

Janusz JEZIORSKI

Osady czwartorzędowe i ich podłoże w południowo-zachodniej części Ziemi Lubuskiej

Podłoże czwartorzędowe południowo-zachodniej części Ziemi Lubuskiej było kształtowane przez różnorodne procesy geologiczne, w tym czwartorzędowe ruchy tektoniczne, które doprowadziły do powstania depresji i rowu Żytowania. W wyniku zaburzającej (glacitektonicznej) działalności lądolodów utworzyły się depresje sięgające 123 m p.p.m. i elewacja osadów trzeciorzędowych wznosząca się do 100 m n.p.m. Na podstawie nowych materiałów wiertniczych i geofizycznych zakwestionowano zasadność wyróżnienia na tym obszarze kopalnej doliny Odry, wskazując że strefy zwiększonej miąższości osadów czwartorzędowych, wiązane dotychczas z doliną pra-Odry, są wynikiem zjawisk tektonicznych lub glacitektonicznych.

WSTĘP

Badania podłoża czwartorzędowego wykonano między Krosnem Odrzańskim, Gubinem i Cybinką (fig. 1) na obszarze o powierzchni około 350 km². Wykorzystano przeszło 250 profili wiertniczych, badania geoelektryczne i zdjęcia geologiczne powierzchni terenu oraz wyniki szczegółowych opracowań paleobotanicznych, faunistycznych i litologiczno-petrograficznych, wykonanych dla ark. Rąpice i Chlebowo *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000. Ponadto posłużono się (zwłaszcza przy opracowywaniu stratygrafii osadów czwartorzędowych południowej części obszaru badań) profilami i przekrojami geologicznymi opracowanymi dla planowanego *Atlasu litologiczno-paleogeograficznego czwartorzędowego Polski* ark. Gubin. Sporządzono także szereg przekrojów geologicznych na obszarach sąsiadujących z terenem badań od północy i północnego zachodu. Przeanalizowano m.in. ukształtowanie podłoża podkenozoicznego, stropu osadów cechsztyńskich dla prześledzenia ich ewentualnych związków z morfologią powierzchni podczwartorzędowej.

Uznano, że obszar badań łączy w sobie cechy obszarów zaburzonych tektonicznie (rów i depresja Żytowania) i glacitektonicznie (m.in. wał cybinkowsko-lubogoski), a także kształtowanych przez zjawiska erozyjne. Znajduje się on na zbiegu

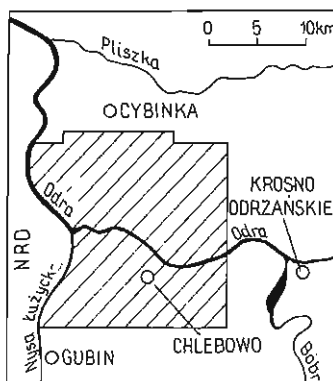


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań (zakreskowane)
Localization of the studied area (hachured)

regionalnych jednostek strukturalnych podłoża podkenozoicznego, a także mezo-regionów, według przyjętego podziału fizyczno-geograficznego. To sprawia, że znaczenie zagadnień tu omawianych może mieć zasięg regionalny.

W artykule posłużono się uproszczonym opisem stratygraficznym (szczegółowa stratygrafia osadów czwartorzędowych została zawarta na *Szczegółowej mapie geologicznej Polski* w skali 1:50 000 ark. Rapice i Chlebowo i w objaśnieniach do niej – J. Jeziorski, 1986, 1987), ograniczając się jedynie do przedstawienia osadów czwartorzędowych bezpośrednio wypełniających formy rzeźby podczwartorzędowej. Analiza litostratygraficzna osadów czwartorzędu jest tutaj często podstawą do wniosków dotyczących genezy powierzchni podczwartorzędowej oraz przebiegu procesów ją kształtujących.

Najpowszechniejszymi utworami podłoża czwartorzędowego są ropy, mułki i piaski zaliczone przez autora (przynajmniej w części stropowej) do miocenu górnego. W depresji Zytowania (fig. 2, 3) stwierdzono węgle brunatne (fig. 4, 5, warstwa 7) i utwory piaszczyste (fig. 4, 5, warstwa 8) miocenu środkowego, zaś w zachodniej części tej depresji w bezpośrednim podłożu czwartorzędu – piaski drobnoziarniste miocenu dolnego (fig. 4, 5, warstwa 4).

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

OLIGOCEN

Rupel. Osady tego wieku rozpoznano w 12 otworach wiertniczych. Są to utwory piaszczysto-ilaste (fig. 4–7, warstwa 2). Przeważają piaski drobnoziarniste, często z domieszką glaukonitu, przechodzące w ciemnoszare piaski pylaste i mułki. Wśród szarobrunatnych mułków występuje niekiedy 40-centymetrowa warstwa węgla brunatnego – odpowiednik warstw mosińskich górnych (E. Ciuk, 1982).

W części dolnej seria ta przechodzi w silnie związane ropy szaroniebieskie z konkrejami pirytu. Elementy szkieletów gąbek i liczne szczątki ryb, przy jednoczesnym braku przewodniej mikrofauny, sugerują dla tego ogniwa wiek dolnorupelski (E. Odrzywolska-Bieńkowska, 1983). Osady mułkowo-piaszczyste tego wieku, w porównaniu z podobnymi utworami mułkowo-piaszczystymi miocenu, wyróżniają się wysokim udziałem cyrkonu (23%), granatu (34,5%) oraz podwyższonym turmalinu (7,8%) i epidotu (8,9%) – J. Czerwonka (1983).

Mięszość utworów oligocenu waha się od 13 do 43 m.

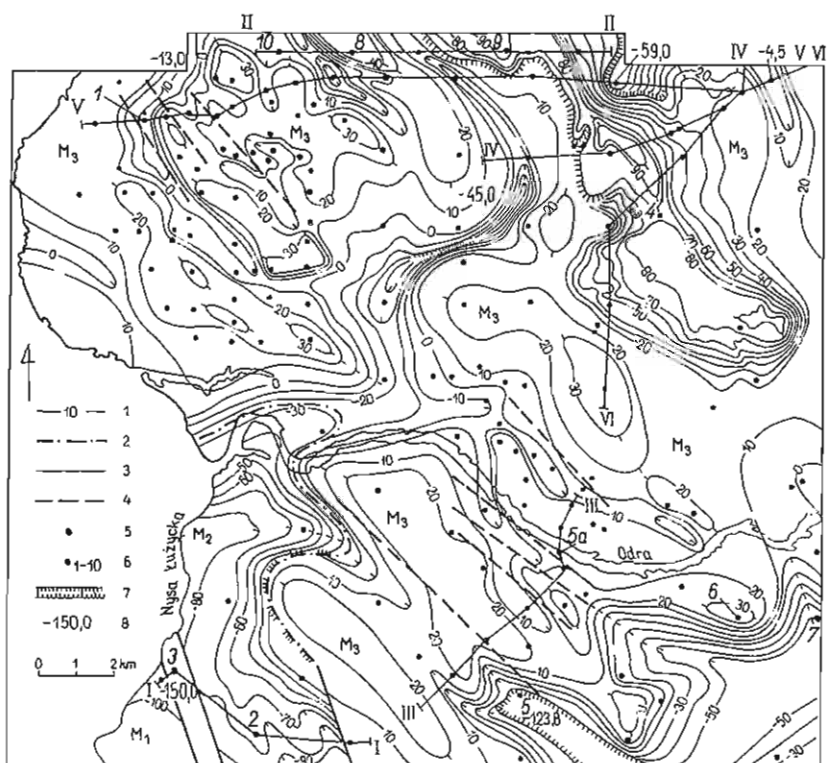


Fig. 2. Mapa podłoża osadów czwartorzędowych

Map of the substratum of Quaternary deposits

1 – izohipsy stropu osadów miocenijskich w m n.p.m. i p.p.m.; 2 – przypuszczalna granica pięter miocenu; 3 – uskoki w utworach czwartorzędowych; 4 – uskoki w utworach miocenijskich; 5 – wybrane otwory wiertnicze; 6 – otwory wiertnicze przytaczane w tekście: 1 – Grzmiąca 4, 2 – Drzeńsk Wielki 2, 3 – Żytowań 3; 4 – odkrywka Korzcyców; 5 – Chlebowo 9 G, 5a – Chlebowo 1, 6 – IG 117 108, 7 – IG 119 818, 8 – IG nr 37/C, 9 – IG nr 39/C, 10 – IG nr 36/C; 7 – krawędzie w powierzchni podczwartorzędowej; 8 – wysokość stropu osadów miocenijskich w m o.p.m. lub m p.p.m.; M₁ – miocen dolny; M₂ – miocen środkowy; M₃ – miocen górny; I–I – VI–VI – przekroje geologiczne

