artezyjski wzmocniony niejako systemem dolin podziemnych i pochyleniem podłoża ku NNW stanowi przyczynę ustawicznego odprowadzania ze zlewni ogromnych ilości wody nie tylko wsiąkającej w powierzchnię na całym obszarze dorzecza, lecz również wody ujętej już w system hydrograficzny.

Wszystkie przytoczone wyżej zjawiska składają się ostatecznie na fakt, że Odra odprowadza zaledwie 23% opadu z całego dorzecza [15]. Podobnie niski, bo 24% wynoszący odpływ posiada Wisła. Dla porównania i wykazania, że na obie nasze rzeki wpływ wywierają szczególne czynniki, warto przytoczyć liczby [15] charakteryzujące odpływ innych rzek niżu północnoeuropejskiego o podobnym jak Wisła i Odra kierunku:

z dorzecza	Renu	odpływa	do	morza	52%	opadu
„ „	Wezery	„	„	„	35%	„
„ „	Łaby	„	„	„	27%	„

z dorzecza	Saali	odpływa	do	morza	27,5%	opadu
„ „	Odry	„	„	„	23%	„
„ „	Wisły	„	„	„	24%	„
„ „	Pregoły	„	„	„	27%	„
„ „	Niemna	„	„	„	34%	„

Widać z tego, że odpływ spada wyraźnie od zachodu ku wschodowi, minimum wykazuje na Odrze i Wiśle, po czym znowu wzrasta.

Przyczyny i drogi ucieczki wody z dorzecza Odry rozpatrzono powyżej. Przypuszczalnie Wisła znajduje się w analogicznej sytuacji. I w obrębie jej dorzecza bowiem istnieje podziemna dolina w powierzchni trzeciorzędowej o kierunku takim samym jak obniżenie obrzańsko-płońskie [76]. Może więc ona w podobny sposób odprowadzać wody z mazowieckiego basenu artezyjskiego, jak to ma miejsce w Polsce zachodniej.

Przy badaniu bilansu wodnego dorzeczy związanych z obszarami niegdyś zlodowaconymi, a dziś pokrytymi grubym płaszczem czwartorzędu, szczegółowe poznanie rzeźby podplejstoceńskiej okazuje się rzeczą nieodzowną. Trzeba bowiem liczyć się z możliwością podziemnego odpływu poprzez doliny zagrzebane pod osadami lodowcowymi. Ustawianie zatem bilansu wodnego jako równania: opad — parowanie = odpływ, z pominięciem cyrkulacji wód podziemnych może być słuszne jedynie tam, gdzie działy wód gruntowych odpowiadają działom powierzchniowym, a bilans cyrkulacji podziemnej równy jest zeru.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Wyniki pracy nad paleomorfologią powierzchni podplejstoceńskiej ująć można w następujący sposób:

1. Czynniki, które wykształciły rzeźbę podplejstoceńską. Ogólne pochylenie obszaru dokonało się w górnym trzeciorzędzie (w pliocenie) w wyniku ruchów epejrogenicznych. Powstała wtedy sieć rzeczna nawiązała do nowej podstawy erozji i odpreparowała dawne podtrzeciorzędowe formy strukturalne. Erozja rzeczna działała w kilku oddzielnych okresach: u schyłku pliocenu, w interglacjałach i w holocenie. Na zakłócenie pierwotnej erozyjnej powierzchni wpłynęła w pewnych zwłaszcza okolicach działalność egzaracyjna lodowca.

2. Wiek rzeźby podplejstoceńskiej. Rzeźba podplejstoceńska w swych głównych rysach wykształciła się u schyłku trzeciorzędu, po zniknięciu sedymentacyjnego basenu plioceńskiego. Każdy jednakże okres interglacjalny przydawał nowe formy podłożu czwartorzędowemu. W okresach lodowcowych powstawały formy wywołane egzaracją lodowcową. W ten sposób skala wieku form występujących pod pokrywą czwartorzędu jest szeroka, obejmuje bowiem: pliocen, plejstocen i holocen.

3. Pokrywa czwartorzędowa. Utwory akumulacji plejstoceńskiej zmniejszyły znacznie przedczwartorzędowe deniwelacje terenu. Zasypanie najgłębszych obniżeń wpłynęło na „spłaszczenie" rzeźby, a wielkość spadku terenowego z SE na NW zmniejszyła się z 1,2 do 0,87‰. Najsilniejszemu zasypaniu uległy formy zorientowane południkowo, tzn. zgodnie z ruchem lodowca. Na wyniesieniach podłoża pokrywa plejstoceńska jest na ogół cienka.

4. Wpływ rzeźby podplejstoceńskiej na dzisiejszą. Ogólna prawidłowość zaobserwowana na badanym obszarze da się wyrazić w następujący sposób: im cieńsza pokrywa czwartorzędowa tym pełniejsza zależność rzeźby współczesnej od podplejstoceńskiej. Przeciwnie, gruby płaszcz osadów lodowcowych zakrywa wszystkie drobniejsze formy, tak że w rzeźbie dzisiejszej nie da się ich dostrzec; odzwierciedlają się jedynie formy rozległe i głębokie. W reliefie współczesnym istnieją zespoły form wypukłych, których nie da się wytłumaczyć konfiguracją podłoża, lecz jedynie ruchem lodowca będącym funkcją klimatu. Formy takie powsta-

wały zupełnie niezależnie od ukształtowania powierzchni podlodowcowej. Ogólne rysy podłoża oparte na założeniach strukturalnych przetrwały plejstocen i mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczają się w konfiguracji dzisiejszej.

5. Podziemna sieć hydrograficzna. Ukształtowanie podłoża czwartorzędowego i wypełniające obniżenia dolinne utwory plejstoceńskie sprzyjają powstaniu podziemnej sieci rzecznej, niezależnej od powierzchniowej. Główna arteria wód gruntowych wykorzystuje obniżenie obrzańsko-płońskie oraz sieć łączących się z nią dolin podczwartorzędowych.

6. Koncepcja ucieczki wody z dorzecza. Na obszarze niżowej części dorzecza Odry istnieje rozległa niecka artezyjska oparta o kredę, a wyścielona oligocenem i miocenem. Wodoszczelną pokrywę całej części wschodniej stanowią iły poznańskie. Osią niecki jest obniżenie obrzańsko-płońskie. Ku niemu więc dążą wszystkie wody zarówno formacji trzeciorzędowych jak i częściowo czwartorzędowe. Obniżenie Obry-Płoni stanowi formę dolinną o ciągłym spadku ku NNW. Zbierane przez nią wody gruntowe z dorzecza stale odpływają wprost do Bałtyku, zmniejszając przez to wydatnie odpływ powierzchniowy. Prócz tego rzeki, których koryta nacinają wodonośne poziomy należące do niecki artezyjskiej, tracą przez infiltrację część swego przepływu na rzecz wód gruntowych.

LITERATURA

[1] Bartkowski T., O budowie głębszego podłoża Koła nad Wartą. Przegląd Geologiczny, Warszawa 1955.

[2] Berger F., Kritisches zur Alterbestimmung des ostdeutschen Pliozäns. Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, Bd. 93, H. 7/8, Jahrgang 1941, Berlin.

[3] Berger F., Die jungtertiäre Epirogenese des ostdeutschen Beckens. Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 93, Berlin 1941.

[4] Bergmann E., Ueber den tieferen Untergrund Brandenburgs. Die Erde, H. 1, Berlin 1955.

[5] Biernat S., Budowa geologiczna okolic Węglińca na tle niecki Sudeckiej (The geological structure of the Węgliniec region, on the background of the External Sudetic Basin), Biuletyn PIG, Warszawa 1955.

[6] Błachowski R., Krajobraz geograficzny Wielkopolskiego Parku Narodowego pod Poznaniem. Państw. Rada Ochrony Przyrody. Wydawn. Okręg. Komitetu Ochrony Przyrody na Wielkopolskę i Pomorze, z. 7, Poznań 1937.

