

PRACE  
PAŃSTWOWEGO  
INSTYTUTU  
GEOLOGICZNEGO

---

*Andrzej Romanek*

*Kenozoik na pograniczu  
Ziemi Lubuskiej, Pomorza  
i Wielkopolski*

*The Cenozoic of the Lubusz Land, Pomerania  
and Wielkopolska borderland (central west Poland)*



Tom 192

---

Państwowy Instytut Geologiczny  
Państwowy Instytut Badawczy  
Warszawa 2009

Przewodniczący  
Komitetu redakcyjnego:           Andrzej GAŚIEWICZ (Warszawa)

Komitet redakcyjny:

Janusz BADURA (Wrocław)	Jerzy NAWROCKI (Warszawa)
Grzegorz CZAPOWSKI (Warszawa)	Andrzej PIOTROWSKI (Szczecin)
Jacek R. KASIŃSKI (Warszawa)	Jan PRAŻAK (Kielce)
Jarmila KRZYMIŃSKA (Gdańsk)	Barbara RADWANEK-BAK (Kraków)
Janina MAŁECKA (Warszawa)	Lidia RAZOWSKA-JAWOREK (Sosnowiec)
Hanna MATYJA (Warszawa)	Janina WISZNIEWSKA (Warszawa)
Wojciech MORAWSKI (Warszawa)	

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

*Prace* są indeksowane w *Bibliography and Index of Geology* American Geological Institute, Elsevier *GeoAbstracts*, *Bibliografii Geologicznej Polski*.

Redaktor wydawnictwa: Elżbieta Sarnecka

Akceptował do druku dnia 25.06.2009 r.  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego  
doc. dr hab. Jerzy Nawrocki

Projekt i opracowanie typograficzne: Elżbieta Sarnecka

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2009

ISSN 0866-9465  
ISBN 978-83-7538-271-6

Adres redakcji:  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
00-975 Warszawa, ul. Rakowiecka 4; tel. 022 849-53-51, wew. 480

Nakład 325 egz. Druk PPGK SA, drukarnia KART, ul. Przyce 20, 01-252 Warszawa

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	5
Materiał badawczy . . . . .	6
Metody badań . . . . .	8
Zarys dotychczasowych badań . . . . .	9
Stratygrafia . . . . .	10
Kreda . . . . .	10
Paleogen . . . . .	12
Eocen–oligocen . . . . .	12
Oligocen . . . . .	14
Neogen . . . . .	17
Miocen . . . . .	17
Czwartorzęd . . . . .	20
Plejstocen . . . . .	20
Tektonika . . . . .	35
Dynamika podłoża kenozoiku . . . . .	35
Aktywność laramijska . . . . .	35
Aktywność polaramijska . . . . .	35
Glacitektonika . . . . .	38
Położenie warstw i ich interpretacja strukturalna . . . . .	38
Drobne struktury deformacyjne . . . . .	41
Struktury ślizgowe . . . . .	42
Powierzchnia spągowa plejstocenu . . . . .	42
Depresje . . . . .	45
Izolowane formy negatywne i pozytywne . . . . .	47
Elewacje . . . . .	50
Geneza deformacji glacitektonicznych . . . . .	51
Wiek deformacji glacitektonicznych . . . . .	54
Kenozoiczny kompleks strukturalny . . . . .	55
Zarys rozwoju osadów i struktur kenozoiku . . . . .	58
Paleocen – pogranicze eocenu i oligocenu . . . . .	58
Wczesny oligocen i początek późnego oligocenu . . . . .	59
Schyłek paleogenu . . . . .	59
Wczesny miocen i początek miocenu środkowego . . . . .	59
Schyłek neogenu i wczesny plejstocen . . . . .	60
Zlodowacenie nidy . . . . .	60
Młodsze zlodowacenia i interglacjały południowopolskie . . . . .	62
Interglacjał wielki . . . . .	63
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	64
Interglacjał eemski . . . . .	65
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	65
Holocen . . . . .	67
Podsumowanie . . . . .	68
Literatura . . . . .	69
Summary . . . . .	76

Andrzej ROMANEK  
Państwowy Instytut Geologiczny  
Państwowy Instytut Badawczy  
Oddział Świętokrzyski  
im. Jana Czarnockiego  
ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

**Abstrakt.** Zróznicowany miąższościowo, od kilku do 200 m, kompleks kenozoiczny pokrywa w obrębie bloku Gorzowa utwory górnokredowe. Obejmuje morskie skały oligoceńskie (formacja mościńska dolna i górna, formacja rupelska) oraz osady z pogranicza lądu i morza (formacja czempińska). Z niewielką przerwą na utworach oligoceńskich leżą lądowe osady mioceńskie (formacja gorzowska, krajeńska, adamowska i poznańska). Czwartorzęd reprezentuje sześć poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych i towarzyszących im piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz piasków i mułków zastoiskowych. Z okresu interglacjału ferdynandowskiego, wielkiego, zlodowaceń północnopolskich, holocenu i prawdopodobnie interglacjału lubelskiego i eemskiego notowane są osady rzeczne, a z interglacjałów wielkiego i eemskiego znane są osady jeziorne. Obszar przecinają wielkie, wydłużone, wycięte w podłożu czwartorzędowe glaciodepresje. Pospolite są też formy mniejsze, zamknięte, o średnicy kilku kilometrów i głębokości 100 m. Tworzą struktury glacitektoniczne I i II rzędu. Struktury te wypełnione są osadami glacialnymi zlodowacenia nidy. Nidziańskie osady glacial-

ne oraz skały ich podłoża zorganizowane są w struktury fałdowo-luskowe, o amplitudach od kilku- do kilkudziesięciu metrów i promieniach od kilkudziesięciu do 200 m, tworzące struktury glacitektoniczne III rzędu. Łącznie nadają one obszarowi charakterystyczny styl budowy geologicznej cechujący się zaburzonym pograniczem skał czwartorzędowych i ich podłoża, obecnością głębokich depresji glacitektonicznych i ich fałdowo-luskowych wypełnień oraz towarzyszących depresjom mniej wyrazistych glacielewacji. Za proces deformacji i wypełniania odpowiada przede wszystkim najstarszy na analizowanym obszarze, nidziański lądolód. Utworzone przezeń struktury zostały później zmodyfikowane przez młodsze lądolody. Zaburzone osady paleogeńskie, neogeńskie i czwartorzędowe budują glacitektoniczne plejstocieńskie piętro strukturalne. Podścielają je horyzontalnie zalegające utwory paleogeńsko-neogeńskiego piętra strukturalnego, a nadbudowują lokalnie zaburzone w morenach spiętrzonych osady czwartorzędowe plejstocieńsko-holocieńskiego piętra strukturalnego. Łącznie piętra te tworzą kenozoiczny kompleks strukturalny.

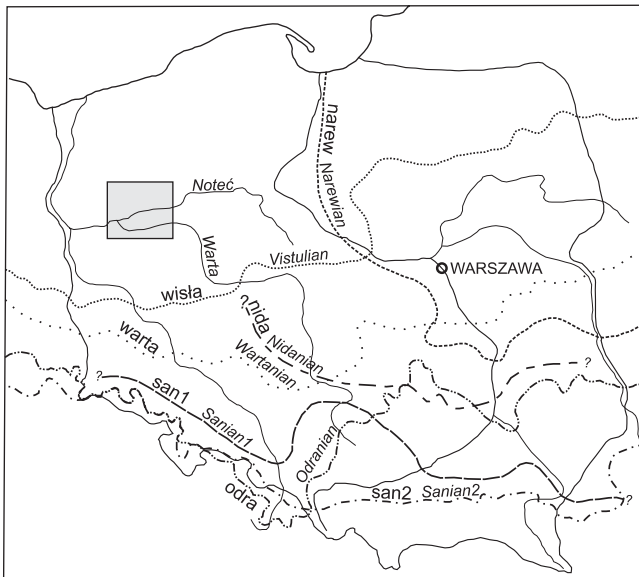
**Słowa kluczowe:** stratygrafia, glacitektonika, tektonika, kenozoik, Ziemia Lubuska, Pomorze, Wielkopolska.

## WSTĘP

W obrębie Pradoliny Noteci–Warty, w okolicach Gorzowa Wielkopolskiego, oraz na północ i południe od niej znajduje się obszar o słabo poznanym kenozoiku. Z powodu niewielkiej ilości materiałów geologicznych, w tym przede wszystkim profili wierceń, zainteresowanie geologów i geografów koncentrowało się dotąd głównie na badaniu form i osadów dostępnych na powierzchni (m.in. Pilarczyk, 1958, 1962; Kozarski, 1965; Galon, 1968; Klimko, 1973). Publikacje na temat osadów sprzed ostatniego zlodowacenia reprezentują prace Kozłowskiej (1979, 1982).

Tymczasem w latach dziewięćdziesiątych XX wieku omawiany obszar doczekał się szczegółowych kartograficz-

nych badań geologicznych. W ich ramach skartowana została między innymi powierzchnia kilkunastu arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, odwiercono kilkadziesiąt sięgających kredy, paleogenu lub neogenu pełnordzeniowanych otworów wiertniczych, przeanalizowano ich profile oraz wyniki badań analitycznych wykonanych na próbkach z rdzeni wiertniczych. Podczas realizacji map wykonano także różne badania geofizyczne i zinterpretowano ich wyniki. W efekcie wiedza o kenozoiku, zwłaszcza o jego starszych osadach, z jednej strony znacznie się poszerzyła, z drugiej strony zaobserwowane w profilach otworów wiertniczych i przekrojach geofizycz-



**Fig. 1.** Położenie obszaru badań na tle zasięgu zlodowaceń plejstocenijskich w Polsce według Lindnera (1991), zmienione

Study area and the extents of Pleistocene ice sheets in Poland (after Lindner, 1991, modified)

nych zaburzenia skał kenozoicznych wymagały interpretacji, a całość uporządkowania zebranego materiału geologicznego. Powiązanie zaobserwowanych faktów geologicz-

nych w jedną spójną koncepcję, czyli stworzenie modelu budowy geologicznej analizowanego obszaru to cel, który postawił sobie autor. Wyniki jego realizacji zawiera niniejsza publikacja.

Obszarem analizowanym (fig. 1) jest teren dwudziestu arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Obejmuje on biegnącą z ENE na WSW Pradolinę Noteci–Warty, od Wielenia na wschodzie po Świerkocin na zachodzie, wypełniającą centrum badanego terenu. Od południa towarzyszą jej rozległe fragmenty Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego, a dalej dolina Warty i fragmenty Pojezierza Lubuskiego i Pojezierza Poznańskiego, a granicę północną stanowi ciąg moren czołowych fazy pomorskiej. Tak określony obszar rozpościera się między 14°45' a 16°15' długości geograficznej wschodniej i 52°40' a 53°20' szerokości geograficznej północnej.

Niniejsza publikacja stanowi podsumowanie wyników badań zawartych w pracy doktorskiej autora. Zarówno promotorowi pracy – Pani Docent dr hab. Krystynie Kenig, jej recenzentom – Panu Profesorowi dr hab. Leszkowi Marksovi i Panu Profesorowi dr hab. Wojciechowi Stankowskiemu, jak również recenzentowi materiałów przygotowanych do druku Panu Docentowi dr hab. Andrzejowi Berowi oraz licznym dyskutantom i opiniodawcom autor pragnie wyrazić wdzięczność za sugestie, propozycje i wskazówki dotyczące ostatecznego kształtu pracy. Wykorzystane w niniejszej publikacji pozwoliły uwolnić ją od szeregu potknięć i niejasności, uczynić bardziej czytelną i komunikatywną.

## MATERIAŁ BADAWCZY

Obraz budowy geologicznej badanego terenu powstawał na podstawie różnorodnych danych pochodzących z terenowych obserwacji geologicznych, analizy profili geologicznych otworów wiertniczych nowych i archiwalnych, wyników pomiarów geofizycznych oraz analiz stratygraficznych. Najistotniejsze były profile pełnordzeniowanych otworów kartograficznych. Trzynaście z nich nadzorował, profilował i opróbowwał autor. Cenne okazały się również profesjonalnie opracowane profile pełnordzeniowanych otworów wiertniczych poszukiwawczo-rozpoznawczych za węglem brunatnym. Ten w pełni wiarygodny materiał geologiczny, mniej więcej równomiernie rozmieszczony, obejmujący cały lub, w przypadku niektórych profili, prawie cały kenozoik, stanowił bazę danych, uzupełnioną następnie profilami głębszych otworów studziennych wierconych techniką bezrdzeniową i stąd znacznie mniej wiarygodnych. Łącznie z poprzednio wspomnianymi rdzeniowanymi profilami budowa geologiczna badanego obszaru jest udokumentowana 916 profilami wiertniczymi (fig. 2). Uwiarygodniają ją także profile 1593 sond mechanicznych sięgających często do 25 m głębokości. Wykorzystano do interpretacji około tysiąca archiwalnych profili płytkich wierceń i sond geologiczno-inżynierskich wykonanych podczas realizacji rozma-

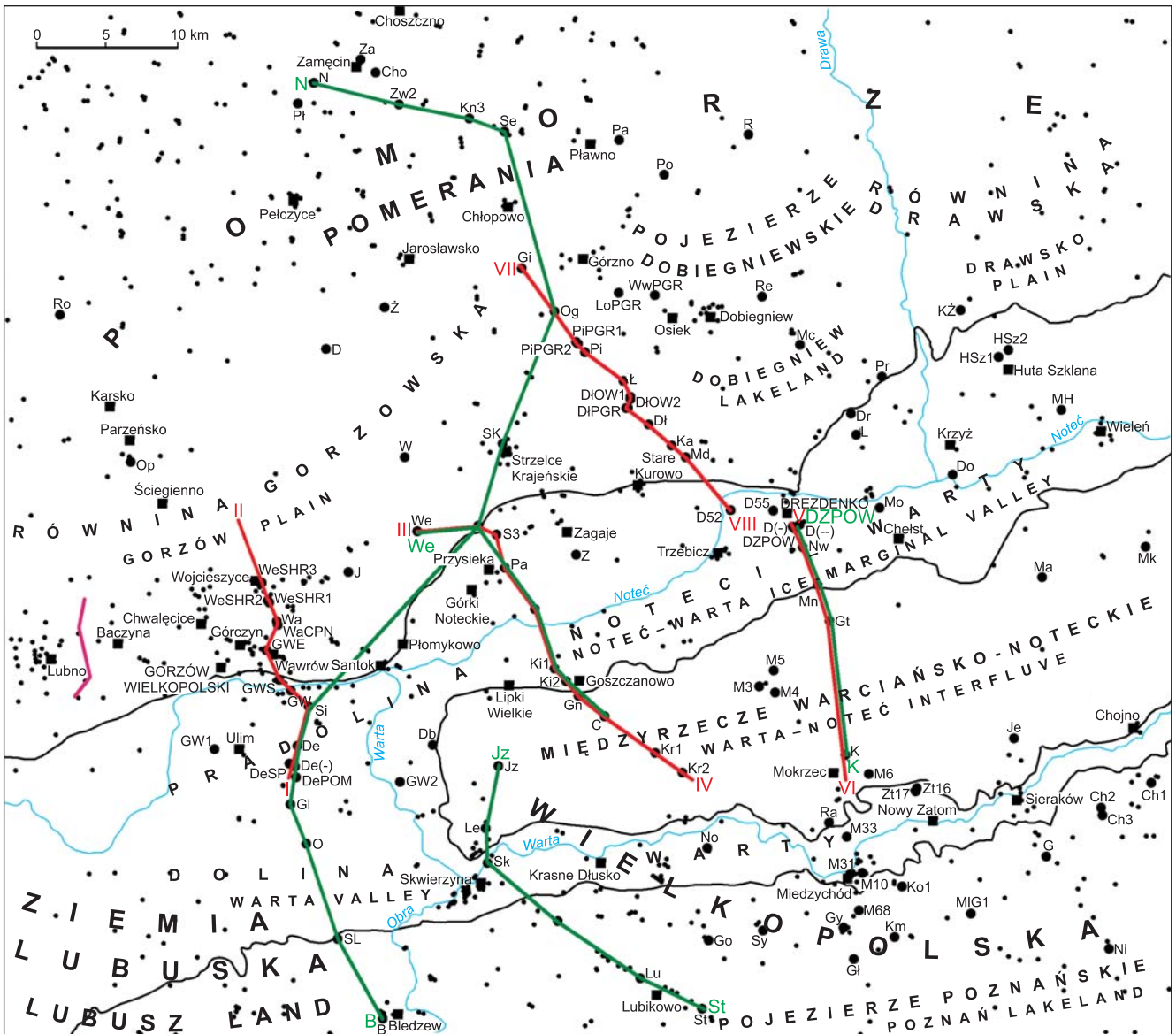
itych inwestycji, takich jak: wodociągi, drogi, obiekty irygacyjne, przeciwpowodziowe i budowlane.

Opisanemu powyżej punktowemu rozpoznaniu towarzyszyły prace pozwalające interpretować budowę geologiczną wzdłuż wybranych linii. Były to badania geofizyczne, a przede wszystkim sondowania elektrooporowe. Ponieważ otwory kartograficzne lokalizowano na ciągach sondowań elektrooporowych, uzyskano dobry, wzajemnie uwiarygodniający się materiał geologiczny.

Bardzo pomocny, zwłaszcza dla analizy strukturalnej okazał się także ciąg płytkich badań refleksyjnych wykonanych kilka kilometrów na zachód od Gorzowa Wielkopolskiego. Wyniki tych badań pozwalały na interpretację budowy geologicznej kenozoiku okolic Gorzowa Wielkopolskiego i – przez analogię – w innych miejscach, w których osady odznaczały się podobną pozycją strukturalną. Analiza budowy geologicznej wykonana z wykorzystaniem wysokorozdzielczej, płytkiej sejsmiki refleksyjnej charakteryzuje się wysoką wiarygodnością (Krzywiec i in., 2004) i jest coraz częściej stosowana z dobrymi rezultatami do badania kopalnych struktur glaci-tektonicznych (Morawski, 2004; Aber, Ber, 2007).

Charakter strukturalny głębszych warstw kenozoicznej pokrywy osadowej rozpoznawano poprzez analizę





- cytowane miejscowości  
*cited locality*
  - granice głównych dolin  
*the boundary of main valley*
  - przekroje geologiczne  
*geological cross-section*
  - zestawienia korelacyjne  
*correlation line*
  - ciąg sejsmiki refleksyjnej  
*profile of shallow high-resolution reflection seismics*
  - otwory wiertnicze  
*borehole*
  - cytowane otwory wiertnicze ze skrótami ich nazw:  
*cited boreholes and their name abbreviations:*
- B – Bledzew; C – Ceglarnia; Ch – Chelmsko;  
 Cho – Choszczno IG 1; Ch1, Ch2, Ch3 – Chrzypsko 1, 2, 3;  
 D – Danków; De, DePOM, DeSP, De(-) – Deszczno, POM, SP, (-);  
 Dł, DłOW1, DłOW2, DłPGR – Długie, OW1, OW2, PGR;  
 Db – Dobrojewo; Dr – Drawiny; Do – Drawsko;

- D52, D55, DZPOW, D(-), D(-) – Drezdenko 52, 55, ZPOW, (-), (-);  
 Gł – Gilów; Gł – Glinik; Gł – Głazewo; Go – Goraj; GW – Gorzów;  
 GwE – Gorzów Elektrownia; GW1, GW2 – Gorzów Wielkopolski IG 1, IG 2;  
 GwS – Gorzów Stilon; Gy – Gorzyń; Gn – Goszczanowo; G – Grobia;  
 Gk – Górecko; Gt – Grotów; HSz1, HSz2 – Huta Szklana 1, 2; J – Janczewo;  
 Je – Jeleniec; Jz – Jezierce; K – Kamień; Km – Kamionna; Ka – Kawki;  
 K11, K12 – Kijowo 1, 2; Ko1 – Kolno 1; Kr1, Kr2 – Kroblewko 1, 2;  
 Kn3 – Krzęcin 3; KŻ – Kuźnica Żelechowska; Le – Leszczyniec;  
 LoPGR – Lubiewko PGR; L – Lubiewo; Lu – Lubikowo; Ł – Ługi;  
 MH – Marianowo-Herbertowo; Ma – Marylin; Mn – Marzenin;  
 Mk – Mężyk; Mc – Mierzęcin; M3, 4, 5, 6, MIG1, M10, M31, M33,  
 M68 – Międzychód 3, 4, 5, 6, IG 1, 10, 61/31, 61/33, 62/68;  
 Mo – Moczydła; Md – Modropole; N – Nadarzyn; Nw – Niegosław;  
 Ni – Niemierzewo; No – Nowiny; Og – Ogardy; O – Orzelec; P – Parzeńsko;  
 Pi, PiPGR1, PiPGR2 – Pielice, PGR 1, PGR 2; Pa – Pławno; Pł – Płotno;  
 Pr – Przeborowo; Po – Przeczno; Pa – Przysieka; R – Radęcin; Ra – Radgoszcz;  
 Rk – Rokitno; Re – Rolewice; S, S3 – Sarbiewo 3; SL – Sarni Las; Si – Siedlice;  
 Sk – Skwierzyna; Se – Słonice; St – Stoluń; Sy – Strychy; SK – Strzelce Krajeńskie;  
 Wa – Wawrów; Wa CPN – Wawrów CPN; We – Welmin; W – Wilanów;  
 SHR2, SHR3; Z – Zagaje; Za – Zamęcin; Zt16, Zt17 – Zatom 16, 17;  
 Zw2 – Zwierzyn 2; Ż – Żabicko

Fig. 2. Lokalizacja profili wiertniczych, przekrojów geologicznych, zestawień korelacyjnych

Location of boreholes, geological cross-sections and correlation lines

półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego. Umożliwiła ona wstępną lokalizację potencjalnych stref mięszszych glin lodowcowych i zaburzeń glacictektonicznych.

Badaniom geologiczno-strukturalnym towarzyszyły badania laboratoryjne, których celem było możliwie jak najdokładniejsze określenie pozycji stratygraficznej analizowanych skał. Najważniejsze były tu badania litopetrograficzne utworów plejstocenijskich. Przeanalizowano wyniki 923 próbek, z których 290 pochodziło z glin lodowcowych.

Status chronostratygraficzny utworów paleogeńskich, neogeńskich i wyjątkowo plejstocenijskich ustalano metoda-

mi biostratygraficznymi – analizy nanoplanktonu wapiennego obecnego w morskich skałach kredowych i paleogeńskich oraz analizy palinologicznej, zastosowanej do utworów kenozoicznych obfitujących w materiał fitogeniczny. Łącznie na obecność nanoplanktonu wapiennego przeanalizowano 22 próbki (z czego 12 okazało się pozytywnych), a szczątki roślinne zbadano w 15 próbkach.

Chronostratygrafia skał plejstocenijskich ustalana była także metodą analizy termoluminescencyjnej. Przeanalizowano tą metodą 41 próbek. Z powodu rozbieżnych wyników zrezygnowano z ich wykorzystania.

## METODY BADAŃ

Zrealizowanie założonego celu, to znaczy opracowanie modelu budowy geologicznej kenozoiku określonego powyżej obszaru badań, wymagało przede wszystkim dobrej znajomości sukcesji skał paleogeńskich, neogeńskich i plejstocenijskich w jego obrębie. Kluczowa w tej kwestii była analiza profili pod kątem zdefiniowania w nich dobrze czytelnych i w miarę jednoznacznych jednostek litostratygraficznych oraz ich granic, a więc uzyskania wiarygodnej litostratygrafii. Tego rodzaju analizą objęto kilkadziesiąt profili wiertniczych. W osadach oligocenu za takie dobrze czytelne jednostki zostały uznane formacje: rupelska oraz mosińska dolna i górna. Tym samym dobrze określona stała się również, położona między dwoma ostatnimi, formacja czempińska.

Punktowe próbki nanoplanktonowe i palinologiczne pozwoliły sprecyzować pozycje wspomnianych formacji w skali chronologicznej i ustosunkować się do możliwości glacictektonicznych powtórzeń w niektórych profilach.

Znacznie trudniej było ustalić właściwe następstwo utworów miocenu, gdzie schemat litostratygraficzny jest w przeciwieństwie do oligocenu mało ugruntowany. Jeszcze w latach 90. ubiegłego stulecia ustanowiono tu (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997) dwie nowe formacje – gorzowską i krajeńską. Znajomość utworów miocenu starszych niż ły formacji poznańskiej, wobec nielicznych profili oraz częstych stwierdzonych w nich zaburzeń i powtórzeń, wydaje się na badanym obszarze daleko niewystarczająca. Jako reperowe badane były spąg formacji poznańskiej oraz, w miarę możliwości, fitogeniczne utwory zaliczane do formacji krajeńskiej. Ponieważ autor nie dysponował pełnymi nowymi profilami skał miocenijskich interpretacja tych utworów oparta została w zasadzie na analizie materiałów archiwalnych tylko lokalnie wspartych badaniami palinologicznymi fragmentów profili miocenijskich.

Stosunkowo liczne, długie i często obfitujące w gliny lodowcowe profile plejstocenijskie poddano badaniom litopetrograficznym. Przebadano około 30 profili skał plejstocenu pochodzących z wierzeń zgłębnionych podczas realizacji arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Trela, 1997a, b; 2000a, b; Salwa, 1999a, b; Złonkiewicz, 2000a, b; Studencki, 2002a–d; Romanek, 2003a–f).

Oprócz obserwacji makroskopowych odsłoneń i profili wiertniczych wykorzystano także analizy uziarnienia osa-

dów, węglanowości, stopnia obtoczenia ziarn kwarcu, minerałów ciężkich, petrografii drobnych żwirów (M. Romanek, 1994a, b, 1995, 1997a, b, c; Fert i in., 2000a, b), czyli wyniki analiz wykonanych w ramach standardowych badań litopetrograficznych osadów plejstocenijskich, podczas realizacji Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000.

Spośród tych badań zasadnicze znaczenie dla określenia litostratygrafii glin lodowcowych miała analiza statystyczna frakcji drobnożwirowej (5–10 mm). Zręby metodologiczne tej analizy wypracował Trembacowski (1961). Modyfikacje wprowadził i wdrożył do stosowania Rzechowski (1977, 1980, 1982; por. także Marks, Ber, 1999) i Lisicki (2000), a statystyczne uzasadnienie wyników badań przedstawiła Kenig (1997, 1998; por. także Marks, Ber, 1999) oraz Lisicki (2000). Badaniem obejmuje się nie mniej niż 300 ziarn żwirów, wśród których wyróżnia się grupę żwirów skał północnych z podziałem na skały krystaliczne, wapienie, dolomity, piaskowce i kwarcy, oraz grupę żwirów skał lokalnych z podziałem na wapienie, margle, piaskowce, kwarcy, krzemienie, mułowce, łupki, fosforyty, ksylyty. Statystycznie dowiedziono (Kenig, 1998), że relacje ilościowe między niektórymi typami żwirów skał północnych stanowią istotną cechę wyróżniającą typ gliny lodowcowej. Charakteryzuje się go poprzez obliczenie współczynnika O/K, K/W i A/B, gdzie O – stanowią żwiry skał osadowych, K – żwiry skał krystalicznych i kwarcu, W – żwiry wapieni i dolomitów, A – żwiry skał nieodpornych (wapieni, dolomitów, łupków), B – żwiry skał odpornych (krystalicznych, kwarcu, piaskowców). Charakterystykę uzupełniają dane o udziale i petrografii żwirów skał lokalnych. Tą metodą scharakteryzowano i wyróżniono w poszczególnych badanych profilach odrębne poziomy glin lodowcowych (M. Romanek, 1994a, b, 1995, 1997a–c, 1999; Fert i in., 2000a, b). Jednak korelacje poprawne na obszarze jednego arkusza zawodziły przy analizie regionalnej. Wykorzystując źródłowe wyniki badań litopetrograficznych, autor uzupełnił je o dane geologiczne, kartograficzne, porównanie z obszarami sąsiednimi i wypracował regionalny schemat korelacyjny nawiązujący do jednostek chronostratygraficznych i geochronologicznych. Tego rodzaju badania regionalne obejmujące znacznie rozległe obszary przeprowadzili w Polsce Kenig (1998), Lisicki (2004) i Czerwonka (2004).

Analizy uziarnienia, wapnistości, obtoczenia ziarn kwarcu, minerałów ciężkich osadów innych niż gliny lodowcowe stanowiły podstawę ustalenia ich genezy oraz oddzielenia skał czwartorzędowych od utworów starszych w profilach wiertniczych.

Opracowane stratygraficznie profile posłużyły do skonstruowania map strukturalnych stropu utworów kredowych i spągu skał plejstoceniowych, a także wykonania zestawień korelacyjnych utworów kenozoiku wzdłuż wybranych kierunków. Ilustracje te prezentują na obszarze badań morfologię podłoża kenozoiku oraz pokazują główne trendy rozwoju serii osadowych w paleogenie, neogenie i czwartorzędzie. Na takim tle można było rozwijać szczegółowe badania geologiczne.

Spośród badań geofizycznych najbardziej użyteczne okazały się badania geoelektryczne wykonywane metodą sondowań elektrooporowych, badania grawimetryczne w postaci analizy półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego oraz badania sejsmiczne wykonane metodą refleksyjną wysokiej rozdzielczości. Wyniki wszystkich wspomnianych badań geofizycznych zostały opracowane przez specjalistów – geofizy-

ków. Praca autora sprowadziła się do ponownej analizy wyników w kontekście szczegółów budowy geologicznej i ich interpretacji, w wyniku której można było uzasadnić m.in. obecność uskoku, stref depresyjnych oraz wzajemne relacje między plejstoceniem i jego paleogeńskim, neogeńskim, a miejscami także kredowym podłożem. Rezultaty badań geofizycznych zostały skonfrontowane z innymi danymi geologicznymi. Wśród nich miejsce poczesne zajęły wyniki badań biostratygraficznych (nanoplanktonowych i palinologicznych) paleogenu i neogenu. Wykorzystane, stały się reperami w konstrukcji schematu chronostratygraficznego, uzasadniły rozważania o rozmiarach ruchów tektonicznych podłoża kenozoiku, umożliwiły interpretację niektórych struktur glaci-tektonicznych. Dysponując stratygrafią osadów kenozoicznych na badanym obszarze, można było zreinterpretować całość danych w kontekście podstawowych dociekań badawczych nad mechanizmem powstawania deformacji glaci-tektonicznych. Wynikiem takiej reinterpretacji są szczegółowe przekroje geologiczne, które ilustrują model budowy geologicznej badanego obszaru.

## ZARYS DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Dzięki pracom badaczy niemieckich (Keilhack, 1897, 1898; Beschoren, 1934; Ost, 1935; Woldstedt, 1935; Louis, 1936 *vide* Kozarski, 1965) zasadnicze rysy geomorfologiczne i geologiczne analizowanego obszaru zostały ustalone u schyłku XIX i w początkach XX wieku. Dostrzeżono pradolinny charakter doliny Noteci, wyróżniono towarzyszące jej wysoczyzny lodowcowe i sandry. Powstanie głównych elementów rzeźby powiązano z ustępującym lądolodem fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Sformułowano kilka koncepcji funkcjonowania pradoliny, w tym istnienie zastoiska w kotlinach Kostrzyńskiej i Gorzowskiej oraz ideę wypełnień tych kotlin rozległymi i miększymi megabryłami martwego lodu. Polemizowano na temat czasu i możliwości przepływu wód ku zachodowi (problem Eberswalde, Rando- wy, Rotes Luch).

Jakkolwiek geomorfologia i geologia młodych osadów plejstoceniowych, odsłaniających się na powierzchni, była już w ogólnych zarysach rozpoznana w latach pięćdziesiątych XX wieku, brak było badań szczegółowych, które mogłyby uzasadnić i uwiarygodnić generalne koncepcje paleogeograficzne. W latach 50. i 60. ukazało się kilka prac dotyczących gorzowskiego odcinka pradoliny Noteci–Warty i sąsiadujących z nią wysoczyzn (Pilarczyk, 1958, 1962; Galon, 1961; Stankowski, 1963). Ukoronowaniem wczesnego okresu polskich badań geomorfologicznych i geologicznych na analizowanym obszarze były monografie Kozarskiego (1965) i Galona (1968). Funkcjonowanie pradoliny Noteci–Warty powiązano w nich z popoznańskimi fazami ustępującego lądolodu zlodowacenia wisły, rozpoznano fragmentarycznie zachowany najwyższy i najstarszy taras pradolinny, wyróżniono i skorelowano system tarasów w obrębie całej pradoliny, przedyskutowano możliwości odpływu wód pradolinnych ku zachodowi. W przypadku obu szeroko geograficz-

nie zakrojonych monografii obszar badań autora stanowił tylko fragment analizowanych w nich terenów. Badania form i osadów znajdujących się na powierzchni zamknęła szczegółowa rozprawa Klimko (1973). Jej przedmiotem była morfogeneza zachodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego pokrywającej się z południową częścią obszaru badań (fig. 2). Klimko wyróżnił na obszarze Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego tarasy pradolinne i powiązał je ze schematem Galona (1968), przeanalizował budowę i genezę form eolicznych ze szczególnym uwzględnieniem deflacyjnych, uzasadnił tezę, że nasilenie procesów eolicznych, odpowiedzialne za utworzenie większości czytelnych obecnie form erozyjnych i akumulacyjnych, miało miejsce w böllingu. Potwierdził też opinię Kozarskiego (1963) o allerödskim okresie wytapiania się brył martwego lodu, zagrzebanych w utworach tarasowych. Praca Klimko (1973) kończy etap analitycznych badań geomorfologiczno-geologicznych form i osadów odsłaniających się na powierzchni, a dostępnych płytkami robotami ziemnymi. Podsumowanie tego etapu badań stanowi obraz budowy geologicznej zaprezentowany na Mapie geologicznej Polski w skali 1:20 000 i scharakteryzowany w wydanych do niej objaśnieniach (Kozłowski, 1977; Kozłowski, Nosek, 1978).

Prawie do końca lat 70. ubiegłego stulecia brak jest prac traktujących o utworach kenozoicznych starszych niż vistuliańskie. Wstępny obraz powierzchni spągu utworów plejstoceniowych wraz z ogólnym rozpozniowaniem stratygraficznym osadów paleogenu i neogenu ukazała Mapa geologiczna Polski w skali 1:20 000 bez utworów czwartorzędowych (Kozłowski, Nosek, 1977) z objaśnieniami (Kozłowski, Nosek, 1978). Prekursorką kompleksowych badań kenozoiku jest Kozłowska (1979, 1982), która w opracowaniach opartych na profilach wierceń przeanalizowała budowę



utworów plejstocenijskich w kontekście rozwoju oraz wykształcenia osadów paleogenu i neogenu, a także morfogenezy podłoża kenozoicznego na obszarze Pojezierza Myśliborskiego i Równiny Gorzowskiej. Rezultatem tych badań było wyróżnienie w plejstocenie ośmiu poziomów glacialnych i rozdzielających je utworów rzecznych, wodnolodowcowych i zastoiskowych. Wśród nich autorka rozpoznała klastyczne zespoły osadów rzecznych przyporządkowanych interglacjalom: kromerskiemu, mazowieckiemu, eemskiemu i zrekonstruowała przebieg różnowiekowych dolin rzecznych. Szczególną zasługą Kozłowskiej (1982) jest zwrócenie uwagi na wielofazowy rozwój zjawisk i procesów glaciotektonicznych w wielu miejscach badanego przez nią obszaru. Spośród struktur negatywnych wyróżnionych przez Kozłowską (1982) na badanym przez autora obszarze znajduje się fragment depresji Warty.

Oprócz badań realizowanych wokół Gorzowa Wielkopolskiego prowadzono i zakończono prace w nieodległym sąsiedztwie. Ich wyniki rzutują pośrednio na interpretację budowy geologicznej analizowanego terenu. Najistotniejsze z nich to badania utworów plejstocenijskich wykonane w pradolinie Noteci–Warty koło Nakła (Dzierżek, 1997) i Ujścia (Górska, 2000), badania osadów interglacialnych z Boczowa w kontekście rozwoju plejstocenu na sąsiedniej Ziemi Lubuskiej (Skompski, 1981; Krupiński, 2000), wyniki prac Gogołka (1991) z zachodniej i północno-zachodniej Wielkopolski, Czerwonki i Krzyszkowskiego (1994) oraz Czerwonki (2004) z Wielkopolski południowo-zachodniej i centralnej, a także ostatnie dane o występowaniu fitogenicznych utworów interglacjalu eemskiego na zachód od Gorzowa Wielkopolskiego (Piotrowski i in., 2002) i koło Piły (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005). Jednocześnie, w wyniku wielu szczegółowych badań, uległ zmianie sposób interpretacji plejstocenijskich odcinków profili wiertniczych. Okazało się bowiem, że znaczne ich partie reprezentują wypełnienia rynien – pospolitych form erozji wód glacialnych jaka zachodziła podczas wszystkich zlodowaceń.