1 – isohypses of the top of the Miocene deposits in meters above sea level and below sea level; 2 – probable boundary of the Miocene stages; 3 – faults in the Quaternary formations; 4 – faults in Miocene formations; 5 – selected boreholes; 6 – boreholes mentioned in the text: 1 – Grzmiąca 4, 2 – Drzeńsk Wielki 2, 3 – Żytowań 3, 4 – outcrop Korzcyców, 5 – Chlebowo 9 G, 5a – Chlebowo 1, 6 – IG 117 108, 7 – IG 119 818, 8 – IG nr 37/C, 9 – IG nr 39/C, 10 – IG nr 36/C; 7 – scarps in the sub-Quaternary surface, 8 – altitude of the top of Miocene deposits in meters above sea level and below sea level; M₁ – Lower Miocene; M₂ – Middle Miocene; M₃ – Upper Miocene; I–I – VI–VI – geological cross-sections

MIOCEN

Miocen dolny. Utwory miocenijskie zostały rozpoznane w 126 otworach wiertniczych. Ich miąższość jest zmienna i waha się od 1 do 191 m. Najstarszymi, udokumentowanymi osadami są piaski i mułki (fig. 4, 5, 7, 8, warstwa 3). Pod względem litologiczno-petrograficznym zostały one zakwalifikowane do miocenu dolnego (J. Czerwona, 1983). Znajdują się one poniżej 2-metrowej warstwy węgla brunatnego (fig. 4, 7, warstwa 3a), której spektrum pyłkowe jest typowe dla V fazy palinologicznej *Ulmaceae* (M. Ziemińska-Tworzydło, H. Ważyńska, 1981; H. Ważyńska, 1983a), a więc najwyższej części miocenu dolnego. W stosunku do młodszych ogniw

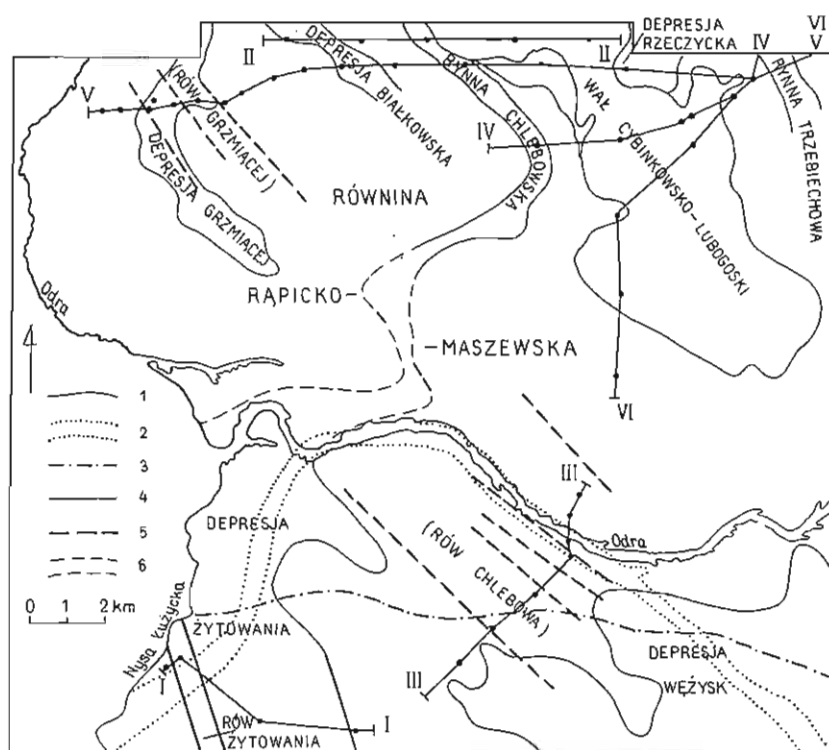


Fig. 3. Mapa rzeźby podłoża czwartorzędowego

Map of the relief of the Quaternary substratum

1 – granice kopalnych form rzeźby w podłożu czwartorzędowym; 2 – przypuszczalny przebieg doliny pra-Odry według S. Skompskiego (1977); 3 – północna granica kopalnej doliny Odry według S. Dyjora (1975); 4 – uskoki w utworach czwartorzędowych; 5 – uskoki w utworach miocenijskich; 6 – prawdopodobny dalszy przebieg rynnny chlebowskiej; nazwy bez nawiasów – kopalne formy rzeźby w podłożu czwartorzędowym; nazwy w nawiasach – formy tektoniczne w utworach trzeciorzędowych użyte w tekście; I-I – VI-VI – przekroje geologiczne
 1 – borders of buried forms in Quaternary substratum; 2 – supposed course of the pra-Odra valley (according S. Skompski, 1977); 3 – northern borders of the pra-Odra valley (according S. Dyjor, 1975); 4 – faults in Quaternary formations; 5 – faults in Miocene formations; 6 – probable further course of Chlebowa trough; without brackets – forms of Quaternary substratum relief; in brackets – tectonic forms in Tertiary formations used in the text; I-I – VI-VI – geological cross-sections

trzeciorzędu osady te są wyniesione do wysokości 45 m n.p.m., tworząc w rejonie Połęcka zrąb (fig. 7).

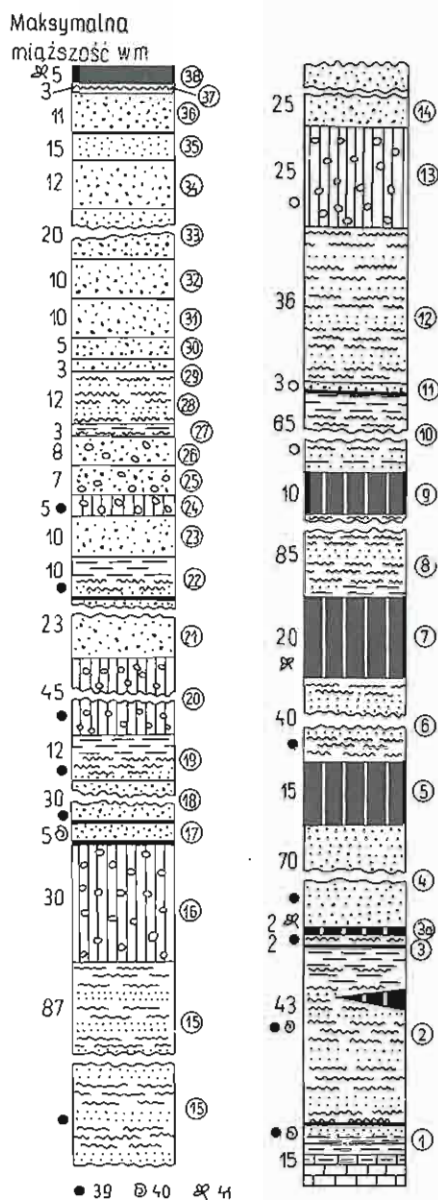
Kolejnym ogniwem litostatygraficznym są piaski drobnoziarniste (fig. 5–7, 9, 10, warstwa 4), znajdujące się poniżej dolnego pokładu węglowego (fig. 4, warstwa 5). Ich miąższość jest znaczna i dochodzi do 70 m. Niekiedy, w partiach stropowych seria ta staje się mułkowo-ilasta. Jak wynika z przekrojów geologicznych, w wielu sytuacjach znajduje się ona bezpośrednio powyżej utworów oligocenijskich.

Dolny pokład węglowy (fig. 4–10, warstwa 5) może być korelowany z pokładem ścinawskim miocenu dolnego (S. Dyjor, 1978; S. Dyjor, H. Kościółko, 1982). W podziale trzeciorzędu E. Ciuka (1982) seria ta odpowiadałaby warstwom ścinawskim dolnej części miocenu środkowego. Dolny pokład węglowy składa się najczęściej z dwóch (fig. 7, 10) lub trzech warstw węglowych (fig. 5, 6, 9) rozdzielonych mułkami lub piaskami drobnoziarnistymi. Warstwy te (poza rowem Chlebowa)