[7] Błachowski R., Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem. Badania Geograficzne nad Polską Pn-Zach., z. 20, Poznań 1939.

[8] Błaszyk T., O podłożu Ostrowa Wielkopolskiego. Referat wygłoszony na posiedzeniu Katedry Geografii Fiz. Uniw. A. Mickiewicza w Poznaniu w kwietniu 1958.

[9] Brockamp B., Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost Deutschland. Reichsstelle f. Bodenforschung — Jhb., Bd. 61, Berlin 1941.

[10] Bubnoff S., v., Das subglaziäre Relief und die Morphogenie der Greifswalder Umgebung. Ein Beitrag zur Kenntnis der quartären Reliefbildung. Geologische Rundschau, 31, 1940.

[11] Ciuk E., O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski (Glacio-tectonical phenomena in Pleistocene and Tertiary formations in the area of west and nord Poland). Z zadań czwartorzędu, tom 6 (Biuletyn 70), Wydawn. Geolog., Warszawa 1955.

[12] Ciuk E., O złożu węgla brunatnego w okolicy Władysławów-Chylin. Przegląd Geologiczny, R. V, z. 2, Warszawa 1957.

[13] Czyżewski J., Dolina Baryczy. Czasopismo Geograficzne, t. 19, z. 1—4, Wrocław 1948.

[14] Doktorowicz-Hrebnicka J., Analiza pyłkowa węgla brunatnego z okolic Żar na Dolnym Śląsku. Biuletyn 71 Inst. Geol., Z badań trzeciorzędu w Polsce, Warszawa 1954.

[15] Fischer K., Niederschlag und Abfluss im Odergebiet. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Besondere Mitteilungen. Bd. 2, Berlin 1915.

[16] Fleszar A., Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes. Bulletin Intern. de l'Academie des Sciences, Serie A, Nr 3, Kraków 1913.

[17] Fries W., Tertiär und Diluvium im Grünberger Höhenrücken. Ein Beitrag zur Klärung der Dislokationen im ostdeutschen Braunkohlentertiär. Jhb. Hallesch. Verb. N.F., Bd. 12, Halle 1933.

[18] Galon R., Kujawy „Białe i Czarne". Badania Geograficzne nad Polską Pn-Zach., z. 4—5, Poznań 1929.

[19] Galon R., Znaczenie konfiguracji podłoża dla ukształtowania obszarów niegdyś zlodowaconych ze szczególnym uwzględnieniem niżu Polskiego i Niemieckiego. Zbornik Radova na 3 Kongresu Slovensk. Geogr. i Etnogr. u Jugoslaviji 1930, Beograd 1933.

[20] Galon R., Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla (Die Gestalt und Entwicklung des unteren Weichseltales in Beziehung zum geologischen Aufbau des unteren Weichselgebietes). Badania Geograficzne nad Polską Pn-Zach., Nr 12/13, Poznań 1934.

[21] Galon R., Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Słownik Geograficzny Państwa Polskiego, T. I, Warszawa 1937.

[22] Gignoux M., Geologia stratygraficzna. Wydawn. Geolog. Warszawa 1956.

[23] Głodek J., Projekt nowego sztucznego jeziora w Polsce. Przegląd Geograficzny, t. 30, z. 1, Warszawa 1958.

[24] Gołąb J., Kimeryd w wierceniu w Poznaniu. Kosmos A, R. 60, Lwów 1935.

[25] Gołąb J., Hydrogeologia (rozdział z dzieła pt. Wstęp do nauk geologicznych, pod red. E. Passendorfera).

[26] Halicki B., Projekt nadmorskiego Parku Narodowego. Wiadomości Muzeum Ziemi, t. 3, Warszawa 1947.

[27] Heck H. L., Die nordfriesische neuzeitliche Küstensenkung als Folge diluvialer Tektonik. Jhb. der Preuss. Geolog. Landesanstalt 1936, Berlin 1937.

[28] Iilner F., Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz und in Niederschlesien. Abh. naturf. Ges. Görlitz, Bd. 2, Görlitz 1934.

[29] Jahn A., Wyżyna Lubelska. Polska Akademia Nauk — Instytut Geografii. Prace Geograficzne Nr 7, Warszawa 1956.

[30] Jentzsch A., Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von der Moltkegrube. Jhb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt, Bd. 31, H. 1, Berlin 1913.

[31] Jentzsch A., Ostdeutsches Pliozän. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. Bd. 65, Monatsbericht Nr 1, Berlin 1913.

[32] Jentzsch A., Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östl. Deutschland. Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt. N.F. 72, Berlin 1913.

[33] Jentzsch A., Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lieferung 186, Blatt Obersitzko, Gradabteilung 48, Nr 14, Berlin 1914.

[34] Kajetanowicz Z., Hydrologia Odry. Monografia Odry, Instytut Zachodni, Poznań 1948.

[35] Kasior F., Rozwój poglądów na genezę pradolin. Czasopismo Geograficzne, t. 23/24, Warszawa 1954.

[35a] Keilhack K., Ergebnisse von Bohrungen., H. 5. Gradabt. 1—83, Jhb. d. Pr. Geol. L.—A. für 1907, XXVIII, Berlin.

[36] Klautsch A., Geologisch-Agronomische Karte der Umgegend von Crossen a.O. nebst Erläuterungen. Berlin 1912.

[37] Klimaszewski M., Zjazd dyluwialny w Poznaniu 2—3 lutego 1936 (referaty ogólne: J. Nowaka, St. Pawłowskiego, B. Halickiego. M. Klimaszewskiego i J. Szaflarskiego oraz referaty szczegółowe). Wiadomości Geograficzne, t. 14 za 1936, Kraków 1936.

[38] Kowalska A., Les relations du relief glaciaire avec la surface sous-quaternaire à l'exemple du bassin de l'Odra (avec 2 cartes). INQUA, Barcelona 1958.

[39] Krygowski B., Morfologia dorzecza Odry. Monografia Odry, Instytut Zachodni, Poznań 1948.

[40] Krygowski B., Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części niziny Wielkopolskiej. (Quaternary and the substratum of the central part of the Wielkopolska lowland). Biuletyn 66 PIG, Warszawa 1952.

[41] Krygowski B., Profil geologiczny stanowisk interglacjalnych w Kaliszu. Biuletyn 68, PIG, Warszawa 1952.

[42] Krygowski B., Uwagi o związku jezior Niziny Wielkopolskiej z wodami gruntowymi. Przegląd Geograficzny, t. 24, z. 2, Warszawa 1954.

[43] Krygowski B., O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne niziny Wielkopolsko-Kujawskiej (On two new subdivisions of the Great Poland — Kujawy lowland into geographical regions). Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t. III — 1956, Poznań 1957.

[44] Książkiewicz M., Samsonowicz J., Zarys geologii Polski. Warszawa 1952.

[45] Lambor J., Gospodarka wodna. Cz. I. Wiadomości wstępne. Łódź—Warszawa 1955.

[46] Lencewicz S., Czwartorzędowe ruchy epejrogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej. Przegląd Geograficzny, t. 6, Warszawa 1926.

[47] Lencewicz S., Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, t. 2, z. 2, Warszawa 1927.

[48] Lewiński J., Samsonowicz J., Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego. Prace Tow. Nauk Warsz., III, nr 31, Warszawa 1918.

[49] Lewiński J., Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa" w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozdania PIG, t. 2, Warszawa 1923/24.

[50] Lewiński J., Sprawozdanie ze zjazdu w sprawie dyluwium Polski, odbytego w Warszawie w dniach 12—15 kwietnia 1923, Przegląd Geograficzny, t. 4 — 1923, Warszawa 1924.