Rozwój wiedzy o obserwowanych w skałach kenozoicznych zaburzeniach miał swoisty charakter. Skały paleogeńskie i neogeńskie, w tym zwłaszcza miocenijskie, z uwagi na swą litologiczną zmienność, zapewniały dobrą czytelność struktur występujących w miejscach eksploatacji węgla brunatnego, toteż badacze paleogenu i neogenu wnieśli z początku największy wkład w rozpoznanie zaburzeń (Ciuk, 1955; Dyjor, 1969; Dyjor, Chlebowski, 1973; Dyjor, Pruc, 1978). Zdecydowaną większość zaburzeń opisywano ze stref elewowanych utworów paleogeńskich i neogeńskich, bo tam były one dostępne badaniom. Obszary depresjonowane w znacznej mierze do dziś, z uwagi na ubogi materiał wiertniczy, opierają się badaniom i wiedza o nich jest stosunkowo uboga. W Polsce centralnej struktury depresjonowane były opisywane przez m.in. Ruszczyńską-Szenajch (1976), Lamparskiego (1983), pod Gorzowem Wielkopolskim, jak już wspomniano, analizowała je Kozłowska (1982). Do niedawna brakowało wiarygodnego modelu deformacji osadów nieskonsolidowanych kenozoiku. Powszechność występowania struktur na rozległym obszarze wykluczała zarówno zastosowanie koncepcji glacitektoniki dolinnej (Krygowski, 1965), jak i krawędziowej (Brykczyński, 1982). Pospolicie obserwowana regularność struktur kwestionowała powszechną obecność diapiryzmu. Rozwiązanie przyniosły prace Rotnickiego (1974, 1976c) i Jaroszewskiego (1991, 1994). Strukturogeneza glacitektoniczna ma się, zgodnie z poglądami Rotnickiego (*op. cit.*), rozwijać w strefie kontrastu obciążeń statycznych, generalnie w strefie czołowej lądolodu. Tam w podłożu lądolodu, w zależności od stopnia nasycenia wodą i wrażliwości na zniszczenie, dochodzi do powstania i propagacji ściąg cylindrycznych i transportu tektonicznego wzdłuż tych powierzchni. Rezultatem tego rodzaju procesów jest strefa ponasuwaną na siebie połączonych łusek i fałdów oraz zjawiska diapiryzmu w jej podłożu (Jaroszewski, 1991, 1994). Ten model strukturogenezy glacitektonicznej nieskonsolidowanych osadów znalazł potwierdzenie w obserwacjach pochodzących z badanego terenu.

## STRATYGRAFIA

Nazewnictwo i ranga przyjętych oraz wykorzystywanych w niniejszej publikacji jednostek stratygraficznych paleogenu i neogenu są zgodne z międzynarodową tabelą stratygraficzną (Gradstein i in., 2004). Dla określenia młodszego kenozoiku utrzymano termin „czwartorzęd” zgodnie z poglądami Marksa (2005). Wewnętrzny podział stratygraficzny tego okresu i systemu jest tożsamy ze stosowanym przy opracowaniu Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Instrukcja..., 1996, 2004). Choć nie wolny od wad, jako stale aktualizowany, konsekwentny, obejmujący całość okresu i uwzględniający bieżący stan badań stratygraficznych czwartorzędu, podział ten okazał się najwygodniejszym i najpraktyczniejszym narzędziem porządkowania wydarzeń i procesów zachodzących w czasie najmłodszego okresu historii Ziemi.

## KREDA

Podłożem powszechnie występujących na powierzchni badanego obszaru skał kenozoicznych są utwory górnokredowe. Pokazane zostały na mapach geologicznych Polski bez utworów kenozoicznych (Pożaryski, 1966, 1979; Osika i in., 1972; Dadlez i in., 2000) oraz na mapach obszaru północno-zachodniej Polski opracowanych przez Jaskowiak-Schoeneichową (1979, 1981).

Skład litologiczny skał kredowych jest urozmaicony, chociaż wszystkie należą do zbioru utworów węglanowych. Najstarsze z nich – dolnokampańskie (fig. 3), obserwowane w profilu otworu Międzychód IG 1 (fig. 2), są wykształcone w postaci opok, opok marglistych, margli i wapieni margli-



- Km<sub>1</sub> mastrycht: wapień, opoki  
*Maastrichtian: limestone, opoka*
- Kk kampan: wapień, margle, opoki, kreda piszcząca  
*Campanian: limestone, marl, opoka, chalk*
- osady jury górnej i kredy antykliny Szamotuł i wschodniego skrzydła niecki szczecińskiej  
*Upper Jurassic and Cretaceous deposits of Szamotuły Anticline and eastern limb of Szczecin Trough*
- strefy dyslokacyjne w obrębie kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego  
*dislocation zones in Zechstein-Mesozoic sequence*
- struktury solne w obrębie kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego  
*salt structures in Zechstein-Mesozoic sequence*
- uskoki przecinające dolną część kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego  
*faults in a lower part of Zechstein-Mesozoic sequence*

**Fig. 3. Mapa geologiczna okolic Gorzowa Wielkopolskiego bez utworów kenozoicznych (wg Jaskowiak-Schoeneichowej, 1981, zmieniona) na tle mapy tektonicznej kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego (wg Dadleza, 1979)**

Geological map of Gorzów Wielkopolski region without Cenozoic deposits (after Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981, modified) against tectonic map of Zechstein-Mesozoic sequence (after Dadlez, 1979)

stych. Skały mają barwy szare i jasnoszare, są zwięzłe, twarde, a opoki zawierają domieszki ziarn kwarcu, glaukonitu, muskowitu i pirytu (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, 1981).

Utwory górnokampańskie stanowią strop osadów kredowych w profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 2). Reprezentowane są przez kredę piszącą i kredę piszącą marglistą, zawierają otwornice, gąbki i belemnity (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). Dalej ku wschodowi, wśród kredy piszącej pojawiają się wkładki wapieni marglistych. Otworami Krobielewko 1 i 2 (fig. 2) uzyskano urozmaicone profile górnego kampanu złożone z wzajemnie przeławicających się partii kredy piszącej, margli i wapieni marglistych.

Nowe dane o stratygrafii utworów górnokampańskich dostarczyły profile wierceń Deszczno, Sarbiewo, Kamień (Romanek, 2003a–g). Najstarsze skały górnokampańskie występują w Kamieniu w postaci wapieni i wapieni marglistych. W obrazie mikroskopowym wapienie i wapienie margliste z Kamienia ujawniają tło mikrytowe, przetkane szkieletami wapiennych otwornic w różnym stopniu zmikrytyzowanych. W partiach słabiej przeobrażonych materiał szkieletowy jest gęsto upakowany. W klasyfikacji skał węglanowych Dunhama (1962) opisywane skały odpowiadają pakstonowi otwornicowemu. Gdy ilość szkieletów na skutek mikrytyzacji maleje, pojawiają się partie skały o cechach madstonu lub wakstonu. Otwornicom towarzyszą liczne małżoraczki. Powszechnie występują bliżej nieoznaczalne fragmenty muszli mięczaków, szkielety trochospiralnie zwinionych ślimaków, fragmenty kolców jeżowców i szkieletów bliżej nieokreślonych szkarłupni, ale ilościowo nie odgrywają większej roli.

Podobne litologicznie madstony i wakstony opisała z górnego kampanu profilu otworu Huta Szklana 1 (fig. 3) Natusiewicz-Dudziak (1970).

Obraz mikroskopowy najmłodszych kampańskich skał węglanowych z Deszczna i Sarbiewa jest uboższy. Dominuje w nim zailone tło mikrytowe z kilkuprocentowym udziałem szkieletów wapiennych otwornic i nielicznych małżoraczek, czyli są to typowe madstony.

Madstony przekraczają granicę kampanu i kontynuują się w dolnym mastrychcie tworząc wapienie, wapienie margliste i wapienie kredopodobne, rozpoznane w profilu Choszczna IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1978, 1979). W Dobrojewie (fig. 2) w madstonach stwierdzono domieszkę detrytusu muszlowego i pyłowe ziarna kwarcu. Na północnym wschodzie (Drawiny 1 – fig. 2) w profilu mastrychtu dolnego dominują opoki mułkowate i opoki margliste, chociaż wkładki margli i tu są pospolite (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979).

Na podkenozoicznej powierzchni badanego obszaru występują jedynie dwa najmłodsze piętra kredy. Ich obecność oraz przebieg wychodni dokumentują wyniki badań biostratygraficznych (Cieśliński, Jaskowiak, 1973; Błaszkiwicz, 1984) makrofauny i mikrofauny (głównie otwornicowej) przeprowadzone na próbkach pochodzących z rdzeni otworów głębokich. Najstarsze utwory dolnokampańskie rozpoznana Gawor-Biedowa (1972) w stropie osadów kredy profilu Międzychód IG 1 (fig. 2). W Gorzowie Wielkopolskim

IG 1 (fig. 2) pod kenozoikiem napotkano kampan górny (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1960), podobnie (fig. 2) w Hucie Szklanej 1 (Natusiewicz-Dudziak, 1970), Żabicku, Myśliborzu, Radęcinie i Pławnie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). Stropowe partie kredy z otworu wiertniczego Drawno geo 1 (poza obszarem fig. 2) i Choszczno IG 1 (Gawor-Biedowa, 1965) należą do dolnego mastrychtu.

W ostatnich latach, w kilku otworach nawiercono strop skał kredowych i przy pomocy nanoplanktonu wapiennego określono ich wiek. W Kamieniu był to poziom CC22 *Quadrum trifidum* – wyższy górny kampan (Sissingh, 1977; Gaździcka, 2000), w Sarbiewie i Deszcznie poziom CC23A *Tranolithus phacelosus* – najwyższy górny kampan (Gaździcka, 1994, 1997). Tylko z otworu Dobrojewo PIG 1 wyniki stratygrafii nanoplanktonowej były nieco odmienne. Uzyskano tam kokolity poziomu Nk 8 *Broinsonia parca* (Gaździcka, 1994) rozpoczynającego mastrycht (Mortimer, 1987). Pozwoliło to na przeprowadzenie korekty przebiegu granicy kampan/mastrycht na wschód od Gorzowa Wielkopolskiego (fig. 3) w stosunku do dotychczas przedstawianego na mapach (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, 1981; Pożaryski, 1979; Dadlez i in., 2000). Rozszerzeniu uległa wychodnia dolnego mastrychtu.

## PALEOGEN

### Eocen–oligocen

Powszechnie akceptowany choć nieformalny schemat litostratygraficzny eocenu i oligocenu opracowano na podstawie danych z Wielkopolski (Ciuk, 1970, 1974; Piwocki, 1975, 2004), Ziemi Lubuskiej (Dybor, 1974) oraz z Polski północnej (Ciuk, 1972, 1973; Piwocki, Olkiewicz-Paprocka, 1987). Dwa pulsy transgresywne zapisane w profilach morskich osadów zielonymi barwami od obfitego nagromadzenia glaukonitu i grubszą od sąsiednich utworów frakcją, ujęto w osobne nieformalne jednostki litostratygraficzne i wyróżniono pod nazwą formacji mosińskiej dolnej i górnej. W ten sposób wyodrębnił się również rozdzielający te formacje miąższy zespół osadów środowisk lądowych i lądowomorskich, włączony do formacji czempińskiej. Na zachodzie i północy badanego obszaru osadom tym odpowiadają ilaste utwory morskie formacji rupelskiej. W stropie paleogenu występują drobnoziarniste osady klastyczne, pokrywające skały formacji mosińskiej górnej i rupelskiej. Nie reprezentują one żadnej ze zdefiniowanych dotąd jednostek litostratygraficznych z pogranicza oligocenu i miocenu.

#### Priabon/rupel

##### Formacja mosińska dolna

Osady formacji mosińskiej dolnej występują na badanym obszarze pospolicie (fig. 2, 4), choć nie wszędzie. Nie notowano obecności osadów tej formacji w profilach Drezdenka 52 i 55, Przeborowa (Szumilak, 1965), Choszczna (Gortyńska, 1962, 1978), Słonic (Salwa, 1999a, b) i Niemierzewa



(Walkiewicz, 1984). Pozostałe, sięgające kredy profile zawierają osady, które odpowiadają opisowi warstw formacji mosińskiej dolnej (Ciuk, 1970, 1974).

Spotyka się dwojaki typ wykształcenia litologicznego formacji mosińskiej dolnej. Pierwszy – obecny głównie na północy i zachodzie badanego obszaru – reprezentują cienkie, kilkumetrowe zespoły zielonych piasków glaukonitowych o zmiennym uziarnieniu, od różnoziarnistych po mułkowate (Gorzów Wielkopolski IG 1, Drawno geo 1 – Gortyńska, 1962; Drawsko, Marianowo-Herbertowo – Szumilak, 1965 – fig. 4). W Drawnie i Gorzowie Wielkopolskim IG 1 w piaskach formacji mosińskiej dolnej notowano nieoznaczalny detrytus morskiej fauny (Gortyńska, 1962). Piaszczyste profile zawierają sporadycznie cienkie wkładki innych skał, w tym iłów „czekoladowych” (Drawno – Gortyńska, 1962) i mułków (Dobrojewo – Romanek, 2003a, b).

W centrum i na południu badanego obszaru profile formacji mosińskiej dolnej są bardziej mięjsze i zróżnicowane. Reprezentują drugi typ sekwencji tej formacji. Za charakterystyczny może być uznany profil Kijowa 2 (fig. 4; Romanek, 2003c, d). Na zwietrzelinie margli i wapieni marglistych kredy leży (fig. 4) warstwa (20 cm) żwirów, złożonych z obtoczonych czarnych krzemieni o średnicy 1–3 cm, tkwiących w zielonym, mulasto-glaukonitowym tle. Wyżej występuje ławica (0,6 m) zielonoszarych mułków piaszczystych i 3-metrowej miąższości zespół intensywnie zielonych, glaukonitowych piasków mułkowatych, przeważnie poziomo laminowanych. Piaski są źle wysortowane, wapniste (8%). Spektrum minerałów ciężkich stanowią nieobtroczone skupienia węglanów (86%) i glaukonit (5%). Środkową część profilu Kijowo 2 budują cienkie warstwy wzajemnie


















przeławicających się szarozielonawych mułków piaszczystych i piasków drobnoziarnistych oraz ciemnobrązowoczarnych, poziomo laminowanych mułków. W stropie tych osadów liczących 7,0 m występują cienkie 1–2-centymetrowe wkładki zwięzłych, brązowych drobnoziarnistych piaskowców. Profil formacji mosińskiej dolnej wieńczą drobnoziarniste szarozielonawe piaski z glaukonitem (2,5 m) miejscami dość zwięzłe, z warstwą (10 cm) zwięzłych szarozielonawych piaskowców drobnoziarnistych w stropie. Podobnie, choć może jeszcze bardziej zróżnicowane litologicznie są profile Kamienia i Skwierzyny.

Skały formacji mosińskiej dolnej przebadano biostratigraficznie w czterech profilach. W Kijowie 2 i Dobrojewie wykonano badania nanoplanktonowe, a w Skwierzynie i Kamieniu analizę palinologiczną.

Skład zbadanego w Dobrojewie zespołu nanoplanktonowego wskazuje na przełom eocenu i oligocenu (poziom nanoplanktonowy NP21 *Ericsonia subdisticha*, wyróżniony przez Roth et Hay-Hay i in. w 1967 emend. Martini, 1970; Gaździcka, 1994). Obecność pojedynczych egzemplarzy gatunku *Discoscoaster tani nodifer* Bramlette et Riedel w próbce z głębokości 184,0 m wskazuje na dolną część poziomu NP21.

W utworach formacji mosińskiej dolnej profilu Kijowa Gaździcka (1997) rozpoznała 12 gatunków kokkolitów. Obfitość osobników gatunków *Isthmolithus recurvus* Deflandre i *Reticulofenestra umbilica* (Levin) przy jednoczesnym braku form górnioeocenijskich, w tym przedstawicieli rodzaju *Ericsonia*, których zasięg stratygraficzny obejmuje najniższy oligocen, dowodzi, że osady zawierające opisywany zespół nanoplanktonowy należą do poziomu NP22 *Helicosphaera reticulata* (Gaździcka, 1997).

#### Objaśnienia do fig. 4–8 Explanation for Figs. 4–8

	czwartorzędowe osady rzeczne, wodnolodowcowe i zastoiskowe <i>fluvial, glaciofluvial, ice-dam lake</i> <i>Quaternary deposits</i>		piaski drobnoziarniste <i>fine-grained sand</i>
	węgiel brunatny <i>brown coal</i>		piaski średnioziarniste <i>medium-grained sand</i>
	iłły <i>clay</i>		piaski średnioziarniste ze żwirami <i>medium-grained sand and gravel</i>
	mułki węgliste <i>coaly silt</i>		piaski gruboziarniste <i>coarse-grained sand</i>
	mułki <i>silt</i>		piaski różnoziarniste <i>poorly sorted sand</i>
	mułki piaszczyste <i>sandy silt</i>		piaski różnoziarniste ze żwirami <i>poorly sorted sand and gravel</i>
	piaski mułkowate <i>silty sand</i>		bruk głazowy <i>pavement</i>
	heterolit mułki/piaski drobnoziarniste <i>silt/fine-grained sand heterolith</i>		gliny lodowcowe <i>glacial till</i>
			wapienie margliste <i>marly limestone</i>



Osady formacji mosińskiej dolnej ze Skwierzyny i Kamienia nie zawierały nanoplanktonu. Badania palinologiczne formacji mosińskiej dolnej profilu otworu Kamień (próbka z centralnej części sekwencji) dostarczyły bogatego zespołu szczątków organicznych, wśród których znaczny udział miały rośliny nagonasienne i fitoplankton. Szczegółowa analiza palinologiczna zespołu pozwoliła Słodkowskiej (2000b) powiązać zawierające go osady z pograniczem eocenu i oligocenu. Podobną diagnozę stratygraficzną uzyskały utwory formacji mosińskiej dolnej z profilu Skwierzyny (Ważyńska, 1994b), Orzelca i Glinika (Słodkowska, 2000a).

## Oligocen

### Rupel

#### Formacja czempińska

Osady formacji czempińskiej na południu, w centrum oraz na południowych i południowo-wschodnich peryferiach badanego obszaru leżą na utworach formacji mosińskiej dolnej i, jak już wspomniano, miejscami wprost na górnokredowym podłożu (Drezdenko 52, 55, Przeborowo, Niemierzyce; fig. 2, 4). Profil tej formacji obejmuje spektrum osadów powstałych w środowisku lądowym lub z niewielkimi, tylko lokalnie zaznaczonymi wpływami morskimi.

Zmienność wykształcenia formacji czempińskiej dokumentuje profil otworu Kamień (fig. 5; Romanek, 2003e, f), w którym osady tej formacji rozwijały się na utworach formacji mosińskiej dolnej. Odróżnia je od leżących niżej brak glaukonitu, a tym samym zielonego zabarwienia osadów, dominują kolory beżowe, brązowe i brązowoczarne – stosownie do ilości rozproszonego w warstwie pyłu węglatego. Generalnie zmniejsza się także, w stosunku do utworów podścielających, ilość łuszczaków, chociaż są stale obecne i w niektórych ławicach odzyskują utracone znaczenie. Najpospolitszymi typami litologicznymi są brązowe i jasnobrązowe piaski średnio- i drobnoziarniste, a podrzędnie także piaski mułkowate cienko poziomo warstwowane.

Wzrost udziału substancji organicznej w osadzie skutkuje pojawieniem się ławic ciemnobrązowych i czarnobrązowych mułków węglistych o teksturze masywnej. Gdy zmiany litologiczne są częste, dochodzi do powstawania ławic heterolitów piasków drobnoziarnistych i węgla brunatnych. Napotkano również pojedyncze warstwy beżowych, poziomo laminowanych mułków, heterolity ciemnobrązowych mułków (0,5–1,0 cm) i beżowych piasków kwarcowo-muskowitowych oraz laminowanych węgla brunatnych.

Łączna miąższość osadów formacji czempińskiej wynosi w profilu Kamienia – 37,4 m.

Chociaż nie ma wyników bezpośrednich badań biostratygraficznych formacji czempińskiej, to wiek znacznej części tych osadów został bardzo dobrze określony w profilu Kijowo 2 (fig. 4, 6). W profilu tym zarówno utwory podścielające należące do formacji mosińskiej dolnej, jak i osady przykrywające, należące do formacji rupelskiej, powstały w czasie doby NP22 – *Helicosphaera reticulata* (Gaździcka, 1997). Wobec tego, rozdzielające je utwory formacji czempińskiej tworzyły się w środkowej części tej doby. Datowania palinologiczne osadów formacji mosińskiej dolnej, podścielających utwory formacji czempińskiej, w Kamieniu i Skwierzynie, określają ich wiek na pogranicze eocenu i oligocenu (Ważyńska, 1994b; Słodkowska, 2000b). Sugeruje to, że na południowych peryferiach badanego obszaru osady formacji czempińskiej powstawały nieco wcześniej – już na początku wczesnego oligocenu. Tym samym okres tworzenia się tych osadów obejmowałby na badanym obszarze wczesny oligocen.

#### Iły septariowe – formacja rupelska

Na północy i zachodzie badanego obszaru urozmaicone litologicznie profile formacji czempińskiej z południa i piaszczyste z centrum zastąpione zostały sekwencjami ilasto-mułkowymi (fig. 4). Sekwencje te występują albo na osadach formacji mosińskiej dolnej o niedużej miąższości (Gorzów Wielkopolski 1, Drawno geo 1 – Gortyńska, 1962) albo wprost na górnokredowym podłożu (Choszczno – Gortyńska, 1962, Słonice – Salwa, 1999a, b).

W profilach Gorzów Wielkopolski IG 1, Drawno geo 1, Choszczno (Gortyńska, 1962) są to iły i mułki czarne lub szare z licznymi szkieletami zwierząt morskich (Wolańska, 1962, 1978; Woźny, 1962) i ich detrytusem, a także konkrekcjami zawierającymi skamieniałości (Gortyńska, 1962; Wolańska, 1962; Woźny, 1962, 1965). Fragmenty dolnych części profilu ilastego, rozpoznanego w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, stwierdzono w profilach otworów Siedlice (fig. 4, 7) i Dobrojewo – fig. 4 (Romanek, 2003a, b).

Opisywane utwory morskie różnią się zdecydowanie od skał formacji czempińskiej, do której je włączano (Ciuk, 1970, 1974). Różnice litologiczne sprowadzają się do drobnoziarnistego charakteru osadów w profilach zdominowanych przez iły oraz mułki, z podrzędnymi wkładkami i przeławiczeniami piasków glaukonitowych (np. Drawno geo 1 – Gortyńska, 1962). Ważną cechą diagnostyczną jest obecność w opisywanych osadach szkieletów zwierząt morskich. Odrębności

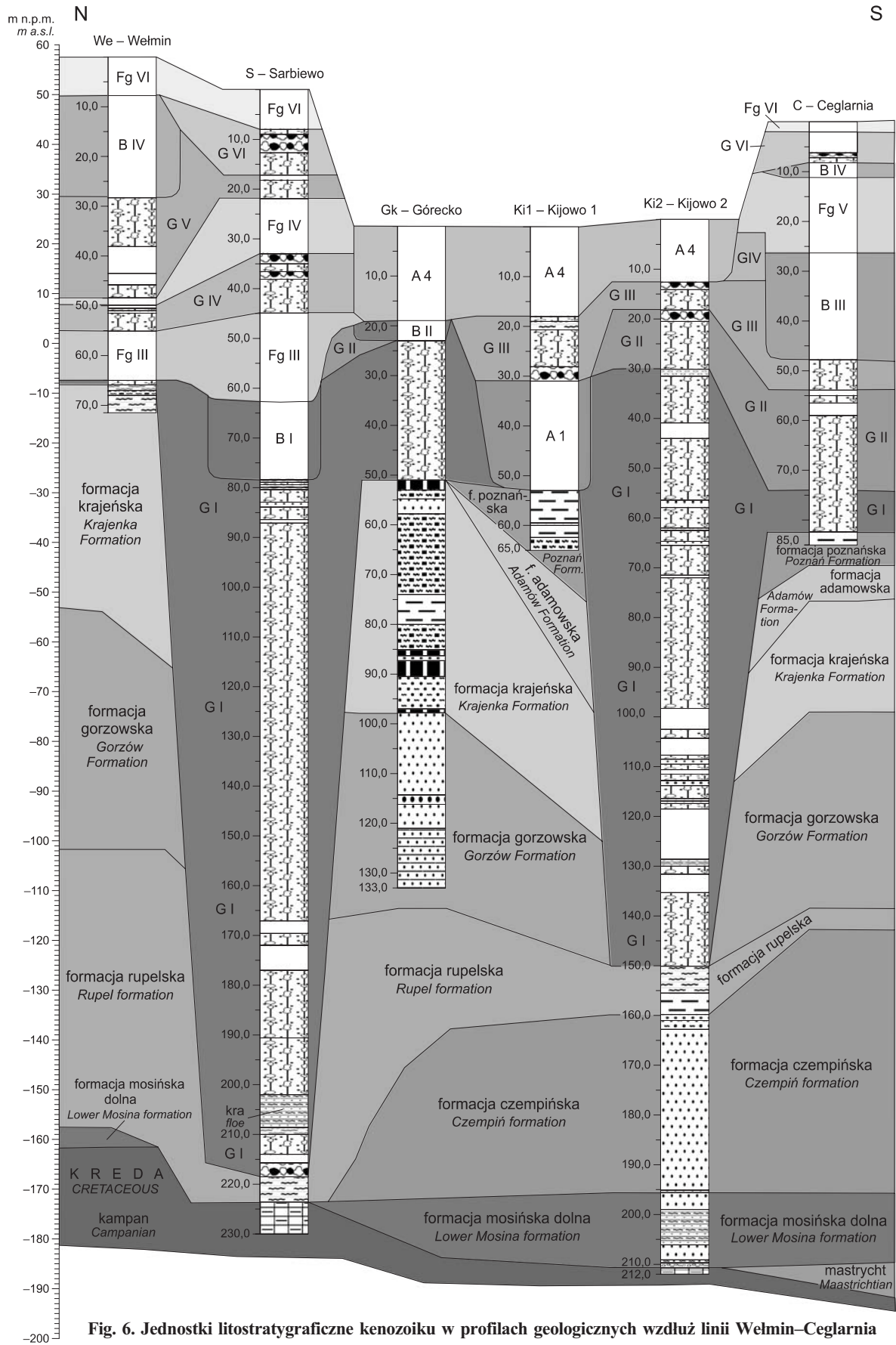


**Fig. 5. Jednostki litostratygraficzne kenozoiku w profilach geologicznych usytuowanych wzdłuż linii Kamień–Drezdenko ZPOW**  
Lokalizacja fig. 2; Q – czwartorzęd nierozdzielony, pozostałe objaśnienia symboli w tekście (rozdz. Plejstocen)

Correlation of Cenozoic deposits in selected boreholes along the Kamień–Drezdenko ZPOW line

For location see Fig. 2; Q – individed Quaternary; for symbols explanation see Summary





**Fig. 6. Jednostki litostratygraficzne kenozoiku w profilach geologicznych wzdłuż linii Wełmin-Ceglarnia**

Lokalizacja – fig. 2; objaśnienia symboli w tekście (rozdz. Plejstocen)

Correlation of Cenozoic deposits in selected boreholes along the Wełmin-Ceglarnia line

For location see Fig. 2; for symbols explanation see Summary

te wywodzą się z zasadniczo odmiennej genezy i środowiska sedymentacji morskich osadów ilasto-mułkowatych, w stosunku do lądowych utworów formacji czempińskiej. Uzasadnia to utworzenie dla tych osadów osobnej jednostki litostratygraficznej w randze formacji. Sugestię tego rodzaju rozwiązania zgłosili Piwocki, Olkowicz-Paprocka (1987), ujmując morskie osady ilaste w jednostkę litostratygraficzną, określoną tradycyjną nazwą ilów septariowych. Następnie Ciuk i inni (1988), Piwocki, Kasiński (1995) oraz Piwocki (2001, 2004) nadali ilom septariowym nazwę formacji rupelskiej. Nazwa ma wprawdzie niezbędny człon geograficzny (Rupel – rzeka w Belgii), ale zarazem rupel jest dolnym piętrzem i wiekiem oligocenu. Stanowi więc jednostkę chronostratygraficzną i geochronologiczną. Można przewidywać, że jednoczesne stosowanie tej samej nazwy dla jednostki litostratygraficznej, chronostratygraficznej i geochronologicznej może powodować nieporozumienia i prowadzić do pomyłek.

#### Formacja mosińska górna

Jasnobrazowoczną serię formacji czempińskiej pokrywają w Kamieniu (Romanek, 2003e, f) drobnoklastyczne utwory, o niemal jednolitej barwie zielonej i ciemnozielonej. Jej źródłem jest obfitość glaukonitu, występującego nie jak zwykle w postaci ziarnistej, ale jako drobne makroskopowo nierozróżnialne skupienia, rozsiane w skałach i tworzące spoiwo ziarnistych składników mineralnych. Większość profilu górnej formacji mosińskiej z Kamienia (fig. 5) stanowią piaski w przewodzie drobnoziarniste, kwarcowo-łyszczykowo-glaukonitowe. W pobliżu spągu pojawiają się ławice piasków średnio- i gruboziarnistych, kwarcowo-glaukonitowych z nielicznymi żwirami kwarcowymi. Sporadycznie występują ciemnozielone mułki i ily masywne. Wyjątkowo, w dolnej części profilu obecne są, w postaci pojedynczych wkładek, ławice brązowych ilów oraz jedna, 20-centymetrowa ławica beżowych piaskowców drobnoziarnistych, kwarcowych o spoiwie mulastym. Miąższość opisanych skał wynosi 9,4 m.

Najbardziej nietypowy charakter mają profile Drawska i Marianowa-Herbertowa (Szumilak, 1965). Zielonawe i zielone glaukonitowe piaski mułkowate, piaski drobno- i średnioziarniste oraz mułki piaszczyste tworzą kilku-, kilkunastometrowe zespoły pojawiające się w profilach oligocenu kilkakrotnie (fig. 4). Do formacji mosińskiej górnej włączono dwa najmłodsze z nich. Tworzą je zielonoszare glaukonitowe piaski drobnoziarniste, zwieńczone ławicą (0,2 m) jasnobrazowego syderytu, która kończy sekwencję zaliczoną do formacji mosińskiej górnej. Ponad nią pojawiają się drobnoziarniste osady środowisk lądowych i przejściowych, znane ze stropu oligocenu obszaru nadnoteckiego z Przeborowa, Drezdenka, Kawek i Ługów, Drawska i Marianowa-Herbertowa (fig. 4). W północnej części badanego obszaru (Przeborowo, Drezdenko 52, Kawki, Ługi) brak utworów odpowiadających definicji formacji mosińskiej górnej. Rozwija się ona na wschodzie i południu, cechując się wyraźnie dominującym piaszczysto-mułkowym wykształceniem, lokalną wapnistością oraz obecnością glaukonitu, a tym samym zielonymi barwami.

W skałach formacji mosińskiej górnej skamieniałości w postaci szczątków roślinnych pozyskano jedynie z profilu Leszczyńca (Ważyńska, 1994a). W innych profilach stratygrafia utworów tej formacji wynika z obserwowanego przenikania się tworzących ją osadów (Drezdenko 55, Drawsko) z iłami i mułkami rupelskimi oraz korelacji tych ostatnich z ich odpowiednikami w profilu Kijowa 2, reprezentującymi zonę NP22 (Gaździcka, 1997). Okazuje się, że osady formacji mosińskiej górnej ze wschodniej, nadnoteckiej części badanego obszaru są tego samego wieku co górna część ilów i mułków formacji rupelskiej, odpowiadających górnej części poziomu *Helicosphaera reticulata*. Tworzenie się osadów formacji mosińskiej górnej należy więc wiązać ze schyłkiem rupelu, jak sugerowali Piwocki, Olkowicz-Paprocka (1987), a nie z górnym oligocenem (szatem) jak proponował Ciuk (1970, 1974).

#### Rupel/szat

##### Utwory stropowe paleogenu

Ponad utworami formacji mosińskiej górnej występują, obfitujące w rozarty materiał fitogeniczny, ciemnobrazowe i ciemnoszare mułki oraz mułki ilaste z kwarcowo-łyszczykowymi laminami, a także warstwy piasków drobnoziarnistych szarych i jasnoszarych. Wieńczą one profile oligocenu położone na północ od Noteci (Przeborowo, Drezdenko, Kawki, Drawsko, Ługi, Marianowo-Herbertowo – fig. 4). Reprezentują środowiska lądowe. Osady te nie mają bezpośrednich datowań biostratygraficznych. Jednak analiza profilu Ługi, w którym w obrębie utworów stropowych trafiają się wkładki mułków z fauną morską, przekonuje o ciągłości sedymentacji między formacją mosińską górną i utworami stropowymi. Dlatego utwory stropowe, a przynajmniej początkowy etap ich sedymentacji, można odnieść do schyłku doby NP22 lub okresu bezpośrednio po niej następującym.

Profile utworów stropowych nie nawiązują do żadnej ze znanych jednostek litostratygraficznych najwyższego oligocenu. Nie reprezentują ani formacji leszczyńskiej w typowym piaszczystym wykształceniu, ani jej ogniwa dąbrowskiego wyraźnie wzbogaconego w materiał fitogeniczny. Z tego powodu, a także z braku dobrego profilu stratotypowego tych osadów, autor postanowił utworzyć tymczasowy termin „utwory stropowe paleogenu” dla zespołu zróżnicowanych wewnętrznie, ale generalnie drobnoziarnistych skał klastycznych z nad piasków glaukonitowych formacji mosińskiej górnej lub ilów formacji rupelskiej i spod (niżej opisanych) wyraźnie grubiej ziarnistych, miąższych utworów piaszczystych mioceńskiej formacji gorzowskiej.

#### NEOGEN

##### Miocen

Na słabo zdenudowanych skałach oligocenu leżą osady mioceńskie, włączone do formacji gorzowskiej, krajeńskiej, adamowskiej i poznańskiej (fig. 4).



### Formacja gorzowska

Formacja gorzowska jest szczególnie dobrze rozwinięta na obszarze nadnoteckim, gdzie uzyskuje największe miąższości (fig. 4) sięgające 48,0 m w profilu Kawki. Zbudowana jest generalnie z dwu typów litologicznych osadów – piasków drobnoziarnistych i piasków pylastych szarych (Ługi, Kawki, Przeborowo, Marianowo-Herbertowo; Szumilak, 1965) oraz szarych i ciemnoszarych piasków różnoziarnistych (Drezdenko 55, Drawsko; Szumilak, 1965). Zupełnie wyjątkowo trafiają się w obrębie monottonnych sekwencji piaszczystych cienkie wkładki mułków ilastych muskowitowych (Marianowo-Herbertowo).

Gruboziarnisty profil formacji gorzowskiej przewiercono w Marzeninie (Romanek, 2003e, f). Tworzy go 38-metrowej miąższości zespół słabo wysortowanych i obtoczonych piasków różno- i gruboziarnistych (fig. 5). Frakcja ciężka odznacza się obfitością minerałów nieprzezroczystych (70%), a wśród pozostałych dominacją epidotów (32%) nad dystenami (18%), amfibolami (14%), staurolitami (10%), turmalinami (9%) i granatami (8%) (Fert i in., 2000b).

Piaski gorzowskie z badanego obszaru nie mają datowań wiekowych. Ich pozycja stratygraficzna wynika z położenia ponad paleontologicznie udokumentowanymi osadami oligocenu i pod osadami fitogenicznymi budującymi formację krajeńską.