Fig. 4. Syntetyczny profil stratygraficzny
Synthetical stratigraphic profile

Kreda: 1 - ily, ilowce, piaski, margle i wapień; oligocen: 2 - ily, mulki i piaski (lokalnie z wkładkami węgla); miocen dolny: 3 - mulki i piaski drobnoziarniste, 3a - węgle brunatne pokładu najniższego, 4 - piaski drobnoziarniste, 5 - węgle brunatne pokładu dolnego; miocen środkowy: 6 - mulki i piaski, 7 - węgle brunatne pokładu górnego, 8 - mulki, piaski, lokalnie ily, 9 - węgle brunatne pokładu najwyższego; miocen górny: 10 - ily, mulki i piaski; zlodowacenie południowopolskie - stadiał dolny: 11 - piaski i żwiry wodnolodowcowe, 12 - piaski i mulki zastoiskowe (lokalnie z wkładkami glin zwalowych), 13 - gliny zwalowe; stadiał górny: 14 - piaski i żwiry wodnolodowcowe, 15 - mulki i piaski zastoiskowe, 16 - gliny zwalowe; interglacjał mazowiecki: 17 - piaski i żwiry rzeczne; zlodowacenie środkowopolskie - stadiał maksymalny: 18 - piaski i żwiry wodnolodowcowe, 19 - ily, mulki i piaski zastoiskowe, 20 - gliny zwalowe; stadiał mazowiecko-podlaski: 21 - piaski i żwiry wodnolodowcowe; zlodowacenie północnopolskie - faza leszczyńska: 22 - mulki, ily i piaski zastoiskowe, 23 - piaski i żwiry wodnolodowcowe, 24 - gliny zwalowe, 25 - piaski, żwiry, glazy moren czolowych akumulacyjnych, 26 - piaski, żwiry i glazy lodowcowe, 27 - ily, mulki (lokalnie z domieszką piasków) rynien subglacialnych, 28 - piaski, mulki kemów, 29 - piaski i żwiry I tarasu sandrowego 90-80 m n.p.m.; faza poznańska: 30 - piaski i żwiry II tarasu sandrowego 70-60 m n.p.m., 31 - piaski i żwiry III tarasu sandrowego 62-50 m n.p.m., 32 - piaski i żwiry I tarasu pradolinowego 53-48 m n.p.m., 33 - piaski i żwiry II tarasu pradolinowego 48-40 m n.p.m., 34 - piaski i żwiry rzeczne tarasu nadzalewowego 40-31 m n.p.m. czwartorzęd nierozdzielony; 35 - piaski eoliczne w wydmach; holocen: 36 - piaski i żwiry rzeczne tarasu zalewowego, 37 - ily, mulki, miejscami z domieszką piasków (mady), 38 - torfy; 39 - badania litologiczno-petrograficzne; 40 - badania faunistyczne i mikrofaunistyczne; 41 - badania paleobotaniczne

Crctaceous: 1 - clays, claystones, sands, marls and limestones; Oligocene: 2 - clays, silts and sands (locally with coal intercalations); Lower Miocene: 3 - silts and fine-grained sands, 3a - brown coals of the lower seam, 4 - fine-grained sands, 5 - brown coals of the lower seam; Middle Miocene: 6 - silts and sands, 7 - brown coals of the upper seam, 8 - silts, sands, locally clays, 9 - brown coals of the uppermost seam; Upper Miocene: 10 - clays, silts and sands; South-Polish Glaciation - Lower Stadial: 11 - fluvio-glacial sands and gravels, 12 - glacialustrine sands and clays (locally with intercalations of tills), 13 - tills; Upper Stadial: 14 - fluvio-glacial sands and gravels, 15 - glacialustrine silts, sands and clay, 16 - tills; Masovian Interglacial: 17 - fluvial sands and gravels; Middle-Polish Glaciation - Maximum Stadial: 18 - fluvio-glacial sands and gravels, 19 - glacialustrine clays, silts and sands, 20 - tills; Masovian-Podlasie Stadial: 21 - fluvio-glacial sands and gravels; North-Polish Glaciation - Leszno Phase: 22 - glacialustrine silts, clays and sands, 23 - fluvio-glacial sands and gravels, 24 - tills, 25 - sands, gravels and boulder of accumulative frontal moraines, 26 - glacial sands, gravels and boulders, 27 - clays and silts (locally with admixture of sands) of subglacial channels, 28 - kemp's sands and silts, 29 - sands and gravels of the I outwash terrace 90-80 m a.s.l.; Poznań Phase: 30 - sands and gravels of the II outwash terrace 70-60 m



a.s.l., 31 - sands and gravels of the III outwash terrace 62-50 m a.s.l., 32 - sands and gravels of the I Pradolina terrace 53-48 a.s.l., 33 - sands and gravels of the II Pradolina terrace 48-40 m a.s.l., 34 - fluvial sands and gravels of over-flood terrace 40-31 m a.s.l.; undivided Quaternary: 35 - eolic sands in dunes; Holocene: 36 - fluvial sands and gravels of flood-plain terrace, 37 - clays and silts, locally with sands admixture (silts), 38 - peats; 39 - lithologically-petrographical studies; 40 - faunistic and microfaunistic studies; 41 - palaeobotanical studies

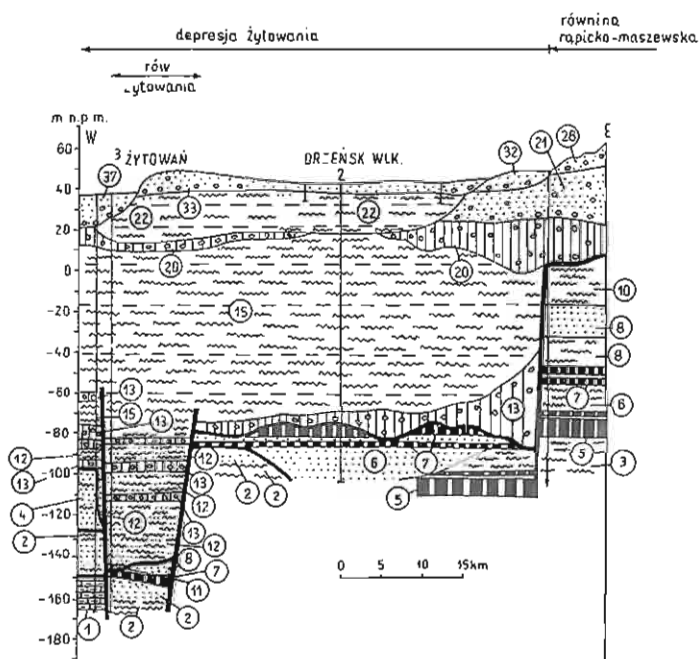


Fig. 5. Przekrój geologiczny I-I

Geological cross-section I-I

Objaśnienia jak na fig. 4

Explanations as given in Fig. 4

nie wykazują większych zmian miąższości (maksymalnie do 13,8 m) i zalegają na wysokości 60–90 m p.p.m. W rowie Chlebowa (fig. 3, 7) pokład dolny jest zrzucony o około 50 m i jego spąg znajduje się na wysokości 130–140 m p.p.m. Miąższość jego dochodzi tu do 15 m.

Miocen środkowy. Dolny i górny pokład węglowy rozdzielają piaski i mułki (fig. 4–10, warstwa 6), których miąższość dochodzi do 40 m (fig. 6, 7). Ich stropowa część znana jest z otworu 2 (głęb. 129,6 m). Występują tutaj jasnoszare mułki i drobno- oraz średnioziarniste piaski bezskalenkowe z domieszką pyłu węglowego. Seria ta cechuje się wysokim udziałem andalazytu (33,2%), dystenu (26,2%), staurolitu (14,4%) i turmalinu (18,3%) – J. Czerwonka (1983).

Górny pokład węglowy (fig. 4, warstwa 7) ma bogatą dokumentację paleobotaniczną. Jego spektrum palinologiczne jest typowe dla miocenu środkowego i odpowiada VIII fazie palinologicznej *Cyrrillaceae pollenites exactus* (H. Ważyńska, 1983b–d). Za należące do tej fazy uznano warstwy węglowe znajdujące się na wysokości 35–45 m p.p.m. w otworze 1 (fig. 9), na wysokości 74,7–84,0 m p.p.m. w otworze 2 (fig. 5) i na wysokości 150,6–151,7 m p.p.m. w otworze 3 (fig. 5).

Górny pokład węglowy w złożu Cybinka znajduje się na wysokości 40–60 m p.p.m. i jego miąższość dochodzi do 20 m (fig. 9, 10). Na wschód od Drzeniowa wraz z podścielającymi go utworami mułkowo-piaszczystymi leży on znacznie wyżej (fig. 6), sięgając 3 m p.p.m. W rowie Grzmiącej (fig. 3, 9) jest on zrzucony w stosunku do otaczającego obszaru o 20 m, zaś w rowie Chlebowa (fig. 3, 7) o 30 m i znajduje się na wysokości 65–80 m p.p.m. Górny pokład węglowy należałoby

warstwa 15), podesłanymi glinami zwałowymi zlodowacenia południowopolskiego (fig. 4, 5, warstwa 13).

Powstanie uskoków i zrzućenie wzdłuż nich utworów trzeciorzędowych o około 70 m (fig. 5) dało początek strukturze rowu Żytowania (fig. 2, 3). Został on następnie wypełniony utworami glacyfluwalnymi wkracającego łądolodu stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego (fig. 4, 5, warstwa 11 i 12).

Drugi etap działalności tektonicznej doprowadził do powstania uskoku na północ od Drzeńska Wielkiego (fig. 5) i zrzućenia wzdłuż jego linii utworów trzeciorzędowych oraz osadów stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego o około 80 m (fig. 5). Utworzona w ten sposób depresja tektoniczna Żytowania (fig. 2, 3, 5) została wypełniona utworami glacyfluwalnymi (fig. 4, 5, warstwa 15) stadiału górnego tego zlodowacenia, prawdopodobnie do wysokości 10–20 m n.p.m.

Wnioskując z położenia górnego pokładu węglowego (fig. 5, warstwa 7), dla którego istnieje dokumentacja palinologiczna (H. Ważyńska, 1983a–d), można przypuszczać, że w rejonie Żytowania utwory podłoża czwartorzędowego zostały zrzućone łącznie co najmniej o 100 m.