[51] Lewiński J., Die Grenzschichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. Zeitschrift f. Geschiebeforschung, 5, Berlin 1929.

[52] Linstov O. v., Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland. Zeitschrift f. Gletscherkunde, 10, Berlin 1916/17.

[53] Luniewski A., Cztery głębokie wiercenia na Kujawach. Biuletyn 38 PIG, Warszawa 1947.

[54] Łyczewska J., Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej (Stratigraphy of the paleogene and neogene of Northern Poland). Kwartalnik Geologiczny, t. 2, z. 1, Warszawa 1958.

[55] Makowski A. S., Węgiel brunatny w środkowej Polsce. Biuletyn 40 PIG, Warszawa 1947.

[56] Mikołajski J. O powstaniu tzw. pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Badania Geograficzne nad Polską Pn.-Zach., z. 2—3, Poznań 1927.

[57] Młodziejowski J., Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Odry. Monografia Odry, Instytut Zachodni, Poznań 1948.
[58] Mossoczy Z., Preglacjalna dolina górnej Warty. Przegląd Geologiczny, R. 1955, z. 4, Warszawa 1955.
[59] Nowak J., Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
[60] Passendorfer E., Geologia dorzecza Odry. Monografia Odry, Instytut Zachodni, Poznań 1948.
[61] Pawłowski S., Les terasses pleistocènes en Polongne. Deuxième Rapport de la Commission des Terrasses Pliocènes et Pleistocènes, Florencja 1930.
[62] Pawłowski S., Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza. Słownik Geograficzny Państwa Polskiego, t. I, Warszawa 1937.
[63] Pawłowski S., Przyczynek do poznania ruchów pionowych skorupy ziemskiej w Polsce. Przegląd Geologiczny, R. 1955, z. 4, Warszawa 1955.
[64] Pazdro Z., Mapa hydrogeologiczna, jej treść i znaczenie. Przegląd Geologiczny, R. 1955, z. 4, Warszawa 1955.
[65] Pazdro Z., Hydrogeologia (skrypt), dla kierunków: budownictwo lądowe, budownictwo wodne, inżynieria sanitarna; Warszawa 1957.
[66] Pfalz R., Grundgewässerkunde. Halle (Saale) 1951.
[67] Pietkiewicz S.. Wody kuli ziemskiej. Wody lądowe; wyd. I., Warszawa 1958, PWN.
[68] Pożaryski W., Podłoże mezozoiczne Kujaw (szkic geologiczny). Biuletyn 55 PIG. Warszawa 1952.
[69] Prinz E., Handbuch der Hydrologie. Wesen. Nachweis, Untersuchung und Gewinnung unterirdischer Wasser. Berlin 1923.
[70] Quitzow H. W., Gliederung und Alterstellung der jüngeren Braunkohlenformation Nord- und Ostdeuschlands. Geolog. Rundschau, Bd. 39. Berlin 1951.
[71] Romer E., Klimat — mapa sumy rocznej opadów (opracowanie z r. 1947), tabl. I. Atlas Polski, z. III, wyd. Centr. Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa 1954.
[72] Rosłoński R., Über den Stand der 'Grundwasserforschung in Polen. III Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten, Warszawa 1930.
[73] Różycki M., Warunki hydrogeologiczne Śląska. Przegląd Geologiczny, R. 1955, z. 9, Warszawa 1955.
[74] Różycki St. Zb., Geologia (mapa odkryta) 1:2 500 000. Atlas Polski. Wydawn. Centr. Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa 1953.
[75] Rühle E., Z metodyki badań czwartorzędu (About the methods of investigating the Quaternry). Z badań czwartorzędu, t. 6 (Biuletyn 70), Warszawa 1955.
[76] Rühle E., Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Niżu Polskiego (Review of the data concerning in the northeastern part of the Polish Lowland). Z badań czwartorzędu, t. 6 (Biuletyn 70), Warszawa 1955.
[77] Ryczkiewicz B. Powierzchnia podlodowcowa województwa poznańskiego. Mapa zamieszczona na stronie 18 przewodnika kongresowego: Stanisław Pawłowski — La Pomeranie et le littoral de la Mer Baltique, Varsovie 1934.
[78] Samsonowicz J., Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. Przewodnik Geologiczny, Warszawa 1927.
[79] Samsonowicz J., O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowie niecki łódzkiej. Biuletyn 50 PIG, Warszawa 1948.

[80] Sawicki Ludomir, Niemen jako klucz do zrozumienia genezy niżu północnego. Sprawozdania z posiedzeń Tow. Nauk. Warsz., Warszawa 1909.
[81] Schmuck A., Parowanie z wolnej powierzchni wodnej w Polsce. Sprawozdanie Wrocławskiego Tow. Nauk., 8, 1953 — Dodatek 1, Wrocław 1955.
[82] Siemiradzki J., Przyczynek do znajomości napływów dyluwialnych na polsko-litewskiej równinie. Kosmos, Lwów 1888.
[83] Szafer W., Plioceńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Prace PIG, 11, Warszawa 1954.
[84] Szafer W., Flora plioceńska z Krościenka n/Dunajcem. Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. PAU, I, Kraków 1946.
[85] Thomson P. W., Geologische Beobachtungen aus dem Warthegebiet. Geologiska Föreningens, Bd. 69, N. 2, Nr 449. Stokholm 1947.
[86] Wodziczko A., Stepowienie Wielkopolski, część I. Prace Komisji Mat.-Przyr. PTPN, Seria B, t. X, Poznań 1947.
[87] Woldstedt P., Geologische Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Königsberg in der Neumark. Lieferung 94, Nr 1558, II. Auflage (Gradabteilung 46, Nr 1), Berlin 1936.
[88] Wunderlich E., Die Oberflächengestaltung Polens. Handbuch von Polen, 2. Aufl., Berlin 1918.
[89] Zierhoffer A., Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. Pokłosie Geograficzne, Lwów 1925.
[90] Zierhoffer A., Ważniejsze cechy klimatu dorzecza Odry, Monografia Odry, Instytut Zachodni, Poznań 1948.
[91] Żurawski M., Dolina kopalna w rejonie Bydgoszczy. Komunikat wygłoszony na posiedzeniu Komitetu Fizjograficznego PTPN w dn. 11.III.1958 w Poznaniu.

MAPY

RYCINY

ПАЛЕОМОРФОЛОГИЯ ПОДПЛЕЙСТАЦЕНОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ В НИЗИННОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА ОДРЫ

Содержание

Предметом работы является рельеф четвертичного основания, его строение, палеогеографическое развитие, а также роль, которую играет в гидрологических процессах водонепроницаемая толща познанских (плиоценовых) глин. Эта работа должна выяснить какое влияние оказывает основание на формирование водного баланса Одры.

Работа основана главным образом на профилях буровых скважин, которых собрано около 6000 для всей территории низинной части бассейна Одры до Коцих Гур на юге, т. е. для площади около 73 000 км^2. Кроме того использованы все существующие геологические карты.

Весь материал был разработан сначала с точки зрения стратиграфии, затем на основании полученных цифр, определяющих абсолютную высоту кровли и подошвы, а также мощность отдельных толщ, были составлены следующие карты:

1. Гипсометрическая карта подплейстоценовой поверхности,
2. карта мощности четвертичных отложений,
3. гипсометрическая карта третичной поверхности (после снятия плиоценовых глин),
4. карта мощности плиоценовых глин,
5. гипсометрическая карта подтретичной поверхности.

Все карты составлены методом изаритм. Изаритмы проведены на первых четырех картах каждые 20 м., на последней — каждые 40 м. На всех гипсометрических картах за исходную поверхность принят современный уровень моря, т. е. 0 м. Поэтому на картах есть изогипсы отрицательные — ниже уровня моря и изогипсы положительные, обозначающие площади ископаемых поверхностей, расположенных теперь над уровнем моря.