### Formacja krajeńska

Formacja krajeńska obejmuje na ogół drobnoziarniste sekwencje klastyczne, ograniczone w stropie i spągu utworami o wyraźnie podwyższonej zawartości uwęglonych substancji pochodzenia roślinnego. Węglista część spągowa odpowiada ścinawskiej grupie pokładów węglowych, a stropowa – łuzyckiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Piwocki i in., 2004). Na południu fragmenty profili formacji krajeńskiej przewiercono w Stołuniu i prawdopodobnie w Chełmsku (fig. 8). Reprezentują je szare piaski drobnoziarniste, muskowitowe z przelawieniami węgla brunatnego, mułków i iłów węglistych (Złonkiewicz, 2000a, b).

Nad Notecią ponad szarymi piaskami formacji gorzowskiej pospolicie występują skały bogate w uwęgloną substancję pochodzenia roślinnego (fig. 4). Tworzą one zespół wyraźnie ciemniejszych, brązowobrunatnych, brunatnoszarych i brunatnoczarnych osadów, dobrze korelujących się na dużym obszarze.

Lokalnie utwory formacji krajeńskiej uległy erozyjnemu lub częściowej glacitektonicznemu usunięciu. Dokumentują to profile Przeborowa (fig. 4) i Kamienia (fig. 5).

Utwory formacji krajeńskiej przykryte są przez zaburzone skały drobnoklastyczne, widoczne w profilach otworów wiertniczych Ługi, Kawki, Drezdenko 55 (fig. 4). Wydaje się, że tylko w najbardziej wschodnich profilach Drawska i Marianowa-Herbertowa skały młodsze od formacji krajeńskiej są niezaburzone.

Dolnomioceński wiek, przewierconego w Stołuniu, fragmentu profilu formacji krajeńskiej ustaliła Ważyńska (1994c) i jest to jedyna udokumentowana opinia biostratygraficzna na temat osadów tej formacji z analizowanego obszaru.

### Formacja adamowska

Niezaburzony profil utworów leżących nad osadami formacji krajeńskiej przewiercono w Marianowie-Herbertowie (fig. 4). Węgliste osady formacji krajeńskiej oddziela tu od spągu formacji poznańskiej miąższy (19,6 m) kompleks jasnoszarych pylasto-piaszczystych mułków gęsto poziomo warstwowych, podścielony mułkami brunatnymi (4,4 m) i jasnoszarymi piaskami kwarcowo-łyszczkowymi (15,0 m). Na zachód od Marianowa-Herbertowa analogiczne, spągowe utwory piaszczyste nawiercono w Drawsku.

Dalej ku zachodowi, w stropie utworów neogeńskich, ponad formacją krajeńską występują zespoły litologiczne trudne do litostratygraficznego przyporządkowania, noszące ślady licznych i poważnych zaburzeń, dlatego też nie objęte niniejszym konsekwentnym, stratygraficznym opisem. Wiele wskazuje na to, że są to utwory budujące jednostkę glacitektoniczną powszechną w strefie kontaktu neogenu z plejstoceniem, złożone z ponasuowanych na siebie partii neogeńskiego profilu, w kolejności i o strukturze zależnej od procesów glacitektonicznych, a nie sedymentacyjnych.

### Formacja poznańska

Szare, niebieskie, pstre iły i przelawicające je mułki, a rzadziej piaski oraz węgle brunatne w spągu, tworzą powszechnie obecną w Wielkopolsce formację poznańską (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Piwocki i in., 2004), zwaną wcześniej serią poznańską (Dyjor, 1970; Wichrowski, 1981), warstwami poznańskimi i środkowopolskimi (np. Ciuk, 1970; Stankowski, 2000). Według dotychczasowego stanu wiedzy, formacja poznańska sięga ku północnemu



**Fig. 8. Jednostki litostratygraficzne kenozoiku w profilach geologicznych usytuowanych wzdłuż linii Stołun–Jezierce**

Lokalizacja – fig. 2; objaśnienia symboli w tekście (rozdz. Plejstocen)

Correlation of Cenozoic deposits in selected boreholes along the Stołun–Jezierce line

For location see Fig. 2; for symbols explanation see Summary



zachodowi po linię wyznaczoną przez miejscowości Międzychód–Krzyż–Trzcianka (Dyjur, 1970; Walkiewicz, 1984). Zgodnie z tą opinią osady tej formacji jedynie „dotykałyby” na wschodzie i południowym wschodzie badanego obszaru, a ich znajomość ograniczałaby się do wiedzy płynącej z opisów profili odsłonięć i wierceń z okolic Sierakowa (Liszkowski, 1999a, b, 2000a, b) i krótkiego profilu Marianowa–Herburtowa (Szumilak, 1965) spod Wielenia. Wykonane dalej ku zachodowi otwory kartograficzne przyniosły nowe dane o występowaniu utworów należących do formacji poznańskiej. Najdłuższy, 12-metrowej miąższości profil takich osadów napotkano w centrum pradoliny Noteci–Warty, na wschód od Lipiek Wielkich (Romanek, 2003c, d). W otworze Kijowo 1 (fig. 6), pod osadami plejstocenijskimi nawiercono niewarstwowane seledynowoniebieskie ility tłuście z cienkimi, kilkucentymetrowymi laminami węglistymi. Podobne skały znane były dotąd ze stropu neogenu w otworze Marianowo–Herburtowo (Szumilak, 1965), jakkolwiek profil ten ma bardziej węglisty charakter.

Obydwa przytoczone profile, z uwagi na znaczne zawęzienie, obecność ilów szarych i położenie w stropie utworów środkowomiocenijskich, należą do spągowych partii formacji poznańskiej reprezentujących węgle środkowopolskie i ogniwo ilów szarych (Ciuk, 1970; Piwocki, Ziemińska–Tworzydło, 1997; Piwocki i in., 2004).

Oprócz wspomnianych profili, utwory formacji poznańskiej nawiercono w Marzeninie (fig. 5), Ceglarni (fig. 6), Kamieniu (fig. 5) i Ługach (fig. 4).

Wszystkie opisane wyżej osady ilaste wykazały większy lub mniejszy stopień zaburzeń, dlatego nie nadają się do litostratygraficznych analiz. Ich obecność świadczy, że basen formacji poznańskiej był na Pomorzu niewątpliwie szerszy niż to ujęli Dyjur (1970) i Walkiewicz (1984). Sięgał ku zachodowi przynajmniej po linię wyznaczoną miejscowościami Międzychód–Skwierzyna–Santok–Dobiegiew.

## CZWARTORZĘD

### Plejstocen

Utwory plejstocenijskie pokrywają silnie zundulowaną, rozczłonkowaną, rozciętą siecią głębokich depresji i rynien powierzchnię skał starszych, zazwyczaj neogeńskich – mioceńskich, rzadziej oligoceńskich (głównie w depresjach), a zupełnie wyjątkowo kredowych (np. Deszczno). Wypełniają depresje i obniżenia między elewacjami, maskując silne zróżnicowanie morfologiczne powierzchni podplejstocenijskiej; wreszcie niemal powszechnie ją nadbudowują (przeciętnie kilkudziesięciometrowym płaszczem osadów występujących nad elewacjami podłoża). Podłoże występuje płytko lub wręcz na powierzchni tylko w miejscach, gdzie młode głębokie rozcięcia rozwinęły się nad jego elewacjami (okolice Nowego Zatamia–Sierakowa w dolinie Warty – Liszkowski, 1999a, b, 2000a, b). Najbardziej miąższe są utwory plejstocenu w rejonach, gdzie obecne wysoczyzny maskują głębokie depresje w podłożu czwartorzędu (Sarbiewo – 218,5 m; fig. 6,

7). W obrębie doliny Warty całkowita miąższość utworów czwartorzędowych osiąga prawie 200 m (Skwierzyna – 194,5 m; fig. 8, Dobrojewo – 177,4 m, Siedlice – 161,0 m; fig. 7, Deszczno – 197,5 m; fig. 7).

Profile plejstocenu analizowanego obszaru są litologicznie urozmaicone. Wśród nich wyraźnie zauważalne są dwa zbiory charakteryzujące się częstszym występowaniem albo glin lodowcowych, albo osadów wodnolodowcowych. W profilach o przewadze glin lodowcowych stanowią one ponad 50% długości rdzenia (np. Orzelec, Siedlice, Sarbiewo, Krzęcin 3 – fig. 7, Jezierce – fig. 8, Kijowo 2 – fig. 6, Dobrojewo), a ilość pokładów glin lodowcowych sięga kilkunastu (13 – Sarbiewo, 14 – Kijowo 2) lub nawet więcej (jeśli odpowiednio złagodzić kryteria litologiczne i miąższościowe dla pakietów rozdzielających). Z drugiej strony obserwowano profile, zazwyczaj słabiej miąższościowo rozbudowane i położone na elewacjach podłoża, w których występuje jedynie kilka warstw glin lodowcowych (Długie; Bledzew, Słonice – fig. 7, Wełmin – fig. 6, Przeczno). Do rzadkości należą profile, w których brak jest glin lodowcowych (np. Deszczno – fig. 7, Kamień – fig. 5).

W profilach piaszczystych dominują piaski, piaski ze żwirami i żwiry (np. Chełmsko – fig. 8, Deszczno, Zwierzyn 2 – fig. 7, Lubiewo, Mierzęcin).

Poza wspomnianymi dwoma kategoriami profili „gliniastych” i „wodnolodowcowych” napotyka się sekwencje plejstocenijskie odmienne od innych, obrazujące specyfikę lokalną. Należą do nich profile z utworami organicznymi (Rolewice, Mierzęcin – Studencki, 2002a, b), obfitujące w kry skał podłoża (np. Płotno – Trela, 1997a, b; Drezdenko 52), zdominowane przez mułki.

Osady plejstocenijskie odznaczają się bardzo zróżnicowaną miąższością (0,0–218,5 m), urozmaiconą litologią (w tym zmienną, niekiedy z profilu na profil, liczbą pakietów glin lodowcowych, od 0 do kilkunastu), ubóstwem profili z materiałem organicznym, obecnością miejsc i stref z miąższymi przekładającymi utworów paleogenu, neogenu i plejstocenu.

### Kryteria korelacji litostratygraficznej

Na badanym obszarze wydzielono 6 poziomów glin lodowcowych oznaczonych symbolami od GI do GVI (tab. 1)

Przeprowadzone analizy litopetrograficzne glin lodowcowych ujawniły różną wartość korelacyjną badanych cech. Znaczenie zasadnicze można przypisać wynikom badań petrograficznych frakcji żwirowej glin, w tym zwłaszcza żwirów pochodzących z dezintegracji skał skandynawskich. Ich analiza i jej podsumowanie w postaci współczynników petrograficznych określa udział tych żwirów w glinach poszczególnych typów. Zawartości te są zazwyczaj zbliżone dla danego poziomu glin lodowcowych w regionie, a odstępstwa od tej reguły są wyjątkowe. Szczególnie dobrze jest to widoczne w miąższych zespołach glin, w tym zwłaszcza glinach GI. Obserwacje uzasadniają zastosowanie współczynników petrograficznych glin lodowcowych, jako głównego kryterium ich korelacji. Stanowisko takie współbrzmie z poglądem

Tabela 1

## Główne cechy wyróżnionych poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych

The main features of the tills

Poziomy litostratygraficzne glin	Wykresy współczynnikiów petrograficznych	Współczynniki petrograficzne	Zawartość żwirów lokalnych [%]*	Żwiry skal lokalnych		Minerały ciężkie		Zawartość CaCO <sub>3</sub> [%]	Chronostratygrafia, zlodowacenia
				główne, regulujące występujące w ponad 90% próbek	poboczne i akcesoryczne**	główne, regulujące występujące w ponad 90% próbek; >10% udziału	poboczne i akcesoryczne**		
GVI		O/K 1,5-2,1 K/W 0,5-1,1 A/B 0,8-1,9	6-22	mułowce wapienie	poboczne i akcesoryczne**	amfibole granaty epidoty staurolity	pirokseny turnaliny apatyty	13-17	wisła
GV		O/K 1,0-1,7 K/W 0,9-1,2 A/B 0,6-1,0	11-14 (29)	piaskowce mułowce wapienie		amfibole granaty staurolity dysteny	turnaliny cyrkonny andaluzyty (epidoty) (korundy)	10-18	warta
GIV		O/K 0,8-1,0 K/W 1,2-1,5 A/B 0,5-0,7	5-14	piaskowce krzemienie	wapienie mułowce	amfibole granaty epidoty	staurolity dysteny turnaliny piryty	14-25	odra
GIII		O/K 1,3-1,9 K/W 0,6-0,9 A/B (0,9) 1,0-1,4	(5) 9-23	piaskowce mułowce	wapienie drewno (krzemienie) (kwarcie)	granaty amfibole staurolity pirokseny	epidoty dysteny (biotyty) (cyrkonny)	(9) 11-16	san 2
GII		O/K 1,0-1,4 K/W 0,9-1,1 A/B 0,7-0,9	11-24 śr. 16	wapienie piaskowce	mułowce drewno (krzemienie) (kwarcie)	amfibole granaty staurolity dysteny	epidoty turnaliny chloryty pirokseny sylimanity andaluzyty (topazy)	10-19	san 1
GI		O/K (0,5) 0,9-1,0 K/W 1,1-2,6 (3,2) A/B (0,3) 0,6-0,7 (0,9)	4-28	wapienie piaskowce	mułowce drewno (krzemienie) (kwarcie)	amfibole granaty staurolity	dysteny turnaliny (pirokseny) (biotyty) (epidoty) (cyrkonny)	4-16	nida

\* - w nawiasach wartości ekstremalne; \*\* - w nawiasach minerały akcesoryczne



Kenig (1998), popartym badaniami analitycznymi i statystycznymi przeprowadzonymi w licznych profilach oraz rozległych obszarach północno-wschodniej Polski, a także z poglądem Lisickiego (2000, 2004) wypracowanym na podstawie badań z dorzecza Wisły.

Rezultaty pozostałych badań mają znaczenie uzupełniające. Dotyczy to analiz zespołów żwirów pochodzących ze skał lokalnych. Ich skład, jakkolwiek ogólnie jakościowo podobny, odznacza się jednak różnicami ilościowymi, sugerującymi przynależność badanej próbki do jednego z sześciu wyróżnionych poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych.

W porównaniu z obszarami sąsiednimi (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994) gliny z okolic Drezdenka i Gorzowa Wielkopolskiego odznaczają się ubóstwem żwirów dolomitowych. Na badanym obszarze dolomity nie stanowią więc dobrego kryterium kwalifikacji litostratygraficznej. Ich miejsce zajęły żwiry krzemieni lokalnych, których powszechna obecność w ilości od kilku do kilkunastu procent wyróżnia gliny GIV. Powszechna, kilkuprocentowa zawartość słabo uwęglonego drewna sugeruje przynależność analizowanej gliny do jednego z trzech poziomów litostratygraficznych glin najstarszych – GI–G III.

Relatywnie mniejsze znaczenie litostratygraficzne ma analiza minerałów ciężkich (Racinowski, 1995; Kenig, 1999). Można powiedzieć, że starsze gliny mają bogatsze jakościowo zespoły minerałów ciężkich, występujących regularnie i licznie (>10%) w ponad 90% próbek; w młodszych natomiast większa jest ilość minerałów występujących mniej obficie (1–5%). Rozkład udziału tych minerałów stwierdzonych w glinie, zbliżony do zawartości podanych w tabeli 1, może być jedynie sugestią związku z jednym z poziomów litostratygraficznych. Ostateczna kwalifikacja litostratygraficzna wymaga jednak wykorzystania także innych kryteriów litopetrograficznych, w tym przede wszystkim analizy frakcji żwirowej.

Porównanie całkowitej ilości żwirów skał lokalnych w materiale żwirowym różnych poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych uzasadniło brak znaczenia tej cechy dla charakterystyki litostratygraficznej glin badanego obszaru. Jedynie gliny GIV wykazują wyraźnie skromniejszą zawartość żwirów skał lokalnych. W pozostałych poziomach ilość żwirów skał lokalnych zmienia się w szerokich granicach i dlatego nie stanowi dobrej cechy diagnozującej. Podobna sytuacja ma miejsce w odniesieniu do stopnia węglanowości glin. Większość z nich należy do normalnie i wysokowęglanowych. Tylko najstarsza glina lodowcowa, i to w niektórych profilach o szczególnej sytuacji geologicznej, wykazuje znaczny spadek obecności węglanów. Zawartości węglanów są jednak ważne, bo informują o ogólnym stopniu zwietrzenia glin i pozwalają wyróżnić poziomy wietrzeniowe (Kenig, Marks, 2001).

Gliny lodowcowe

**Gliny lodowcowe GI**

W spągu plejstocenu występują mięszsze, niejednorodne zespoły glin rozdzielone wieloma cienkimi, kilkudziesięcio-

centymetrowej miąższości wkładkami piasków gliniastych ze żwirami i gładzikami, brązowych żwirów piaszczystych, szarych smugowanych mułków ilastych, szarych laminowanych smużyscie i soczewkowo piasków drobnoziarnistych, piasków średnioziarnistych, szarych mułków piaszczystych, czekoladowych mułków, porwaków i kier utworów mioceńskich i oligoceńskich (fig. 5–7). Apogeum niejednorodności osiągają gliny GI w profilu Kijowa 2 (fig. 6), Skwierzyny (fig. 8), Sarbiewa (fig. 6, 7), a więc w profilach usytuowanych w centralnych partiach najgłębszych depresji, gdzie opisywane gliny uzyskują największe miąższości. W profilach pochodzących ze stref słabiej depresjonowanych, gliny GI tworzą trzy (Słonice – fig. 7, Płotno) lub jeden poziom (Krzęcin 3 – fig. 7). Utworami rozdzielającymi są cienkie (1,2–2,0 m) przewarstwienia piasków gliniastych oraz piasków średnio- i drobnoziarnistych.

Gliny GI na obszarach elewacji podłoża budują z reguły jeden mięszszy poziom (Grotów, Marzenin – fig. 5, Bledzew – fig. 7), chociaż miejscami i w takich sytuacjach (Gorzyń) profil gliny GI jest trójdzielny, a utworami rozdzielającymi są mułki piaszczyste i piaski (Czerwonka, Witek, 1977).

Gliny GI w partiach niezwięzłych i oddalonych od podłoża są szare i szarozielonawe. W spągu, z powodu nasycenia materiałem podłoża zmieniają barwę w zależności od jego składu. Gliny GI zawierające dużo materiału oligoceńskiego przybierają barwy zielonawoszare (Skwierzyna, Kijowa 2, Krzęcin 3), mioceńskiego – ciemnoszare i czarnoszare (Sarbiewo). Na obszarach elewacji skał preplejstocieńskich gliny GI są szarobrazowe i brązowe (Grotów, Marzenin, Bledzew).

Gliny GI występują na ogół głęboko. Tylko we wschodniej części badanego obszaru nawierca się je (Studencki, 2002a, b; Romanek 2003e, f) stosunkowo płytko (Marzenin – 16 m; Grotów – 21 m, fig. 5; Kijowa 2 – 31 m, fig. 6; Gorzyń – 31 m – Czerwonka, Witek, 1977; Moczydła – 36 m – Studencki, 2002a, b), na pozostałym obszarze napotyka się je na głębokości 80–90 m (Płotno – Trela, 1997a, b; Bledzew – Trela, 2000a, b; Sarbiewo – Romanek, 2003c, d – fig. 7) i głębiej (Skwierzyna – 106 m – Złonkiewicz, 2000a, b, fig. 8; Krzęcin 136 m – Trela, 1997a, b; Słonice – 158 m – Salwa, 1999a, b, fig. 7).

Hipsometryczna powierzchnia glin GI jest nachylona. Na wschodzie ich powierzchnia stropowa leży powyżej poziomu morza – 16 m n.p.m. w Marzeninie; 21 m n.p.m. w Grotowie i ekstremalnie 28 m n.p.m. w Gorzynie. Dalej ku zachodowi gliny GI szybko się pograżają. Ich stropową powierzchnię napotkano na rzędnych: 5–7 m p.p.m. w Kijowie 2 i Moczydłach, około 30 m p.p.m. w Płotnie i Bledzewie, 50 m p.p.m. w Krzęcinie 3 oraz około 80 m p.p.m. w Skwierzynie i Słonicach.

Gliny GI odznaczają się ogromnym zróżnicowaniem miąższości. Podczas gdy w Płotnie liczą 0,9 m, w Kijowie 2 i Sarbiewie ich miąższości przekraczają 120 m. Średnio gliny GI osiągają kilkanaście (Bledzew, Słonice, Moczydła) do 20 (Krzęcin), 30 (Marzenin, Grotów) i 40 m miąższości (Gorzyń, Skwierzyna), tworząc najbardziej mięszszy poziom glin lodowcowych na badanym obszarze.

Cechuje je znaczna zmienność litologiczna i petrograficzna (M. Romanek, 1994a, 1995, 1997a, b, 1999; Fert i in. 2000a, b). Poza zniszczoną, rezydualną warstwą tych glin przewierconą w Płotnie, zbudowaną z glin żwirowatych, większość próbek z pozostałych otworów reprezentuje pod względem granulometrycznym gliny piaszczyste i piaszczysto-mułkowe oraz piaski pyłowate. W Kijowie 2 i Sarbiewie dominowały gliny o uziarnieniu mułków piaszczystych i mułków grubych (stosownie do klasyfikacji skał okrucowych zawartej w Instrukcji..., 1996, 2004).

Wśród rozpoznanych w glinach GI minerałów ciężkich powszechnie występowały i dominowały amfibole (7–49%), granaty (4–40%), staurolity (2–14%), dysteny (1–14%), turmaliny (1–9%). W ponad połowie próbek spotykano pirokseny (1–55%), biotyty (1–5%), cyrkonie (1–4%) i epidoty (1–27%). Inne minerały ciężkie pojawiały się akcesorycznie, w ilościach nie przekraczających kilku procent (tab. 1).

Gliny GI zawierają stosunkowo obfity materiał żwirowy. Żwiry pochodzące z dezintegracji skał lokalnych stanowią przeciętnie kilkanaście procent całości zbioru frakcji żwirowej (4–28%). Wśród nich powszechnie obecne są wapienie (1–22%), piaskowce (2–11%) i mułowce (1–5%) oraz charakterystyczne dla tych glin fragmenty słabo uwęglonego drewna (1–7%). Pospolite są żwiry krzemieni (0–6%). Akcesorycznie występują ziarna kwarcu, rogowców, fosforytów i piryty (tab. 1).

Żwiry skał północnych wykazują konsekwentną przewagę ilościową skał krystalicznych (31–52%) nad wapieniami (19–41%). Przewaga ta jest w poszczególnych próbkach bardzo zróżnicowana, od niewielkiej, gdy współczynnik K/W osiąga zaledwie wartość 1,1 do bardzo znacznej (tab. 1, fig. 9), gdy wyjątkowo przekracza wartość 3 (3,2). Możliwe, że to zróżnicowanie, przy napływie nowych materiałów badawczych, uzasadni dalszy bardziej szczegółowy podział glin GI na mniejsze jednostki litostratygraficzne, odpowiadające ostrzejszym kryteriom kwalifikacyjnym. Obecny materiał analityczny odznaczający się mozaikową zmiennością udziału różnych kategorii materiału żwirowego, zarówno w pojedynczym profilu, jak i w ich zespołach (przy stałej generalnej przewodzie żwirów skał krystalicznych nad wapieniami), nie umożliwia takiego podziału. Oprócz skał krystalicznych i wapieni, powszechnym składnikiem żwirów są skandynawskie piaskowce (2–16%). W niektórych próbkach pojawiają się nieliczne dolomity (0–3%). Współczynniki O/K i A/B przyjmują niskie wartości. Współczynnik O/K wskazuje na równowagę lub prawie równowagę żwirów skał osadowych i krystalicznych, osiągając wartości 0,9–1,0, niekiedy spada jednak do 0,5. Współczynnik A/B tylko wyjątkowo osiąga 0,9, zwykle lokując się w przedziale 0,6–0,7 i tylko wyjątkowo zmniejsza się do 0,3 (tab. 1, fig. 9).

Węglanowość glin GI jest zróżnicowana. Wysoko położone gliny Moczydeł, Marzenina, Grotowa i Bledzewa są odwapnione (4–9%). Podobny charakter mają zwietrzałe gliny z Krzęcina. Natomiast grube kompleksy glin GI wypełniające głębokie depresje odznaczają się normalną węglanowością (10–16%).

## Gliny lodowcowe GII

Stwierdzone w profilach sześciu otworów wiertniczych: Chełmska, Skwierzyny (fig. 8), Krzęcina 3 (fig. 7), Ceglarni, Kijowa 2 (fig. 6), Przeczna (Salwa, 1999a, b) gliny lodowcowe zaliczono do typu GII, na podstawie wyników badań lito-petrograficznych (M. Romanek, 1995, 1997a, b, 1999).

Gliny GII poza obszarami zglacitektonizowanymi leżą poniżej glin GIII (Ceglarnia, Kijowo2), glin GVI (Przecznio, i prawdopodobnie Chełmsko). Niekiedy stanowią pierwszy od powierzchni terenu poziom glin lodowcowych (Skwierzyna). Na obszarach depresji podłoża plejstocenu utwory lodowcowe z glinami GII są podścielone osadami glacialnymi z glinami GI (Skwierzyna, Kijowo 2). W Przecznie, Chełmsku i Ceglarni – w profilach reprezentujących tereny elewacji podłoża, gliny GII i towarzyszące im osady lodowcowe rozpoczynają sekwencje utworów czwartorzędowych.

Gliny GII występują stosunkowo głęboko, tylko w Kijowie 2 nawiercono je na głębokości 20 m. W pozostałych otworach napotkano je głębiej – od 46 m w Skwierzynie przez 54–80 m w Ceglarni i Przecznie do ponad 120 m w Chełmsku. W relacji do poziomu morza zaleganie glin jest bardziej wyrównane. Wszędzie poza Kijowem 2 (5 m n.p.m.) gliny GII leżą poniżej poziomu morza od 7 m p.p.m. w Przecznie, 15–20 m p.p.m. w Ceglarni i Skwierzynie do 60 m p.p.m. w Chełmsku.

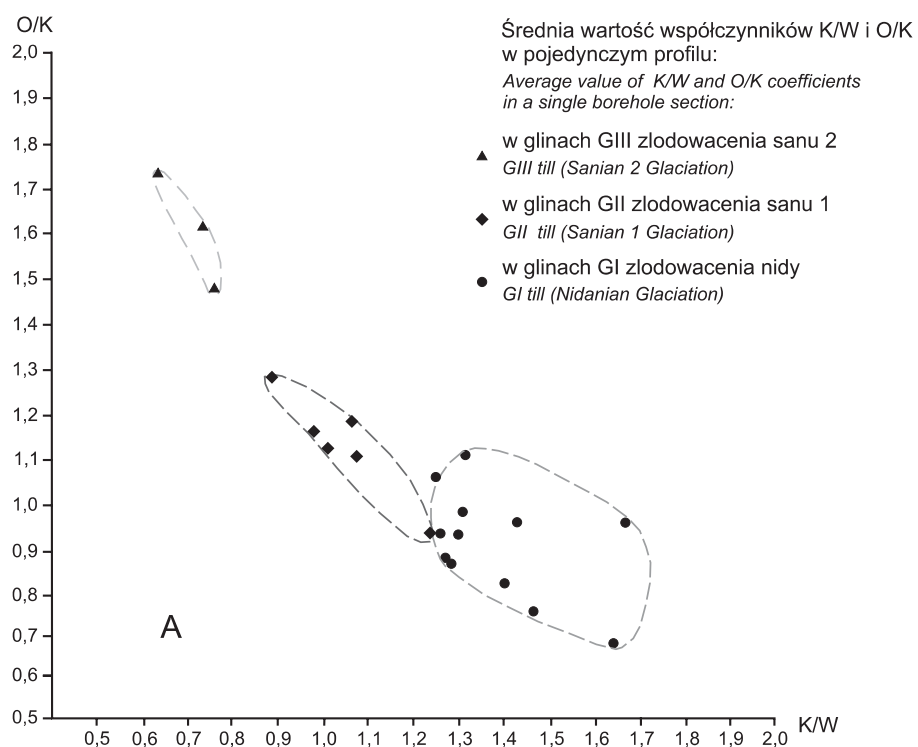
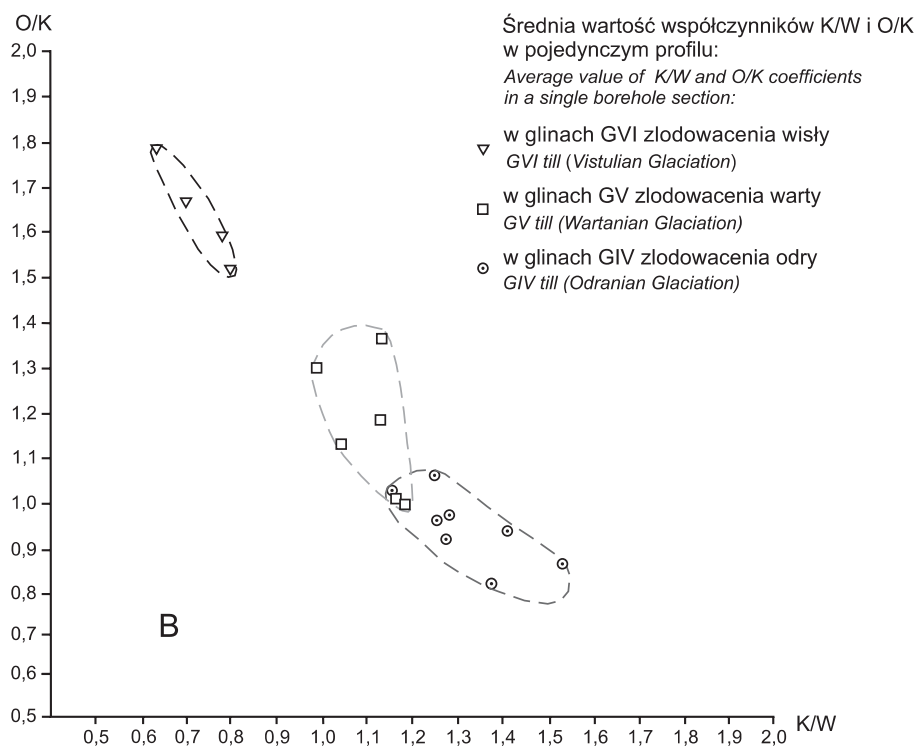
Gliny te występują zazwyczaj w formie dwu warstw – miąższej, dolnej (2–11 m – Skwierzyna, Chełmsko, Przeczno) i cieńszej, górnej (1–6 m – Chełmsko, Skwierzyna, Przeczno). W Kijowie 2 i Ceglarni gliny te osiągają 10–16 m miąższości.

Przybierają one zwykle barwy szare i ciemnoszare, a nawet, jak w Chełmsku, czarnoszare. W Ceglarni i Przecznie stropowe partie są brązowoszare i brązowe. Najczęściej gliny GII są mułkowate, mułkowato-piaszczyste lub piaszczysto-mułkowe.

Skład występujących w glinach GII minerałów ciężkich jest urozmaicony (tab. 1). Dominują amfibole (17–46%) wyprzedzając granaty (15–43%), staurolity (3–12%), dysteny (2–12%), epidoty (1–11%), turmaliny (1–8%), chloryty (1–6%), pirokseny (1–5%), sylimanity (1–4%) i andalazyty (1–3%). Pospolicie występują topazy (0–30%), cyrkonie (0–3%) i biotyty (0–8%).

Udział żwirów w glinach GII jest zmienny, od kilkudziesięciu do ponad 400 klastów w próbce. Zwraca uwagę wysoki przeciętny udział żwirów skał lokalnych (11–24%), średnio 16%. Wśród nich zawsze obecne są wapienie i wapienie margliste kredy (2–10%), piaskowce (2–7%), mułowce (1–5%) oraz drewno (1–8%). Pospolicie, choć w niedużych ilościach występują krzemienie (0–3%) oraz kwarcie i rogowce (0–3%). W zbiorze żwirów skał północnych udział wapieni (31–41%) jest nieco większy niż skał krystalicznych (29–40%). Zawsze obecne są piaskowce (5–13%), a sporadycznie dolomity (do 2,75%). Wartości współczynników petrograficznych stopniowo obniżają się – O/K wynosi 1,0–1,4, K/W 0,9–1,1 i A/B 0,7–0,9 (tab. 1, fig. 9).

Gliny GII odznaczają się normalną lub wysoką węglanowością (10–19%).



**Fig. 9. Zależności współczynników O/K i K/W w glinach lodowcowych zlodowaceń południowopolskich (A) oraz środkowo- i północnopolskich (B)**

O/K and  $K/W$  coefficients in South Polish (A) and Middle and North Polish (B) tills

### Gliny lodowcowe GIII

Gliny GIII zbadano w profilach pięciu otworów wiertniczych (M. Romanek, 1995, 1997a, b): w Leszczyńcu (fig. 8), Krzęcinie 3 (fig. 7), Ceglarni, Kijowie 1 i 2 (fig. 6). Nie odsłaniają się one na powierzchni terenu. Najgłębiej leżą w Krzęcinie 3 (83 m) i Ceglarni (48 m), stosunkowo płytko w Leszczyńcu (32 m), Kijowie 1 (18 m) i Kijowie 2 (14 m). Strop gliny w Leszczyńcu i Kijowie 2 znajduje się na wysokości 11–12 m n.p.m. Ku północy obniża się nieco do 0–3 m p.p.m. Opisowane gliny tworzą zwarty i najgrubszy poziom w Krzęcinie 3 (20 m). Ku południowi cienieją do 8–9 m w Ceglarni oraz Leszczyńcu i do 3 m w Kijowie 2. W Ceglarni gliny GIII są dwudzielne, a poziom rozdzielający stanowi półmetrowej miąższości warstwa wysokowęglanowych lodowcowych piasków różnoziarnistych (z powodu niewielkiej miąższości nie pokazano na fig. 6).

Stropowe, zwietrzałe partie glin GIII przybierają barwy brązowoszare w Ceglarni i plamiste ceglastozielonawe w Kijowie 2. Dolne części wspomnianych profili i pozostałe profile budują gliny szare, zawierające zróżnicowaną w pionie ilość materiału żwirowego. Pod względem uziarnienia gliny odpowiadają piaskom pyłowatym i mułkom piaszczystym. Tylko wyjątkowo spotyka się w profilach partie glin wyraźnie piaszczystych.

Wśród minerałów ciężkich (tab. 1) zaznacza się przewaga granatów (19–41%) nad amfibolami (14–39%). Powszechnie występują pirokseny (2–4%), epidoty (1–13%), dysteny (1–13%) i zwłaszcza staurolity (3–12%). Pospolite są biotyty (0–5%) i cyrkony (0–5%).

W glinach GIII wśród żwirów skał lokalnych (tab. 1) powszechnie występują okruchy piaskowców (1–8%) i mułowców (1–4%). W ponad połowie próbek obecne były okruchy wapieni kredowych (0–6%) i drewna (0–7%). Okazjonalnie występowały krzemienie, kwarcy i rogowce. Łączny udział żwirów skał lokalnych wynosi 9–23%, wyjątkowo spada do 5%.

Wśród żwirów pochodzących z dezintegracji skał północnych dominują wapienie (39–50%). Mniej jest żwirów skał krystalicznych (25–37%) i piaskowców (4–7%). W połowie próbek obecne były nieliczne dolomity (0,0–1,4%). Wartości współczynników petrograficznych pozwalają odróżnić analizowane gliny od pozostałych. Wartość współczynnika K/W konsekwentnie utrzymuje się poniżej jedności (0,6–0,9). Pozostałe przekraczają 1,0 przy czym O/K znacznie (1,3–1,9), a A/B nieznacznie (1,0–1,4), z jednym wyjątkiem – 0,9 (tab. 1, fig. 9).

Węglanowość glin GIII jest na ogół wysoka. Tylko w jednym wypadku wynosi 9%; w pozostałych zawiera się w przedziale 11–16%.

### Gliny lodowcowe GIV

Profile glin lodowcowych GIV zostały przeanalizowane (M. Romanek, 1994a, 1997a, b, 1999; Fert i in., 2000a, b) w siedmiu otworach wiertniczych: Marzeninie (fig. 5), Wełminie (fig. 6), Zwierzyniu 2, Słonicach, Orzelcu (fig. 7), Sarbiewie (fig. 6, 7) i Płotnie.