Zjawiskom tektonicznym w tym rejonie poświęcono dość duzo miejsca w starszej literaturze. E. Zache (1899, 1911) opisywał zaburzenia tektoniczne w utworach trzeciorzędowych okolic Fürstenbergu (NRD); O. Linstow (1913) podobne zaburzenia odnalazł w okolicach Frankfurtu nad Odrą, a K. Keilhack (1920) stwierdził związek budowy gubińskiego łuku morenowego z młodą działalnością tektoniczną. Istnieją również przekazy historyczne dokumentujące XVII-wieczne zniszczenia w Gubinie, powstałe na skutek trzęsienia ziemi.

RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU UWARUNKOWANA PROCESAMI EROZYJNO-DENUDACYJNYMI

Wyróżniono tu rynny powstałe na skutek erozji wód, najprawdopodobniej subglacialnych, oraz przedstawiono kopalną równinę łąpicko-maszewską, w której powstaniu główną rolę odegrały procesy erozyjne i w mniejszym stopniu – egzaracyjne wkracających łądolodów.

R y n n a c h l e b o w s k a powstała w okresie transgresji łądolodu stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego jako wynik erozyjnej działalności wód subglacialnych. Jej kopalne dno sięga lokalnie 45 m p.p.m. (fig. 2) i dolne jej części wypełnione są utworami glacyfluwalnymi. W rejonie Chlebowa rynna jest zaburzona glacytektonicznie. Jej wschodnie stoki są przełaćdowane wraz z utworami miocenu i glinami zwałowymi stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego. Na poziomie 30 m p.p.m. rynna nawiązuje do depresji Żytowania.

R y n n a T r z e b i e c h o w a jest również wynikiem działalności erozyjnej wód subglacialnych. Jej powstanie wiąże się z transgresją łądolodu stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego. Dolne jej partie do wysokości 10 m n.p.m. są wypełnione piaskami i żwirami glacyfluwalnymi, jej kopalne dno sięga około 10 m p.p.m. (fig. 2, 9, 10).

R ó w n i n a łą p i c k o - m a s z e w s k a obejmuje obszar około 200 km² (fig. 2, 3). Jej kopalna powierzchnia znajduje się na wysokości 10–30 m n.p.m. i jest urozmaicona wzniesieniami o wysokości względnej nie przekraczającej jednak 40 m n.p.m. Osie morfologiczne tych wzniesień mają kierunek NW–SE.

Równina łąpicko-maszewska jest elementem rzeźby podłoża czwartorzędowego o złożonej genezie. Ukształtowanie jej powierzchni jest wynikiem głównie czwartorzędowych procesów erozyjnych i podrzędnie glacytektonicznych. W osadach równiny została wyerodowana rynna chlebowska, a w wyniku nacisku transgre-

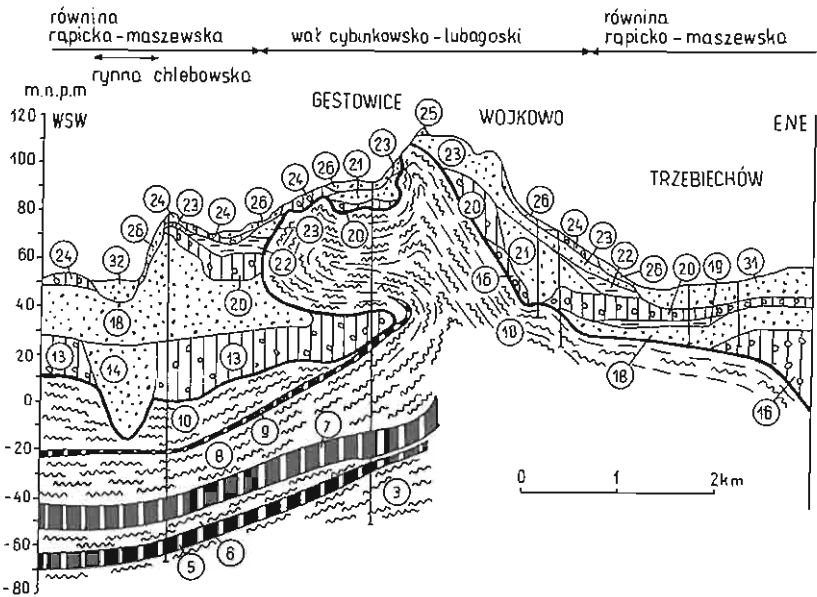


Fig. 8. Przekrój geologiczny IV-IV
 Geological cross-section IV-IV
 Objaśnienia jak na fig. 4
 Explanations as given in Fig. 4

dujących łądłolodów powstała depresja Grzmiącej, w obrębie której w interglacjale mazowieckim została założona dolina rzeczna (fig. 9). Erozja poszerzyła depresję Grzmiącej, usuwając osady budujące równinę rapicko-maszevską do około 10 m p.p.m. Do tej samej wysokości sięgnęła erozja wód pradolinnych w rejonie Mieszynicy, poprzedzająca akumulację II tarasu pradolinnej fazy poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego. W starszym dryasie osady budujące równinę rapicko-maszevską zostały usunięte przez erozję rzeczną do wysokości 13 m n.p.m., zaś w holocenie na północ od Chlebowsa (fig. 7) do 25 m n.p.m. Poza depresją Grzmiącej, w wyniku zaburzającej działalności łądłolodów, powstała w obrębie osadów równiny rapicko-maszevskiej depresja białkowska (fig. 9). Od południowego zachodu w rejonie Drzeńska Wielkiego ogranicza równinę uskock, wzdłuż którego zostały przemieszczone osady trzeciorzędowe i starsze osady czwartorzędowe o około 80 m.

W utworach budujących równinę stwierdza się szereg spękań tektonicznych o charakterze rowów i zrębów (fig. 2, 3, 7, 9), których powstanie można wiązać z fazą attycką lub wołoską (S. Dyjor, H. Kościółko, 1982). Spękania te – jak się wydaje – nie nawiązują do powierzchni kopalnej równiny rapicko-maszevskiej.

RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU UWARUNKOWANA GLACITEKTONICZNIE

Depresja rzeczna znajduje się w północnej części obszaru badań (fig. 2, 3). Jej kopalne dno sięga 60 m p.p.m. Powstanie jej można wiązać z transgresją łądłolodu stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego. Doprowadził on

do przefalowania i egzaracji utworów podłoża czwartorzędu do wysokości 60 m p.p.m. i utworzenia stosunkowo wąskiej depresji. Kolejna transgresja lądolodu stadiału górnego tego zlodowacenia znacznie poszerzyła tę depresję. Jak wynika z przekrojów geologicznych (fig. 6, 8), odegrała ona dominującą rolę w powstaniu wału cybinkowsko-lubogoskiego. Utwory trzeciorzędowe zostały sfałdowane i przemieszczone, a lokalnie wyniesione do wysokości 100 m n.p.m. Sfałdowane zostały także gliny zwałowe stadiału dolnego (fig. 6, 8, 10) i prawdopodobnie osady wodnolodowcowe (fig. 6, warstwa 14) stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego. Z ukształtowania podłoża czwartorzędowego wynika, że nacisk transgredujących lądolodów był skierowany ku południowemu zachodowi. Jest prawdopodobne, że przynajmniej część materiału budującego wał cybinkowsko-lubogoski została „pobrana” przez transgredujący lądolód z obszaru tworzącej się w ten sposób w kolejnych transgresjach depresji rzeczywistej.

Przefalowania i egzaracja utworów podłoża czwartorzędowego związane z utworzeniem depresji rzeczywistej objęły m.in. najwyższy i górny (fig. 6, 8, 9, 10), a także dolny pokład węglowy (fig. 8, warstwa 5).

Depresja białkowska znajduje się na południowy wschód od Białkowa (fig. 2, 3, 9), a jej kopalne dno sięga 30 m p.p.m. Powstanie depresji jest związane z wyciskaniem mułkowo-ilasto-piaszczystych osadów miocenijskich i ich egzaracją przez transgredujący lądolód stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego. W dolnej części depresja jest wypełniona około 20-metrowym kompleksem glin zwałowych stadiału dolnego (fig. 4, 9, warstwa 13). Powyżej nich znajdują się utwory glacyfluwialne (stanowiące odpowiednik serii radzikowskiej) o miąższości 20 m, przykryte glinami zwałowymi stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego.

Depresja Węzysk. W południowo-wschodniej części obszaru badań (fig. 2, 3) stwierdza się w kilku otworach wiertniczych znacznie obniżone podłoża czwartorzędu. Lokalnie (otwór 5) jest ono przegłębione do 123,8 m p.p.m. Utwory miocenijskie są tutaj zredukowane do 30 m miąższości i stratygraficznie odpowiadają najprawdopodobniej warstwie 3. Powstanie tej depresji do pewnego stopnia mogło być uwarunkowane tektonicznie (fig. 2). Profile wiertnicze otworów 6 i 7 sugerują również istnienie rozległych fałdów glacitektonicznych. Wiek tych zaburzeń (?) i związek z tektoniką wymagają dalszego udokumentowania. Wydaje się jednak, że brak jest podstaw wyróżniania tutaj jakichkolwiek serii rzecznych. Serie takie miałyby wypełniać dolinę pra-Odry (m.in. S. Dyjor, 1975, 1978; S. Skompski, 1977). Tam, gdzie dysponujemy w miarę kompletnym materiałem wiertniczym (fig. 2, otwór 5) stwierdza się w spągu depresji gliny zwałowe i osady zastoiskowe.