ОТНОШЕНИЕ ПОДПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ К СОВРЕМЕННОЙ И К РАЗМЕЩЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Подчетвертичная поверхность, так же как и современная, наклонена на NW. Доминирующей чертой рельефа является сильно вогнутое продолговатое понижение тянущееся согласно с наклоном территории с SSE на NNW. Понижение это, которое в дальнейшем будет назуваться понижением Обры-Плони, напоминает своей формой долину большой пра-реки. Она начинается в окрестностях Жмигруда над Барычью. Самой большой глубины (значительно ниже — 120 м) оно достигает между Щецином и Грыфином. Таким образом понижение

Обры-Плони отчетливо разделяет территорию на две части: западную — между Одрой и Оброй и восточною — большую, расположенную выше, с более расчлененным рельефом.

Беглый взгляд на карту подплейстоценовой поверхности и карту мощности четвертичных отложений позволяет заметить, что самым большим понижениям основания чаще всего соответствует наибольшая мощность плейстоценовых отложений, а на повышенных участках третичной поверхности четвертичные осадки обладают наибольшей мощностью.

Разница относительных высот третичной поверхности равна 300 м., а относительных высот современной поверхности — 220 м. Разница 80 м. выражает степень „выравненности" рельефа, являющуюся результатом покрытия территории ледниковыми отложениями.

С проблемой взаимозависимости современного и подплейстоценового рельефа связан генезис прадолин. В свете собранных материалов и составленных на их основании карт видно, что Торунско-Эберсвальдская прадолина, представляющая собой продолговатое понижение, тянущееся в широтном направлении, является структурной формой, обозначившейся уже на дотретичной поверхности. Заметна также связь с дочетвертичным основанием участка Баруцко-Глоговской прадолины, расположенной в бассейне Барычи. Котловинообразное понижение основания именно в этом месте является началом понижения Обры-Плони.

Происхождение Варшавско-Берлинской прадолины иное. Большая часть этой прадолины возникла в ледниковом и послеледниковом периодах. В прегляциале мог существовать только участок, которым пользуется теперь Варта.

ПРОБЛЕМА ПЛИОЦЕНОВЫХ ГЛИН

Познанские (плиоценовые глины) в виде непроницаемых отложений залегают в виде сплошной толщи на всей территории Велькопольски, Куяв и частично Нижнего Сленска (Силезии). Они являются главным водоупорным слоем, разделяющим четвертичные грунтовые воды от третичных. На западе и северо-западе глинистые отложения плиоцена распространяются более или менее до линии Дебжно-Пила-Велень-Мендзыхуд-Сулехув-Любско. Глины в береговой зоне сильно размыты, причем по характеру размыва, следует предполагать, что причиной были текучие воды.

Наибольшей мощностью, до 100 м., глины обладают в южной Велькопольске (Гостынь, Ксионж, Яроцин, Кротошин, Острув Велькоп.) и в северной ее части между Жнином и Могильном.

ПОПЫТКА ВЫЯСНЕНИЯ МОРФОГЕНЕЗИСА ПОДПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Вопрос морфогенезиса подплейстоценовой поверхности бассейна Одры связан с палеогеографическим развитием территории. Главный вопрос, который заключает в себе ряд других, касается времени и причин возникновения понижения Обры-Плони, отчетливо пересекающего береговую зону плиоценовой седиментации.

В плиоцене, во время седиментации познанских глин понижение это не могло еще существовать, потому что, обладая наклоном к NW оно отвело бы всю воду озера. Поэтому эта врезанная долина должна быть моложе, чем серия

плиоценовых глин. Окончание седиментации глин произошло внезапно, благодаря быстрому стоку вод озера. Об этом свидетельствует факт, что во всей глинистой серии нет никаких ясных следов литологических изменений, которые свидетельствовали бы о постепенном исчезновении водной среды, вызванном засыпанием или зарастанием.

Неожиданный сток вод следует связывать с происходящими на рассматриваемой территории эпейрогеническими колебаниями, во время которых поднялся Куявско-Поморский антиклинорий и одновременно опустилась низменность, расположенная между Одрой и Эльбой. Благодаря этим движениям, положительным на востоке и юго-востоке и отрицательным на юго-западе в конце третичного периода территория наклонилась к NW, что повело за собой изменение всей существующей до этого времени гидрографической сети. Понижение Обры-Плони возникло благодаря эрозии вод, текущих из континентального седиментационного бассейна, согласно с новым наклоном территории.

Итак общий наклон подплейстоценовой поверхности и ее главные черты были вызваны тектоническими причинами. Более мелкие черты рельефа созданы речной эрозией в конце третичного периода.

Подготовленная таким образом дотретичная поверхность испытала затем влияние других факторов, которые придали ей новые черты. Факторы эти были следующие:

1. Экзарационная деятельность скандинавского ледника, который проникнув раньше всего в меридиональное понижение Одры и Обры-Плони вызвал сильные гляцитектонические нарушения основания в зонах граничащих с этими долинными формами,
2. речная эрозия межледниковых периодов,
3. современная речная эрозия.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОМОРФОЛОГИЯ ОСНОВАНИЯ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОБЛЕМОЙ ВОДНОГО БАЛАНСА БАССЕЙНА ОДРЫ

Значение главных черт основания для водного хозяйства в бассейне Одры можно сформулировать следующим образом:

На территории низменной части бассейна существует на поверхности мела ассиметричная артезианская мульда, заполненная третичными и плейстоценовыми отложениями. Понижение поверхности мезозоя, образующее мульду, повторяется на поверхности третичных отложений в виде отчетливо выраженной, глубоко врезанной долины с наклоном SSE-NNW. Это и есть рассмотренное выше понижение Обры-Плони, которое является одновременно осью артезианской мульды, открытой таким образом в сторону моря. В это понижение стекают четвертичные и миоценовые грунтовые воды и обезвоживают тем самим большую часть бассейна Одры. Благодаря таким условиям на территории бассейна мы имеем дело с подземной, независимой от поверхностной, гидрографической системой. Кроме того, часть воды рек, русла которых пересекают водоносные слои, принимающие участие в строении артезианской мульды (Одра между Барычью и Бобером) уходит вглубь, обедняя речную систему.

Исключительно низкий по сравнению с другими реками польско-немецкой низменности, сток Одры объясняется таким образом геологическим строением и рельефом дочетвертичного основания.

Из этого следует, что при изучении водного баланса речных бассейнов расположенных на территориях, покрытых мощным плащем четвертичных отложений, необходимо подробное исследование подплейстоценового рельефа. Оно позволяет обнаружить скрытые в основании долины с подземным стоком значительной части вод бассейна.

Перевела К. Страшевска

КАРТЫ

ИЛЛЮСТРАЦИИ

PALAEOMORPHOLOGY OF THE SUB-PLEISTOCENE SURFACE OF THE LOWLAND PART OF THE ODRA BASIN

Summary

The subject of this paper is the cognizance of the relief of the Quaternary substratum, its structure and palaeogeographical development, as well as a study of the part played in hydrogeological processes by the impervious horizon of the Poznań (Pliocene) clays. The examination of this problem was intended to elucidate the influence exerted by conditions in the substratum upon the shaping of the water balance of the Odra river.

The elaboration of this paper was chiefly based on bore hole profiles; about 6000 of them were collected from the entire lowland area of the Odra basin, extending as far as Kocie Góry in the south, thus comprising about 73 000 sq. kms. Furthermore, all existing geological maps were utilized.

This complete material has first been worked up as to its stratigraphy. Subsequently, on the basis of obtained data on the absolute altitudes of top and bottom, as well as to the thickness of the individual formations, the author prepared the following maps:

1. a hypsometric map of the Sub-Pleistocene surface,
2. a map of the thickness of the Quaternary,
3. a hypsometric map of the Tertiary surface (without mantle of Pliocene clays),
4. a map of the thickness of the Pliocene clays,
5. a hypsometric map of the Sub-Tertiary surface.