Gliny GIV nie występują na powierzchni. Położone są na różnych głębokościach od 8–15 m w Zwierzyniu 2 i Marzeninie do 50–70 m w Wełminie i Słonicach. Strop glin GIV jest nierówny. Najwyżej leży w Zwierzyniu 2 (53 m n.p.m.), najniżej w Wełminie, Słonicach i Sarbiewie (7–16 m n.p.m.), a przeciętnie między 20 i 30 m n.p.m. w pozostałych profilach. Miąższość glin GIV wynosi od kilku (2–5 m Słonicy, Orzelec, Wełmin) do 16 metrów (Płotno). Leżą one stosunkowo blisko powierzchni terenu. W strefie wietrzenia przybierają barwy brązowe i żółto-brązowe (Słonicy, Zwierzyn, Marzenin); nawiercone głębiej są szare. Pod względem litologicznym gliny GIV wykazują znaczne zróżnicowanie – od silnie żwirowatych i piaszczystych (Zwierzyn, Orzelec) do mułkowatych i piaszczysto-ilastych w pozostałych profilach.

Wśród minerałów ciężkich glin GIV (tab. 1) najliczniejsze są amfibole (25–33%) i granaty (19–38%). Towarzyszą im epidoty (2–23%), staurolity (1–10%), dysteny (1–7%), turmaliny (1–6%) i piryty (1–5%).

Gliny GIV odznaczają się obfitością żwirów, wśród których znacznie skromniejszą niż w innych glinach rolę pełnią okruchy skał lokalnych (5–14%). W każdej badanej próbce spotykano piaskowce (1–7%) i krzemienie (1–11%). Pospolicie występują także kredowe wapienie i mułowce. W zespole żwirów skał północnych przeważają skały krystaliczne (37–47%) nad wapieniami (24–37%). Powszechnie występują piaskowce (4–10%). Częste, choć nieliczne są dolomity (0,2–1,7%). Współczynnik petrograficzny K/W jest zawsze większy od jedności (1,2–1,5). Pozostałe współczynniki są mniejsze lub równe jedności; O/K 0,8–1,0; A/B 0,5–0,7 (tab. 1, fig. 9).

Gliny GIV wykazują na ogół wysoką węglanowość (14–20%) obniżoną do 6–8% w Wełminie i Marzeninie.

### Gliny lodowcowe GV

Gliny lodowcowe GV tworzą poziom występujący stosunkowo blisko powierzchni terenu, na której pojawiają się jedynie w głębokich rozcięciach erozyjnych, budując podstawy zboczy pradoliny Noteci–Warty pod Gorzowem Wielkopolskim i Lipkami Wielkimi oraz fragmenty jej dna w rejonie Drezdenka. Przebadano je w profilach sześciu otworów wiertniczych (Stołuń, Leszczyniec, fig. 8; Ceglarnia, Wełmin, fig. 6; Sarbiewo, Słonicy, fig. 7 – M. Romanek, 1994a, 1995, 1997b, 1999).

Gliny lodowcowe GV na badanym obszarze tworzą jeden poziom o zmiennej miąższości – najcieńszy i zniszczony w Ceglarni (0,3 m), najgrubszy w Sarbiewie (3,7 m). Wyjątkowo w Wełminie opisane gliny osiągają 20 m miąższości. Najwyżej położone są w Słonicach (61,5 m n.p.m.). W centrum i na południu badanego terenu spąg glin utrzymuje się dość konsekwentnie na wysokościach 30–40 m n.p.m.

Tylko w Sarbiewie i Wełminie gliny GV są mułkowe i mułkowo-ilaste; we wszystkich innych profilach są bardziej lub mniej piaszczyste. Barwa glin zazwyczaj szara i ciemnoszara, w Ceglarni i Słonicach jest żółto-brązowa oraz żółtoszara.

Wśród minerałów ciężkich (tab. 1) dominują amfibole (14–46%) i granaty (14–35%). Regularnie występują staurolity



lity (5–11%), dysteny (2–14%), turmaliny (1–6%), cyrkony (1–6%) i andalazyty (1–5%). Pojedyncze próby wzbogacone są w epidot (do 12%).

Gliny GV zawierają przeciętnie 11–14% żwirów skał lokalnych. Wyjątkowo zawartość ta wzrasta do 20–29%. Zbiór żwirów skał lokalnych tworzą powszechnie występujące wapienie i wapienie margliste górnokredowe (2–9%), piaskowce (1–12%) i mułowce (2–12%). Krzemienie i rogowce obecne są sporadycznie. Wśród żwirów skał północnych wapienie (25–44%) pozostają w równowadze ze żwirami skał krystalicznych (26–39%). Powszechnie spotykane są piaskowce (7–16%) i kwarcy. Dolomity obecne są wyjątkowo (0,5–0,9%). Wartość współczynnika petrograficznego K/W oscyluje wokół jedności (0,9–1,2); pozostałe zaś są bardziej zmienne: O/K 1,0–1,7; A/B 0,5–0,9 (tab. 1, fig. 9).

Gliny GV odznaczają się normalną i wysoką węglanowością od 10 do 18%.

#### Gliny lodowcowe GVI

Gliny lodowcowe GVI zalegają najbliżej powierzchni terenu lub ją tworzą. Zostały przebadane i udokumentowane (M. Romanek, 1997a, b, 1999) w profilach czterech otworów wiertniczych: Sarbiewo (fig. 8, 9), Krzęcin 3 (fig. 9), Płotno i Przeczno. Omawiane gliny są dobrze rozwinięte na północy (do 20 m w Krzęcinie 3); ku południowi i lokalnie wschodowi szybko cienieją, uzyskując w Przecznie 2 m, a w Sarbiewie nieco ponad 9 m miąższości. Zarówno strop, jak i spąg glin GVI z północy na południe obniża się z 83 i 63 m n.p.m. w Krzęcinie, przez 60 i 50 m n.p.m. w Płotnie, 53 i 51 m n.p.m. w Przecznie do 37 i 34 m n.p.m. w Sarbiewie. Litologicznie badane gliny są mułkowo-piaszczyste i piaszczysto-ilaste.

Wśród minerałów ciężkich (tab. 1) w glinach GVI dominują amfibole (20–49%) i granaty (18–34%). Powszechnie występują epidoty (2–15%), staurolyty (2–9%), pirokseny (1–6%), turmaliny (1–5%) i apatyty (1–2%).

W materiale żwirowym zwraca uwagę względną obfitość żwirów lokalnych (6–22%), wśród których powszechnie występują mułowce (3–9%) i wapienie kredowe (1–5%). W zespole żwirów pochodzenia północnego trwałą przewagę ilościową wykazują wapienie (31–52%) nad skałami krystalicznymi (23–31%). Obecne są piaskowce (2–8%), dolomity pojawiają się sporadycznie i pojedynczo. Współczynniki petrograficzne żwirów przyjmują wartości: O/K 1,5–2,1; K/W 0,5–1,1; A/B 0,8–1,9 (tab. 1, fig. 9).

Węglanowość glin GVI jest wysoka i wynosi od 13% do 17%.

#### Korelacje międzyregionalne glin lodowcowych

Badania litopetrograficzne plejstocenijskich glin lodowcowych wykonano w związku z realizacją kolejnych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 i są to, jak dotąd, pierwsze wyniki tego typu prace uzyskane na analizowanym obszarze. Na Pomorzu Zachodnim – na zachód, północ i północny wschód od obszaru badanego oraz w Wielkopolsce – na południowy wschód, gliny lodowcowe zbadano wcześniej. Istnieją opracowania syntetyzujące wie-

dzę o litopetrografii glin lodowcowych Pomorza Zachodniego (Krzyszowski, Czerwonka, 1994; Masłowska, 1999) i Wielkopolski (Choma-Moryl i in., 1991; Czerwonka, Krzyszowski, 1994; Kenig, 2002, 2004; Czerwonka, 2004). Konieczne jest więc porównanie i skorelowanie poziomów glin lodowcowych wyróżnionych na tych obszarach z poziomami zdefiniowanymi w niniejszym opracowaniu (tab. 2).

**Gliny GI** odznaczają się zdecydowaną i konsekwentną przewagą skał krystalicznych nad wapieniami w skandynawskim materiale żwirowym. Występują wszędzie w sąsiedztwie badanego obszaru (tab. 2). W Wielkopolsce noszą nazwę glin typu Grońsko (Czerwonka, Krzyszowski, 1994; Czerwonka, 2004), a na Pomorzu Zachodnim – glin T1 i T2 (Krzyszowski, Czerwonka, 1994) lub glin reprezentujących zlodowacenie sanu I (Masłowska, 1999). Wszędzie opisywane gliny charakteryzują się niższymi od jedności lub bliskimi jedności (w rejonie Piły – poziom I – Kenig, 2004) wartościami współczynnika O/K i A/B oraz śladową ilością dolomitów. W okolicznych odpowiednikach gliny GI odznaczają się silnie zróżnicowaną (najmniejszą na Pomorzu Zachodnim) zawartością żwirów lokalnych oraz powszechnym i znaczącym wśród nich udziałem okruszków słabo uwęglonego drewna. Glinom wielkopolskim typu Grońsko ustępują zawartością kwarców i krzemieni w lokalnym materiale żwirowym. Krzemienie oraz nieobecne w badanych próbkach konkretne pirytowe pełnią rolę diagnostyczną dla odróżnienia glin T1 i T2 na Pomorzu Zachodnim (Krzyszowski, Czerwonka, 1994). Ponieważ w badanych próbkach zanotowano w glinach GI śladowe ilości konkretnej pirytowej i niewielką ilość krzemieni, a jednocześnie w miąższych profilach tych glin partie o cechach glin T1 przełatywały się z partiami o cechach glin T2, postanowiono tymczasem nie rozstrzygać, z którym z poziomów glin należy korelować gliny GI. Decyzja ta wydaje się być słuszna także dlatego, że Masłowska (1999) wydzieliła w spągu utworów plejstocenijskich tylko jeden poziom glin obdarzonych cechami petrograficznymi glin GI. Być może więc zmienność współczynników glin T1 i T2 mieści się w obrębie zmienności w jednym poziomie litostratygraficznym glin na Pomorzu Zachodnim, a dwa poziomy napotkane w jednym profilu wynikają z glaciektonicznego powtórzenia. Rozstrzygnięcie tych kwestii należy pozostawić dalszym badaniom. Ponieważ w profilach badawczych zmiany glin o cechach T1 na gliny o cechach T2 nie są widoczne makroskopowo, przyjęto dla dalszych rozważań, że gliny GI stanowią jeden poziom litostratygraficzny o dość silnym zróżnicowaniu ilościowym poszczególnych składników materiału żwirowego. Utrzymane jest jednak kryterium przynależności, wyrażone przewagą w materiale żwirowym klastów skał krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi.

**Gliny GII** odznaczają się równowagą żwirów skał krystalicznych i wapieni w skandynawskim materiale żwirowym oraz niewielkim zróżnicowaniem wartości współczynników petrograficznych żwirów, oscylującym wokół jedności. Wśród żwirów pochodzenia lokalnego wiodącą rolę odgrywają w glinach GII wapienie kredowe. Gliny takie (tab. 2) występują zarówno na Pomorzu Zachodnim, jak i w Wielko-

Tabela 2

## Korelacja poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych północno-zachodniej Polski

Correlation of the tills from northwest Poland

Jednostki chronostratygraficzne (złodowacenia)	Okolice Szczecina		Wielkopolska	Okolice Piły	Okolice Gorzowa Wielkopolskiego i Drezdenka
	Krzyszowski, Czerwonka, 1994	Masłowska, 1999	Czerwonka, Krzyszowski, 1994	Kenig, 2004	Romanek, ten tom
wisły	T6	stadiał główny złodowacenia północnopolskiego	Bytyń	VII	GVI
warty	T5	warta	Karolewo	V	GV
odry	T4	odra	Dopiewiec	III	GIV
sanu 2			Witosław	II	GIII
sanu 1	T3	san 2	Krzesinki		GII
nidy	T1 + T2	san1	Grońsko	I	GI

polsce, natomiast brak glin o podobnych cechach w rejonie Piły (Kenig, 2004). Szczególnie i niemal pełne podobieństwo większości cech litopetrograficznych zachodzi między badanymi glinami i glinami T3 z Wielkopolski (Krzyszowski, Czerwonka, 1994) oraz glinami charakteryzowanymi przez Masłowską (1999) jako reprezentujące złodowacenie sanu 2 na Pomorzu Zachodnim. W Wielkopolsce glinom GII odpowiadają gliny typu Krzesinki (Czerwonka, Krzyszowski, 1994; Czerwonka, 2004). Te ostatnie cechuje większa niż u badanych glin zawartość kwarcu w lokalnym materiale żwirowym i dolomitów w żwirowym materiale północnym. Od glin sąsiedzkich gliny GII różnią się większą zawartością żwirów lokalnych, znaczącą wśród nich rolą okruchów słabo uwęglonego drewna i wyższą węglanowością.

**Gliny GIII** wyróżniają się przewagą żwirów wapieni północnych nad żwirami skał krystalicznych. Gliny o takich stosunkach ilościowych w obrębie skandynawskiego materiału psefitowego występują w rejonie Piły (tab. 2; poziom II – Kenig, 2004). W Wielkopolsce są to gliny typu Witosław (Czerwonka, Krzyszowski, 1994; Czerwonka, 2004). Gliny badane łączy z glinami typu Witosław zbliżony udział żwirów lokalnych w materiale żwirowym, podobna w nim ilościowo rola okruchów słabo uwęglonego drewna oraz zbliżone proporcje głównych minerałów ciężkich. Różni – mniejsza ilość żwirów kwarcu i wapieni lokalnych, a większa piaskowców i mułowców, a także relatywnie wyższa węglanowość.

**Gliny GIV.** Cechy petrograficzne – konsekwentna przewaga żwirów skał krystalicznych nad wapieniami w żwirowym materiale skandynawskim, sporadyczna w nim obecność bałtyckich dolomitów, skromny udział żwirów lokalnych w materiale żwirowym zdominowanym przez piaskowce i krzemienie – upodabniają gliny GIV badanego obszaru (tab. 2) do glin typu Dopiewiec z Wielkopolski (Czerwonka, Krzyszowski, 1994; Czerwonka, 2004), glin T4, glin złodowacenia odry z Pomorza Zachodniego (Krzysz-

kowski, Czerwonka, 1994; Masłowska, 1999) i glin poziomu III z rejonu Piły (Kenig, 2004). Do głównych cech różniących gliny GIV od ich analogów z sąsiedztwa należy mniejszy udział mlecznego kwarcu wśród żwirowego materiału lokalnego, zaś większy piaskowców i krzemieni. Gliny GIV na badanym obszarze odznaczają się także wyjątkowo wysoką węglanowością (14–25%), która u ich odpowiedników pomorskich i wielkopolskich wynosi 7–10%.

**Gliny GV,** pod względem relacji ilości żwirów północnych skał krystalicznych i wapieni, zobrazowanej spłaszczonego wykresu współczynników petrograficznych, podobne są do glin T5, glin złodowacenia warty (Krzyszowski, Czerwonka, 1994; Masłowska, 1999) na Pomorzu Zachodnim, glin typu Karolewo w Wielkopolsce (Czerwonka, Krzyszowski, 1994) i glin poziomu V z rejonu Piły (Czerwonka, 2004; Kenig, 2004). Wszystkie te gliny odznaczają się zróżnicowanym udziałem żwirów północnych skał krystalicznych i wapieni, ale ich wzajemny stosunek oscyluje wokół jedności. Natomiast podobny jest udział żwirów lokalnych w ogólnej ilości materiału żwirowego. Szczegółami odróżniającymi gliny badane od okolicznych są podwyższone wartości współczynnika O/K, dominacja piaskowców, mułowców i wapieni wśród żwirów lokalnych (podczas gdy w Wielkopolsce – krzemieni), sporadyczne występowanie żwirów dolomitów bałtyckich (notowanych w odpowiednikach glin GV pod Szczecinem) oraz skromniejsza reprezentacja epidotu w spektrach minerałów ciężkich glin GV w stosunku do ich analogów w sąsiedztwie.

**Gliny GVI.** Parametry litopetrograficzne tych glin są podobne na znacznie większym niż badany obszarze (Czerwonka, Krzyszowski, 1994; Krzyszowski, Czerwonka, 1994; Masłowska, 1999; Czerwonka, 2004). W materiale żwirowym najmłodszych glin, powszechnie stwierdza się, przewagę wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi. Efektem tego są niskie wartości współczynników

K/W i, co się z tym wiąże, skierowany ku dołowi wierzchołek V-kształtnego wykresu współczynników petrograficznych. Wśród żwirów lokalnych wszędzie dominują paleogeńskie mułowce i kredowe wapienie, a w spektrum minerałów ciężkich amfibole, granaty, epidoty. Przytoczone analogie pozwalają na korelowanie glin GVI (tab. 2) z glinami typu Bytyń z Wielkopolski (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994; Czerwonka, 2004), glinami T6 (Krzyszkowski, Czerwonka, 1994), glinami ze stadiału głównego zlodowacenia północnopolskiego (Masłowska, 1999) z Pomorza Zachodniego i glinami poziomu VII z rejonu Piły (Kenig, 2004).

Podobieństwa między glinami Pomorza Zachodniego, Wielkopolski i okolic Gorzowa nie są jednak pełne. W porównaniu z Pomorzem Zachodnim na badanym obszarze, wśród żwirów skandynawskich jest znacznie mniej i bardziej nieregularnie występujących dolomitów i łupków. Pod tymi względami gliny GVI zbliżają się bardziej do glin Bytyń z Wielkopolski niż glin z okolic Szczecina. Gliny GVI na badanym obszarze odznaczają się także znacznie bardziej zróżnicowanym udziałem żwirów skał lokalnych niż ich odpowiedniki z Wielkopolski i zachodniego Pomorza.

Przeprowadzona korelacja poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych wydzielonych pod Gorzowem Wielkopolskim z poziomami wyróżnionymi w Wielkopolsce i na Pomorzu uzasadnia pogląd o najbliższym pokrewieństwie litostratygraficznym plejstocenu obszaru badanego z plejstoceniem okolic Szczecina. W odniesieniu do schematu litostratygraficznego Wielkopolski widoczne są różnice, wyrażone brakiem na badanym obszarze czterech poziomów glin lodowcowych znanych z Wielkopolski (gliny typu Maliniec, Mutowo, Kopaszewko, Górzno). Może to wynikać z jednej strony z ich zerodowania i zachowania w postaci cienkich, zwietrzałych poziomów trudnych do opróbowania, z drugiej zaś z mniejszej ilości poziomów glin na badanym obszarze. Rozstrzygnięcie tego problemu przyniesie analiza litopetrograficzna profili glin lodowcowych położonych między badanym obszarem i okolicami Pniew, skąd pochodzą najbliższe dane (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994).

Gliny badanego obszaru dobrze korelują się z poziomami wyróżnionymi przez Kenig (2004) w sąsiednim rejonie Piły (tab. 2). Brak jest jednak wydzielonych pod Piłą poziomów IV, VI i VIII. Obecność poziomów IV i VIII jest rzadkością również w rejonie Piły, a nieobecność poziomu VI może wynikać, podobnie jak powyżej wspomniano, ze słabej reprezentacji najmłodszych glin lodowcowych w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego.

Stratygrafię osadów plejstocenu, zarówno w obrębie, jak i w sąsiedztwie badanego obszaru, ustalano także bez badań litopetrograficznych glin lodowcowych. W efekcie uzyskiwano różną ilość poziomów glin lodowcowych paralelizowanych z różnymi piętrami zimnymi plejstocenu. Najmniejszym zróżnicowaniem zdaje się charakteryzować plejstocen Ziemi Lubuskiej, gdzie Skompski (1981) rozpoznał 5 poziomów glin związanych ze zlodowaczeniami południowo- (2 poziomy), środkowo- (2 poziomy) i północnopolskimi (1 poziomy). Na Pomorzu wydzielono 6–7 poziomów glin lodowcowych, kojarzonych ze zlodowaczeniami południowopolskimi (Kop-

czyńska-Żandarska, 1970 – 1–2 poziomy; Maksiak, Mróz, 1978 – 1 poziomy), środkowopolskimi (Kopczyńska-Żandarska, 1970 – 1 poziomy; Maksiak, Mróz, 1978 – 3 poziomy) i północnopolskimi (Kopczyńska-Żandarska, 1970 – 4 poziomy; Maksiak, Mróz, 1978 – 3 poziomy).

Na obszarze Równiny Gorzowskiej (fig. 2) Kozłowska (1982) wyróżniła 7–8 poziomów glin lodowcowych. Dwa najstarsze poziomy powiązała z najstarszym zlodowaczeniem (narwi). Ta koncepcja została podtrzymana przez Dzierżka (1997) dla obszaru wokół środkowej Noteci, z którego pochodzi największa, z dotychczas rozpoznanych, liczba poziomów glin lodowcowych sięgająca 11–14. Spośród nich dwa najstarsze, jak u Kozłowskiej (1982), przypisywane są zlodowaczeniu narwi, jeden, dwa młodsze poziomy – zlodowaczeniu nidy (dotąd nie wyróżnianemu w okolicy), jeden – zlodowaczeniu sanu 1, jeden do dwóch – zlodowaczeniu sanu 2, jeden – zlodowaczeniu odry, 1–2 – zlodowaczeniu warty i 4 – zlodowaczeniu wisły.

Rozpatrując wyniki przytoczonych wyżej badań stratygrafii plejstocenu Pomorza Środkowego i Zachodniego, Ziemi Lubuskiej i północnej Wielkopolski uwagę zwraca generalne podobieństwo ilości wyróżnionych poziomów glacialnych. Z wyjątkiem badań obszaru znad środkowej Noteci, wszystkie inne prace odnotowują 5–8 poziomów glin lodowcowych. Odpowiada to generalnie ilości poziomów wyróżnionych na podstawie badań litopetrograficznych (5–7 – tab. 2), stąd wniosek, że przy ustalaniu stratygrafii różnymi metodami – za pomocą badań instrumentalnych i metodą przekrojów – osiągnięto podobne rezultaty.

Większym zróżnicowaniem odznaczają się interpretacje badań chronostratygraficznych. Głównymi zagadnieniami dyskusyjnymi pozostają: obecność w północno-zachodniej Polsce osadów zlodowaczenia narwi i nidy, a więc i kwestia zasięgów łądolodów tych zlodowaceń (Lindner, Marks, 1995), oraz multizonalność glin lodowcowych zlodowaczenia wisły (Kopczyńska-Żandarska, 1970; Dzierżek, 1997). Zdaniem autora problemy te w znacznej mierze wynikają z niedocenienia roli i skutków procesów glacictonicznych. W efekcie ich działania w profilach geologicznych dochodzi często do powtórzeń, w których ten sam poziom glin lodowcowych występuje dwu- lub więcejkrotnie, namnażając liczbę poziomów i skłaniając autotów do rozbudowywania schematów stratygraficznych.

#### Osady wodnolodowcowe

Większość piaszczystych i piaszczysto-żwirowych osadów rozdzielających w profilach czwartorzędowych gliny lodowcowe to utwory wodnolodowcowe. Stanowią je najczęściej piaski średnioziarniste do różnoziarnistych, z mniejszą lub większą domieszką ziarn grubych i drobnych żwirów, tworzące kilkudziesięciocentymetrowe ławice wypełniające kilku-, kilkunastometrowy pakiet skalny, położony na glinach i przykryty glinami lodowcowymi. Ten typ osadów jest w pełnych profilach wiertniczych plejstocenu spotykany powszechnie, stanowiąc relikt kopalnych stożków sandrowych, przemodelowanych przez młodsze procesy glacialne. Takie profile udokumentowane są w okolicach Pełczyc (Tre-



la, 1997a, b), Chłopowa (Salwa, 1999a, b), Santoka, Lipek Wielkich i Trzebicza (Romanek, 2003a–f), Strzelc Krajeńskich i Drezdenka (Studencki, 2002a–d), Skwierzyny (Złonkiewicz, 2000a, b), Bledzewa (Trela, 2000a, b), Chojna (Liszkowski, 1999a, b), Sierakowa (Liszkowski, 2000a, b), Równiny Gorzowskiej (Kozłowska, 1982).

Nieco rzadziej, niż wyżej opisane, napotyka się sekwencje osadów wodnolodowcowych o znacznej miąższości, wspomniane (w rozdziale Plejstocen) jako profile „piaszczyste”. Reprezentują je utwory piaszczyste i piaszczysto-żwirowe, wapniste (od kilku do 10%  $\text{CaCO}_3$ ), o słabo obtoczonych ziarnach kwarcu ( $R > 0,8$ ), cechujące się w profilach mozaikową zmiennością udziałów amfiboli i granatów w spektrach minerałów ciężkich. Tworzą kilkudziesięcio- i ponad 100-metrowe sekwencje, które autor obecnie interpretuje jako wypełnienia rynien subglacjalnych (por. Mojski, 1982a). Oprócz litologii wskazuje na to także forma wypełnień, sygnalizowana wynikami badań geoelektrycznych. Część tych form (np. profil Deszczna) była dotychczas interpretowana jako zespół nałożonych na siebie różnowiekowych paleodolin (Romanek, 1997). Zarówno postęp w badaniach podstawowych form rynnowych, jak również prowadzone badania regionalne (Badura i in., 1998), a także ponowne, szczegółowe analizy wyników badań geofizycznych, geologicznych i litopetrograficznych, wykonanych w rejonie Deszczna, doprowadziły do wniosku, że profil ten, podobnie jak większość miąższych wodnolodowcowych partii profili plejstocenu, należy interpretować jako wypełnienia form rynnowych.

Różnowiekowe utwory wodnolodowcowe (FgI–FgVI – fig. 10) nie posiadają mineralogicznych, petrograficznych ani chemicznych cech odróżniających. Nie ma więc podstaw do ich rozdzielenia i utworzenia odrębnych jednostek litostratygraficznych. Pozycja litostratygraficzna utworów wodnolodowcowych wynika z położenia w profilu w relacji do podścielających i przykrywających poziomów glin lodowcowych litostratygraficznie zdefiniowanych. Spośród fragmentów profili interpretowanych, jako wypełnienia paleorynien subglacjalnych, osady ze Skwierzyny (fig. 8), Deszczna, Zwierzynia 2 (fig. 7) uznano za reprezentujące wypełnienia rynien najstarszych, Leszczyńca – za związane z glinami GII, Sarbiewa, Słonic – z glinami GIII (fig. 7), Ceglarni (fig. 6), Słonic, Kręcina 3 (fig. 7) – z glinami GIV, Chełmska (fig. 8) Pręcina, Mierzęcina – z glinami GV. Utwory wodnolodowcowe z Grotowa, Kamienia (fig. 5) i Lubiewa, reprezentują wypełnienia rynien najmłodszych.

#### Osady zastoiskowe

Stosunkowo rzadko na badanym terenie występują sekwencje mułkowo-drobnopiaszczyste, położone w spągu różnowiekowych poziomów glin lodowcowych lub osadów wodnolodowcowych. W związku z tym tylko nieliczne ich profile poddane zostały badaniom litopetrograficznym, które potwierdziły zastoiskową genezę tych osadów. Nie znaleziono natomiast kryteriów do odróżniania różnowiekowych zespołów omawianych osadów i dlatego nie mają one znaczenia litostratygraficznego. Na badanym obszarze wyróżniono

pięć serii osadów zastoiskowych zbudowanych z drobnoziarnistych utworów klastycznych (BI–BV).

**Seria zastoiskowa BI.** Najstarsze osady zastoiskowe przewiercono w Sarbiewie (fig. 6, 7). Leżą one tam ponad glinami GI, a pod osadami fluwioglacjalnymi FgIII i osiagają 16 m miąższości. Tworzą je szare i szaroseledynowe mułki, mułki piaszczyste i drobnoziarniste piaski mułkowate, najczęściej gęsto i drobno poziomo warstwowane. Tylko miejscami warstwowane są przekątnie w małej skali. Generalnie laminacja przypomina warwową. Materiał drobnoziarnisty jest źle wysortowany, silnie wapniste (15%) i słabo obtoczony ( $R = 0,73$ ). W spektrum minerałów ciężkich dominują amfibole (34%), granaty (24%), epidot (13%), dysten (11%), biotyt (8%). Zastoiskowa geneza opisywanych osadów została rozpoznana przez M. Romanek (1997b).

**Seria zastoiskowa BII.** Ponad zaburzonym, wyniesionym podłożem czwartorzędu (formacja adamowska), a pod glinami GII, w profilu otworu Długie stwierdzono występowanie piasków pylastych i mułków o miąższości 5,7 m. Osad jest cienko poziomo warstwowany, odznacza się średnim wysortowaniem i wapnistością (7%) oraz słabym obtoczeniem ziarn kwarcu ( $R = 0,86$ ). Wśród minerałów ciężkich granaty (46%) dominują nad staurolitami (13%), amfibolami (12%), epidotami (12%) (M. Romanek, 1997c).

Osady zastoiskowe BII stwierdzono również w okolicach Długiego, kilkoma nierzedzeniowanymi otworami (Długie OW1, Długie OW2, Długie PGR). Odznaczają się one ponad dwukrotnie większą miąższością niż w rdzeniowanym profilu otworu Długie.

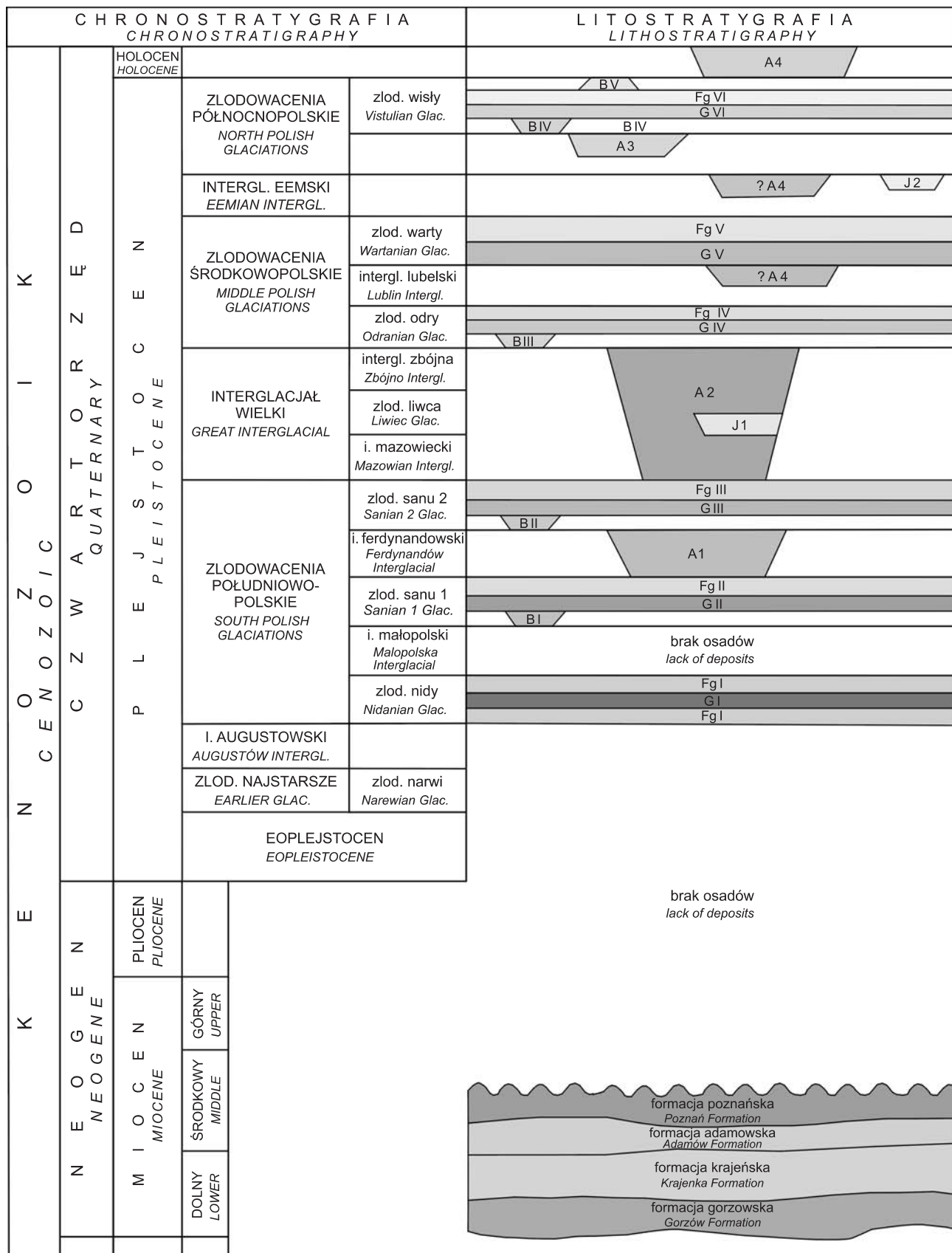
Ilaste osady zastoiskowe, o miąższości około 4 m włączone do serii BII, znane są jeszcze z profilu nierzedzianego otworu studziennego Górecko (fig. 6).

**Seria zastoiskowa BIII.** Na glinach lodowcowych GII, GIII, utworach fluwioglacjalnych FgII, FgIII, osadach rzecznych serii A2, serii zastoiskowej BII, a w spągu glin lodowcowych GIV osadów fluwioglacjalnych FgIV, a także pod różnymi utworami młodszymi (GV, GVI, FgV), występują osady klastyczne drobnych frakcji. Tworzą je głównie mułki, mułki ilaste i ropy mułkowate szare i ciemnoszare bezteksturalne oraz piaski drobnoziarniste (np. Ceglarnia – fig. 6, Długie). W Ceglarni leżą one nad glinami lodowcowymi GIII, a pod piaskami wodnolodowcowymi FgV i osiagają około 20 m miąższości. W Długim rozdzielają gliny GIII od GIV i utworów wodnolodowcowych FgIV, a ich miąższość wynosi około 9 m.

Osady zastoiskowe serii BIII z obu wspomnianych profili są (M. Romanek, 1997b, c) silnie wapniste (do 23%). W spektrach minerałów ciężkich miejscami dominują minerały nieprzezroczyste (42%). Wśród pozostałych amfibole (15–41%) przeważają nad granatami (1–41%), staurolitami (5–20%), biotytami (do 29%). Towarzyszą im andalazyty.

Oprócz profili Ceglarnia i Długie, w których opisywane osady zostały litopetrograficznie zbadane, analogiczne lito logicznie i pod względem pozycji zalegania w stosunku do glin lodowcowych, utwory drobnoziarniste obecne są w okolicach Gorzowa Wielkopolskiego (Wojcieszyce SHR) oraz na północ i południe od Długiego (Pielice, Ogardy, Ługi,





cd.





Modropole). Miejscami (Długie OW1, Długie OW2, Długie PGR) tworzą kompleks osiągający 28 m miąższości.

**Seria zastoiskowa BIV.** W obniżeniach podłoża plejstocenu, w spągu glin lodowcowych GVI, a na glinach GV, GIV, GIII, osadach wodnolodowcowych FgIV, FgV oraz osadach rzecznych A3 i A4 leżą piaski mułkowate, mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste. Najczęściej są one cienko poziomo warstwowane. Litopetrograficznie zostały zbadane w profilach otworów Wełmin i Ceglarnia (M. Romanek, 1994a, 1997b; fig. 6). Odznaczają się wysoką wapnistością (10–20%) i niskim stopniem obtoczenia ziarn kwarcu ( $R = 0,7-1,5$ ). W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole (22–38%), granaty (20–25%) i muskowity (do 24%). Pobocznie występują pirokseny, dysteny, staurolity, biotyty i turmaliny. W Wełminie osady zastoiskowe BIV osiągają 20 m miąższości, w Ceglarni około 5 m.

Poza Wełminem i Ceglarnią utwory zastoiskowe BIV znane są z okolic Gorzowa Wielkopolskiego (m.in. Gorzów-Elektrownia), Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego (sondy koło Grotowa, rejon Skwierzyny-Gaj; Trela, 2000a, b) oraz okolic Drezdenka (Kawki, Modropole). Wszędzie miąższość serii BIV jest znaczna, osiągająca 20 m.

**Seria zastoiskowa BV.** W okolicach Dobiegniewa, a także na północnych peryferiach badanego obszaru, na glinach GVI i towarzyszących im utworach wodnolodowcowych FgVI, występują na powierzchni terenu mułki wytopiskowe. Osady są cienkolaminowane poziomo. Laminy ilasto-mułkowe, szare, rozdzielone są warstewkami mułkowymi żółtobrazowymi. Osady mają charakter warwowy (Studencki, 2002a, b). Podobne osady przewiercono w Przecznie (Salwa, 1999a, b), zostały one przebadane litopetrograficznie (M. Romanek, 1999). Są to mułki piaszczyste, bezwapniste, źle wysortowane, o niskim stopniu obróbki ziarn kwarcu ( $R$  – około 1,0). W spektrum minerałów ciężkich przeważają amfibole (do 51%, średnio 40%) nad granatami (11–38%), dystenami, staurolitami i sylimanitami.