Badania geoelektryczne wykonane w południowej części obszaru badań nie wskazują na istnienie tutaj kopalnej doliny Odry (fig. 2, 3), o biegu zaproponowanym przez S. Dyjora (1975, 1978) lub S. Skompskiego (1977), i pośrednio potwierdzają depresyjny, ograniczony przestrzennie (zamknięty) charakter tej struktury.

Wał cybinkowsko-lubogoski. Zaburzenia glacitektoniczne tego obszaru były przedmiotem wielu publikacji (m.in. E. Ciuk, 1955, 1961; S. Dyjor, 1978; S. Skompski, 1977). Prace badawcze podjęte przez Instytut Geologiczny w latach 1979–1984 pozwoliły na szczegółowe przedstawienie budowy powierzchniowej tej struktury (J. Jeziorski, 1986, 1987) i wskazanie nowych elementów jej budowy wewnętrznej (fig. 6, 8, 10).

W świetle badań autora można mówić o wielokrotnie pojawiających się zaburzeniach związanych z kolejnymi nasunięciami lądolodów. Wyróżnia się co najmniej 4 fazy zaburzeń glacitektonicznych, przy czym dwie z nich wiążą się z trans-

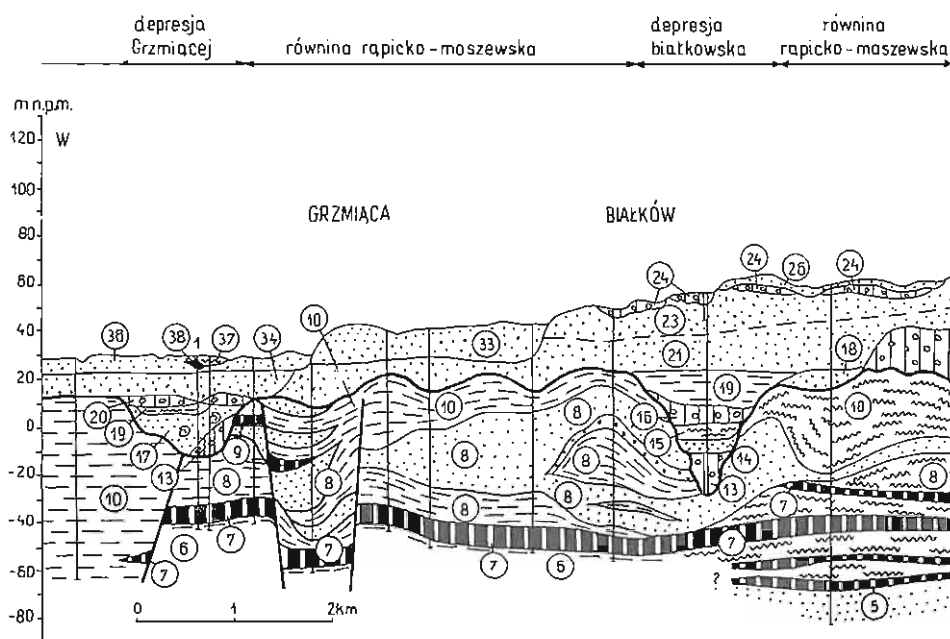


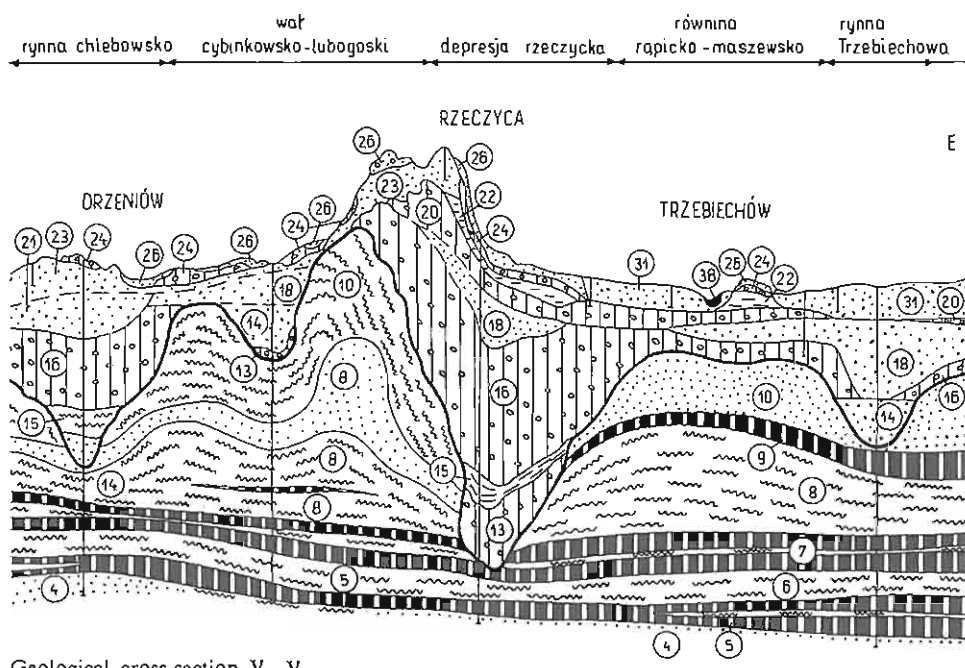
Fig. 9. Przekrój geologiczny V-V
Objaśnienia jak na fig. 4

gresją łądolodów stadiału dolnego i górnego zlodowacenia południowopolskiego, pozostałe zaś z transgresjami łądolodów stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego i fazy leszczyńskiej zlodowacenia północnopolskiego. Zaburzenia związane z młodszymi fazami objęły osady uprzednio wyniesione i zaburzone w starszych fazach glacitektonicznych.

Transgresja łądolodu stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego spowodowała częściowe spiętrzenie utworów mioceńskich w strukturę wału. Do dalszego ich spiętrzenia doprowadził łądolód stadiału górnego tego zlodowacenia, ustawiając je pod stromym kątem w fałdy o wysokości do 80 m (fig. 9, 10). Poza strefami obniżen (depresji) glacialne utwory stadiału dolnego zostały usunięte przez egzarację transgredującego łądolodu stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego. Oprócz utworzenia wału, zostały wtedy zaburzone glacitektonicznie wschodnie stoki rynny chlebowskiej, zaś w rejonie Wężysk przełaśdowane utwory mioceńskie do 40 m p.p.m.

W obrębie wału cybinkowsko-lubogoskiego utwory mioceńskie zostały wyniesione do wysokości powyżej 100 m n.p.m. (fig. 2, 3, 8). W osadach podłoża czwartorzędu impuls glacitektoniczny zapisał się nie tylko utworzeniem struktur fałdowych (fig. 5, 8, 9, 10), ale również zaburzeniem położenia i miąższości pokładów węglowych od dolnego do najwyższego (fig. 8) oraz powstaniem głębokich depresji (np. rzeczyckiej). W wielu miejscach (otwory wiertnicze 8, 9, 10) impuls ten przejawiał się w warstwach ilastych powierzchniami zlustrowań ustawionymi pod stromym kątem; stwierdza się je do wysokości 30 m p.p.m. Zaburzenia spowodowane transgresją łądolodów zlodowacenia południowopolskiego (fig. 8, 9) objęły na badanym obszarze strefę o wysokości co najmniej 170 m.

Kolejny okres zaburzeń związany był z transgresją łądolodu zlodowacenia



Geological cross-section V-V

Explanations as given in Fig. 4

środkowopolskiego. Transgresji stadiału maksymalnego towarzyszyła dość intensywna egzaracja podłoża, czego wyrazem są porwaki i kry mioceńskie w glinach zwałowych tego stadiału (J. Jeziorski, 1986, 1987). W rejonie Skarbony-Wyczółkowa łądół ten doprowadził do powstania szeregu struktur fałdowych (fig. 10), o amplitudzie pionowej 5–10 m.

Zaburzenia spowodowane transgresją łądółu fazy leszczyńskiej są na ogół niewielkie i dotyczą starszych utworów czwartorzędowych oraz lokalnie mioceńskich. Dokumentuje je odsłonięcie w Korczycowie (fig. 2) zlokalizowane w obrębie spiętrzonej moreny czołowej fazy leszczyńskiej (J. Jeziorski, 1986, 1987).