All these maps were prepared by the isarith method; the isarith were plotted and the first 4 maps at 20 m., on the fifth map at 40 m. intervals. On all the hypsometric maps the datum horizon equals today's sea level, i.e. level 0 meter. Due to this, there appear on the maps negative levels, extending below sea level, and positive levels determining the altitudes of fossil surfaces which today lie above sea level.

RELATION OF THE SUB-PLEISTOCENE SURFACE TO TODAY'S SURFACE, AND TO THE DISTRIBUTION OF QUATERNARY DEPOSITS

The Sub-Quaternary surface shows, identically as the modern surface, a slant towards northwest. The dominant feature of the relief is a strongly concave, longitudinal form extending, in conformity with the slant of the region, from SSE, to NNW. This form, henceforth called the Obra-Plonia depression, resembles the valley of an ancient river; it starts out in the region of Żmigród, on the Barycz river. Between Szczecin and Gryfino this depression reaches its greatest depth,

considerably exceeding — 120 m. The thus extending Obra-Płonia depression distinctly divides the entire area into two parts; a western part, between the Odra and the Obra rivers, and a wider eastern part, elavated higher and of more diversified relief.

Even a superficial study of the maps of the Sub-Pleistocene surface and the Quaternary thickness indicates that, generally speaking, to the greatest depressions of the substratum there corresponds the greatest thickness of Pleistocene deposits, whereas upon elevations of the Tertiary surface the Quaternary mantle is fairly thin.

The total difference in relative altitudes within the range of the Tertiary surface is 300 m. and, within the present-day surface, 220 m. The difference of 80 m. represents the degree of „flattening" of the landscape, caused by filling in with glacier deposits.

Closely connected with the interrelation between the Sub-Pleistocene and the present-day relief is the origin of icemarginal streamways. On the basis of both collected data and therefrom plotted maps it is evident that the Toruń-Eberswalde ancient streamway, being a longitudinal aequatorial depression, is a structural form appearing already in the Sub-Tertiary surface. A linking-up with the Quaternary substratum reveals also the section Baruth—Głogów of the ice-marginal streamway, situated in the Barycz basin. The basin-shaped depression in the substratum disclosed in this region constitutes the beginning of the Obra-Płonia depression.

Different is the origin of the Warsaw—Berlin ice-marginal streamway. A large part of it was formed in glacial and postglacial times. In the preglacial, there might have existed merely a section of it, utilized today by the Warta river.

PROBLEM OF THE PLIOCENE CLAYS

The Poznań (Pliocene) clays, an impervious rock bed, appears in the shape of a continuous layer on almost the entire area of Great Poland (Wielkopolska), Kujawy and, partly, Lower Silesia. They constitute the main horizon separating the subterranean Quaternary waters from Tertiary waters. In the west and northwest, the Pliocene argillaceous deposits extend approximately as far as the line: Debrzno—Piła—Wieleń—Międzychód—Sulechów—Lubsko. The marginal line of this clay occurrence is powerfully washed off; the character of this washing-off implies the action of flowing waters.

Their greatest thickness, up to 100 m., appears in southern Great Poland (Gostyń, Książ, Jarocin, Krotoszyn, Ostrów Wlkp.), and in its northern part, between Żnin and Mogilno.

ATTEMPT AT ELUCIDATING THE MORPHOGENY OF THE SUB-PLEISTOCENE SURFACE

The problem of the morphogeny of the Sub-Pleistocene surface of the Odra basin is connected with the palaeogeographical development of this area. This principal one of many problems pertains to the period of, and the reason for, the formation on the Obra-Płonia depression which distinctly transsects the marginal zone of the Pliocene sedimentation.

It seems impossible that this depression existed in the Pliocene, when the Poznań clays were being deposited, — since this depression with its distinct

slant towards northwest would have carried off the entire water flow from the basin. Therefore, this concave valley form must be younger than the entire Pliocene argillaceous series. The ending of this clay sedimentation took place abruptly, due to a sudden efflux of the water. This is indicated by the fact that, upwards, the argillaceous series fails to reveal any distinct lithological variableness which might be proof of a gradual vanishing of the aqueous environment due to either filling in or overgrowing of this basin.

This sudden efflux of the water should be connected with epeirogenic movements taking place on the discussed area: these movements elevated the Kujawy—Pomorze arch, simultaneously lowering the lowland area situated between the lower course of the Odra river, and the Łaba (Elbe) river. Due to these movements, positive in the east and southeast, and negative in the northwest, there went forth, in the Upper Tertiary, a slanting of this area towards northwest, causing a change in the entire previous hydrographical regime. The Obra-Płonia depression was then produced by the erosive action of waters flowing down from the continental sedimentation basin, in conformity with the new direction of the slanted surface.

Thus, the general slant of the Sub-Pleistocene surface and its chief features have been developed tectonically. The detailed relief of this surface has been sculptured by fluvial erosion during the termination of the Tertiary.

Upon the Pre-Quaternary surface, formed in this manner, there subsequently exerted their influence other agents endowing it with novel features. These agents were:

1. the destructive action of the Scandinavian glacier which, intruding early into the meridional depression of the Odra and the Obra-Płonia rivers, led to a powerful glaciotectonic disturbance of the substratum in the peripheral zones of these valley forms,
2. fluvial erosion of the interglacial periods,
3. modern fluvial erosion.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND PALAEOMORPHOLOGY OF THE SUBSTRATUM, AND WATER BALANCE OF THE ODRA BASIN

The part played in the water regime of the Odra basin by the chief features of the substratum might be set forth as follows:

On the lowland area of this basin there exists an asymmetrical artesian depression resting on Cretaceous formations and filled by Tertiary and Pleistocene deposits. The subsidence of the Mesozoic surface, causing this depression, is repeated in the Tertiary surface, as a distinct and deeply incised valley form with a SSE — NNW slant. This form is the — already previously known — Obra—Płonia depression which simultaneously is the axis of an artesian basin open seawards. Towards this depression flow the Quaternary and Miocene sub-surface waters, thus draining the major part of the Odra basin. Owing to this development we are facing in this river basin a subterranean hydrographical regime, independent of the surface regime. Furthermore, some of the river channels are incised into water-bearing strata participating in the structure of the artesian basin (for instance, the Odra river between the mouths of the Barycz and Bóbr

rivers); from these rivers, part of the water escapes into the sub-surface drainage system, thus additionally impoverishing the river's water balance.

Compared with other rivers of the Polish-German lowland, the Odra river discloses an exceptionally low volume of flow; this phenomenon must be ascribed to the geological structure and the relief of the substratum of the Quaternary.

This reveals that in investigating the water balance of rivers basins fed from areas covered by a heavy Quaternary mantle, a detailed study of the Sub-Pleistocene relief is of prime importance. In this manner we are able to discover valleys hidden in the substratum which subterraneously remove considerable quantities of water from the basin's run-off.