Seria zastoiskowa BV nie tworzy ciągłej pokrywy i charakteryzuje się bardzo zmienną miąższością, osiągającą 12 m. Najczęściej jednak jej grubość nie przekracza kilku metrów (np. Przeczno – 6 m).

#### Osady rzeczne

Utwory aluwialne, poza akumulowanymi podczas zlodowacenia wisły i w holocenie, są na badanym obszarze rzadko spotykane. Najstarsze aluwia (seria A1) rozpoznano w spągu profilu czwartorzędowego Kijowa 1 (fig. 6). Leżą one na łożach formacji poznańskiej, a pod glinami GIII. Stosunkowo grube serie aluwialne (seria A2) wydzieliła Fert i in. (2000b) w obrębie depresji Warty pod glinami GIV, a powyżej glin GI (Orzelec) w profilu Bledzewa (fig. 7). Wśród aluwów młodszych wydzieleno dwie serie – A3 i A4. Pierwszą przykrywa poziom gliny GVI, druga – zapewne poligeniczna – stanowi wypełnienie dzisiejszych obniżek dolinnych.

**Seria A1.** Najstarsze osady rzeczne stanowiące wypełnienie paleodoliny wyróżniono jedynie w profilu Kijowo 1 (fig. 6). Występują one pod glinami GIII na wysokości 8 m p.p.m. Se-

ria liczy 20,0 m miąższości i obejmuje dwa cykle proste. Dolny cykl składa się z położonej w spągu profilu 1-metrowej miąższości ławicy żwirowej zbudowanej z dużych (do 10 cm, przeciętnie 2–3 cm) brązowych okruchów, słabo uwęglonego drewna oraz pochodzących z północy wapieni tkwiących w różnoziarnistym tle piaszczystym. Ku stropowi ubywa materiału psefitowego i zmniejsza się jego rozmiar. Tło stanowią różnoziarniste piaski. Cykl ten liczy 11,5 m miąższości. Cykl górny (9,5 m miąższości) jest podobnie zbudowany: rozpoczyna się ławicą żwirów pochodzących głównie z dezintegracji słabo uwęglonych roślin, a następnie przechodzi w piaski średnioziarniste z niewielkim udziałem drobnego materiału żwirowego.

Pod względem mineralogicznym opisywane osady, we frakcji minerałów ciężkich, wyróżniają się obecnością znacznej ilości węglanów (7%) i glaukonitu (4%). Spektrum minerałów przezroczystych zdominowane jest przez granaty (57%) i staurolit (12%), amfiboli jest 7%. Węglanowość wynosi (4%). Wśród ziarn kwarcu dominują częściowo obtoczone (54%) nad obtoczonymi (34%) i kanciastymi (12%). W efekcie współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu  $R$  osiąga wartość 0,64.

**Seria A2.** Osady serii rzecznej A2 znane są z pięciu profili wiertniczych (fig. 7), położonych w dolinie Warty (Siedlice, Deszczno, Glinik) i na południe od niej (Orzelec, Bledzew). Pod względem litologicznym seria A2 składa się z dwóch wyraźnie różniących się części: dolnej – drobnoziarnistej i górnej – gruboziarnistej.

Część dolna, stwierdzona w profilach Siedlice, Deszczno, Glinik, a także w spągowej części (16 m) profilu Orzelec, zbudowana jest z mułków, mułków piaszczystych, piasków pyłowatych oraz drobnoziarnistych, barwy szarej i szaroniebieskiej. Przeważnie osady są poziomo warstwowane. Podrzędnie występuje warstwowanie faliste i drobnosoczewkowe. Całość osadów zawiera znaczną ilość rozproszonego, rozartego materiału fitogenicznego. W osadach grubszych frakcji występują okruchy drewna tworzące miejscami zlepienie śródformacyjne. Mułki są słabo wysortowane, wykazują średni i dobry stopień obróbki z dominacją ziarn obtoczonych (do 70%) i częściowo obtoczonych (69–73%) oraz zazwyczaj wysoką wapnistość (6–16%). W spektrum minerałów ciężkich na ogół amfibole (20–31%) dominują nad granatami (14–25%), biotytami (17%, wyjątkowo do 40%), epidotami (13–17%), turmalinami (5–7%), dystenami (do 19%), staurolitami (kilka %) i andaluzytami (kilka %). Drobnoziarnisty człon serii A2 jest interpretowany jako reprezentant zbiornika przepływowego lub okresowo przepływowego (starorzecza), usytuowanego w peryferycznej części doliny rzecznej.

Część górna serii A2 – gruboziarnista – występuje w wyższej partii profilu Orzelca i w Bledzewie. W Orzelcu osiąga 56 m miąższości. Jej tworzywem są piaski gruboziarniste wzbogacone w stropie materiałem żwirowym. Całość opisywanych osadów charakteryzuje się słabym wysortowaniem. Wśród minerałów ciężkich minerały nieprzezroczyste przeważają nad przezroczystymi, obecne są węglany (3–9%). W spektrum minerałów przezroczystych granaty wyraźnie przeważają w górnej części serii (37–42%), w najniższej pozostając w równowadze z amfibolami (25–34%). Wysoki jest

udział epidotów (18–25%). Wśród ziarn kwarcu najwięcej jest obtoczonych (39–64%), ustępując im częściowo obtoczone (29–51%) i kanciaste (5–11%). Współczynnik obtoczenia ( $R$ ) mieści się w granicach 0,3–0,5. Osad jest słabo wapnisty (średnio 2,1%). Przedstawione cechy potwierdzają rzeczny charakter opisywanych osadów. Analogiczny, o podobnej charakterystyce litologicznej kompleks osadów rzecznych przewiercono w Bledzewie (Trela, 2000a, b; Fert i in., 2000b). W stosunku do Orzelca odznacza się on wzbogaceniem w oligoceńsko-mioceniński materiał fitogeniczny, występujący w postaci pyłu węglatego wśród piasków, a także w postaci okruców słabo uwęglonego drewna, tworzących miejscami swoiste zlepnieńce śródformacyjne (bruki korytowe).

**Seria A3.** Obejmuje zespół klastycznych i organogenicznych osadów rzecznych. Z uwagi na składnik fitogeniczny jest na analizowanym obszarze ewenementem. Utwory serii A3 znane są (Wrotek, 1978) tylko z odsłoneń w północnej krawędzi Pradoliny Noteci–Warty w okolicach Starego Kurowa (fig. 2).

Seria A3 z ławicami organogenicznymi osiąga w Starym Kurowie około 4 m miąższości. Zgodnie z opisem Kozarskiego i innych (1980) tło osadów serii stanowią poziomo laminowane piaski średnioziarniste. W pobliżu ich spągu występuje dolny (około 2 m miąższości) poziom fitogeniczny, złożony z warstwy torfów przetkanych cienkimi soczewkami piasków, ku stropowi przechodzącej w piaski drobnoziarniste i mułki poziomo laminowane, z laminami fitogenicznymi. W stropie serii występuje druga młodsza, cieńsza (10–20 cm) warstwa torfów.

**Seria A4.** W głównych dolinach rzecznych przecinających badany obszar, a zwłaszcza w dolinie Warty rozpoznano wieloma otworami miąższą (do 50 m) serię osadów klastycznych. Leży ona na glinach GII (Skwierzyna – fig. 8), serii zastoiskowej BII (Górecko – fig. 6), glinach GIII (Kijowo 1, 2 – fig. 6), glinach GIV (Marzenin – fig. 5, Siedlice – fig. 7) i aluwacjach A2 (Glinik, Deszczno – fig. 7). We wszystkich tych profilach uzyskano zbliżony obraz litologiczny opisywanej serii. Budują ją osady piaszczysto-żwirowe, tworzące niezbyt wyraźne kilku- do kilkunastometrowej miąższości cykle proste. Spąg cyklu stanowią piaski różnoziarniste z niewielkim udziałem drobnych żwirów. Ku górze ilość żwirów maleje i zmniejsza się wielkość ziarna. Piaski stają się średnio-, a niekiedy drobnoziarniste (Siedlice, Dobrojewo). Ilość cykli jest różna w poszczególnych profilach, co sprawia zasadnicze trudności przy podziale serii na mniejsze jednostki. Wyjątkiem jest powszechnie obecny jej człon stropowy, o miąższości do 10 m, utworzony z osadów jednego cyklu prostego. Rozpoczyna się on osadami piaszczysto-żwirowymi, centrum cyklu zajmują piaski różno- i średnioziarniste, strop zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych i pyłowych zwieńczonych często mułkami i torfami.

Strop aluwiiw serii A4 występuje wszędzie na wysokości 20–30 m n.p.m. Prócz generalnie zbliżonej litologii i pozycji hipsometrycznej, opisywane osady wyróżniają się także niską węglanowością (0–2%), chociaż niektóre niższe ich partie (Moczydła, Siedlice) są silniej węglanowe (do 6%).

Wśród minerałów ciężkich w serii A4 granaty przeważają nad amfibolami. Przeciętnie przewaga ta wynosi około 10%, ale w Dobrojewie i Skwierzynie udziały obu minerałów w spektrach wyrównują się, a lokalnie nawet odwracają. Granatom i amfibolom towarzyszą zwykle obficie epidoty, osiągając kilkanaście procent zawartości. Znaczącą ilościowo rolę, w spektrach minerałów przezroczystych, pełnią także w niektórych profilach staurolity, dysteny, syli-manity, biotyty i pirokseny. Lokalnie obserwowano węglany i glaukonit (Kijowo 1, 2).

Osady serii aluwialnej A4 charakteryzuje średnie obtoczenie materiału klastycznego. Na ogół przeważają ziarna częściowo obtoczone. Ilość ziarn kanciastych jest na tyle znaczna, że współczynnik obtoczenia ( $R$ ) przyjmuje wartości 0,6–0,8, mogąc wskazywać na transport materiału lodowcowego i wodnolodowcowego ze zboczy dolin.

W sumie najmłodsza seria aluwialna odznacza się znaczną zmiennością cech mineralnych, słabszym od standardowego stopniem obtoczenia materiału klastycznego, przy zbliżonym niskim poziomie węglanowości i ogólnym wykształceniu litologicznym. Tego rodzaju utwory rzeczne, o analogicznym wykształceniu i pozycji geomorfologicznej, opisali z Wielkopolski Czerwonka i Krzyszkowski (1994), określając je mianem górnej serii rzecznej z granatami. Z przedstawionego opisu wynika, że górnoplejstocenijskie utwory rzeczne spod Gorzowa i Drezdenka mogą odpowiadać osadom wielkopolskiej górnej serii rzecznej z granatami.

#### Osady jeziorne

Utwory jeziorne należą na badanym terenie do rzadkości. Wyróżniono dwie serie różnowiekowych osadów jeziornych (J1 i J2). Starsza występuje w obrębie rzecznych osadów serii A2 w Bledzewie (fig. 7). Młodsza rozpoznano kilkoma otworami w okolicach Drezdenka (Studencki, 2002a, b). Stanowi ona zapewne odpowiednik wiekowy serii A3.

**Seria J1.** W miąższej sekwencji rzecznej profilu Bledzewa (fig. 7) występuje pakiet szarobrunatnych mułków ilastych, o miąższości 5,5 m, poziomo laminowanych (Trela, 2000a, b; Fert i in., 2000a). Zgodnie z wynikami badań litopetrograficznych, wśród minerałów ciężkich granaty (38%) przeważają nad amfibolami (27%), epidotami (14%), turmalinami (8%) i staurolitami (5%). Materiał klastyczny jest dobrze obtoczony. Dominują ziarna obtoczone (63%) nad częściowo obtoczonymi (23%) i kanciastymi (14%). Mułki zawierają 22% węglanu wapnia. Wyniki badań analitycznych przekonują o jeziornej genezie sekwencji mułkowej. Uwzględniając pozycję geologiczną serii osadów jeziornych wewnątrz miąższej serii aluwialnej, należałoby miejsce depozycji osadów mułkowych wiązać ze środowiskiem starorzeczca.

**Serię J2** stwierdzono w Rolewicach, Mierzęcinie (fig. 2) oraz dwóch otworach studziennych położonych na północ i północny-zachód od Drezdenka (Studencki, 2002a, b). Osiąga ona znaczne miąższości (do 21,0 m w Rolewicach). Wykształcona jest w postaci piasków drobnoziarnistych i pylastych, mułków piaszczystych, mułków oraz mułków ilastych z licznymi czarnymi i brązowymi laminami, rzadziej



ławicami (0,2 m) czarnych, torfiastych ilów, a także mułków oraz torfów. Wśród minerałów ciężkich przeważają minerały przezroczyste, a wśród nich najwięcej jest granatów (16–48%), którym towarzyszą amfibole (12–32%), dysteny (8–21%), staurolity (8–14%), turmaliny (5–19%) i cyrkony (3–11%). Stopień obtoczenia materiału klastycznego rośnie ku górze profilu. Podczas gdy ilość ziarn kanciastych utrzymuje się na poziomie kilkunastu do 20% i tylko lokalnie, w pobliżu stropu spada do 7%, ilość ziarn średnio obtoczonych stopniowo i systematycznie rośnie od spągu (26%) ku stropowi (37%). W efekcie wartość współczynnika obtoczenia maleje od 0,8 w spągu do 0,6 w stropie serii. Osad jest bezwapnisty. Suma obserwacji litologicznych i wyników badań litopetrograficznych (M. Romanek, 1994b) wskazuje na możliwość sedymentacji opisywanych osadów w zbiorniku jeziornym, w wodach o znacznej produktywności biomasy i podwyższonym pH, uniemożliwiającym powstawanie minerałów węglanowych.

Pięciometrowej miąższości profil złożony z namulów piaszczysto-mułkowych, miejscami ilastych, zielono-czarnych, poziomo warstwowanych, z laminami bogatymi w materiał organiczny, przewiercono w Mierzęcinie na głębokości 15,0–20,0 m (strop 37,0 m n.p.m.; Studencki, 2002a, b). Wśród minerałów ciężkich zdecydowanie dominowały przezroczyste (78%), a w spektrum tych ostatnich granaty (25%) nieznacznie przeważały nad amfibolami (22%). Duży był udział minerałów odpornych – turmalinów (12%), cyrkonów (12%), dystenów (11%), staurolitów (6%). W materiale klastycznym dominowały ziarna częściowo obtoczone (57%) nad obtoczonymi (29%) i kanciastymi (14%). W rezultacie współczynnik obtoczenia ( $R$ ) wyniósł 0,7. Osad jest bezwapnisty. Zarówno cechy litopetrograficzne (M. Romanek, 1994b), jak i litologia oraz pozycja litostratygraficzna opisywanych utworów pozwalają uznać je za odpowiedniki osadów z Rolewic.

#### Chronostratygrafia

Na badanym obszarze znane, opisane i opracowane palinologicznie jest tylko jedno stanowisko osadów organogenicznych ze Starego Kurowa (fig. 2). Odkryte przez Wrotka (1978) rzeczne piaski (fig. 10 – A3) z dwoma warstwami torfów występowały w wyrobisku rozcinającym krawędź Pradoliny Noteci–Warty i podścielały pakiet dobrze wykształconych glin lodowcowych (GVI) bazalnych i spływowych (Kozarski i in., 1980), budujących górne partie wysoczyzny. W stropie wysoczyzny występują utwory fluwioglacjalne FgVI. Badania palinologiczne towarzyszących piaskom torfów określiły wiek dolnej ławicy torfowej na interstadiał brörup, a górnej na interstadiał odderade (Kozarski i in., 1980). Lindner (1992) koreluje opisywane osady z interstadiałem gniewu. Generalnie wiek ławic torfowych i towarzyszących im piasków (A3) wiąże się z wczesnym, poprzedzającym stadią główny, okresem zlodowaceń północnopolskich. Tym samym gliny przykrywające piaski stanowią osad ze zlodowacenia wisły. Nie ulega również wątpliwości, że młodsze od serii A3, pochodzące ze schyłku ostatniego

zlodowacenia i holocenu, są stropowe partie utworów aluwialnych (A4,) nie przykryte przez gliny, wypełniające doliny głównych rzek badanego obszaru.

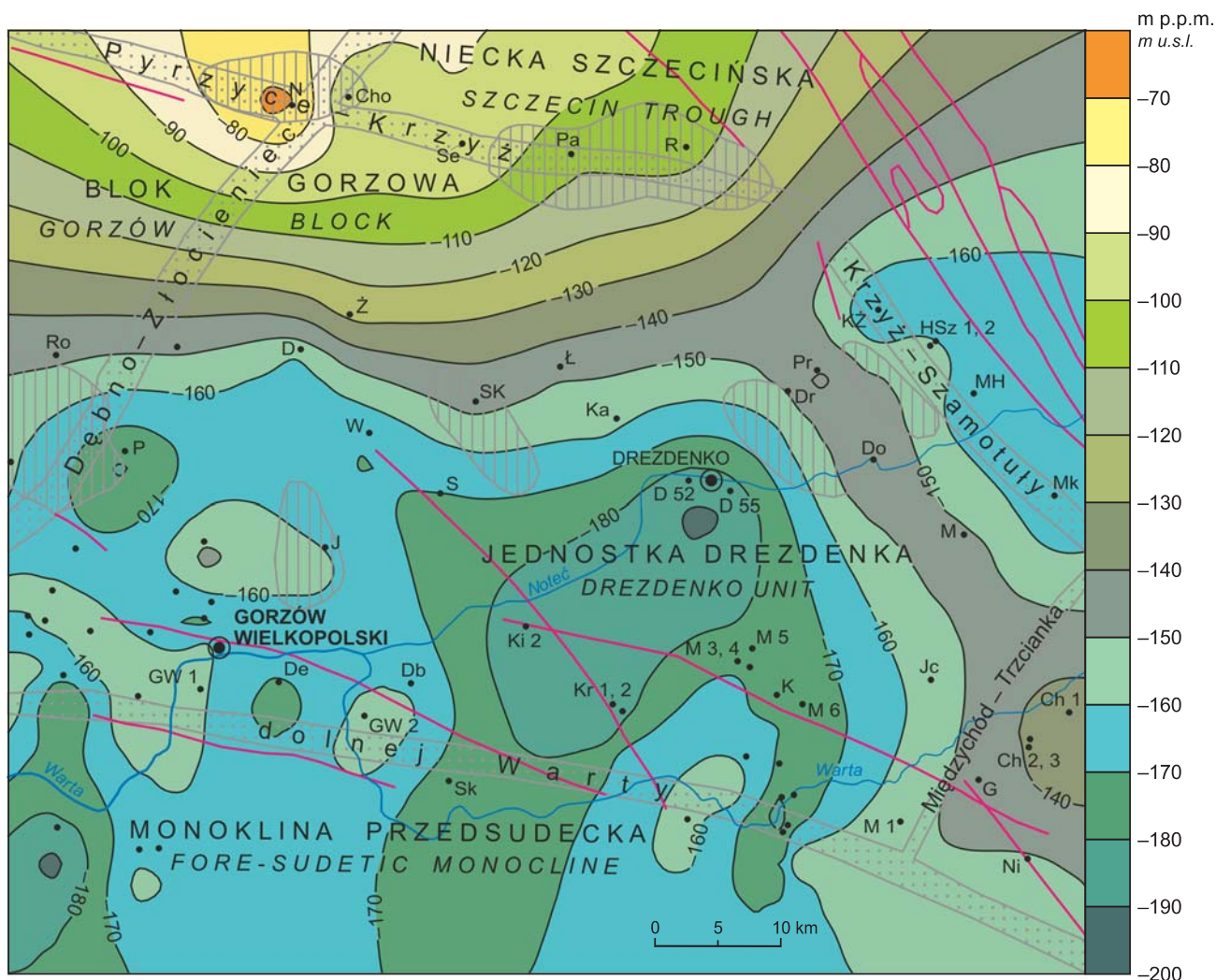
Przedstawione ustalenia wieku glin GVI, aluwii A3 i A4 wyczerpują listę jednostek litostratygraficznych posiadających biostratygraficznie określoną pozycję (fig. 10). Wiek osadów organogenicznych serii J2 z Rolewic w okolicach Drezdenka (Studencki, 2002a, b) nie został palinologicznie udokumentowany (Ziemińska-Tworzydło, 1992). Ostatnio opublikowano wyniki badań osadów organicznych, nawierconych na zachód od Gorzowa Wielkopolskiego, starszych od glin GVI. Znajdują się one w pozycji serii J2 i są korelowane z interglacją eemskim (Piotrowski i in., 2002). Tym samym przypuszczenie o eemskim wieku serii J2 zyskuje pośrednie uzasadnienie.







Z powodu braku na badanym obszarze starszych osadów organogenicznych, w celu określenia pozycji stratygraficznej jednostek litostratygraficznych plejstocenu przeprowadzono korelacje z regionami sąsiednimi, w których osady czwartorzędowe są biostratygraficznie lepiej udokumentowane. Szczególnie użyteczne okazały się badania stratygrafii utworów plejstocenijskich Wielkopolski Czerwonki i Krzyszkowskiego (1994). Obecny na badanym obszarze poziom litostratygraficzny glin lodowcowych GIV dobrze koreluje się litopetrograficznie z poziomem glin lodowcowych typu Dopiewiec (tab. 2). Jednocześnie gliny Dopiewiec we wschodniej Wielkopolsce prawdopodobnie pokrywają osady interglacjalu wielkiego (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994). W ten sposób gliny Dopiewiec i tym samym gliny GIV reprezentują osad glacialny zlodowacenia odry. Położony zatem ponad glinami GIV, a pod vistuliańskimi glinami GVI, poziom glin lodowcowych GV należy wiązać ze zlodowaceniem warty. Odpowiednią chronostratygraficzną pozycję uzyskują też, towarzyszące glinom GV i GIV, utwory wodnolodowcowe FgV i FgIV i zastoiskowe BIII (fig. 10).

W podłożu glin odrzańskich (GIV) napotyka się miąższe serie aluwialne (A2), których powstanie należy wiązać z interglacją wielkim. W tej pozycji (fig. 10) występują także jeziorne, organogeniczne osady z Boczowa na Ziemi Lubuskiej (na południe od badanego obszaru – Janczyk-Kopikowa, Skompski, 1977; Skompski, 1980, 1981; Lindner, 1992), chociaż pozycja stratygraficzna tego stanowiska bywa ostatnio podważana (Krupiński, 2000).

Poniżej utworów interglacjalu wielkiego stwierdzono występowanie trzech litopetrograficznie zróżnicowanych poziomów glin lodowcowych (fig. 10). Powiązano je ze zlodowaczeniami południowopolskimi: nidy (GI), sanu 1 (GII), sanu 2 (GIII), chociaż nie można wykluczyć obecności na badanym obszarze osadów najstarszego zlodowacenia narwi (patrz Kozłowska, 1982; Dzierżek, 1997). Do czasu napływu rozstrzygających danych w tej kwestii wiek glin najstarszych (GI) powinien być przyjmowany alternatywnie – reprezentują one na badanym obszarze zlodowacenie narwi albo nidy. Wydaje się, że bardziej prawdopodobna jest obecność na analizowanym obszarze lądolodu zlodowacenia nidy i takie rozwiązanie stosowane będzie w dalszej części publikacji. Utwory wodnolodowcowe – FgI, FgII i FgIII oraz za-





-  głębokie strefy dyslokacyjne  
*deep dislocation zones*
-  uskoki w dolnej części kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego  
*faults in the lower part of Zechstein-Mesozoic sequence*
-  struktury solne w kompleksie cechsztyńskiego-mezozoicznym  
*salt structures in Zechstein-Mesozoic sequence*
-  izohipsy powierzchni skał kredowych  
*isohypses of Cretaceous surfaces*
-  otwory wiertnicze przebijające kenozoik lub zakończone w utworach wczesnego oligocenu  
*boreholes drilled through Cenozoic or ending in Early Oligocene*
-  S wybrane otwory wiertnicze ze skrótami ich nazw  
*selected boreholes and their name abbreviations*  
 Cho – Choszczno IG1; Ch 1, 2, 3 – Chrzypsko 1, 2, 3; D – Danków; De – Deszczno;  
 Db – Dobrojewo; Dr – Drawiny; Do – Drawsko; D 52, 55 – Drezdenko 52, 55;  
 GW 1, 2 – Gorzów Wielkopolski 1, 2; G – Grobia; HSz 1, 2 – Huta Szklana 1, 2; J – Janczewo;  
 Jc – Jeleniec; K – Kamień; Ka – Kawki; Ki 2 – Kijowo 2; Kr 1, 2 – Krobielewo 1, 2;  
 KŻ – Kuźnica Żelechowska; Ł – Ługi; MH – Marianowo-Herbutowo; M – Marylin; Mk – Mężyk;  
 M 1, 3, 4, 5, 6 – Międzychód 1, 3, 4, 5, 6; N – Nadarzyn; Ni – Niemierzewo; P – Parzeńsko;  
 Pa – Pławno; Pr – Przeborowo; R – Radęcin; Ro – Rokitno; S – Sarbiewo; Sk – Skwierzyna;  
 Se – Słonice; SK – Strzelce Krajeńskie; W – Wilanów; Ż – Żabicko

**Fig. 11. Strop skał kredowych na tle wybranych struktur z mapy tektonicznej kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego (Dadlez, 1979)**

Top Cretaceous deposits and selected structures  
based on the tectonic map of the Zechstein-Mesozoic sequence (after Dadlez, 1979)



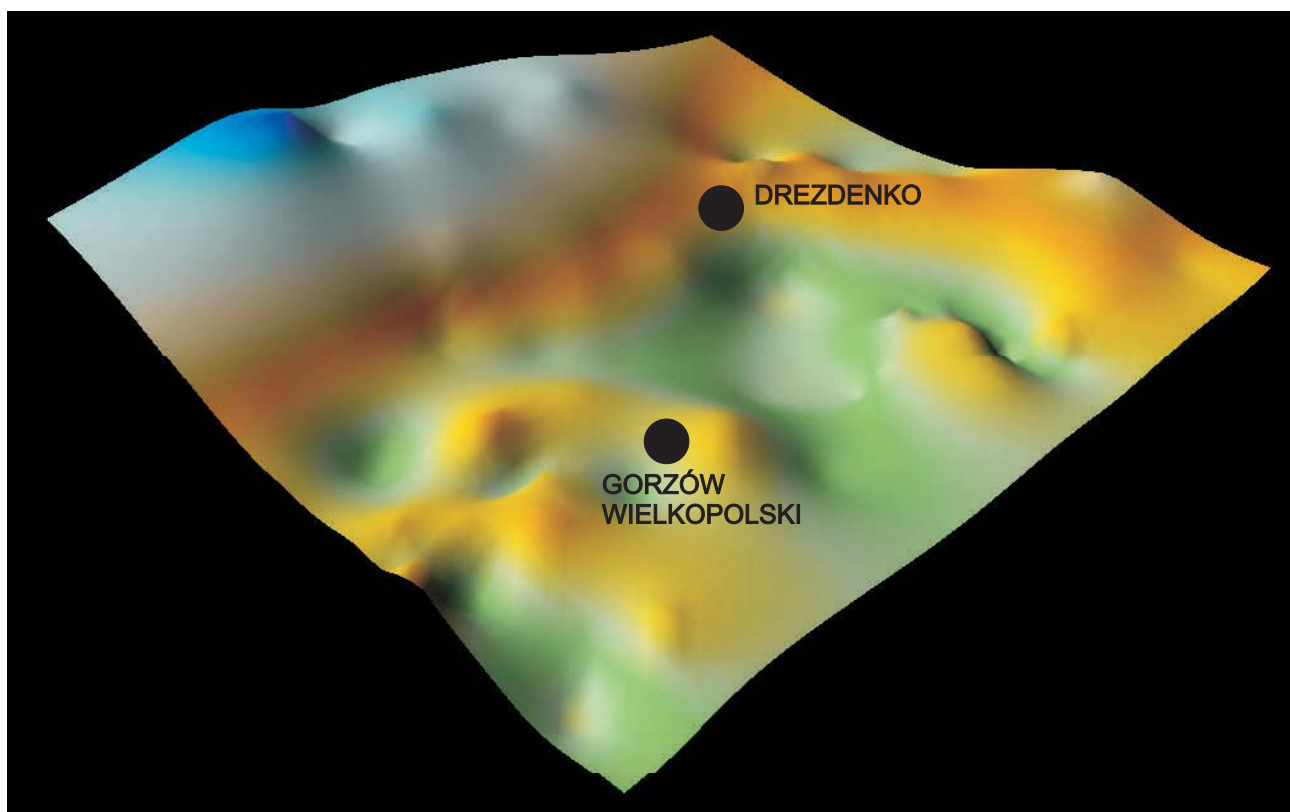
nego rozczłonkowanego grzbietu, którego szczyt sięga przeciętnie 140–100 m p.p.m., a nawet 65 m p.p.m. (Nadarzyn). Ku południowi i zachodowi grzbiet ten opada łagodnie, ale wyraźnie i konsekwentnie do rzędnej około 160 m p.p.m. W stosunku do głównych struktur podłoża (fig. 11, 12) przebieg grzbietu pokrywa się z rozciągłością strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły i rozwiniętymi nad tą strefą strukturami solnymi.

Izolacja 160 m p.p.m. oddziela położoną na południowym zachodzie część depresjonowaną. W jej obrębie występują płytkie, rozległe zagłębienia sięgające 194 m p.p.m. (np. rejon Drezdenka; fig. 11, 12), jak i kopułowe elewacje o powierzchniach szczytowych położonych na wysokości 145 m p.p.m. (np. rejon Janczewa).

Analiza facjalna najstarszych utworów pokrywy paleogeńskiej na północ od Noteci wskazuje na ich spokojną sedimentację. W spągu skał paleogeńskich brak miąższych utworów grubych frakcji – żwirów, zlepieńców, bruków muszlowych, biodetrytusu. Konsekwentny rozwój utworów niskoenergetycznych – ilów i mułków formacji rupelskiej z rozproszonymi często niepokruszonymi szczątkami organicznymi – sugeruje, że kopalna rzeźba obszaru podczas sedimentacji pozbawiona była znaczących deniwelacji. Jeśli uwzględnić przy tym znamiennej koincydencję przebiegu grzbietu mezozoicznego ze starymi strukturami tektonicznymi i solnymi (Kurza-wa, 2004), to słuszną wydaje się tektoniczna interpretacja zróżnicowania hipsometrycznego powierzchni podpaleogeńskiej. Zgodnie z nią obszar południowy położony między Gorzowem Wielkopolskim i Drezdenkiem reprezentuje zbliżony do pierwotnego obraz powierzchni stropu skał kredowych sprzed transgresji eoceńsko-oligoceńskiej, a struktury grzbietowe na północy i północnym wschodzie są efektem aktywności stref dyslokacyjnych podłoża, wysklepiania się struktur solnych i unoszenia przykrywających je osadów.

Z powyższych rozważań wynika, że grzbiet północny i północno-wschodni powierzchni mezozoicznej (fig. 11, 12) jest strukturą tektoniczną postsedymenacyjną w stosunku do formacji rupelskiej. Uzasadniają to badania nanoplanktonowe. W profilu otworu Słonice (fig. 11), usytuowanym w szczytowej partii grzbietu kredowego na północy omawianego obszaru, najstarsze skały paleogeńskie powstały podczas doby NP21 i występują na głębokości 87,0 m p.p.m.

Z powyższych rozważań wynika, że grzbiet północny i północno-wschodni powierzchni mezozoicznej (fig. 11, 12) jest strukturą tektoniczną postsedymenacyjną w stosunku do formacji rupelskiej. Uzasadniają to badania nanoplanktonowe. W profilu otworu Słonice (fig. 11), usytuowanym w szczytowej partii grzbietu kredowego na północy omawianego obszaru, najstarsze skały paleogeńskie powstały podczas doby NP21 i występują na głębokości 87,0 m p.p.m.



**Fig. 12. Model przestrzenny powierzchni stropowej kredy (3D)**

Obszar jak na fig. 11, zrotowany o 45°, widziany z południowego zachodu

3-D diagram of the top Cretaceous surface

The same area as in Fig. 11, rotated 45°, seen from the South-West



Ich stratygraficzne odpowiedniki pod Gorzowem Wielkopolskim (Dobrojewo, fig. 11; Gaździcka, 1994, 1999) znaleziono na poziomie 158 m p.p.m. Różnica hipsometryczna ich spągu wynosi więc około 70 m. W spągu obu profili na utworach kredy leżą niskoenergetyczne, drobnopiaszczysto-mułkowo-ilaste, morskie osady formacji rupelskiej i mosińskiej dolnej. Można zatem przypuszczać, że deniwelacje dna morskiego zbiornika rupelskiego nie były na analizowanym obszarze znaczące. Wobec tego różnica hipsometryczna wynosząca około 70 m jest miarą pooligoczeńskich deformacji powierzchni stropu kredy w strefie dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż. Stanowi ona ponad połowę maksymalnych obecnie stwierdzonych deniwelacji tej powierzchni (129 m). Tym samym maleją możliwości paleomorfologicznej interpretacji powierzchni stropu skał kredowych i nieuzasadnione są próby precyzyjnego wydzielenia paleodolin, paleowysoczyzn czy paleotarasów. Uwzględniając obecnie także na analizowanym obszarze przedoligoczeńską aktywność tektoniczną, wydaje się, że cały efekt hipsometryczny grzbietu Pławna–

Radęcina–Huty Szklanej (fig. 2, 11) należy przypisać kenozoicznym ruchom wznoszącym. Jest to więc obszar powierzchni epigenetycznej całkowicie przekształconej.

Bliższe określenie wieku powstania grzbietu mezozoicznego podłoża na północy analizowanego obszaru natrafia na poważne przeszkody i w pewnej mierze jest przedmiotem spekulacji. Ponieważ wokół grzbietu nie rysują się widoczne różnice miąższości i zmiany facjalne w obrębie skał oligocenu i miocenu, można przypuszczać, że aktywność tektoniczna w obrębie strefy Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły miała miejsce później. Wydaje się, że wzrost grzbietu następował w dwu najbardziej prawdopodobnych momentach – w miocenie, kiedy uczestniczył w tworzeniu i zamykaniu ram zbiornika sedymentacyjnego iłów formacji poznańskiej i – we wczesnym plejstocenie, kiedy stanowił reakcję na zbliżający się najstarszy łańdół. Jest prawdopodobne, że pozytywny, kilkudziesięciometrowy, pooligoczeński ruch podłoża w strefie Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły jest poligeniczny i składa się z dwóch lub większej ilości epizodów.

## GLACITEKTONIKA

### POŁOŻENIE WARSTW I ICH INTERPRETACJA STRUKTURALNA

Podczas terenowych badań kartograficznych i analizy pełnordzeniowanych, badawczych profili wiertniczych zaobserwowano liczne przypadki zaburzeń pierwotnego zalegania warstw. W odsłonięciach występują one w Przysiece i Drezdenku (fig. 2), znacznie częściej spotykane są w profilach otworów wiertniczych. Na obszarze badań przeanalizowano pod kątem strukturalnym 41 profili wiertniczych, 14 z nich było przedmiotem obserwacji i badań autorskich. Informacje z pozostałych 27 profili pochodzą z opracowań Studenckiego (2002a–e) – 7 profili z okolic Drezdenka i Strzelc Krajeńskich; Szumilaka (1965) – 8 profili z okolic Drezdenka i Strzelc Krajeńskich; Złonkiewicza (2000a, b) – 4 profile z okolic Skwierzyny; Treli (1997a, b, 2000a, b) – 3 profile z okolic Bledzewa i trzy z okolic Pełczyc; Salwy (1999a, b) – 2 profile z rejonu Chłopowa. Wszystkie profile obejmowały cały plejstocen lub kończyły się w pobliżu jego spągu, a w 16 osiągnięto skały kredowe lub utknęły w osadach oligoczeńskich.

W Przysiece, w rozległej przemysłowej żwirowni odsłaniają się lodowcowe piaski ze żwirami i głazami. W północno-wschodniej części żwirowni odpowiada im kilkumetrowej miąższości pakiet glin lodowcowych powstałych, podobnie jak piaski, podczas zlodowacenia warty. Piaski i gliny warciańskie leżą na starszych osadach wodnolodowcowych. Lokalnie ten klarowny układ bywa zaburzony i gliny wzdłuż powierzchni, o przybliżonej rozciągłości SW–NE nachylonej ku północy pod kątem 60–65°, kontaktują obocznie od południa ze starszymi od warciańskich piaskami wodnolodowcowymi, o silnie zaburzonym warstwowaniu.