Struktura wału cybinkowsko-lubogoskiego jako elementu rzeźby podłoża czwartorzędowego była kształtowana przez wyciskanie, egzarację i transport materiału mioceńskiego oraz wypiętrzenie jego w formę elewacji przez kolejne transgredujące łądóły. Współczesna jego powierzchnia jest także wynikiem (obok wymienionych powyżej) procesów akumulacyjno-erozyjnych, przebiegających w mezozoiku i neoplejstocenie. Wody płynące przed czoła łądółu fazy leszczyńskiej, zarówno podczas transgresji, jak i wycofywania się, doprowadziły lokalnie do erozji i odsłonięcia spiętrzonych utworów mioceńskich (J. Jeziorski, 1986).

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA GENEZĘ OBNIŻEŃ I WYPIĘTRZEŃ PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

W odniesieniu do budowy geologicznej tego obszaru można wyróżnić trzy grupy zagadnień: mechanizm powstawania zaburzeń glacytektonicznych, powstawania czwartorzędowych depresji i rowów tektonicznych oraz funkcjonowania kopalnej sieci rzecznej. Literatura dotycząca genezy zaburzeń glacytektonicznych jest bardzo

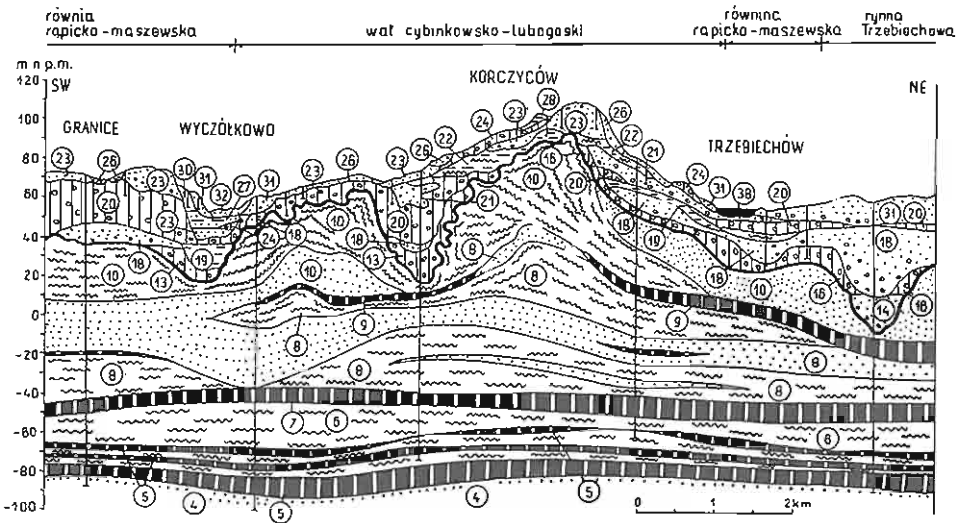


Fig. 10. Przekrój geologiczny VI-VI

Geological cross-section VI-VI

Objaśnienia jak na fig. 4

Explanations as given in Fig. 4

obszerna i z konieczności autor ograniczył się do prac stosunkowo najnowszych. Według Z. Lamparskiego (1983) dominującą rolę w powstawaniu struktur glaciektonicznych odgrywa litologia osadów znajdujących się w bezpośrednim podłożu łądolodu. Zapoczątkowane transgresją łądolodu depresje i elewacje glaciektoniczne w miarę narastania czasy lodowej przegłębiają się i decydują o dalszym rozkładzie mas lodu. W świetle badań autora taka zależność między litologią podłoża a powstawaniem struktur glaciektonicznych wydaje się być na tym obszarze czynnikiem drugorzędym. Miękkie, podatne na zaburzenia osady mioceńskie (iły, mułki, piaski, głównie drobnziarniste, węgle brunatne) występują w podłożu czwartorzędu na całym obszarze badań, a także powszechnie na terenach przyległych. Mimo to zaburzone struktury podłoża ograniczone są tylko do niektórych stref (fig. 2, 3). Osie morfologiczne tych struktur (depresji i elewacji) są prostopadłe do kierunku transgredującego łądolodu. Z Lamparski (1983) stwierdza natomiast zgodność osi morfologicznych form depresyjnych z kierunkiem transgresji łądolodu.

Wyciskanie miękkiego podłoża i powstawanie depresji glaciektonicznych wiąże H. Ruszczyńska-Szenajch (1976) z naciskiem transgredujących łądolodów. Usuwany przez wyciskanie materiał jest transportowany i deponowany w postaci moren wyciśnięcia „na zapleczu” form depresyjnych. W późniejszych pracach autorka ta (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1981) ogranicza egzarację tylko do procesów przymarzania materiału skalnego do lodowca, a glaciektonikę – do mechanicznego „niszczenia” podłoża zarówno pod lodem, jak i przy jego krawędziach.

M. Pasierbski (1984) wiąże natomiast nasilenie procesów glaciektonicznych z wieloma czynnikami, spośród których przyznaje zasadnicze odporności osadów podłoża na naprężenie ścinające i wielkości samego naprężenia. Prowadzi to do konkluzji, że jeżeli w podłożu występują osady o małej wytrzymałości na obciążenie ścinające (np. zastoiskowe), to będą one deformowane przez łądolód już przy niewielkich naprężeniach. Odnosząc to przypuszczenie do utworów zastoiskowych depresji Żytowania, należałoby się tam spodziewać struktur dokumen-

tujących nacisk lądolodu i zredukowanej tym naciskiem miąższości utworów zastoiskowych, tym bardziej że na przedpołu depresji (na południowy zachód od niej) znajduje się glacitektonicznie zaburzona strefa Gubina. Miąższość utworów wypełniających ten zbiornik zastoiskowy dochodzi do 125 m, a profile wiertnicze np. otworów 2 i 3, zlokalizowane w jego północno-wschodniej części, wskazują na poziomą, regularną laminację osadów (jedynie na kontaktach ilów i mułków występują lokalnie kilkucentymetrowe strefy zaburzeń typu obciążeniowego). Sytuacja taka powtarza się w profilach zlokalizowanych na południe od obszaru badań. W świetle materiałów wiertniczych brak jest więc śladów deformującej działalności lądolodów w utworach zastoiskowych.

M.D. Baraniecka (1975a, b) w środkowej części Nizy Polskiego wyróżnia dwie czwartorzędowe fazy tektoniczne: kujawską (na pograniczu najstarszego zlodowacenia i interglacjału kromerskiego) oraz mazowiecką (na pograniczu zlodowacenia południowopolskiego i interglacjału mazowieckiego). Zdaniem tej autorki (M.D. Baraniecka, 1975b) procesy tektoniczne miały związek z odciążeniem skorupy ziemskiej przez stopienie się masy lądolodu.

Na terenie objętym badaniami aktywność tektoniczna zaznacza się przed rozpoczęciem akumulacji glacialfluwalnej obu stadiów zlodowacenia południowopolskiego, a więc wiąże się raczej z wkraczaniem lądolodu na ten obszar. Tektonika czwartorzędowa wydaje się być ponadto w jakimś stopniu kontynuacją fazy wołoskiej (S. Dyjor, H. Kościółko, 1982), za czym przemawiają także długie przerwy sedymentacyjne (np. górny miocen – środkowy czwartorzęd).

S. Dyjor (1978) przyjmuje na tym obszarze erozję trwającą od górnego trzeciorzędu po mezoplejstocen. W związku z tym sugeruje istnienie sieci rzecznej kierującej się ku Morzu Północnemu poprzez dolinę pra-Odry już od okresu zaniku basenu sedymentacyjnego serii poznańskiej. Dolina ta miała być fragmentem „...systemu głębokich rynien erozyjnych...” zlokalizowanych między Cybinką a Gubinem (fig. 3). Strefa kopalnej doliny Odry jest wyróżniana także we wcześniejszych pracach S. Dyjora (np. z 1975 r.).

Archiwalne materiały wiertnicze nie dostarczają przekonujących argumentów na istnienie na tym obszarze kopalnej doliny Odry czy też pra-Nysy Łużyckiej (J. Stanisławczyk, 1975), a nowe pełnordzeniowane otwory zlokalizowane w strefach, w których je dotychczas wyróżniano, wykluczają obecność takich dolin. Profil otworu 5a, znajdującego się w osi doliny pra-Odry wyróżnionej przez J. Skompskiego (1977), wykazuje wysokie zaleganie stropu miocenu (około 20 m n.p.m.).

Wyniki badań geoelektrycznych, którymi objęto główne jednostki strukturalne terenu, wskazywały na istnienie głębokiego obniżenia podłoża czwartorzędu w strefie Drzeńska Wielkiego – Żytowania. Obecność takiego obniżenia potwierdziły badawcze otwory 2 i 3. Miąższość utworów czwartorzędu dochodzi tutaj do 187 m i są to (co udokumentowano szczegółowymi badaniami litologiczno-petrograficznymi) wyłącznie osady glacialne i glacialfluwalne (J. Jeziorski, 1986, 1987). W obszarze badań żadna z technik geologicznych (wiercenia, geofizyka) nie potwierdziła istnienia obniżenia, które mogłoby odpowiadać kopalnej dolinie Odry. Znajdujące się w podłożu czwartorzędu obniżenia nie mają – poza przekształconą erozyjnie depresją Grzmiącej – charakteru dolin rzecznych.