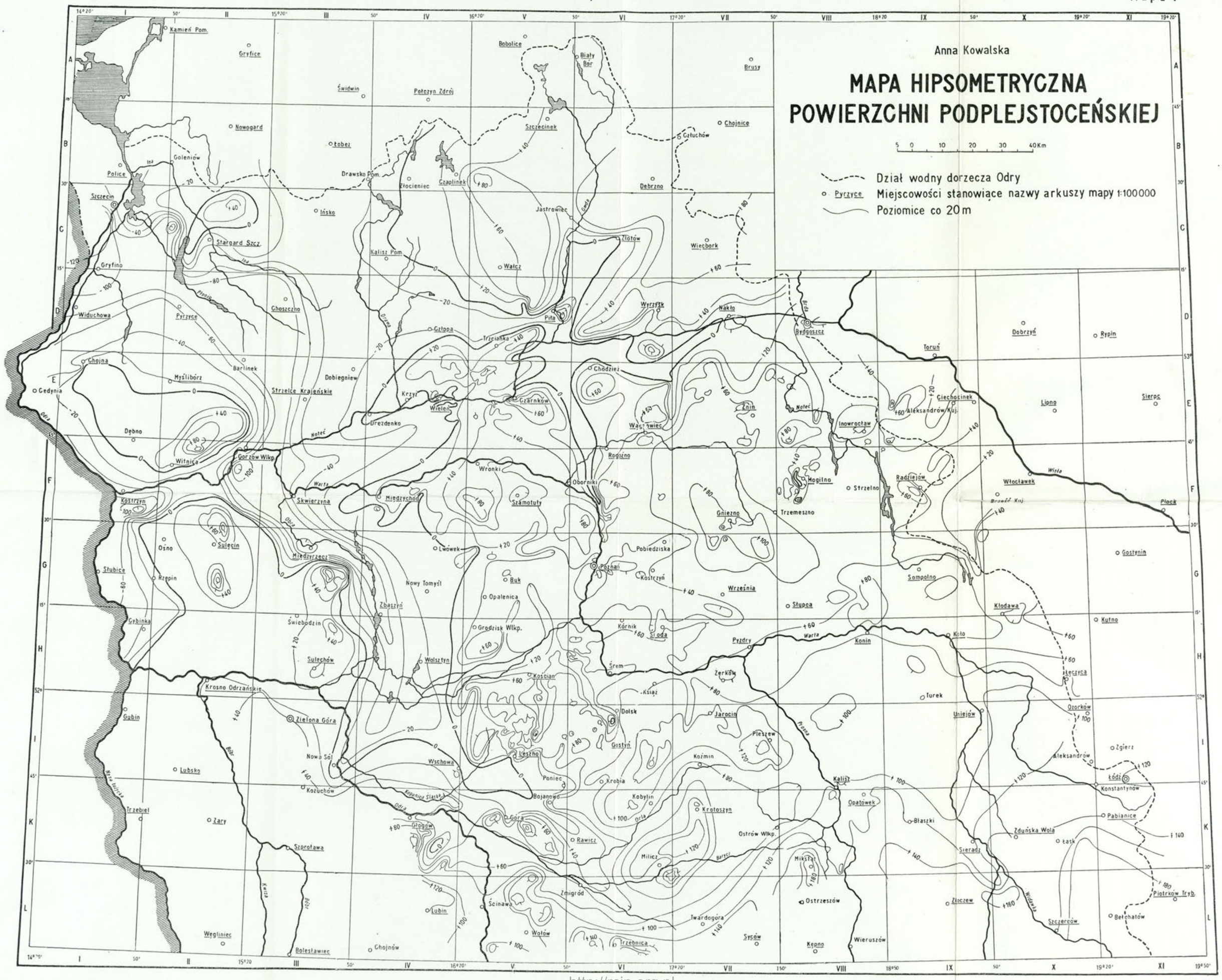
Translated by K. Jurasz

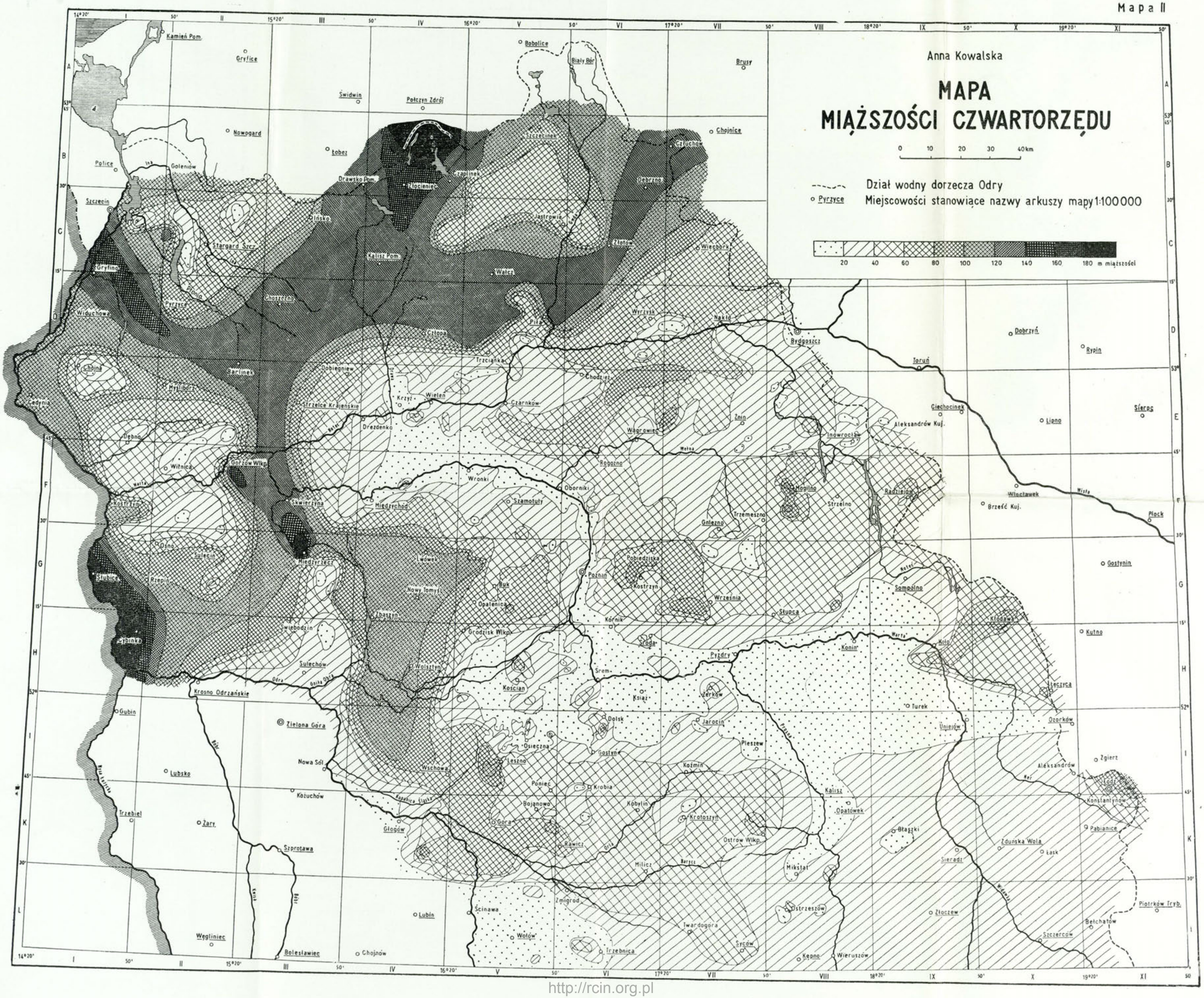
MAPS

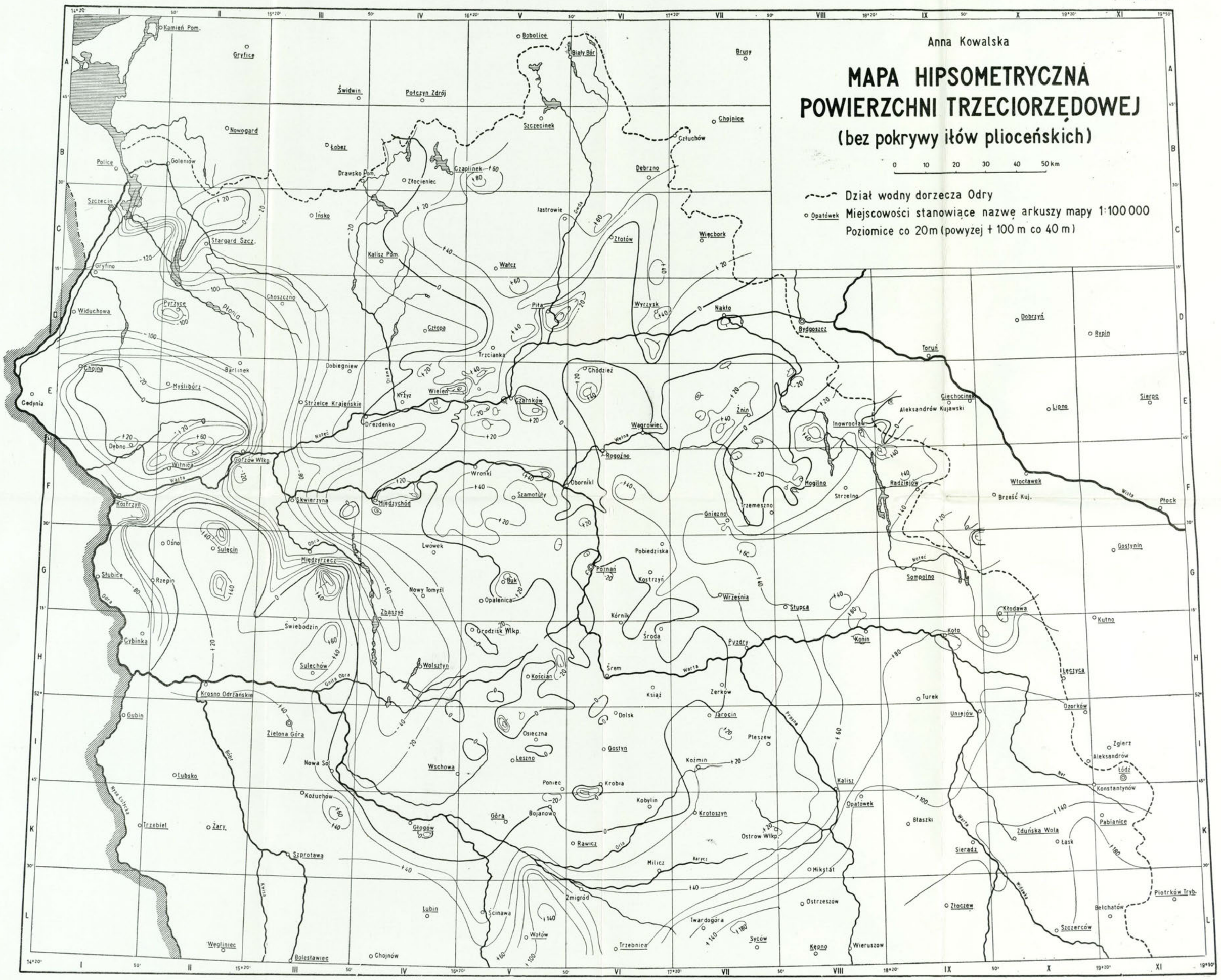
I. Hypsometric map of the Sub-Pleistocene surface
II. Map of the thickness of the Quaternary
III. Hypsometric map of the Tertiary surface (without mantle of Pliocene clays)
IV. Map of the thickness of the Pliocene clays
V. Hypsometric map of the Sub-Tertiary surface
VI. Hypsometric map of the present-day surface