Położona na północ od Nowego Drezdenka krawędź pradolina Noteci–Warty zbudowana jest z glin lodowcowych

oraz przykrywających je osadów wodnolodowcowych – piasków i piasków ze żwirami. W odsłonięciach naturalnych widać gliny stromo (80–85°) nachylone ku południowi, a miejscami stojące pionowo (Studencki, 2002a, b, e).

Spośród 41 analizowanych rdzeniowanych profili osadów kenozoicznych w 17 stwierdzono nachylenia warstw odbiegające od pierwotnego, poziomego położenia (Romanek, 2005). Przy analizie strukturalnej pominięto nachylenia obserwowane w obrębie ławic lub zespołu warstw o tej samej litologii – piasków, mułków, glin. Obserwowane nachylenia mogły mieć charakter sedymentacyjny. Za wiarygodne przyjmowano powierzchnie występujące na granicach różnych typów litologicznych osadów, stwierdzane w co najmniej kilkumetrowym interwale głębokości.

Uzyskano pełne spektrum nachyleń, od położen poziomych do warstw stojących pionowo (fig. 13). W profilach dominują warstwy poziomo zalegające, występujące we wszystkich przedziałach głębokościowych kenozoiku. Ustupują im nieznacznie interwały z nachyleniami połączonymi (do 30°). Nachylenia strome (>30°) są nieco rzadsze, a utwory stojące pionowo spotykane są wyjątkowo i na krótkich odcinkach rdzenia (Skwierzyna, Długie, Kawki, Kamionna – fig. 13).

Najpłytsze odcinki profili kenozoiku nie wykazują obecności warstw nachylonych. Najbliżej powierzchni napotkano utwory nachylone w Głazewie (15 m). Jest to jednak stanowisko wyjątkowe. Upady, znacząco różne od 0°, pojawiają się pospolicie na głębokościach 35–45 m (Długie, Kamień, Stołuń, Skwierzyna). Ku spągowi profili nachylenia warstw występują często, ale nie utrzymują się konsekwentnie. Zazwyczaj wartości upadów ulegają wraz z głębokością zmianom, od wysokich przez połogie do poziomych lub odwrotnie. W pobliżu nachyleń ekstremalnie wysokich i niskich zmiana wartości kąta upadu jest ostra i gwałtowna.

Za nią pojawia się interwał, w którym wartości nachyleń znowu stopniowo rosną lub maleją. Tego rodzaju interwały nachyleń uporządkowanych nazwano w niniejszym opracowaniu sekwencjami nachylonymi (fig. 13).

Wyróżniono dwa typy sekwencji nachylonych: proste i odwrócone. Pierwszy z nich obejmuje pakiet utworów stromo nachylonych w spągu profilu, stopniowo przechodzących ku stropowi w warstwy poziomo zalegające. Tego rodzaju sekwencje nachylone proste napotkano w Głazewie i Skwierzynie (fig. 13, 14). Częściej występują sekwencje odwrócone, w których skały najsilniej nachylone występują w stropie. W spągu warstwy leżą poziomo lub połogo, ku stropowi stają się bardziej strome, aż do pionowo stojących. Tego rodzaju sytuacje obserwuje się w Chełmsku, Stołuniu, Głazewie, Kamionnej, Długim, Kijowie 1, Pielicach (fig. 13, 14).

Sekwencje nachylone mogą więc mieć upady ku górze rosnące lub malejące, mogą w profilu tworzyć zespół kilku leżących na sobie sekwencji nachylonych tylko rosnących, tylko malejących lub mieszanych.

Niekiedy wartości nachyleń w rozkładzie głębokościowym są chaotyczne. Wśród utworów poziomo leżących lub połączonych pojawiają się wąskie strefy skał stromo nachylonych lub stojących pionowo (Skwierzyna, Głazewo, Chełmsko), albo stosunkowo miększe interwały, w których warstwy są nachylone pod zbliżonym kątem (Ługi, Głazewo – fig. 13).

Nachylenia warstw występują w/i na pograniczu glin lodowcowych, piasków drobnoziarnistych, mułków, ilów, węgla brunatnych, żwirów, heterolitów piaszczysto-mułkowych oraz w obrębie tych osadów. We wszystkich przypadkach notowane są zróżnicowane wartości upadów od połączonych do stromych. Nie ma więc związku między wykształceniem litologicznym, a stopniem zdeformowania skały.

Z danych prezentowanych na figurze 13 wynika również, że nie ma istotnych różnic w wartościach i rozkładzie nachyleń warstw w utworach plejstoceniowych i starszego kenozoiku. Zwraca jednak uwagę wyraźne zagęszczenie stref nachylonych w pobliżu kontaktu skał starszego kenozoiku z plejstoceniowymi. Strefy przykontaktowe w utworach pod-

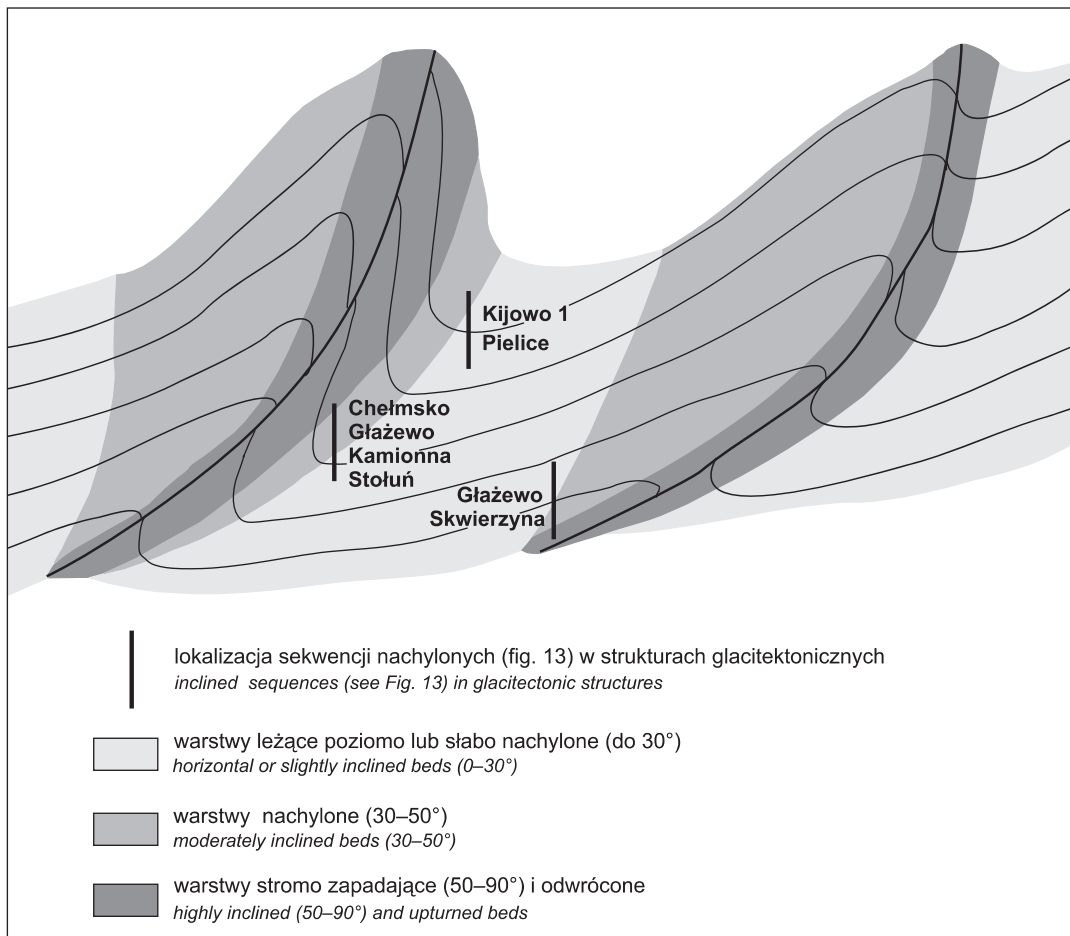


Fig. 14. Strefowość nachyleń warstw na obszarze o budowie fałdowo-luskowej

Inclinations scope of beds over fold-slice structure area

łoża plejstocenu podkreślone są dodatkowo odwróconymi sekwencjami nachylonymi, ze stromymi upadami lub warstwami stojącymi prawie pionowo (Chełmsko, Długie, Kamionna – fig. 13, 14).

Z przeprowadzonego przeglądu nachyleń warstw wynika, że ogólny obraz zaburzeń jest w całym kenozoiku zbliżony i sprowadza się do występowania często miąższych stref osadów poziomo zalegających, rozdzielonych interwałami o połączonych nachyleniach warstw lub pakietami osadów wykazujących strome nachylenia, aż do, rzadko spotykanych, utworów o pionowej orientacji. Niekiedy występują proste sekwencje nachylone z ostrą granicą spągową i łagodniejącymi ku stropowi upadami, a miejscami, zwłaszcza w pobliżu kontaktów utworów plejstoceńskich ze starszymi, odwrócone sekwencje nachylone, ze stromymi upadami w stropie, stopniowo tracącymi na wartości ku spągowi, aż do utworów poziomo zalegających (Romanek, 2005).

Miąższość sekwencji nachylonych i pakietów poziomo zalegających ze strefami nachylonymi w spągu wynosi od kilku do 30–50 m, przeważnie od kilkunastu do 30 m.

Ze szczegółowych analiz przeprowadzonych na obszarach glacitektonicznie zdeformowanych wynika, że budowa tych obszarów ma charakter fałdowo-łuskowy. Szczególnie cenne są tu obserwacje poczynione w odsłonięciach (por. m.in. Jaroszewski 1963; Rotnicki, 1972, 1976a, b; Brykczyńska, Brykczyński, 1974; Włodarski, 2002, a także Sarnacka, 1965; Bubień, Kotowski, 1980, 1992; Barański, Kołodziejczyk, 1983; Wilkosz, 2002; Kraiński, 2003,) dające wgląd w przestrzenną orientację struktur i pozwalające na ogół na odtworzenie pola naprężeń.

Wyniki badań przeprowadzonych w odsłonięciach (Ber, Krzyszkowski, 2004 – lokalizacja przejawów zaburzeń glacitektonicznych na powierzchni i dokumentujących je prac) dobrze korelują się z obserwacjami uzyskanymi na obszarach glacitektonicznie zdeformowanych, posiadających gęstą siatkę wierceń, takich jak np. okolice Sieniawy (Dygor, Pruc, 1978; Ciuk 1995), Zielonej Góry (Ciuk, 1955; Bartkowski, 1974; Kotowski, Kraiński, 1992a, b; Urbański, 2002, 2005), Mużakowa (Ciuk, 1955; Dygor, Chlebowski, 1973), Wzgórz Dalkowskich (Kraiński, 1989), Żar (Ciuk, 1955) i wielu innych miejsc na Dolnym Śląsku, Ziemi Lubuskiej, a także m.in. na północnym Mazowszu i Kujawach (Lamparski, 1983), Podlasiu (Ruszczyńska-Szenajch, 1976), Wielkopolsce (Rotnicki, 1967; Stankowski, 1968), Warmii (Marks, 1988; Morawski, 2004), Suwalszczyźnie (Ber, 1999, 2000). Są one powszechnie stwierdzane także poza granicami Polski – na Łużycach (Kupetz i in., 1989, Kupetz, 2002, 2003), Rugii (Brinkmann, 1953), w Danii (Aber, 1982; Jakobsen, 2003) i na Białorusi (np. Levkov, 1980).

Podsumowując i uogólniając obserwacje zebrane w odsłonięciach oraz wyinterpretowane na podstawie analizy profili wiertniczych różnych obszarów przez wspomnianych autorów, można stwierdzić, że deformacje są znacznie powszechniejsze w utworach preplejstoceńskich niż w plejstoceńskich. W znacznej mierze wynika to z czytelności struktur, uzasadnionej obecnością w ich obrębie dobrze rozpoznawalnych litologicznych i litostratygraficznych re-

perów – warstw węgla brunatnego, ilów rupelskich i piasków glaukonitowych. Wśród struktur glacitektonicznych, interpretowanych na podstawie profili wiertniczych, dominują fałdy – głównie asymetryczne, rzadziej stojące i obalone, rzadko złuskowane. Wyjątkowo dostrzegane i interpretowane są uskoki.

W odsłonięciach uskoki zdają się dominować. Obecne są rozmaite ich rodzaje, od częstych odwróconych przez pionowe do normalnych. Powierzchnie uskoków zazwyczaj są stromo nachylone, ale udokumentowano także połogie, a nawet poziome (Rotnicki, 1972, 1976a, b). Fałdy są rzadziej stwierdzane. Rozpoznano formy asymetryczne, obalone i stojące.

Wielkości struktur są zróżnicowane. Opiswane formy fałdowe odznaczają się promieniami od kilku, kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1000 m. Odrzuciwszy wartości związane ze strukturami wtórnymi, towarzyszącymi oraz struktury ekstremalne, otrzymuje się rozmiary przeciętnych, powszechnie występujących form. W olbrzymiej większości przypadków posiadają one promienie od kilkudziesięciu do kilkuset (100–200) metrów i amplitudy od kilkunastu do kilkudziesięciu (30–50) metrów. Na podstawie statystycznej częstości występowania przyjęto, że takie formy są standardowym produktem glacitektonicznym tworzonym przez lodolody w Polsce zachodniej.

Analizując dane (miąższości, upady, lokalizacje w profilach w stosunku do spągu plejstocenu) sekwencji nachylonych występujących na analizowanym obszarze, można zauważyć, że są one najprawdopodobniej mierzalnym i możliwym do obserwowania w rdzeniach śladem standardowych struktur glacitektonicznych (fałdowo-łuskowych). Obserwowane są one głównie w pobliżu spągu plejstocenu, tak jak przeważająca większość struktur w zachodniej Polsce. Gwałtowne przejścia od wysokich do niskich upadów między sekwencjami sugerują obecność uskoków (nasuwczych?), a kontakt sekwencji rosnącej z malejącą (Głazewo, fig. 13) przemawia za obecnością fałdu (asymetrycznego). Także sięgająca kilkudziesięciu metrów miąższość sekwencji nachylonych nawiązuje do wielkości amplitudy standardowych struktur glacitektonicznych. Jeśli tak jest, to większość struktur zapisanych w profilach wierceń jako sekwencje nachylone ma charakter fałdowo-łuskowy (fig. 14). Wąskie strefy wysokich nachyleń reprezentują strefy bliskie złuskowanego przegubu antyklin, strefy średnich nachyleń – skrzydła grzbietowe, strefy niskich nachyleń – szersze połogie obszary synklinalne. Taki obraz szerszych synklin i węższych, stromych, często złuskowanych antyklin opisali m.in. Dygor, Chlebowski (1973) z utworów glacitektonicznie zdeformowanych Łuku Mużakowa.

Podobne wnioski wynikają z analizy wyników badań geofizycznych, uzyskanych z ciągu wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej, poprowadzonego na zachód od Gorzowa Wielkopolskiego (fig. 2). Rezultaty badań sejsmicznych (Bestyński, Oniszk, 1999) potwierdziły brak zaangażowania tektonicznego utworów kredowych. Zalegają one płasko. Przecina je wraz z kenozoikiem jeden uskok o zrzucie tak małym, że trudnym do określenia, ale nie przekraczającym

kilkunastu metrów. Skały kenozoiczne prezentują trzy rodzaje budowy:

- obszar o płaskim, niezaburzonym zaleganiu kenozoiku rozciętego nielicznymi, stromymi lub średnio nachylonymi uskokami;

- obszar dźwigniętych, wzdłuż słabo nachylonych powierzchni nieciągłości, osadów paleogenu i neogenu wewnętrznie położeń zafałdowanych;

- obszar zredukowanych utworów paleogenu i neogenu, a miąższym czwartorzędzie, silnie i gęsto zdyslokowanym głównie położeń uskokami, z zafałdowanymi warstwami prezentującym styl fałdowo-łuskowy.

Bezpośrednie badania geofizyczne dokumentują więc na analizowanym obszarze obecność form fałdowo-łuskowych, jako typowego produktu zaburzeń warstw w kenozoiku.

Istotne jest, że sekwencje nachylone występują w przyspawanych partiach utworów plejstoceniowych, dokumentując obecność deformacji w osadach glacialnych zlodowacenia nidy (Skwierzyna) i sanu 1 (Stołuń i Chełmsko). Tym samym dowodzą, że na badanym obszarze zaburzone są nie tylko utwory preplejstoceniowego podłoża, ale także osady plejstoceniowe dwóch najstarszych tu zlodowaceń.

Łuskowy i fałdowo-łuskowy charakter deformacji osadów zlodowacenia nidy, sanu 1, sanu 2 został pokazany na przekrojach geologicznych (patrz rozdz. „Zarys rozwoju...”) jako typowy rys stylu zaburzeń tych osadów, wynikający z analizy sekwencji nachylonych. Rozpoznanie struktur fałdowo-łuskowych metodami wiertniczymi, mimo niskiego zagęszczenia wierceń na badanym obszarze, wskazuje, że są one w utworach przyspawanych plejstocenu formami pospolitymi. Pod względem rozmiarów reprezentują podstawowy na analizowanym obszarze typ form glacictektonicznych trzeciego rzędu.

W odróżnieniu od struktur pierwszego i drugiego rzędu (por. rozdział „Powierzchnia spągowa plejstocenu”), formy trzeciego rzędu nie zostały zlokalizowane i zorientowane. Ich kształt i przebieg na przekrojach geologicznych, gdzie tworzą szkielet strukturalny depresji i elewacji, oddaje jedynie styl zaburzeń i charakter budowy geologicznej. Zgromadzone dane nie pozwalają na precyzyjne umiejscowienie i określenie parametrów geometrycznych konkretnych struktur (por. Rotnicki, 1988, s. 66, 74). Dla zachowania dobrej czytelności przekrojów, formy trzeciego rzędu przewiększono w planie o rząd wielkości, przydając im w płaszczyźnie poziomej rozmiarzy rzędu setek metrów do kilku kilometrów. Zastosowano też 25-krotne przewyższenie skali pionowej przekrojów. W wyniku obu zabiegów obraz struktur trzeciego rzędu uległ deformacji polegającej na rozrzedzeniu oraz zestromieniu i wyostreniu form glacictektonicznych. Prezentowany na przekrojach geologicznych styl strukturalny kenozoiku ma w odniesieniu do form III rzędu schematyczny charakter i prezentuje jedynie podstawowe typy form łuskowych oraz fałdowo-łuskowych. W porównaniu ze znanymi strukturami z sąsiednich obszarów – Ziemi Lubuskiej, Wielkopolski czy Dolnego Śląska – badany rejon odznacza się zubożeniem inwentarza struktur, przede wszystkim o różnego rodzaju formy dysjunktywne, tak często obserwowane w odsłonięciach

(np. Rotnicki, 1971, 1976a, b) oraz towarzyszące strukturom III rzędu drobniejsze zaburzenia fałdowe, fałdy ciągnięte, ewentualnie diapiry.

Prócz sekwencji nachylonych, w niektórych profilach pojawiają się sporadycznie wąskie interwały ze skałami nachylonymi położeń (Chełmsko, Kamionna), stromo (Kamionna) lub zorientowanymi pionowo (Skwierzyna, Kawki; fig. 13). Interwały te stanowią najprawdopodobniej strefy przyuskokowe samoistnych struktur nieciągłych, które nie biorą udziału w budowie łusek ani fałdów.

W niektórych profilach obecne są interwały, gdzie na kilkunastu–kilkudziesięciu metrach nachylenie warstw nie ulega zmianie (Ceglarnia, Głazewo, Ługi, Skwierzyna – fig. 13). Reprezentują one zapewne skrzydła większych form fałdowych.

Warto jeszcze wspomnieć, że poziome zaleganie skał w kenozoiku analizowanego obszaru bynajmniej nie wskazuje na ich sedymentacyjne położenie. Choć autorzy opisów takich profili jak Kamień, Drezdenko 52 czy Janczewo nie dostrzegli w nich warstw nachylonych, to jednak chaos stratygraficzny, jaki w tych profilach panuje, dowodzi przebudowy na wielką skalę pierwotnie poziomo złożonych osadów. Dlatego można sądzić, że procesy glacictektoniczne dotknęły znacznie większe partie podłoża osadów plejstocenu, niż to obecnie można prześledzić, w tym także te, które obserwowane w profilach wiertniczych zdają się leżeć horyzontalnie (por. też Rotnicki, 1976b).

#### DROBNE STRUKTURY DEFORMACYJNE

W rdzeniach otworów wiertniczych (Długie, Siedlice, Wełmin – fig. 13) obecne są drobne struktury deformacyjne, osiągające rozmiary od kilku centymetrów do jednego metra. W Długim (Studencki, 2002a, b) są to fałdy stojące, pochylone, złuskowane, o promieniach od kilku do powyżej 20 cm i amplitudach kilkunastu centymetrów, wypełniające gruby, 32-metrowy interwał (fig. 13). Powierzchnie warstw w opisywanych fałdach są często dodatkowo sfałdowane. Utworzyły się na nich struktury fałdowe o rząd wielkości mniejsze, o promieniach i wysokościach osiągających kilka centymetrów. Tworzywem struktur fałdowych są czarne węgliste ropy i piaski mułkowate z wkładkami mułków, należące do formacji adamowskiej. Obydwie generacje fałdów, mieszczące się w kategorii drobnych struktur deformacyjnych, występują w całym preplejstoceniowym odcinku profilu otworu Długie i współwystępują ze strukturami fałdowymi i fałdowo-uskokowymi wyższego rzędu. Drobne fałdy dwu generacji z Długiego są więc jednym z trzech fałdowych elementów strukturalnych występujących jednocześnie w tym samym interwale. Oprócz nich obserwowano lustra ślizgowe. Obecność całego zespołu powiązanych ze sobą różnoskalowych deformacji, występujących w bezpośrednim podłożu plejstocenu, pozwala łączyć ich powstanie z mechanicznym oddziaływaniem lodolodu na podłoże.

W Wełminie (fig. 13) pod miąższymi glinami lodowcowymi występują mułki laminowane. Laminacja mułków jest



nieregularnie zaburzona, miejscami sfałdowana. Lokalnie warstewki są intensywnie sfałdowane, złuszkowane, a łuski ponasuwane na siebie. Wszystkie opisywane struktury mają charakter drobnoskalowy, osiągają wymiary kilkucentymetrowe. W sumie objęły jednak osady o miąższości 5,4 m. Jakkolwiek nie można wykluczyć deformacji mułków bez udziału łądolodu, to ich pozycja w profilu bezpośrednio pod bazalną gliną lodowcową oraz dosyć znaczna miąższość objęta zaburzeniami sugerują lodowcowe pochodzenie deformacji.

W Siedlicach (fig. 13) w obrębie glin lodowcowych niewyraźnie warstwowanych widoczne są zaburzenia laminacji, w postaci lokalnego powyginania lamin. Tworzą niewielkie antykliny, opływają i zawijają się wokół soczewek piaszczystych i towarzyszących im żwirów. Zaburzone osady mają tu miąższość 1,2 m. Zarówno ich pozycja wewnątrz glin lodowcowych, jak również brak innych struktur wskazują na sedymentacyjną genezę opisywanych zaburzeń i jest raczej wskaźnikiem genezy gliny lodowcowej, niż skutkiem wytwarzanego przez łądolód pola naprężeń.

Analizowane drobne struktury deformacyjne należą do dwóch zbiorów:

- struktur glacitektonicznych powiązanych genetycznie z oddziaływaniem łądolodu (Wełmin, Długie),
- struktur pochodzenia sedymentacyjnego (Siedlice).

#### STRUKTURY ŚLIZGOWE

Struktury ślizgowe występują w rdzeniach kilkunastu otworów wiertniczych, m.in.: Długie (Studencki 2002c, d), Drawsko, Kawki, Ługi, Marianowo-Herbertowo, Międzychód 62/68, 61/33 i 61/31, Zatom 16, 17 (fig. 13). W 15 profilach reprezentują je płaskie lub słabo wypukło-wklęsłe powierzchnie, pokryte gęstymi równoległymi rysami ślizgowymi, tworzące wygładzone powierzchnie złustrowania. Rzadko towarzyszą im zadziory z oderwania. W dwu przypadkach (Długie, Drawsko) płaszczyzny luster wykorzystują powierzchnie uławiczenia lub płaskiej laminacji, pozostałe są strome.

Złustrowania obserwowano wyłącznie w utworach spolistych – iłach, mułkach, mułkach ilastych, mułkach i iłach węglistych. Zawsze były to skały względnie twarde, zbite, wyraźnie uprzednio zdehydratyzowane. Powstanie luster wiąże się więc dość ściśle zarówno z litologią, jak i posedymentacyjnymi przeobrażeniami skał.

Wszystkie stwierdzone lustra występują w utworach oligocenu i miocenu – szarobrunatnych iłach z wkładkami mułków utworów stropowych oligocenu (Drawsko, Międzychód 61/33); szarych i szarobrunatnych mułkach i czarnych iłach węglistych utworów miocenu formacji adamowskiej (Długie, Marianowo-Herbertowo, Kawki, Międzychód 61/33); szaroniebieskich iłach i brunatnoczarnych iłach formacji poznańskiej (Ługi, Międzychód 61/31). Występowanie luster bywa skojarzone z interwałami osadów nachylnych (Kawki, Ługi, Długie – fig. 13), w większości profili jednak struktury ślizgowe występują w obrębie osadów zalegających poziomo lub połogo (Drawsko, Marianowo-Her-

burtowo, Międzychód 62/68, 61/33, 61/31). Lustra ślizgowe występują w profilach pojedynczo (Marianowo-Herbertowo, Międzychód 62/68) lub w określonych interwałach licznie, a nawet masowo (Długie, Drawsko, Kawki, Międzychód 61/33, 61/31). Chociaż pospolite są w pobliżu granicy utworów plejstocenijskich ze starszymi – kenozoicznymi (Nowy Zatom 16, 17, Międzychód 61/31, Słonice), również liczne są przypadki występowania luster dalej od tej granicy (Drawsko, Kawki, Międzychód 61/33, 61/31, Marianowo-Herbertowo).

W trakcie szczegółowej analizy nie zaobserwowano związku między występowaniem luster a jednostkami stratygraficznymi paleogenu i neogenu (są w iłach rupelskich, utworach stropowych oligocenu, utworach piaszczysto-mułkowych miocenu formacji adamowskiej, formacji poznańskiej). Praktycznie lustra znajdują się wszędzie tam, gdzie istniało tworzywo ilasto-mułkowe, w którym mogły się wytworzyć powierzchnie zniszczenia.

Zestawione powyżej informacje wynikające z analizy struktur ślizgowych stanowią uzasadnienie dla następujących ogólnych wniosków:

1. Drobnoskaliste utwory paleogenu i neogenu zostały poddane działaniu naprężeń, które objęły całość tych osadów i doprowadziły do powstania powierzchni zniszczeń (uskoków, mikrouskoków) oraz transportu osadów wzdłuż tych powierzchni. Naprężenia te, przynajmniej w odniesieniu do stromych powierzchni nieciągłości, mogły być wywołane zarówno przyczynami zewnętrznymi (np. obciążeniem przez łądolód), jak również mającymi swe źródła wewnątrz ciała ilasto-mułkowego (obciążenie nadległym osadem, przemiany diagenetyczne).

2. W co najmniej dwu przypadkach udowodniono poziomy charakter transportu osadów (lustra na powierzchniach uławiczenia – Długie, Drawsko). Wskazuje to na istotny charakter składowej poziomej lub zbliżonej do poziomej w układzie naprężeń wywołujących przemieszczanie. Zwraca uwagę, że największe naprężenie poziome oddziaływało nawet około 65 m poniżej stropu miocenu.

3. W profilach wiertniczych o makroskopowo niewidocznych zaburzeniach, reprezentujących generalnie normalne, regularne następstwo warstw, złustrowania mogą być jedynym świadectwem odkłuc i transportu połego osadów w obrębie większej struktury glacitektonicznej – łuski lub fałdu (Drawsko – fig. 13).

#### POWIERZCHNIA SPAŁOWA PLEJSTOCENU

Spąg utworów plejstocenijskich na obszarze badań został po raz pierwszy zobrazowany na Mapie geologicznej Polski 1:200 000, wyd. B, opracowanej w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku. Większość analizowanego terenu obejmuje arkusz Gorzów Wielkopolski (Kozłowski, Nosek, 1977). Peryferie wschodnie obszaru wchodzi w skład arkusza Piła (Listkowska i in., 1977), południowo-wschodnie – arkusza Poznań (Mojski, 1982b), a południowe – arkusza Świebodzin (Kucharewicz, Michalska, 1974). Północną i północno-

-zachodnią część badanego terenu objęła mapa strukturalna Kurzawy (2004) w skali 1:1 000 000. W ostatnich latach wykonano wiele nowych wierceń, w tym sięgających podłoża plejstocenu wykorzystanych przy konstrukcji szkiców geologicznych odkrytych nowo opracowanych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Trela, 1997a, b, 2000a, b; Liszkowski, 1999a, b, 2000a, b; Salwa, 1999a, b; Sochan, Piotrowski, 2000a–d; Złonkiewicz, 2000a, b; Studencki, 2002a–d; Romanek, 2003a–f). Wykorzystanie tych nowych danych, w kontekście wcześniejszego dorobku, umożliwiło wykonanie nowej mapy strukturalnej spągu utworów plejstoceńskich (fig. 15, 16).

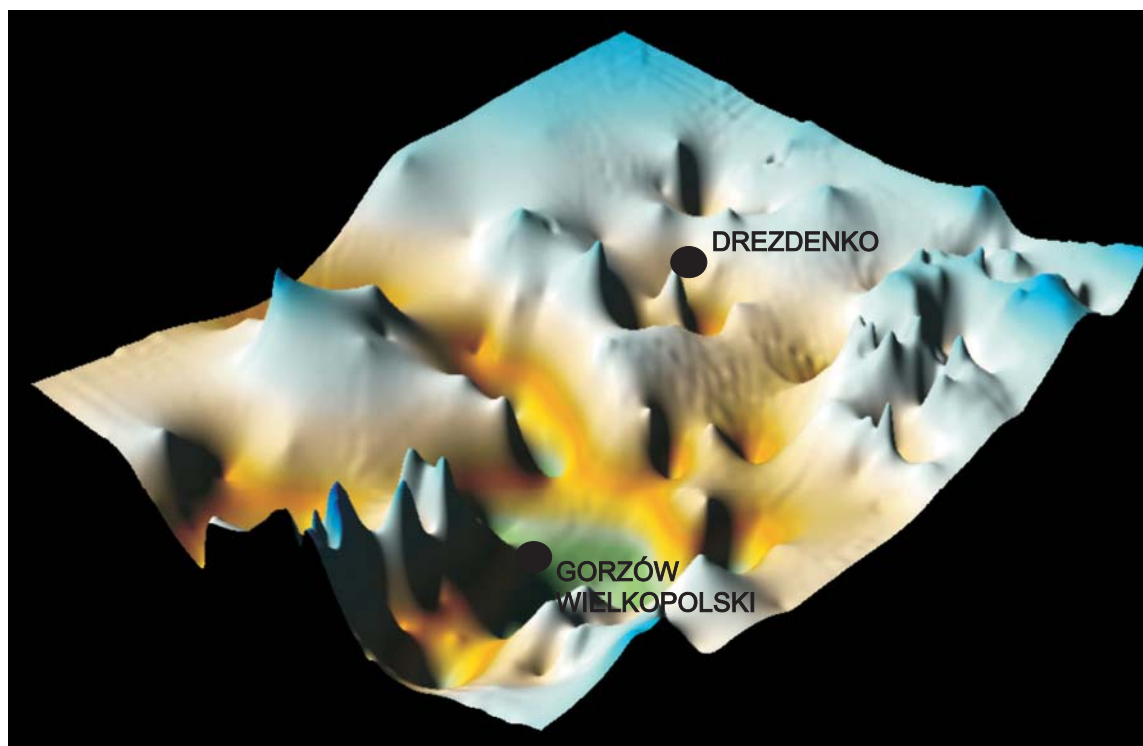
Przedstawiona mapa powierzchni spągu plejstocenu wykonana jest na podstawie danych z 279 nierównomiernie rozmieszczonych profili wiertniczych. Mapa rozwija, uzupełnia i uszczegółowia dotychczasowy obraz strukturalny podłoża spągu skał plejstoceńskich. Ogólny dotychczasowy zarys budowy spągu plejstocenu to przede wszystkim zbiór obniżeń, o niestałych spadkach, rozdzielonych elewacjami, rozwijających się wzdłuż uprzywilejowanych kierunków (Romanek, 2004). Zasadniczą rolę pełni tu depresja Warty – nazwany tak przez Kozłowską (1982) zespół kilku głębokich, sięgających 180 m p.p.m. niecek, rozwiniętych w podłożu obecnej pradoliny Noteci–Warty, na zachód od Gorzowa.



Fig. 15. Spąg osadów plejstoceńskich z rejonizacją struktur glacytektonicznych I i II rzędu

The base of Pleistocene with 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> rank glaciectonic structures marked





**Fig. 16. Model przestrzenny powierzchni spągowej plejstocenu (3D)**

Obszar jak na fig. 15, zrotowany o 45°, widziany z południowego zachodu

3-D diagram of the Pleistocene base

The same area as in Fig. 15, rotated 45°, seen from the South-West

Budowa najgłębszej z nich, występującej pod Gorzowem i węzłowej w stosunku do szeregu płytszych, gwiazdziście się od niej rozchodzących, został rozpoznany nowymi wierceniami (Glinik, Orzelec – Trela, 2000a, b; Deszczno, Siedlice, Dobrojewo – Romanek, 2003a, b). Ku północnemu wschodowi i północy biegnie oś kilku głębokich niecek (160–80 m p.p.m.) tworząc depresję Gorzów–Zamęcin. Obniżenie spągu plejstocenu w tej strefie dostrzegli już Kowalska (1960) oraz Kozłowski i Nosek (1977), ale zinterpretowali je jako fragment doliny rzecznej. Dopiero Kozłowska (1979, 1982) opowiedziała się za genezą deformacyjną obniżenia. Usytuowane w jego obrębie nowe otwory (Zwierzyń 2, Krzęcin 3 – Trela, 1997a, b; Słonice – Salwa, 1999a, b; Pielice – Studencki, 2002 c, d; Sarbiewo – Romanek, 2003c, d) pozwoliły uszczegółwić i uwiarygodnić obraz powierzchni depresji. Ciąg płytszych, izolowanych obniżeń występujący w Pradolinie Noteci–Warty (108–20 m p.p.m.) stanowi wschodnie przedłużenie depresji Warty (fig. 15, 16). Ku południowemu wschodowi zmierza głębokie (160 m p.p.m.) obniżenie, opuszczające węzeł depresyjny pod Gorzowem – depresja Obry, znaczone na mapach przez Kozłowskiego, Noska (1977, 1978) oraz Kucharewicza

i Michalską (1974), potwierdzona przez Złonkiewiczą (2000a, b) i interpretowana jako kopalna dolina rzeczna. Ku północnemu zachodowi rozprzestrzenia się, od centrum depresyjnego pod Gorzowem Wielkopolskim, ciąg głębokich (140 m p.p.m.) niecek, rozwidlający się na północ i zachód. Całość można objąć wspólną nazwą depresji Gorzów–Karsko (fig. 15, 16).

Między strefami depresjonowanymi rozpościerają się obszary wyniesień. Najlepiej rozpoznane są okolice Gorzowa Wielkopolskiego, położone między depresjami Warty i Gorzowa–Karska. Obszar utworzony jest z mozaiki stromych, izometrycznych, wałowych wzgórz wielkości od kilkuset metrów do kilku kilometrów, analogicznych co do kształtu i wielkości, oraz równie chaotycznie rozmieszczonych obniżeń rozdzielających elewacje. Na szczytach wzniesień twory miocenu osiągają wysokość 97 m n.p.m., a w dnach obniżeń występują na rzędnych 40–129 m p.p.m. Maksymalne deniwelacje paleogeńsko–neogeńskiego podłoża wynoszą 226 m.