Wyróżnienie przez S. Dyjora systemu „dolin staroczwartorzędowych” pociągnięto za sobą tezę o związku między przestrzennym położeniem dolin a występowaniem stref zaburzeń glacitektonicznych (S. Dyjor, 1975). Strefy te miały powstawać głównie „...na północnych skłonach kopalnych wysoczyzn o przebiegu południkowym...” (S. Dyjor, 1975, str. 223).

Wobec braku przekonujących dowodów na istnienie na tym obszarze ko-

palnej doliny Odry, także przyczyny powstania zaburzonej glacitektonicznie strefy w rejonie Gubina mogą być inne aniżeli sugerował to S. Dyjor (1975). Stawia to na nowo problem genezy i wieku zaburzeń rejonu Gubina. Wyjaśnienia wymaga także relacja między tymi zaburzeniami a – występującą na północ, północny wschód i wschód od tej strefy – depresją Żytowania wypełnioną utworami za-stoiskowymi.

WNIOSKI

Rzeźba podłoża czwartorzędu na badanym obszarze była kształtowana od schyłku miocenu górnego po holocen włącznie. Wpływ na nią miały procesy tektoniczne, erozyjno-denudacyjne i glacitektoniczne. Działalność tektoniczna przejawia się (w czwartorzędzie) powstaniem co najmniej 3 linii dyslokacyjnych w południowo-zachodniej części obszaru i zrzućciem utworów podłoża o około 80 m. Spowodowało to utworzenie rowu i depresji Żytowania, wypełnionych następnie osadami glacyfluwialnymi zlodowacenia południowopolskiego. Powstanie rowu Żytowania datowane jest na stadiał dolny, zaś depresji tektonicznej – na stadiał górny tego zlodowacenia.

Procesy erozyjne przejawiały się w kształtowaniu rynien: chlebowskiej i Trzebichowa, przegłębionych lokalnie do 45 m p.p.m. Ich powstanie związane jest z erozyjną działalnością wód glacyfluwialnych w obu stadiach zlodowacenia południowopolskiego. Procesy erozyjne miały także swój udział w przemodelowaniu depresji glacitektonicznej. W depresji Grzmiącej rozwinęła się w interglacjale mazowieckim dolina rzeczna, której kopalne dno sięga 12 m p.p.m., zaś odpływ wód glacyfluwialnych w stadiał górnym zlodowacenia południowopolskiego znacznie poszerzył stosunkowo wąską depresję białkowską.

Pewien udział w kształtowaniu rzeźby podłoża czwartorzędu, zwłaszcza w rejonie Mieleznicy, miała erozja wód pradolinnych (w fazie poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego) i rzecznych (w starszym dryasie i holocenie).

Elementem rzeźby uformowanej przez zjawiska erozyjno-denudacyjne i glacitektoniczne jest równina rapicko-maszewska, której powierzchnia znajduje się na wysokości 10–30 m n.p.m. Spękania tektoniczne w osadach tej jednostki (rów Chlebowa, Grzmiącej) nie przejawiają się na powierzchni tej formy.

Zjawiska glacitektoniczne uwarunkowały powstanie szeregu depresji (Grzmiącej, Wężysk, rzeczyckiej, białkowskiej) i elewacji (wał cybinkowsko-lubogoski). Sięgają one około 124 m p.p.m. i są wypełnione w spągu osadami glacyfluwialnymi. Ich geneza związana jest głównie z transgresją lądolodu stadiału dolnego (depresja Grzmiącej, białkowska) i stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego. Powstanie wału cybinkowsko-lubogoskiego związane jest z transgresją zlodowacenia południowopolskiego. Utwory miocenu zostały tutaj spiętrzone i wyniesione do wysokości ponad 100 m n.p.m.

Nie potwierdzono funkcjonowania na tym obszarze doliny pra-Odry i wykluczono jej istnienie w wyróżnionych dotychczas strefach. Obszary zwiększonej miąższości osadów czwartorzędowych (do 157 m), związane dotychczas z erozją rzeczną, są uwarunkowane tektonicznie (rów i depresja Żytowania) lub glacitektonicznie (depresja Wężysk i rzeczycka).

PIŚMIENNICTWO

- BARANIECKA M.D. (1975a) – Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288, p. 5–97.
- BARANIECKA M.D. (1975b) – Fazy tektoniczne w czwartorzędzie środkowej części Niżu Polskiego. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1, p. 185–195. *Materiały I-go Krajowego Sympozjum*. Wyd. Geol. Warszawa.
- CIUK E. (1955) – O zjawiskach glacytektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70, p. 107–132.
- CIUK E. (1961) – Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego w okolicy Cybinki. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- CIUK E. (1982) – Sinteza stratigrafia profilo de terciario en Pollando ekstere de Karpatoj kay de Antacikarpata Depresio. *Geol. Internacia*, 4, p. 69–82.
- CZERWONKA J. (1983) – Badania litostratygraficzne osadów kenozoicznych. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- DYJOR S. (1975) – Zaburzenia glacytektoniczne w Polsce Zachodniej. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1, p. 217–229. *Materiały I-ego Krajowego Sympozjum*. Wyd. Geol. Warszawa.
- DYJOR S. (1978) – Budowa geologiczna utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych rejonu Cybinki. *Przew. 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 274–277.
- DYJOR S., KOŚCÍÓWKO H. (1982) – Formacja trzeciorzędowa południowo-zachodniej Polski i związane z nią perspektywy wybranych surowców. *Biul. Inst. Geol.*, 341, p. 339–350.
- JEZIORSKI J. (1986) – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000 ark. Rąpice i Chlebowo. *Inst. Geol. Warszawa*.
- JEZIORSKI J. (1987) – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Rąpice i Chlebowo. *Inst. Geol. Warszawa*.
- KEILHACK K. (1920) – Die staumöräne bei Guben. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 39, p. 88–120.
- ŁAMPARSKI Z. (1983) – Plejstocen i jego podłoże w północnej części Środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Pol.*, 76.
- LINSTOW O. (1913) – Über Verwerfungen interglazialen Alters bei Frankfurt a.d. Oder. *Helios*, 27. Frankfurt a. O.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E. (1983) – Opracowanie mikropaleontologiczne próby z wiercenia Żytowań 3. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- PASIERBSKI M. (1984) – Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Rozprawy UMK. Toruń*.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1976) – Glacytektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Pol.*, 50.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1981) – Aktualne zagadnienia geologii glacialnej. *Biul. Inst. Geol.*, 327 p. 105–128.
- SKOMPSKI S. (1977) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Stubice. *Inst. Geol. Warszawa*.
- SKOMPSKI S. (1981) – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 321, p. 151–163.
- STANISŁAWCZYK J. (1975) – Budowa geologiczna Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w obrębie województwa zielonogórskiego. *Zesz. Nauk.*, 20, WSI. Zielona Góra.
- WAŻYŃSKA H. (1983a) – Wyniki analizy mikroflorystycznej próbki węgla brunatnego z otworu wiertniczego Chlebowo 1. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- WAŻYŃSKA H. (1983b) – Wyniki badań mikroflorystycznych osadów z wiercenia Drzeńsk Wlk. 2. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- WAŻYŃSKA H. (1983c) – Wyniki analizy palinologicznej próbki węgla brunatnego z otworu Żytowań 3. *A. h. 1. .. Geol. Warszawa*.

- WAŻYŃSKA H. (1983d) – Wyniki analizy palinologicznej próbki węgla brunatnego z otworu Grzmiąca 4. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- ZACHE E. (1899) – Spuren tektonischer Kräfte in dem Niederlausitzer Vorlande. Archiva. Brandenburgia.
- ZACHE E. (1911) – Die subglaziale Abrasionsebene zwischen dem Braunkohlengebirge und dem Moränengebirge in der Provinz Braundenburg. Brandenburgia monatblate der Ges. für Heimatkunde der Provinz Braundenburg zu Berlin, 20, nr 6.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., WAŻYŃSKA H. (1981) – A palynological subdivision of the Neogene in Western Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Terre, 29, p. 29–43, nr 1.

Януш ЕЗЁРСКИ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ ОСНОВАНИЕ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЛЮБУСКОЙ ЗЕМЛИ

Резюме

Основание четвертичных отложений изучалось на площади около 350 км² между Красном Оджанским, Губином и Цибинкой. Его строение было изучено по материалам 250 разрезов буровых скважин, геофизическим данным и съемке. Были использованы также данные палеоботанических, фаунистических и литолого-петрографических исследований.

На рассматриваемой площади основание четвертичных пород сложено средне- и верхнемиоценовыми породами. В скважинах, пройденных с отбором керна, под ними залегают отложения нижнего миоцена, олигоцена и мела. Олигоцен представлен песчано-глинистой фацией и по фауне отнесен к рупелю.

Самыми старшими изученными миоценовыми осадками являются пески и суглинки нижнего миоцена. Они разделены нижним угольным пластом, который на севере и в центральной части площади представлен тремя угольными слоями. Нижний угольный пласт обладает пыльцевым спектром, типичным для V палинологической фазы *Ulmaceae* и коррелируется со сцинавским пластом (согласно расчленению С. Дыера, 1978; С. Дыера, Х. Костюкко, 1982).