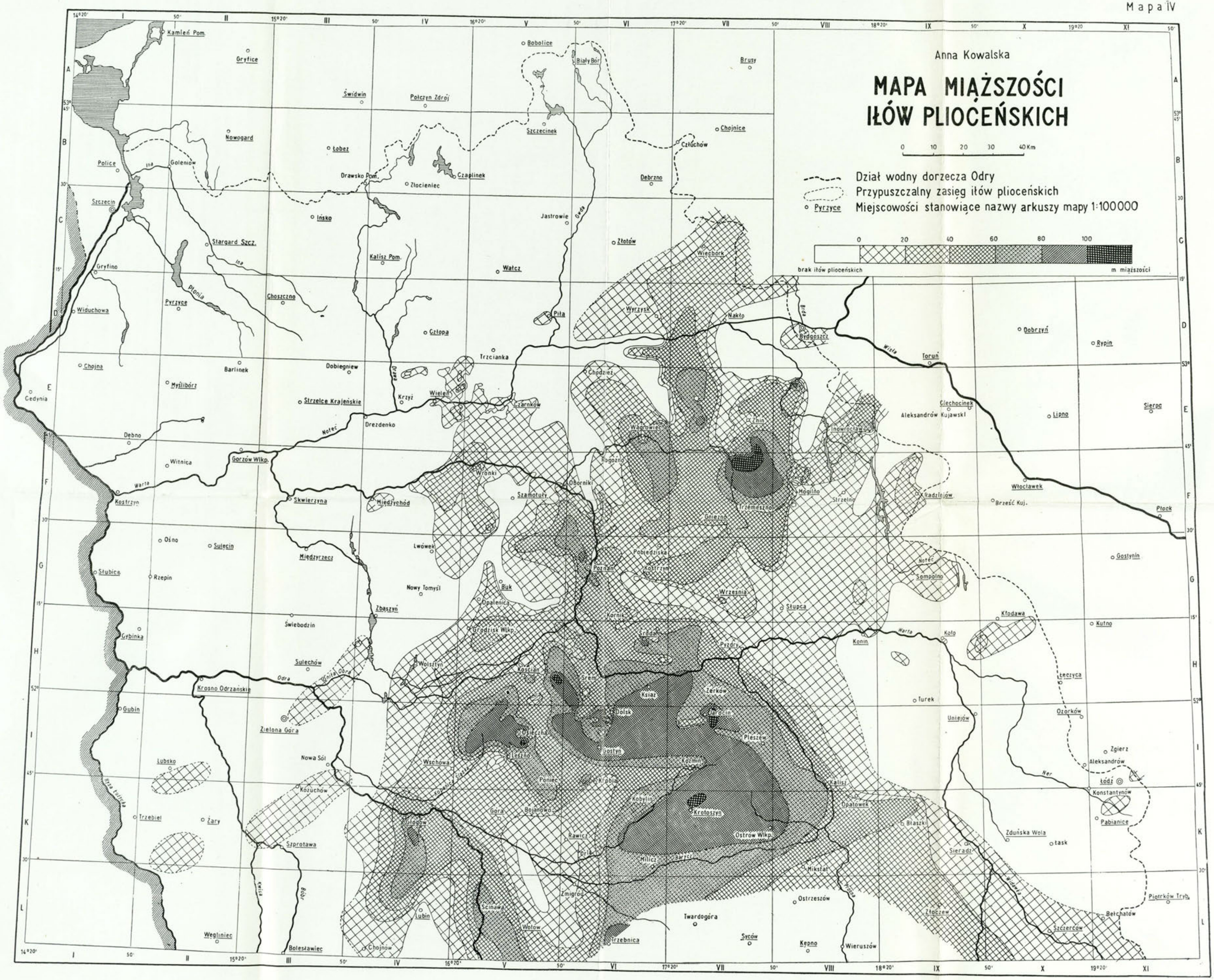
FIGURES

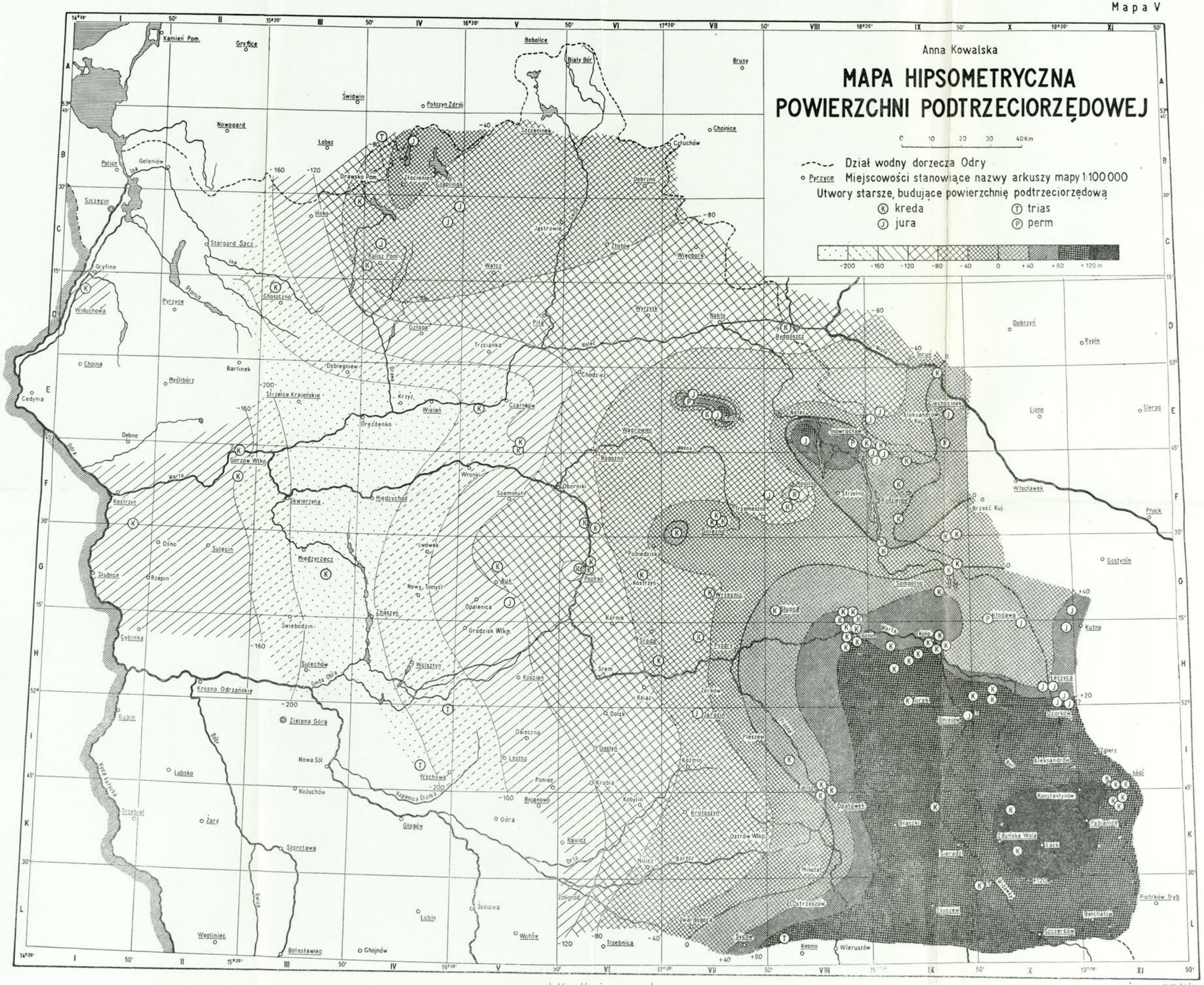
Fig. 1. Method of callating the relief of the fossil surface with the present-day surface
Fig. 2. Section along line a—b: Frankfurt-Rzepin—Poznań—Gniezno—Mogilno
Fig. 3. Section along c—d: Międzyrzecz—Nowy Tomyśl—Opalenica—Środa—Słupca