Na północno-zachodnich i wschodnich peryferiach badanego terenu styl morfologii i hipsometria powierzchni spągowej plejstocenu są odmienne. Mimo skromnych danych widać, że nie wykazują one większego zróżnicowania.

Zaznacza się natomiast stałe i konsekwentne podnoszenie się opisywanej powierzchni w kierunku NE i E od około 0 do około 40 m n.p.m.

W widłach depresji Gorzowa–Zamęcina i Gorzowa–Karska występuje rozległa elewacja, w której szczycie spąg utworów plejstoceniowych leży na wysokości 40 m n.p.m. Powierzchnia spągowa stopniowo opada ku osiom sąsiadujących depresji, najłagodniej ku południowi. Obecność elewacji koreluje się z występującą w podłożu strukturą solną Pełczyc (Kurzawa, 2004).

Przy porównaniu hipsometrii powierzchni stropu skał kredowych (fig. 11, 12) i spągu osadów plejstoceniowych (fig. 15, 16) dostrzega się przede wszystkim różnice. Surowej, regularnej rzeźbie stropu mezozoiku, o deniwelacjach niewielkich – kilkudziesięciometrowych, strukturalnie uzasadnionych budową podłoża, przeciwstawia się urozmaicona powierzchnia spągu czwartorzędu, z chaotycznie rozmieszczonymi wzniesieniami i zagłębieniami, rozcięta głębokimi, liniowo ułożonymi depresjami, niekonsekwentna, nieprzewidywalna, na ogół strukturalnie nieuzasadniona (z wyjątkiem depresji Warty rozwiniętej w przybliżeniu w strefie, postulowanej przez Dadleza, 1979, dyslokacji dolnej Warty i elewacji Pełczyc). Tylko w północno-wschodniej i wschodniej części badanego obszaru obraz strukturalny spągu plejstocenu nawiązuje do ukształtowania powierzchni kredowej. Na obu powierzchniach znaczą się dobrze czytelne tendencje do podnoszenia się powierzchni spągu plejstocenu na obszarach, na których wznosi się też powierzchnia stropu skał kredowych. To zauważalne podobieństwo zachowań obu powierzchni może mieć wspólne źródło, tkwiące w młodej aktywności tektonicznej i halokinetycznej cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego, realizowanej wzdłuż stref dyslokacyjnych Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły (Kurzawa, 2004) lub w strefie dyslokacji dolnej Warty.

Podsumowując charakterystykę powierzchni strukturalnej spągu utworów plejstoceniowych zauważyć należy, że najwyższe jej partie usytuowane są na północny wschód od strefy dyslokacyjnej Krzyż–Szamotuły. Ku południowemu zachodowi powierzchnia ta konsekwentnie opada do około 40 m p.p.m. Rozcinają ją równoleżnikowe (depresja Warty) i południkowe ciągi głębokich niecek (depresja Gorzów–Zamęcina, depresja Gorzów–Karsko), a urozmaicają lokalnie występujące elewacje i niecki (okolice Drezdenka), albo duże obszary silnie zróżnicowane hipsometrycznie (okolice Gorzowa, Międzychodu i Sierakowa). Zwraca uwagę generalnie znacznie mniejsza ilość, wielkość i słabsze morfologicznie zróżnicowanie form elewacyjnych w porównaniu z depresjonowanymi.

Rozległe, wydłużone formy negatywne, złożone z kilku zakłębnięć rozdzielonych progami, nazywane będą dalej depresjami (formy I rzędu), a pojedyncze obniżenia nieckami glacitektonicznymi (formy II rzędu). Niecki te znajdują się w depresjach lub tworzą izolowane formy.

Poniżej opisane zostaną formy I i II rzędu, znajdujące się w centralnej części badanego obszaru lub bezpośrednio do niego przyległe. Struktury rozpoznane na jego peryferiach pominięto.

## Depresje

### Depresja Warty

Termin „depresja Warty” wprowadzony został przez Kozłowską (1982) dla równoleżnikowo wydłużonego obszaru obniżonego podłoża plejstocenu, położonego wzdłuż dolin Warty i Noteci, między Kostrzyniem na zachodzie i Drezdkiem na wschodzie. Obszar ten nie wykazuje konsekwentnego spadku. Składa się z ciągu elipsoidalnych niecek rozdzielonych niewysokimi progami. Zgodnie z obrazem hipsometrycznym stropu podłoża, opartym na najnowszych danych (fig. 15, 16), depresja Warty od okolic Gorzowa nie kontynuuje się w kierunku Drezdenka, ale raczej podąża za doliną Warty w kierunku Międzychodu. W obrębie obszaru badań znajduje się jedynie fragment centralnej części depresji Warty (*sensu* Kozłowska, 1982), jest to położona na SE od Gorzowa Wielkopolskiego niecka Deszczna.

**Niecka Deszczna** (fig. 15) zajmuje elipsoidalny obszar położony między Gorzowem–Ulimem (Gorzów Wielkopolski IG 1), Sarnim Lasem i Jeziercami. W centrum niecki położone jest Deszczno. Dłuższa oś elipsy osiąga 22 km, krótsza 10 km. Powierzchnia niecki wynosi około 173 km<sup>2</sup>.

Niecka ta od południa, północnego wschodu i wschodu jest ograniczona stromymi stokami. Od powierzchni wyżynnej, położonej na wysokości od 40 m p.p.m. na południu do 60 m p.p.m. na wschodzie i północnym zachodzie, dzieli dno niecki 160–140 m. Ku północnemu zachodowi niecka Deszczna łagodnie, poprzez niewielki próg przechodzi w depresję Gorzów–Karsko, a ku północnemu wschodowi w depresję Gorzów–Zamęcina (fig. 15).

Dno niecki wyścielają twory oligocenu. Stanowią je ility formacji rupelskiej (Glinik), piaski i mułki formacji mosińskiej dolnej (Orzelec, Siedlce), a w wyższych partiach zboczy występują (Sarni Las) twory mioceniowe (fig. 7).

Niecka Deszczna wypełniona jest utworami plejstoceniowymi, wśród których dominują gliny lodowcowe. Zbadano je w profilach Siedlic, Dobrojewa (M. Romanek, 1994a), Orzelca i Glinika (Fert i in., 2000a). Wyniki tych badań nie są jednoznaczne. Generalnie przeważają gliny z materiałem żwirowym zdominowanym przez żwiry skał krystalicznych, ale w każdym z analizowanych profili trafiały się pojedyncze próbki, a nawet interwały, w których proporcje były wyrównane lub odwrócone.

Wśród sekwencji glin lodowcowych pospolicie występują wkładki utworów piaszczysto-gliniastych (Orzelec, Glinik – Trela, 2000a, b; Siedlice, Dobrojewa – Romanek, 2003a, b), a także mięzsze zespoły wodnolodowcowych piasków, piasków ze żwirami. Spotyka się zaburzone kry (Glinik – fig. 9) plejstoceniowych utworów mułkowych.

Potężna grubość zespołów gliniastych, obecność licznych przeławień piaszczysto-ilastych utworów glacialnych oraz kier i towarzyszących im zaburzeń sugeruje, że osady plejstoceniowe wypełniające nieckę zostały zdeformowane przez procesy glacitektoniczne. Te procesy są też przyczyną braku wewnątrz niecki utworów miocenu, obecnych wszędzie w sąsiedztwie i wykształconych w facjach o szerokim rozprzestrzenieniu.



Chociaż wyniki badań litopetrograficznych glin lodowcowych, jak już wspomniano, nie są jednoznaczne, pozwalają wiązać wiek wypełniającego nieckę Deszczna kompleksu gliniastego ze zlodowaceniem nidy. Potwierdzają to korelacje regionalne. Na gliny zlodowacenia narwi oraz gliny zlodowaceń południowopolskich, jako wypełniające obniżenia w podłożu plejstocenu, wskazywała także Kozłowska (1979, 1982). Wahania udziału we frakcji żwirowej glin nidyńskich żwirów skał krystalicznych i wapieni skandynawskich mogą być uzasadniane argumentami paleogeograficznymi. Niecka Deszczna zawdzięcza swe powstanie aktywności dwu lobów lądolodu nidyńskiego, przybyłych od strony Karska i Zamęcina, połączonych pod Gorzowem. Każdy z nich, na skutek różnych przebytych dróg, dysponował innym materiałem morenowym. W zależności od dynamiki strumieni lodowych, do niecki Deszczna docierał materiał morenowy na przemian z obu lobów. W efekcie doszło do utworzenia profili glin, o zmiennych parametrach litopetrograficznych. Glinom lodowcowym towarzyszą tu cienkie wkładki gliniastych piasków ze żwirami i gładzikami. Prawdopodobny jest także udział utworów miocenijskich, w tym głównie piasków formacji gorzowskiej i oligocenijskich ilów rupelskich w postaci kier.

Wypełniona zaburzonymi osadami niecka Deszczna poddawana była późniejszym przeobrażeniom. Do najistotniejszych należą procesy rozcinania osadów niecki przez rynnę lodowcowe podczas zlodowaceń południowopolskich. Śladem takich wcięć, działających na wielką skalę, jest rynnna, udokumentowana profilem otworu Deszczno (fig. 7), rozcinająca całość wypełnienia plejstocenijskiego niecki, prawdopodobnie podścielających je utworów oligocenijskich i sięgająca węglanowych osadów górnej kredy.

Glacitektoniczne zakłębienie morfologiczne niecki Deszczna, w trakcie jej późniejszej historii, warunkowało powstawanie na jej obszarze form negatywnych – dolin rzecznych i pradolin, aż po czasy współczesne, kiedy nieckę Deszczna wykorzystuje dolina Warty.

#### Depresja Gorzów–Zamęcina

Od niecki Deszczna w depresji Warty ciągnie się ku północy i dalej ku północnemu zachodowi (fig. 15, 16) ciąg rozdzielonych progami niecek tworzących depresję Gorzów–Zamęcina. Obniżenie to było w ogólnym zarysie znane już Kowalskiej (1960) i interpretowane jako forma dolinna. Analogiczną genezę sugerowali Kozłowski i Nosek (1977). Szczegółowe badania ujawniły rozdzielające je progi i charakter wypełnienia, które podważyły dolinną interpretację zagłębienia (Kozłowska, 1982). Południowa część depresji, stosunkowo wąska i wydłużona, tworzy nieckę Sarbiewa. Od części północnej oddziela ją wysoki, sięgający 50 m p.p.m. próg. Część północna, elipsoidalna stanowi nieckę Zamęcina.

**Niecka Sarbiewa** tworzy południową część depresji Gorzów–Zamęcina. Jej obecność jest udokumentowana trzema profilami wiertniczymi – Sarbiewo (fig. 6, 7), Strzelce Krajeńskie i Ogardy (fig. 7). Pierwszy jest pełnordzeniowany,

pozostałe hydrogeologiczne, udarowe. Niecka rozpościera się między Sarbiewem na południu i Ogardami na północy. Należy do najbardziej wąskich (9–11 km) i wydłużonych (23 km) niecek w obrębie analizowanego terenu (fig. 15, 16). Zajmuje obszar 180 km<sup>2</sup>. Otaczająca nieckę Sarbiewa powierzchnia utrzymuje wysokość 20 m p.p.m.

Niecka Sarbiewa posiada urozmaiconą hipsometryczną powierzchnię dna. Najgłębsza jest w Sarbiewie sięgając 170 m p.p.m. Ku północy dno niecki undulując, generalnie się podnosi i w Strzelcach Krajeńskich przekracza 130 m p.p.m., a w Ogardach występuje na poziomie 100 m p.p.m. Stosownie zmienia się głębokość niecki – od 150 m w Sarbiewie, przez 110 m w Strzelcach Krajeńskich, do 100 m w Ogardach.

Dno niecki zbudowane jest z utworów oligocenijskich. W ich skład wchodzi piaski i mułki formacji mosińskiej dolnej, ily i mułki formacji rupelskiej oraz (na południu) prawdopodobnie piaski formacji czempińskiej. Strome zbocza niecki budują utwory miocenijskie, reprezentowane przez piaski formacji gorzowskiej, piaski i węgle brunatne formacji krajeńskiej oraz piaszczysto-mułkowe utwory formacji adamskiej.

Nieckę Sarbiewa wypełniają gliny lodowcowe. Tworzą mięszsze, monolityczne kompleksy. W profilu Sarbiewa przewiercono najgrubszy na analizowanym terenie jednorodny kompleks glin lodowcowych, osiagający 80 m miąższości. Wkładki gliniastych piasków lodowcowych ze żwirami i gładzikami, tak pospolite w niecce Kijowa i Deszczna, w Sarbiewie należą do rzadkości. Mniejsze są również miąższości tych przewarstwień. Gliny lodowcowe niecki Sarbiewa charakteryzują się stałością cech litopetrograficznych. W całym ich profilu utrzymuje się konsekwentna przewaga żwirów skał krystalicznych nad wapieniami skandynawskimi. Spągowe partie glin zawierają kilka różnej wielkości kier (od kilku do ponad 10 m), zbudowanych z osadów formacji rupelskiej, piaszczysto-mułkowych utworów formacji adamskiej oraz zaburzonych skał miocenijskich, o niemożliwej do określenia przynależności litostratygraficznej. Cechy litopetrograficzne glin lodowcowych, pozycja strukturalna i obfitość kier przemawia za powiązaniem kompleksu gliniastego wypełniającego nieckę z okresem najstarszego na badanym terenie zlodowacenia – prawdopodobnie zlodowacenia nidy.

**Niecka Zamęcina** zajmuje rozległy obszar położony na północy omawianego terenu, stanowiąc kolejny element obniżony w obrębie depresji Gorzów–Zamęcina (fig. 15, 16). Długość niecki wynosi około 25 km, szerokość 11 km, a jej powierzchnia osiąga 217 km<sup>2</sup>. W centrum niecki znajduje się Zamęcina.

Budowa geologiczna niecki Zamęcina dokumentowana jest trzema profilami rdzeniowanych otworów wiertniczych (Zwierzyń 2, Krzęcin 3, Słonice – fig. 7), kilkoma studziennymi – udarowymi (m.in. Zamęcina, Nadarzyn – fig. 7) oraz jednym profilem nierdzeniowanego otworu głębokiego (Choszczno IG 1 – fig. 2).

Niecka ta, od południowego zachodu i południowego wschodu, jest ograniczona stromymi stokami, stanowiącymi jednocześnie zbocza elewacji Pełczyc i elewacji

Zagaje–Osiek. Ku południowi, poprzez wysoki próg kontaktuje z niecką Sarbiewa. Z kolei na zachód przechodzi w słabo nachyloną powierzchnię otaczającą, a ku wschodowi wznosi się stromym zboczem. Tym samym głębokość niecki Zamęcina jest zróżnicowana i zależy od wysokości powierzchni otaczającej nieckę – na zachodzie głębokość ta wynosi około 50 m, a na wschodzie osiąga 90 m.

Dno niecki wyścielają utwory oligocenu – mułki i ropy formacji rupelskiej (Zwierzyn 2 – Trela, 1997a, b; Słonice – Salwa, 1999a, b), a miejscami utwory kredy (Nadarzyn). Stoki niecki tworzą wychodnie utworów mioceńskich – głównie piaski formacji gorzowskiej oraz piaski, mułki i węgle brunatne formacji krajeńskiej.

Niecka Zamęcina wypełniona jest głównie osadami plejstoceniowymi – przede wszystkim glinami lodowcowymi (Zwierzyn 2, Krzęcin 3, Nadarzyn – fig. 7). Towarzyszą im skały preplejstoceniowe – głównie mioceńskie, rzadziej oligoceniowe, a sporadycznie kredowe występujące w postaci miąższych i rozległych kier (Nadarzyn, Płotno, Zwierzyn 2, Krzęcin 3). Kry skał preplejstoceniowych występują głównie w obrębie najstarszych glin lodowcowych, reprezentujących zlodowacenia nidy i sanu 1. Z innych utworów plejstoceniowych, oprócz osadów glacialnych, spotyka się miąższe, ale ograniczone terytorialnie zespoły piasków wodnolodowcowych, reprezentujących wypełnienia paleorynien. Wyniki analizy litopetrograficznej glin lodowcowych sugerują, że nieckę Zamęcina, oprócz glin lodowcowych zlodowacenia nidy i sanu 1, wypełniają gliny młodszych zlodowaceń. Największe miąższości osiągają jednak gliny związane ze starszymi zlodowaczeniami.

Zarówno miąższość glin lodowcowych zlodowacenia nidy i sanu 1, jak również obfitość w nich kier utworów plejstoceniowych przemawiają za zaburzonym charakterem wypełnienia niecki Zamęcina, mimo że bezpośrednio struktur deformacyjnych w profilach wierceń nie dostrzeżono. Pod względem strukturalnym niecka Zamęcina stanowi pełną kontynuację sąsiadującej z nią od południa niecki Sarbiewa i wpisuje się w ogólny plan budowy depresji Gorzów–Zamęcina.

### Depresja Gorzów–Karsko

Depresja Gorzów–Karsko, podobnie jak depresja Gorzów–Zamęcina, bierze swój początek z niecki Deszczna depresji Warty (fig. 15, 16). Kieruje się jednak ku północnemu zachodowi w kierunku Ściegienna, a dalej ku północy i zachodowi. Obniżenie interpretowane było dotąd jako paleodolina rzeczna (Kozłowski, Nosek, 1977).

Depresja ta składa się z dwóch wyraźnie zarysowanych niecek – Janczewa i Parzeńska, rozdzielonych sięgającym dość wysoko (do 60 m p.p.m.) progiem.

**Niecka Janczewa** udokumentowana jest jednym pełnorodzeniowym profilem otworu wiertniczego Janczewo, sięgającym stropu utworów kredowych (fig. 2, 17).

Jest strukturą niewielką, liczącą 5 km długości i 3 km szerokości, której powierzchnia w płaszczyźnie szczytowej wynosi około 12 km<sup>2</sup>.

Zbocza niecki przechodzą bezpośrednio w stoki towarzyszących jej elewacji – Pełczyc na NE i Gorzowa na SW (fig. 15, 16). Dno niecki położone jest na wysokości 158 m p.p.m. Budują je osady górnokredowe i oligoceniowe – ropy formacji rupelskiej lub piaski glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej. Zbocza niecki Janczewa są prawdopodobnie stromo nachylone i zbudowane z osadów mioceńskich, od formacji gorzowskiej począwszy, a na utworach piaszczysto-mułkowych formacji adamowskiej skończywszy.

Nieckę Janczewa wypełniają osady oligocenu, miocenu i plejstocenu przeławicające się nawzajem (fig. 17). Tworzą od kilku- do kilkudziesięciometrowej miąższości kompleksy piasków drobnodziarnistych i mułkowatych (reprezentujących zapewne formację gorzowską), mułków z przeławiczeniami piasków mułkowatych, zawęglonych i węgla brunatnych (należących prawdopodobnie do formacji krajeńskiej) oraz ropy, mułków i piasków – przypuszczalnie oligoceniowych (na fig. 17 wszystkie osady preplejstoceniowe potraktowano jako nierozdzielne osady paleogenu i neogenu). Kompleksy te „przewarstwione” są zespołami utworów plejstoceniowych, głównie glin lodowcowych, zawierających kry skał węglistych (utwory pochodzące z formacji krajeńskiej) oraz towarzyszących im piasków, mułków i żwirów. Najgłębiej, wprost na węglanach górnej kredy leżą żwiry plejstoceniowe z granitoidami.

Rdzeniowany otwór Janczewo zgłębiono w latach sześćdziesiątych ubiegłego wieku, w celu rozpoznania występowania węgla brunatnego. Dostarczył on bardzo wartościowych danych wynikających z makroskopowego opisu profilu. Nie wykonano na materiale z tego otworu badań litopetrograficznych, dlatego nie wiadomo do jakiego (jakich?) poziomu litostratygraficznego należą liczne warstwy glin lodowcowych stwierdzone w tym profilu.

Pod względem strukturalnym w profilu Janczewa można wyróżnić kilka sekwencji osadów złożonych z utworów preplejstoceniowych (spąg) i plejstoceniowych (strop) budujących położe zalegające formy łuskowe (fig. 17). Obecność takich form na kontakcie z osadami kredowymi dowodzi, że glacitektoniczne deformacje objęły całość osadów preplejstoceniowych, przynajmniej lokalnie, zatrzymując się dopiero na mezozoicznym podłożu.

Ponad osadami wypełniającymi nieckę Janczewa leżą wodnolodowcowe i glacialne osady zlodowacenia wisły i utwory wodnolodowcowe reprezentujące zlodowacenie warty.

### Izolowane formy negatywne i pozytywne

Oprócz zagłębień powierzchni spągu plejstocenu uszeregowanych w linijne ciągi, obecne są liczne obniżenia niepowiązane ze sobą. Na badanym obszarze tego rodzaju struktury są reprezentowane przez niecki: Kijowa, Krobielewka, Kamienia, Drezdenka zachodnia, Drezdenka wschodnia (fig. 15). Niektóre obszary (np. między Drezdenkiem, Zagajami, Kijowem i Grotowem) nie wykazują większego zróżnicowania hipsometrycznego powierzchni podplejstoceniowej. Wynika to prawdopodobnie ze słabego stopnia rozpoznania

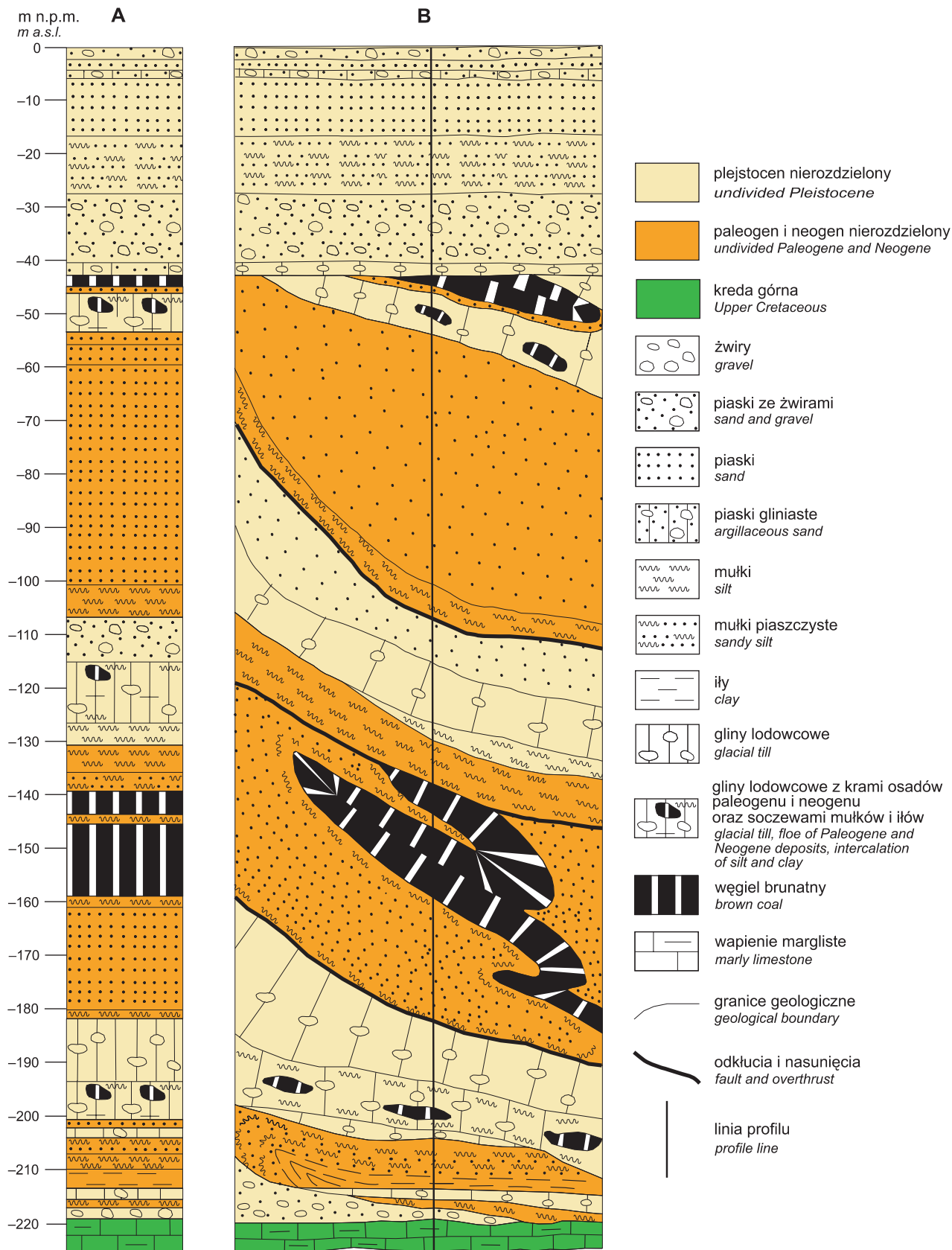


Fig. 17. Profil geologiczny otworu wiertniczego Janczewo (A) z interpretacją (B)

Geological sequence of Janczewo borehole (A) with interpretation (B)

geologicznego. Jednak niecki Drezdenka wschodnia i zachodnia zdają się rzeczywiście nie mieć kontynuacji. Żadna z izolowanych form nie była dotąd wyróżniona i opisana.

**Niecka Kijowa** stwierdzona na podstawie wyników sondowań elektrooporowych (Tkaczyk, 1994), usytuowana jest między Kijowem i Goszczanowem. Dokumentuje ją pełnordzeniowany otwór badawczy Kijowo 2 (fig. 6). Niecka Kijowa występuje na północny wschód od depresji Warty (niecki Deszczna) i oddzielona jest od niej niskim progiem (fig. 15, 16). Z uwagi na skromny materiał dokumentacyjny (zwłaszcza wiertniczy) granice stropowe niecki mają charakter hipotetyczny. Najprawdopodobniej niecka przybiera w szczytowych partiach kształt elipsoidalny, o dłuższej osi rozwiniętej WSW–ENE, liczącej około 6 km i krótszej – 3 km. Niecka Kijowa zajmuje powierzchnię około 14 km<sup>2</sup>. Tereny otaczające nieckę znajdują się na wysokości 50–60 m p.p.m., a jej dno położone jest na 125 m p.p.m. Tym samym niecka osiąga głębokość 65–75 m.

Podłożem centralnej części niecki Kijowa są utwory oligoceńskie – głównie ropy i mułki formacji rupelskiej, a miejscami piaski formacji czempińskiej. Zbocza zbudowane są z osadów mioceńskich – piasków formacji gorzowskiej, węgli brunatnych i piasków formacji krajeńskiej, utworów piaszczysto-mułkowych formacji adamowskiej oraz, w niewielkim stopniu, ilów formacji poznańskiej.

Nieckę Kijowa wypełniają głównie utwory glacialne, w większości gliny lodowcowe. Skład ich materiału zwirowego wykazuje stałą i konsekwentną dominację okruchów skał krystalicznych nad wapieniami skandynawskimi. Cecha ta, wraz z pozycją w profilu geologicznym i pozycją regionalną opisywanych glin, pozwala wiązać ich powstanie z najstarszym na analizowanym obszarze lądolodem zlodowacenia nidy. Gliny wypełniające nieckę Kijowa nie tworzą zwanego kompleksu, ale różnicują się na stosunkowo cienkie zespoły, a nawet warstwy, rozdzielone piaskami glacialnymi często gliniastymi, obfitującymi w żwir i gładziki. Oprócz glin i piasków lodowcowych w wypełnieniu niecki Kijowa uczestniczą również utwory formacji adamowskiej, a prawdopodobnie także piaski formacji gorzowskiej, piaski i węgle brunatne formacji krajeńskiej oraz ropy formacji poznańskiej, biorąc udział w budowie łusek glaciektonicznych.

**Niecka Kamienia.** Na podstawie analizy ciągu sondowań elektrooporowych, biegnącego między Drezdenkiem na północy i leśniczówką Mokrzec na południu, Tkaczyk (2000) wyinterpretował obniżenie powierzchni spągowej utworów plejstoceńskich sięgające 70 m p.p.m. Profil pełnordzeniowanego otworu badawczego Kamień (fig. 5) w pełni potwierdził tę interpretację (Romanek, 2003e, f), dokumentując obecność kolejnego na badanym obszarze zagłębienia powierzchni podplejstoceńskiej, które określono mianem niecki Kamienia (fig. 15, 16).

Niecka ta ma zarys eliptyczny, o dłuższej osi przebiegającej z WNW na SE. Powierzchnia otaczająca nieckę wznosi się na wysokość około 10 m p.p.m. Niecka ta jest

niewielka, liczy 5,5 km długości i 4,5 km szerokości, a jej powierzchnia wynosi 20 km<sup>2</sup>.

W podłożu niecki występują osady oligoceńskie. Są to piaski i mułki z glaukonitem formacji mosińskiej górnej oraz mułki i piaski utworów stropowych oligocenu.

Zbocza zbudowane są ze skał mioceńskich – głównie z piasków formacji gorzowskiej oraz ilów i mułków węglanych formacji krajeńskiej.

Nieckę Kamienia wypełniają głównie utwory pochodzenia mioceńskiego. Dominują wśród nich piaski i mułki formacji gorzowskiej, przetkane kilkakrotnie ławicami pstrych ilów formacji poznańskiej oraz węgla brunatnych reprezentujących formację krajeńską. Jest bardzo prawdopodobne, że wyższe partie niecki wypełniają także piaszczysto-mułkowe utwory pochodzące z formacji adamowskiej i ropy formacji poznańskiej, nie ujawnione w profilu otworu Kamień. Całość wypełnienia jest zaangażowana w budowę łuskowych struktur glaciektonicznych (patrz przekroje w rozdz. „Zarys rozwoju...”).

Niecka jest głęboko rozcięta i wypełniona osadami piaszczysto-mułkowymi. Zawierają one zespół minerałów ciężkich charakterystyczny dla plejstocenu, a jednocześnie makroskopowo dostrzegalną domieszkę mioceńskich łyszczyków. Ziarna kwarcu odznaczają się niskim stopniem obtoczenia. Interpretacja genetyczna opisywanych osadów może być dwójaka. Mogą one reprezentować wypełnienia zespołów różnowiekowych paleodolin nałożonych na siebie – taka interpretacja została zaprezentowana na Szczegółowej mapie geologicznej Polski – arkusz Trzebiecz (Romanek, 2003e, f). Innym rozwiązaniem jest przyjęcie, że rozcięcie ma charakter rynny subglacialnej. Wypełniające rynnę osady pochodzą zarówno z lądolodu, jak i ze ścian oraz wnętrza rynny. Ta interpretacja lepiej tłumaczy mieszany plejstoceńsko-mioceński charakter materiału i wyraźnie niski stopień obtoczenia ziarn kwarcu, dlatego została przyjęta w niniejszej publikacji. Rozstrzygnięcie wątpliwości genetycznych, związanych z rozcięciem i wypełniającymi go osadami, wymaga dodatkowych danych pochodzących z innych niż Kamień profili lub badań geofizycznych.

**Niecka Drezdenka wschodnia.** Obecność głębokiego obniżenia powierzchni spągu plejstocenu na południowo-wschodnich peryferiach Drezdenka (fig. 15, 16) dokumentuje profil hydrogeologicznego, nierdzeniowanego otworu Drezdenko ZPOW (fig. 5). Obecność niecki potwierdzają wyniki badań geoelektrycznych – ciągu sondowań elektrooporowych, wykonanego między Grotowem i Drezdenkiem (Tkaczyk, 2000). Strefa głębokiego obniżenia spągowej powierzchni plejstoceńskiej jest wyraźnie widoczna również w Drezdenku na półszczegółowym zdjęciu grawimetrycznym (Twarogowski, Petecki, 2000).

Obszar otaczający nieckę wznosi się do wysokości 40–30 m p.p.m. Niecka ma kształt eliptyczny o dłuższej osi skierowanej z SW na NE liczącej 8 km i krótszej osi o długości 6 km. Jej powierzchnia wynosi około 38 km<sup>2</sup>; należy więc do form średniej wielkości. Zbocza niecki są strome,



zwłaszcza od strony północno-zachodniej, gdzie przechodzi ona w elewację Drezdenka.

Najprawdopodobniej otwór wiertniczy nie osiągnął podłoża niecki Drezdenka wschodniej. Posiłkując się danymi na temat budowy geologicznej sąsiedniej niecki Drezdenka zachodniej oraz wiedzą o regionalnym rozwoju kenozoiku można domniemywać, że dno niecki zbudowane jest ze starszych utworów oligocenu (formacja mosińska dolna, formacja rupelska), a miejscami być może (zgodnie z sugestią Tkaczyka, 2000) nawet z węglanowych utworów górnej kredy. Zbocza tworzą skały od młodszego oligocenu i miocenu po piaszczysto-mułkowe utwory formacji adamowskiej oraz (lokalnie) najstarsze partie ilów formacji poznańskiej.

Wypełnienie niecki Drezdenka wschodniej jest zdominowane w dolnej części przez piaski drobnoziarniste, łyszczykowe, miejscami mułkowate, ciemnoszare, niekiedy zielonawe. Głównym tworzywem górnej części wypełnienia są mułki, mułki piaszczyste oraz ily ciemnoszare i zielonawe, a także węgiel brunatny. Wszystkie wspomniane osady zostały zinterpretowane jako materiał mioceniński, miejscami oligoceniński. Wśród tego rodzaju osadów dwukrotnie pojawiały się wkładki piasków grubo- i różnoziarnistych ze żwirami i głazikami oraz piasków drobnoziarnistych z głazikami, zinterpretowanych jako materiał plejstoceniński. Sugeruje to silnie glacitektonicznie zaburzoną budowę wypełnienia niecki Drezdenka wschodniej.

**Niecka Drezdenka zachodnia.** Głębokie zagłębienie powierzchni spągu plejstocenu na zachód od Drezdenka (fig. 15, 16) udokumentowane jest profilem pełnordzeniowanego otworu Drezdenko 52 (Szumilak, 1965). Wyraźne sugestie o występowaniu takiego zagłębienia na wspomnianym obszarze daje także Grycko (1994), analizując wyniki wykonanego ciągu sondowań elektrooporowych, oraz Twarogowski i Petecki (2000) na podstawie wyników półszczęgółowego zdjęcia grawimetrycznego.

Powierzchnia otaczająca nieckę wznosi się do wysokości 40–20 m p.p.m. W stosunku do niej spąg plejstocenu obniża się maksymalnie o ponad 110 m. Stropowa granica niecki przybiera kształt eliptyczny, o dłuższej osi (6 km) biegnącej w kierunku SW–NE. Długość krótszej, prostopadłej osi szacować można na 5 km. Powierzchnia formy wynosi około 24 km<sup>2</sup>. Pod względem powierzchni niecka Drezdenka zachodnia należy do form o średnich rozmiarach, pod względem głębokości – do głębokich.

Podłożem utworów plejstoceniskich i starszych – zaburzonych, są mułki ciemnoszare, ilaste z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych, włączane do utworów stropowych oligocenu oraz mułki szarozielone z fauną reprezentujące formację rupelską. W zboczach niecki dominują drobnopiaszczyste utwory formacji gorzowskiej oraz piaski i mułki formacji adamowskiej, rozdzielone cienkimi osadami piasków i węgla brunatnych formacji krajeńskiej.

Szczególnym urozmaiceniem odznacza się materiał wypełniający nieckę Drezdenka zachodnią. Uczestniczą w nim niemal w równym stopniu wzajemnie się przeławiając utwo-

ry plejstoceniskie i mioceniskie, a być może także paleogeńskie (strefa doliny Noteci). Skały plejstoceniskie reprezentowane są głównie przez mięszsze kompleksy glin lodowcowych, a także ily szare, piaszczyste z wkładkami glin lodowcowych. Gliny lodowcowe rozpoznane w otworze Drezdenko 52 (Szumilak, 1965) nie były badane litopetrograficznie. Korelacje regionalne wskazują na to, że główny udział w wypełnieniu niecki Drezdenka zachodniej biorą gliny najstarsze – nidziańskie, a podrzędnie, w stropowej części wypełnienia, także gliny zlodowacenia sanu 1 i sanu 2. W obrębie utworów preplejstoceniskich znaczny jest udział węgla brunatnych i skał piaszczysto-mułkowych, co sugeruje obecność osadów formacji krajeńskiej i adamowskiej. W profilu Drezdenka 52 występuje także niewielki pakiet ilów mioceniskich formacji poznańskiej (Szumilak, 1965). Stropową część wypełnienia niecki stanowią piaski drobnoziarniste szare i zielone obfitujące w łyszczyki. Ich charakter zdaje się wskazywać na paleogeński – oligoceniński wiek, choć nie ma co do tego pewności. Materiał wypełnienia niecki Drezdenka zachodniej nosi ślady intensywnych, głębokich deformacji glacitektonicznych.