В районе Поленцо отложения нижнего миоцена подняты до 45 м в.у.м. и образуют горст, а в тектонической впадине Хлебова сброшены примерно на 50 м ниже своего первоначального положения и их подошва располагается на глубине 130–140 м н.у.м.

Комплекс среднемиоценовых отложений состоит из 4 звеньев. Нижний и верхний угольные пласты разделены примерно 40-метровой песчано-суглинистой толщей (фиг. 4, слой 6), а верхний и самых высший угольные пласты разделены мощной 65-метровой серией суглинисто-песчаных пород (фиг. 4, слой 8). Палинологический спектр верхнего угольного пласта относится к VIII палинологической фазе *Cyrtillaceae pollenites exactus*.

Мощность верхнего угольного пласта на месторождении Цибинка достигает 20 м, а глубина его залегания составляет 40–60 м н.у.м. Во впадине Гжменца эти отложения сброшены на 20 м, а во впадине Хлебова на 30 м и расположены на 65–80 м н.у.м.

К верхнему миоцену относят глинисто-суглинисто-песчаные отложения (фиг. 4, слой 10), мощность которых в зоне гляциотектонических нарушений достигает 65 м. Эти породы сильно смяты и подняты на уровень 100 м в.у.м.

На рассматриваемой территории отсутствуют отложения лалеоцена и старшие отложения четвертичного возраста. Самыми древними четвертичными породами здесь являются те, которые связаны с трансгрессией континентального ледника нижней стадии южнопольского оледенения.

Подчетвертичная поверхность сформировалась под воздействием тектонических, эрозионно-денудационных и гляциотектонических процессов. Депрессия и тектоническая впадина Житаваня являются частью рельефа основания четвертичных отложений, а их образование было обусловлено тектоническими процессами. Такие процессы в период южнопольского оледенения способствовали сбросу пород основания примерно на 100 м. Таким образом был создан, в частности, застойный резервуар длиной по крайней мере 30 км, заполненный водно-ледниковыми осадками мощностью до 125 м. Застойные осадки по возрасту можно коррелировать с радзиковской серией, выделяемой С. Скомпским (1981).

В подошве четвертичных отложений выделяются субгляциальные рытвины (Хлебувская, Тжебехува) и Ромпицко-Машевская равнина как элементы рельефа основания, сформированные эрозионно-денудационными процессами. Образование Хлебувской рытвины связано с трансгрессией континентального ледника верхней стадии южнопольского оледенения. Ископаемое дно рытвины Тжебехува достигает 10 м н.у.м., а ее происхождение относится к верхней стадии этого оледенения.

Ромпицко-Машевская равнина занимает около 200 км². Ее ископаемая поверхность лежит на 10—30 м н.у.м., а формирование, начиная с миоцена, обусловлено тектоническими и эрозионно-денудационными процессами. Здесь имеется ряд тектонических трещин, возможна, затухающих в верхнем миоцене. В четвертичное время эрозия прадопинных вад доходила до 10 м н.у.м. Фрагменты такой поверхности (в районе Хлебува) были сняты под давлением наступающих ледников.

В основании четвертичных отложений имеются также формы, образовавшиеся в результате разрушительной (гляциотектонической) деятельности континентальных ледников. Дно Жечицкой депрессии лежит на уровне 60 м н.у.м., а само ее образование следует отнести к времени трансгрессии ледника нижней стадии южнопольского оледенения. В то же время образовалась Бялковская депрессия, а возможно и депрессия Венжиск, ископаемое дно которой достигает 124 м н.у.м.

Образование Цибиновско-Любогуского вала произошло при надвиге очередных континентальных ледников, из которых самое сильное давление оказал ледник верхней стадии южнопольского оледенения, в результате чего породы верхнего миоцена были подняты на 100 м н.у.м. Вторичному смятию подверглись породы основания до 60 м н.у.м.

В свете данных, которыми располагает автор, нет оснований для выделения на данной территории продолины Одры, а зоны повышенной мощности четвертичных осадков (до 187 м), связываемые ранее с речной эрозией, обусловлены тектоническими факторами (ров и депрессия Житаваня) или явлением ледниковой тектоники (депрессии Венжиск и Жечицкая).

Janusz JEZIORSKI

QUATERNARY DEPOSITS AND THEIR BASEMENT IN SOUTH-WESTERN PART OF ZIEMIA LUBUSKA

Summary

The area of 350 km² occurring amongst Krosno Odrzańskie, Gubin and Cybinka was studied. Substratum structure was recognized on the basis of the 250 profiles of boreholes analysis, geophysical studies and mapping. Also results of palaeobotanic, faunistic and lithological-petrographic works were utilized. Substratum of Quaternary deposits in the area consists of Miocene formations. In cored borehole piercing these deposits the underlying Oligocene and Cretaceous formations were proved. Oligocene formations in the sandy-clayey facies are Rupelian in age. The oldest documented deposits are the Lower Miocene sands and silts. They are separated by lower coal seam, which in northern

and central parts of the area occurs in form of three coal layers. The lower coal seam has pollen spectrum typical of V palynologic phase *Ulmaceae* and is correlated with the Ścinawa seam (according to S. Dyjor, 1978 and S. Dyjor, H. Kościówko, 1982).

In Połeck area the Lower Miocene deposits to the height of 45 m above sea level are uprised forming a horst, but in Chlebowo trough are thrown down about 50 m in relation to former position and their bottom lies at the height of 130–140 m below sea level.

The Middle Miocene sedimentary complex embraces 4 members. The lower coal seam is separated from the upper one by a silty-arenaceous series up to 40 m (Fig. 4, layer 6), the upper coal seam on the other hand, is separated from the highest one by another silty-arenaceous series up to 65 m thick (Fig. 4, layer 8). The palynological spectrum of the upper coal seam belongs to VIIIth palynological phase *Cyrtillaceae pollenites exactus*.

Thickness of the upper coal seam in the Cybinka deposit reaches 20 m and is to be found at the depth of 40–60 m below sea level. In Grzmiąca graben beds of the member are thrown down 20 m whereas in Chlebowo graben they are thrown down 30 m and are at depth of 65–80 m below sea level.

As belonging to Upper Miocene were recognized silty-argillaceous-arenaceous sediments (Fig. 4 layer 10) reaching in the glacetectonic disturbance zone thickness of 65 m. These formations are there strongly folded and uprised to the height of 100 m above sea level.

In the studied area Pliocene and older Quaternary sediments are absent. The oldest known Quaternary sediments are bound with continental glacial transgression of the Lower Stadial of the South-Polish Glaciation.

Subquaternary surface is a result of the activity of tectonic erosive-denudation and glacetectonic processes. Depression and graben of Żytowań are the elements of the Quaternary deposits substratum the origin of which was tectonically conditioned. Tectonic activity during the South-Polish Glaciation caused 100 m throw down of substratum formations. A marginal lake having at least 30 m in length filled with glacialfluvial formations 125 m thick was formed. Marginal lake's deposits may be correlated with the so called Radzików series, separated by S. Skompski (1981). In the substratum of Quaternary deposits the subglacial troughs were distinguished (Chlebów and Trzebiechów troughs) and Rąpice–Maszewo plain as the substratum elements formed by erosion and denudation.

Origin of the Chlebów trough is bound with the continental glacier of the Upper Stadial of the South-Polish Glaciation. Fossil bottom of the Trzebiechów trough reached 10 m below sea level and its origin is bound with Upper Stadial of this glaciation.

Rąpice–Maszewo plain comprises about 200 km² in surface. Its fossil surface occurs at 10–30 m above sea level. It was formed since the Miocene by tectonic and erosive-denudation processes. Here, a row of tectonic rifts were proved which probably extinct in the Upper Miocene deposits. During Quaternary the preglacial stream valley waters erosion reached to the height of 10 m below sea level. Fragments of this level (in Chlebów region) became folded due to the transgressing continental glaciers pressure.

In the substratum of the Quaternary deposits there occurs also a row of forms being the result of disturbing (glacetectonic) activity of continental glaciers. Bottom of the Rzeczyca depression reaches 60 m below sea level and its origin is associated with the Lower Stadial of the South-Polish Glaciation transgression. The Białków depression and most probably also the Wężyska one are of the same age. The fossil bottom of the latter goes down to 124 m below sea level.

Origin of the Cybinka–Lubogoszcz ridge is bound with overthrust of the successive continental glaciers, among which the most intensely elevation was piled up by the Upper Stadial of the South-Polish Glaciation. The Upper Miocene became here raised up to the height of 100 m above sea level. Foldings of the substratum are reaching here to the height of 60 m below sea level.

In the light of the writer's studies there is no basis to distinguish the Pra-Odra Valley in this area, and zones of increased thickness of Quaternary deposits (to 187 m) bound heretofore with river erosion are conditioned by tectonic (Żytowań depression and graben) or glacetectonic (Wężyska and Rzeczyca depression) phenomena.