Fig. 4. Section along line e—f: Sieraków—Buk—Śrem—Krotoszyn—Ostrów Wlkp.
Fig. 5. Section along line g—h: Brzeg Dolny—Bojanowo—Grodzisk Wlkp.—Opalenica—Ciszkowo—Runowo
Fig. 6. Section along line i—j: Pyrzyce—Strzelce Kraj.—Wągrowiec—Mątwy—Kłodawa—Łęczyca—Łódź

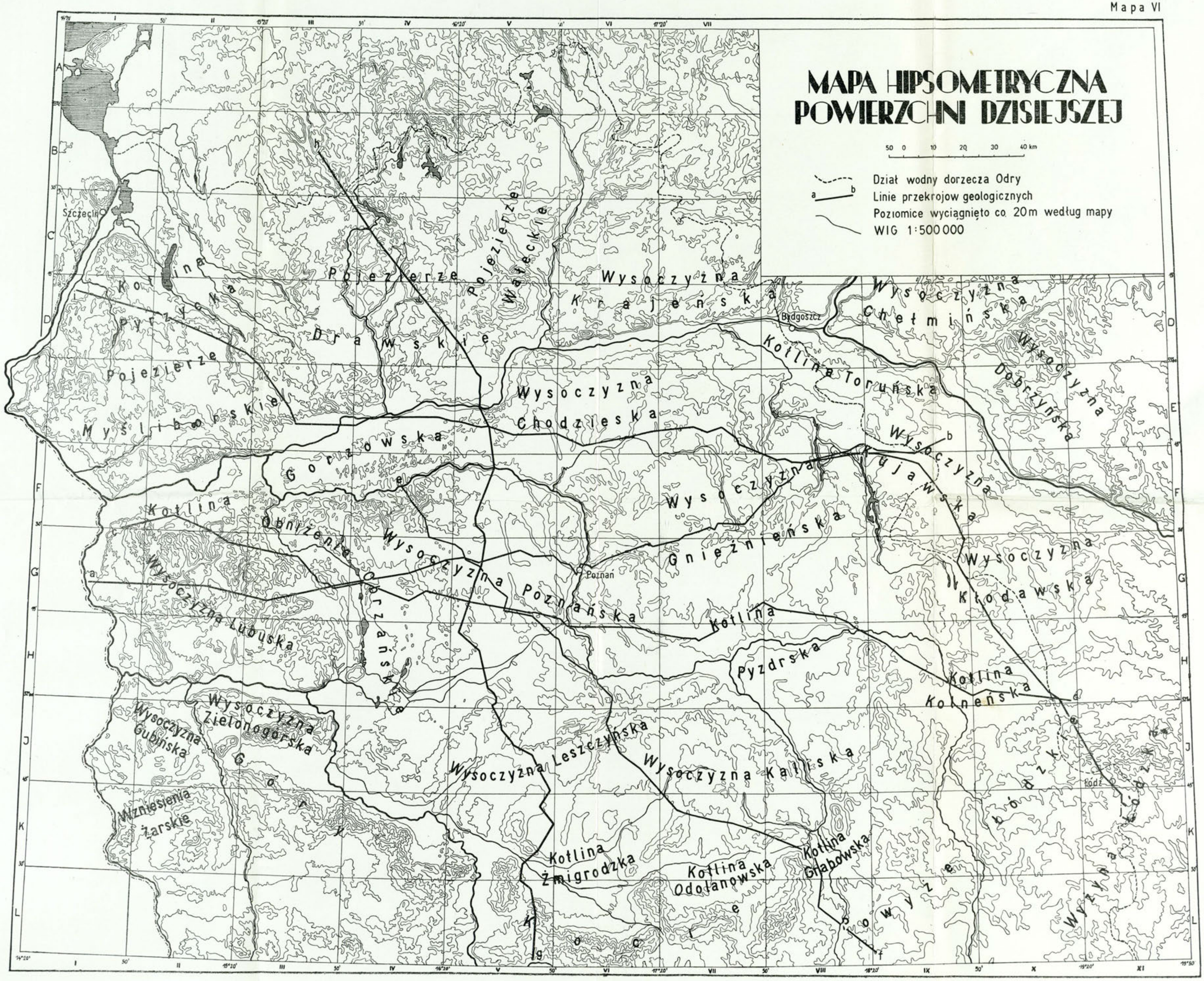












Cena zł. 25.—