Skały niecki Drezdenka zachodniej pokrywają piaski i żwiry rzeczne młodoplejstoceniskie.

## Elewacje

W porównaniu z dobrze czytelnymi strukturami glacidepresyjnymi towarzyszące im glacielewacje są o wiele rzadziej spotykane i trudniej poddają się analizie, ponieważ formy pozytywne już w czasie tworzenia ulegały niszczeniu. Badaniom dostępne są głównie (jeśli nie wyłącznie) korzeniowe partie tych struktur. Dodatkowym utrudnieniem jest skromny materiał wiertniczy pochodzący ze struktur wyniesionych. Mimo tych trudności, w obrazie mapy strukturalnej spągu utworów plejstoceniskich (fig. 15, 16) rysują się strefy o wyraźnie wyniesionym podłożu plejstocenu, towarzyszące glacidepresjom. Są to formy wieloelementowe, wydłużone, odpowiadające rangą depresjom, takie jak: elewacja Zagaje–Osiek i elewacja Gorzowa oraz formy mniejsze, pojedyncze, izolowane jak elewacja Drezdenka, a także formy rozległe, ale słabo zbadane jak elewacja Pełczyc.

Wszystkie elewacje są po raz pierwszy wyróżnione, zdefiniowane i opisane.

### Elewacja Zagaje–Osiek

W centralnej i północnej części badanego obszaru występuje elewacja Zagaje–Osiek (fig. 15, 16). Jej obecność dokumentują profile otworów studziennych Lubiewko PGR, Wołków PGR, Zagaje oraz pełnordzeniowanych otworów badawczych Kawki, Długie (Studencki, 2002c–e).

Elewację Zagaje–Osiek tworzy zespół trzech kopułowych form, rozwiniętych linijnie wzdłuż osi N–S, o różnej charakterystyce geometrycznej. Najmniej wyraźna jest, położona na południu, elewacja Zagajów, wznosząca się około 20 m ponad obszar otaczający i odznaczająca się rozmytymi długimi stokami, ze słabo wyrażoną asymetrią w postaci bardziej stromej zbocza zachodniego. Nieco wyraźniejsza jest elewa-

cja Osieka (położona najdalej na północ). Ma izometryczny kształt i wznosi się ponad 30 m ponad powierzchnię otaczającą. Najwyższa (>50 m ponad obszar otaczający) jest kopuła Kawek – eliptyczna, o wyraźnie stromych zboczach wschodnim i zachodnim, wciśnięta między nieckę Sarbiewa depresji Gorzów–Zamęcin i nieckę Drezdenka zachodnią. Wszystkie elewacje rozdzielają połogie obniżenia. Długość osi tak zarysowanej struktury wynosi 28 km, szerokość waha się od 5 do 8 km, cała struktura zajmuje powierzchnię około 154 km<sup>2</sup>.

Powierzchnia otaczająca elewację glacitektoniczną sięga 0–10 m n.p.m. w północnej części (między Kawkami i Osiekiem), na południu obniża się do 10–20 m p.p.m.

Wzniesienia elewacji Zagaje–Osiek zbudowane są z zaburzonych skał miocennych i plejstocennych. W Zagajach udokumentowano obecność ilów niebieskich formacji poznańskiej. Mułki, ropy i piaski z Kawek i Długiego (patrz też przekroje w rozdz. „Zarys rozwoju ...”) reprezentują zapewne piaszczysto-mułkowe utwory formacji adamowskiej. Niższa jest prawdopodobnie pozycja litostratygraficzna utworów piaszczysto-mułkowo-węglanych nawierconych w studniach w Lubiewku i Wołkowie. Należą one do formacji krajeńskiej. W budowie wzniesień współczesną także osady glacialne – głównie gliny lodowcowe najstarsze na analizowanym obszarze (nidziańskie) oraz w mniejszym stopniu gliny młodsze związane ze zlodowaczeniem sanu 1. Obniżenia między wzniesieniami wypełnione są osadami zlodowaceń południowopolskich, a niektóre szczyty wzgórz pokrywają dopiero gliny lodowcowe zlodowacenia odry. Podłożem zaburzonych skał miocennych i plejstocennych elewacji Zagaje–Osiek są piaski formacji gorzowskiej.

#### Elewacja Pełczyc

W widłach depresji Gorzów–Karsko i Gorzów–Zamęcin znaczy się rozległa, kopulasta, mało zróżnicowana hipsometrycznie elewacja osadów podplejstocennych wyniesionych w pobliżu Pełczyc (Trela, 1997a, b) do około 60 m n.p.m. (fig. 15, 16). Obecność elewacji dokumentowana jest otworami hydrogeologicznymi z rejonu Pełczyc i Jarosławska. W obrębie stoków elewacji zlokalizowane są rdzeniowane otwory rozpoznawcze w poszukiwaniu węgla brunatnego Danków i Żabicko (fig. 2) oraz otwór badawczy Welmin (fig. 6). Z południa, południowego zachodu, wschodu i północy elewacja dźwiga się z okalających ją depresji stosunkowo stromymi stokami; ku północnemu zachodowi przechodzi dość szybko w rozległą powierzchnię, położoną na wysokości około 30 m p.p.m. Szczyt elewacji wznosi się około 100 m ponad tę powierzchnię. Struktura Pełczyc obejmuje obszar około 470 km<sup>2</sup>. Tym samym należy do najrozleglejszych na analizowanym terenie.

Elewację Pełczyc tworzą głównie utwory miocenu – piaski, mułki i węgiel brunatny – reprezentujące formację gorzowską i krajeńską. Brak jest bezpośrednich danych o zaangażowaniu utworów elewacji w procesy glacitektoniczne – stwierdzonych przejawów nachyleń warstw i drobnych struktur. Według Trela (1997a, b) obszar ten zawdzięcza swoje powstanie procesom glacitektonicznym. Powierzchnię

elewacji pokrywają gliny lodowcowe młodszych zlodowaceń południowopolskich oraz związane z nimi utwory wodnolodowcowe.

Elewacja Pełczyc rozwinięta jest ponad strukturą solną Pełczyc (Kurzawa, 2004), co wskazuje na możliwy udział procesów halokinetycznych w kształtowaniu w tym miejscu podłoża utworów plejstocennych.

#### Elewacja Gorzowa

W widłach depresji Warty i Gorzowa–Karska (fig. 15, 16) rozpościera się obszar o niezwyklej różnorodności form morfologicznych podłoża plejstocenu, opisany po raz pierwszy przez Kozłowską (1982), a następnie przez Kurzawę (2004), nazwany „makrostrukturą gorzowską”. Obszar ten różnicuje się na liczne drobne, wysoko sięgające elewacje rozdzielone głębokimi obniżeniami. Szczegółowa analiza makrostruktury gorzowskiej, z uwagi na brak odpowiednich danych, nie jest jeszcze możliwa. Przeprowadzona interpretacja poszczególnych struktur, jak na przykład wyciśnięcia w Baczynie (Bestyński, Oniszk, 1999; Piotrowski, 2002), Lubniu (Kozłowska, 1982 – fig. 32), Chwałęcicach i Górczynie (Gorzów Wielkopolski) (Kozłowska, 1982 – fig. 29), wykazała, że w budowie elewacji uczestniczą utwory pochodzenia miocennego i oligocennego, o wewnętrznie silnie zaburzonej strukturze (w tym przefalldowane z osadami plejstocennymi sprzed zlodowacenia wisły).

#### Elewacja Drezdenka

Elewacja Drezdenka rozdziela niecki Drezdenka wschodnią od zachodniej (fig. 15, 16). Jej obecność dokumentują profile studni w Drezdenku, w których utwory preplejstocenne sięgają poziomu morza (Studencki, 2002a, b, e). Obecność wśród nich kilkumetrowych pakietów węgla brunatnego sugeruje, że należą do formacji krajeńskiej. Elewacja ma kształt kopułowego wzgórza o stromych stokach opadających do sąsiadujących z nim niecek. Powierzchnia otaczająca elewację położona jest na wysokości 40–50 m p.p.m. Z powodu braku profili rdzeniowanych na obszarze elewacji Drezdenka mało wiadomo o jej budowie wewnętrznej. W kontekście budowy sąsiadujących niecek i zaburzonych utworów glacialnych południowopolskich, widocznych na powierzchni terenu (Studencki, 2002e), wydaje się, że osady elewacji są, podobnie jak w nieckach, silnie zaburzone glacitektonicznie.

### GENEZA DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

Większość rozpoznanych i zinterpretowanych na badanym obszarze glacitektonicznych struktur deformacyjnych III rzędu jest podobna do form tektonicznych. Przybierają one postać łusek i fałdów (Romanek, 2004) rozpowszechnionych zwłaszcza w podłożu plejstocenu oraz w obrębie najstarszych – nidziańskich utworów glacialnych (por. rozdział „Położenie warstw”). Przekonywującą interpretację genetyczną tego rodzaju deformacji przedstawił Rotnicki

(1974, 1976c). Według niego (*op. cit.*) główną przyczyną strukturogeną jest wysoki gradient zmian obciążeń podłoża lądolodu w jego strefie czołowej. Wysokiemu naciskowi w strefie pokrytej lodem towarzyszy, poza zasięgiem lądolodu, strefa nieobciążona. W układzie naprężeń oś naprężenia głównego przybiera kierunek pionowy. W podłożu lądolodu powstają i rozprzestrzeniają się w kierunku przedpola wklęsłe powierzchnie ścięć, wzdłuż których następnie dochodzi do przemieszczeń mas skalnych (por. też Jaroszewski, 1991, 1994).

W uproszczonych realiach badanego terenu rozwój tego rodzaju ścięć i powstanie struktur łuskowo-fałdowych pokazano na figurze 18. Przedstawia ona falistą powierzchnię zbudowaną z utworów preplejstoczeńskich w momencie transgresji pierwszego – nidziańskiego lądolodu. Strefę przypowierzchniową tworzy cienka pokrywa ilów formacji poznańskiej oraz utwory piaszczysto-mułkowe formacji adamowskiej miocenu.<sup>1</sup>

W strefie czołowej lądolodu, pod wpływem zróżnicowanego obciążenia, w ilach i mułkach formacji poznańskiej i adamowskiej miocenu powstały wklęsłe powierzchnie zniszczeń i wzdłuż nich dochodziło do transportu glacitektonicznego osadów, spod lądolodu na jego przedpole. W pobliżu kontaktu lądolodu z podłożem i przedpolem tworzyły się łuski (formy trzeciego rzędu) zbudowane z osadów mioceńskich. Ich części korzeniowe pozostały pod lądolodem i zostały zakonserwowane, pozostały materiał został wyciśnięty na przedpole i tam podlegał niszczeniu poprzez obrywy, osuwiska, działalność różnych procesów denudacyjnych (por. Rotnicki, 1976a). Tego rodzaju łuski i towarzyszące im zafałdowania, rozpowszechnione na pograniczu utworów plejstoczeńskich i starszych, stanowią podstawowy rys architektoniczny tej strefy (fig. 18A – lewa strona rysunku, patrz również przekroje w rozdz. „Zarys rozwoju ...”). Przedstawiona interpretacja opisuje proces powstawania i częściowej destrukcji, najbardziej na analizowanym terenie rozpowszechnionych, struktur trzeciego rzędu.

Duże i głębokie, wypełnione utworami glacialnymi deformacje pierwszego i drugiego rzędu wymagają odrębnego potraktowania, choć mechanizm zaburzający pozostaje ten sam. Głównym problemem jest uzasadnienie utworzenia i propagacji powierzchni ślizgowych odpowiednio stromych i głębokich, by sięgały, tak jak to stwierdza się w profilach otworów wiertniczych, do około 150–200 m od powierzchni terenu. Ideę rozwiązania tego problemu ilustruje figura 18.

Pojawiające się na drodze lądolodu obniżenie powierzchni (fig. 18A) o genezie najczęściej erozyjnej zostaje wypełnione, uwolnionym z jego stopy, materiałem morenowym. Depozycja glin bazalnych odbywa się w różnych warunkach hydrologicznych, dając w efekcie gliny o różnym uziarnieniu, a także wkładki piasków gliniastych, glin piaszczystych lodowcowych (np. Kijowo 2). W skrajnym przypadku można otrzymać relatywnie miększe zespoły żwirów oraz piasków ze żwirami i głazami. Gliny lodowcowe dodatkowo obciążają preplejstoczeńskie – najczęściej mioceńskie podłoże. Obciążenie lądolodem i uwolnionymi zeń glinami wytwarza w podłożu nowe pole naprężeń oraz generowane przez nie, głębiej i dalej penetrujące, powierzchnie ścięć. Niektóre z nich przekształcają się w powierzchnie ślizgów, wzdłuż których dokonuje się transport mas podłoża na dalsze przedpole lądolodu (fig. 18B).

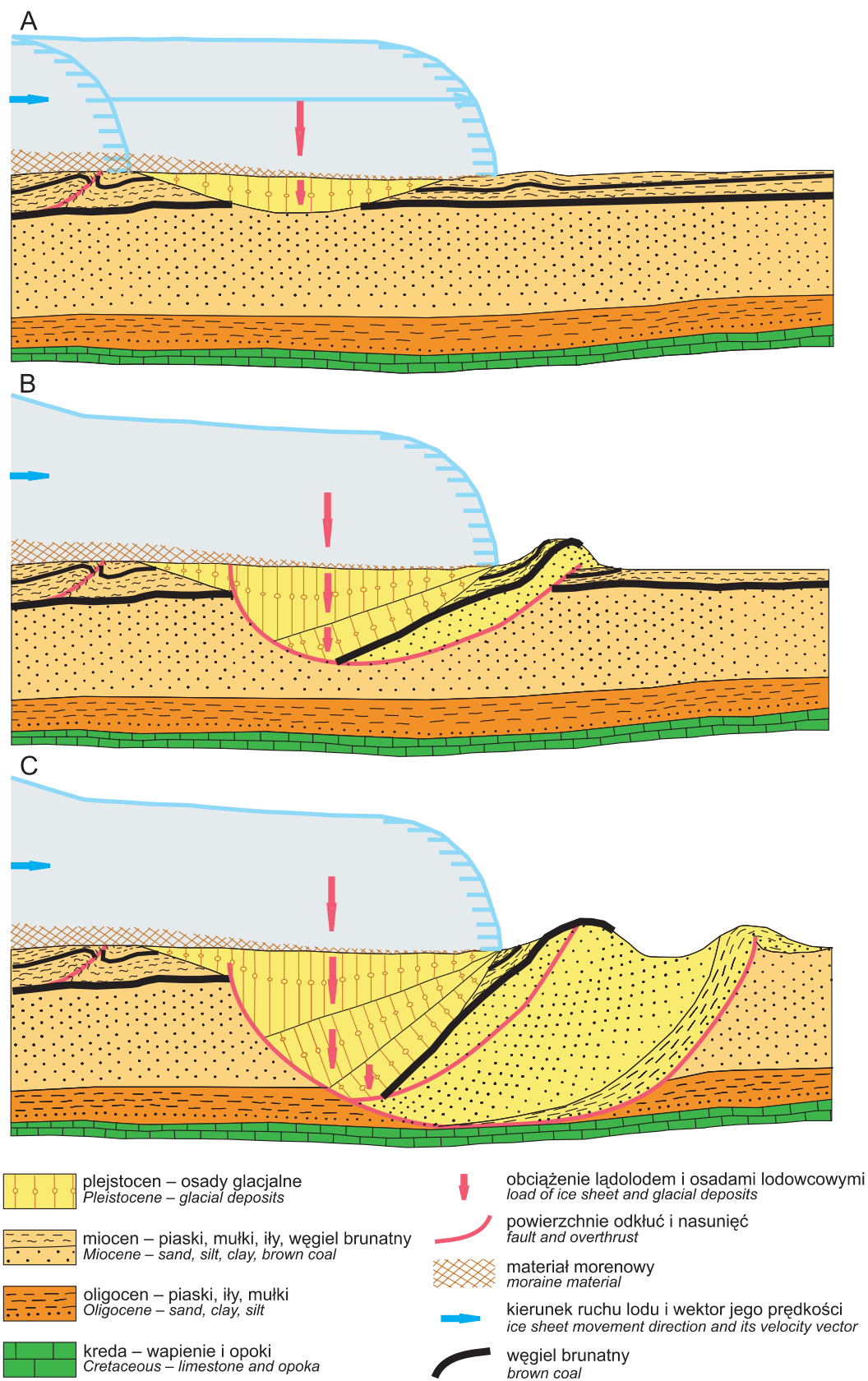
Opisany przebieg wydarzeń może powtórzyć się kilkakrotnie (fig. 18C), dając w efekcie głębokie, wypełnione materiałem glacialnym lądolodu zaburzającego, depresje i strefy form pozytywne (elewacje) na przedpolu lądolodu (na południe od Gorzowa-Elektrowni, między Wełminem i Przysieką oraz między Kijowem 1 i Ceglarnią, między Drezdenkiem i Niegosławiem oraz wokół Kamienia, między Gilowem i Pielicami, Długim i Modropolem, pod Pradolina Noteci–Warty – przekroje w rozdz. „Zarys rozwoju ...”). Obie strefy charakteryzują się wewnętrzną budową łuskową. Stopień skomplikowania tej budowy, na figurze 18 pokazany jako najprostszy, najczęściej jest dodatkowo modyfikowany przez oscylacje lądolodu, zmiany parametrów hydrologicznych i zmiany miąższości lądolodu. Wszystkie te czynniki zaburzają stan równowagi i mogą prowadzić do powstawania dodatkowych powierzchni ścięć w osadach. Obie strefy (depresyjna i elewowana) powstały w założonych warunkach stagnacji czoła lądolodu. Łatwo przewidzieć, że dalsza transgresja może dokonać poważnych zniszczeń strefy elewowanej, aż do zupełnego unicestwienia wyniesienia glacitektonicznego na powierzchni, choć powinny zachować się struktury korzeniowe. Najczęściej jedynym efektem opisanego procesu są struktury depresyjne, wypełnione zaburzonym materiałem glacialnym.

W dotychczas analizowanych modelach w oddziaływaniu lądolodu na podłoże uwzględniano przede wszystkim naprężenia statyczne i dynamiczne, wywołane obciążeniem samego lądolodu, oraz budowę geologiczną podłoża, od której uzależniona była jego wrażliwość na odkształcenie, czyli

<sup>1</sup> Jak dowodzą aktualne obserwacje z okolic kopalni siarki w Machowie mioceńskie utwory ilaste (tam morskie) ulegają deformacjom pod obciążeniem zwałowiska o wysokości 10 m, a przy 30 m strefa deformacji osiąga szerokość 0,5 km (Mularz, 1973). Odpowiada to grubości lądolodu 25 i 75 m przy założeniu gęstości lodu 1 g/cm<sup>3</sup>, a ilastego zwałowiska 2,5 g/cm<sup>3</sup>. Wymagania środowiskowe do powstawania ścięć cylindrycznych nie były więc wygórowane i mogły być łatwo spełnione podczas transgresji lądolodu na obszar zbudowany z ilastych osadów mioceńskich.

Proces zaburzeń podłoża przez zwałowisko w Machowie miał charakter pulsacyjny. Pojedyncze paroksyzmy deformacyjne wyrażały się zaburzeniami o widocznej wielkości kilkunastu–kilkudziesięciu metrów i trwały krótko. Po nich następowały okresy spokoju podczas których rosło zwałowisko i restaurował się rozładowany przez poprzednie deformacje układ i wartości naprężeń. Po osiągnięciu wartości granicznych ponownie uruchamiał się proces deformacyjny.

Pulsacyjny charakter procesu deformacyjnego w realiach transgresji lądolodu, przy względnie niewielkich kilkunastometrowych zaburzeniach pojedynczego epizodu, stwarza szerokie pole możliwości interpretacyjnych przy wprowadzaniu procesów sedymentacyjnych (np. glin lodowcowych), czy denudacyjnych (na strukturach wyniesionych) między epizodami.



**Fig. 18. Model genezy struktur glacitektonicznych występujących na badanym terenie (oparty na wynikach badań Rotnickiego, 1974, 1976c i Jaroszewskiego, 1991, 1994)**

Model of glacitectonic structures in studied area  
(after Rotnicki, 1974, 1976c; Jaroszewski, 1991, 1994, modified)



wartość naprężenia granicznego. W modelu postulowanym, na podłoże oddziałuje zarówno łańdół, którego czoło nad nim stagnuje, jak również efekty jego sedymentacji – stale przyrastające osady glacialne. Warto tu dodać, że gliny lodowcowe nawet nieskompymowane są około dwukrotnie cięższe niż analogiczna objętość lodu lodowcowego, a także cięższe od wypartych przez nie osadów piaszczystych.

Zarysowany powyżej przebieg procesów kreujących glacidepresje i glacielewacje oraz sterujących wypełnianiem struktur depresyjnych, wywołuje także zaburzenia w dystrybucji materiału glacialnego. Materiał ten jest na drodze swego lodowcowego transportu przechwycony przez glacidepresje. W efekcie łańdół jest w strefie czołowej zubożony w materiał glacialny i nie wykształca lub wykształca niewielkie pozytywne formy strefy marginalnej. Także w przypadku dalszego przesuwania się łańdółu należy liczyć się z tworzeniem cienkiej i miejscami nieciągłej pokrywy glin lodowcowych, w dotychczasowej strefie szerokiego przedpola stagnującego łańdółu. Podczas transgresji, skandynawski materiał glacialny przechwycony przez depresje, zostanie zastąpiony tworzywem pobranym z niszczonej elewacji glacitektonicznych obecnych na przedpolu łańdółu. Ponieważ glacielewacje utworzone były w przewodzie z osadów podłoża, można się spodziewać, zwłaszcza w spągu glin bazalnych deponowanych na przedpolu do niedawna stagnującego łańdółu, obfitości materiału starszego podłoża, stopniowo ku górze uzupełnianego o element skandynawski wraz z dopływem świeżych partii lodu z łańdółu.

W sumie interpretację genetyczną struktur przeprowadzono wykorzystując koncepcję statyczno-kinetyczną Jaroszewskiego (1991, 1994) czerpiącą z wyników badań m.in. Rotnickiego (1974, 1976c), rozwijaną później przez Kupetza (2002, 2003). Dobrze tłumaczy ona powstawanie rozpoznanych zaburzeń, wiąże je jedynie ze strefą czołową łańdółu, a odrywa od szczególnych uwarunkowań paleogeograficznych, które są nieodzownym elementem innych koncepcji. Dwie spośród nich, jako najbardziej konkurencyjne, wymagają rozważenia – koncepcja glacitektoniki dolinnej Krygowskiego (1962a,b, 1965, 1975) i koncepcja glacitektoniki krawędziowej reprezentowana przez Dyjora (1974, 1975), Brykczyńskiego (1982) i Bera (1999).

W koncepcji glacitektoniki dolinnej Krygowskiego (*op. cit.*) obszarami o szczególnych predyspozycjach deformacyjnych są doliny rzeczne, przebiegające poprzecznie do kierunku transgresji łańdółu, wypełnione nasyconymi wodą aluwiami, przykrytymi wieloletnią marzłocią. Wkraczający do doliny łańdół łuskuje utwory zamrożone, zaburza aluwia dolinne, transportuje je i porzuca w strefie proksymalnego zbocza doliny. W obrębie badanego terenu sytuacja taka mogłaby mieć miejsce podczas zlodowacenia nidy w obrębie depresji warty. Prawdopodobnie działalność procesów ujętych w koncepcji glacitektoniki dolinnej miała swój udział w ukształtowaniu depresji Warty, przyczyniła się do jej rozległości i głębokości. Zarazem jednak trudno nie zauważyć, że na południowym zboczu depresji Warty niełatwo jest wskazać odpowiednio miąższe i rozległe przednidziańskie zaburzone osady aluwialne. Jednocześnie dla struktur pierwsze-

go i drugiego rzędu, analogicznie zbudowanych jak wypełnienie depresji Warty, ale nie „dolinne” rozwiniętych, trzeba byłoby szukać odmiennych interpretacji genetycznych, co nie wydaje się uzasadnione. W sumie można przypuszczać, że procesy glacitektoniki dolinnej pełniły na analizowanym obszarze rolę pomocniczą i działały na obszarze geograficznie ograniczonym.

W modelu glacitektoniki krawędziowej, obniżenia morfologiczne, zazwyczaj doliny rzeczne, biegają zgodnie lub skośnie do kierunku ruchu łańdółu. W efekcie nacisku bocznego transgredującego lobu lodowcowego w strefach krawędziowych dochodzi do utworzenia kulisowego systemu deformacji – głównie fałdowych (Brykczyński, 1982). W obrębie analizowanego terenu deformacje w strefie zboczy depresji Gorzów–Karsko i Gorzów–Zamęcin mogłyby zawdzięczać swe powstanie procesom glacitektoniki krawędziowej. W obecnym stanie wiedzy trudno jest wskazać przykłady struktur, którym w sposób wiarygodny można byłoby przypisać utworzenie w wyniku nacisku lobu lodowcowego na zbocze doliny.

Wobec braku wystarczających danych o strukturach powiązanych z paleodolinami, czy to podłużnymi czy poprzecznymi do kierunku ruchu łańdółu, koncepcja statyczno-kinetyczna (Jaroszewski, 1991, 1994) jest tą, która najlepiej opisuje występujące struktury, ich rozprzestrzenienie, głębokość i zróżnicowanie.

Analizując szczegóły mapy strukturalnej spągu osadów czwartorzędowych, zwłaszcza w obrębie zachodnich i południowo-wschodnich peryferii badanego terenu (fig. 16), nie sposób nie dostrzec ostro zarysowanych, szpiczastych, wysoko sięgających wzniesień, sugerujących obecność form iniekcyjnych – diapirów lub pni glacitektonicznych – efektów mobilizacji i transportu ku górze materiału czwartorzędowego podłoża. Formy tego rodzaju są słabo poznane z powodu ich ujawniania nierzedzeniowanymi wierceniami i dlatego tu tylko zasygnalizowane.

#### WIEK DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

Powiązanie deformacji glacitektonicznych z ich „twórcą” było – obok genezy – głównym przedmiotem dociekania niemal wszystkich badaczy tego rodzaju struktur. Dominowały tu dwa nurty badawcze. Jeden z nich, stosując metody klasycznej tektoniki, przeciwstawiał osady zaburzone przykrywającym je – niezaburzonym i stąd wyprowadzał wniosek o czasie deformacji. Podstawowym problemem tego rodzaju wnioskowania jest precyzyjna stratygrafia osadów glacialnych. W zachodniej Polsce, ubogiej w stanowiska interglacialne z dobrymi profilami palinologicznymi, kwalifikacja stratygraficzna glin lodowcowych budziła wątpliwości. W sukurs biostratygrafii przyszła więc litostratygrafia i dzięki wynikom tych badań, powiązanych z profilami zawierającymi osady interglacialne, powstał, nadal niewolny od wątpliwości, schemat rozprzestrzenienia głównych poziomów litostratygraficznych glin lodowcowych. Dzięki niemu dociekania czasu deformacji zyskały na wiarygodności.

Drugim teoretycznym problemem określenia wieku zaburzeń, z którym do niedawna nie bardzo umiano sobie radzić, była relacja osadu zdeformowanego do deformacji. Klasyczna sekwencja – najpierw osad (starszy łańdół), później deformacja (młodszy łańdół) była trudna do zaakceptowania i wykorzystania w spójnym modelu rozwoju obszarów glacitektonicznie zdeformowanych. Rozwiązaniem okazała się koncepcja wiążąca sedimentację utworów glacialnych i ich deformację z jednym łańdółem. Koncepcja ta jest przyjęta i zastosowana w niniejszej pracy.

Działając zgodnie ze scharakteryzowanym pierwszym nurtem interpretacyjnym, wiek deformacji w kenozoiku na Mazowszu i Podlasiu wiązano ze zlodowaceniem środkowopolskim, głównie odry (m.in. Brykczyńska, Brykczyński, 1974; Brykczyński, 1982); w okolicach Konina – ze zlodowaceniem odry (Włodarski, 2002); Wału Zielonogórskiego – ze zlodowaceniem warty (np. Kraiński, 2002), odry i wcześniejszymi (m.in. Urbański, 2002), głównie środkowopolskimi (np. Kotowski, Kraiński, 1992b); Wzgórz Dalkowskich – ze zlodowaczeniami środkowopolskimi (m.in. Kraiński, 1989). Mojski (2005) jest skłonny większość największych polskich deformacji glacitektonicznych wiązać z łańdółem zlodowacenia sanu 2.

Drugi nurt badawczy w rozważaniach nad wiekiem deformacji czytelnie lub pośrednio odwołuje się do rozpoznanych, albo teoretycznie uzasadnionych warunków środowiskowych wymaganych dla powstawania deformacji wynikających także z kryteriów mechaniki skał. Zgodnie z tym nurtem najkorzystniejsze warunki do powstawania deformacji panowały podczas transgresji najstarszego na danym obszarze łańdółu. Każdy następny zastawał obszar bardziej skonsolidowanym – mniej podatnym na zaburzenia. W efekcie największe struktury glacitektoniczne tworzył najstarszy na danym terenie łańdół. Młodsze „dofałdowywały”, przebudowywały i tworzyły struktury deformacyjne mniejszej skali. Tego rodzaju poglądy w odniesieniu do zaburzeń Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej prezentowali Dyjor (1969, 1974), Dyjor, Chlebowski (1973) i Dyjor, Pruc (1978), na Kujawach – Wilkosz (2002), na Mazowszu i Podlasiu – Ruszczyńska-Szenajch (1976). O wielofazowości deformacji glacitektonicznych na Śląsku pisali Badura, Przybylski (2002), na Ziemi Lubuskiej – Jeziorski (1989), w Wielkopolsce i na Pomorzu – Stankowski (2003), na Suwalszczyźnie – Ber (1999, 2000). O wielofazowym charakterze deformacji na północnych i północno-zachodnich peryferiach badanego terenu przekonana była także Kozłowska (1982).

W wyniku badań litostratygraficznych, którym poddano osady plejstoceny na analizowanym terenie, okazało się, że głębokie depresje glacitektoniczne wypełniają gliny najstar-

szego poziomu (gliny GI). Zgodnie z zastosowanym schematem stratygraficznym są to gliny łańdółu nidziańskiego. Charakteryzują się nienaturalnie wielką miąższością (do 140 m), pospolitym występowaniem utworów nachylonych, obecnością licznych przewarstwień piasków lodowcowych z głazami, obecnością licznych kier zbudowanych z materiału preplejstoceny (por. fig. 6, 7, 8). Wszystkie wymienione cechy przemawiają za glacitektonicznym charakterem budowy szkieletu glinowego. Zgodnie z zaprezentowanym modelem powstawania depresji i ich wypełnień, utworzył je ten sam nidziański łańdół. Zatem największe i najgłębsze struktury glacitektoniczne, a także łuskowa budowa najstarszego poziomu glin jest wynikiem oddziaływania statycznego i dynamicznego, pierwszego na badanym obszarze – nidziańskiego łańdółu (Romanek, 2004).

W przeciwieństwie do zaburzeń z okresu zlodowacenia nidy, które miały charakter powszechny, młodsze deformacje rozwijały się lokalnie. Na przykład w budowie glacieleacji Zagaje–Osiek widać zaangażowanie glin sanu 1 i sanu 2. Zasadnicze jej rysy powstały podczas zlodowacenia nidy, dwa młodsze łańdóły południowopolskie dopiętrzały glacieleacji, deformując przy tym złożone uprzednio osady glacialne.

Tuż poza obszarem badań, na zachód od Gorzowa Wielkopolskiego eksploatowano węgiel brunatny w elewacjach podłoża plejstocenu sięgających spągu osadów zlodowacenia wisły (Zdunek, 1989; Bestyński, Oniszk, 1999; Piotrowski, 2002). Podobna sytuacja miała miejsce w nieodległym Lubniu (Kozłowska, 1982; Kotowski i in., 1989; Piotrowski, 2002).

Spod Dobiegniewa deformacje, utworzone przez łańdół związany ze zlodowaceniem odry, odnotowała Kozłowska (1979, 1982), a festonowy charakter vistuliańskich wzgórz morenowych (por. Ber, 1999, 2000) z okolic Dobiegniewa i zaburzoną ich strukturę wewnętrzną opisał Studencki (2002e).

Podsumowując rozważania o wieku deformacji, należy stwierdzić, że na badanym obszarze obecne są zaburzenia, które można wiązać z każdym z obecnych tu łańdółów. Najrozleglejsze z nich i najgłębsze, powszechnie występujące, powstały wskutek aktywności łańdółu nidziańskiego. Młodsze mają ograniczone rozmiary i występują na niewielkich obszarach. Ustalenia te wspierają poglądy o wielokrotnym, piętrowym występowaniu struktur glacitektonicznych, z podkreśleniem głównej roli najstarszych z nich (m.in. Krygowski, 1964; Dyjor, 1969, 1974; Dyjor, Chlebowski, 1973; Ruszczyńska-Szenajch, 1976; Dyjor, Pruc, 1978; Kozłowska, 1982; Jeziorski, 1989; Ciuk, 1992; Brodzikowski, 1995; Badura, Przybylski, 2002; Stankowski, 2003).

## KENOZOICZNY KOMPLEKS STRUKTURALNY

Ponad utworami kredowymi wieńczącymi cechsztyńsko-mezozoiczny kompleks strukturalny ukształtowany głównie w ruchach laramijskich, leżą osady paleogenu i neogenu, zbudowane ze skał klastycznych, liczące 150–225 m miąższości. Towarzyszą im utwory biogeniczne – węgle

brunatne, torfy, gytie i kreda jeziorna. Pod względem genetycznym dominują osady środowisk lądowych (większość skał miocenu, wszystkie plejstoceny), podrzędne są skały pochodzenia morskiego (utwory oligoceny, wkładki morskie wśród osadów mioceny).

Utwory paleogenu i neogenu leżą na ogół poziomo. Są jednak liczne wyjątki obejmujące osady o znacznych niekiedy miąższościach. Podział kenozoiku na fragmenty odznaczające się zbliżoną charakterystyką strukturalną, czyli piętra strukturalne (fig. 19), przeprowadzono stosownie do obecności w nich struktur o różnej wielkości. Uwzględniono struktury:

- pierwszego rzędu – mierzące kilkadziesiąt kilometrów długości i ponad 100 m głębokości, np. glaciepresja Gorzów–Zamęcin;
- drugiego rzędu – długie na kilka–kilkanaście kilometrów i głębokie do 100 i więcej metrów, np. niecka Drezdenka wschodnia;
- trzeciego rzędu – o amplitudzie kilkudziesięciu i promieniu kilkudziesięciu–kilkuset metrów rozproszone na badanym obszarze, w szczególności na pograniczu osadów czwartorzędowych i skał podłoża, a także stanowiące podstawowe strukturalne tworzywo wypełnień niecek, depresji i elewacji glacitektonicznych.

Pominięte zostały zarówno struktury drobne, jak i mikrostruktury.

Spagową część kenozoiku reprezentują utwory oligocenu i miocenu, zazwyczaj leżące horyzontalnie. Miejscami można się spodziewać niewielkich ugięć warstw nad strukturami solnymi oraz intensywniejszych zaburzeń w strefach towarzyszących nielicznym uskokom wywodzącym się z mezozoicznego podłoża i kontynuującym w nadkładzie. W analogicznych utworach w południowo-zachodniej części Polski Brodzikowski (1982) wykazał obecność licznych zaburzeń związanych z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (diapirów, pograżów, zafałdowań, struktur kropłowych) oraz fałdów, diapirów, struktur budinażopodobnych, z płynięcia. Chociaż dotąd na badanym obszarze struktur tego typu nie napotkano, ich występowanie jest tu wysoce prawdopodobne, a pozorna nieobecność może wynikać z niedostatecznej ilości i czytelności profili wiertniczych.

Mianem paleogeńsko-miocenijskiego piętra strukturalnego (fig. 19) objęto zespół osadów zajmujący pozycję spagową wśród utworów kenozoicznych, odznaczający się w przybliżeniu horyzontalnym położeniem warstw, obecnością wąskich stref zaburzonych powiązanych z przebiegiem reaktywowanych w kenozoiku starszych stref uskokowych z podłoża i ewentualną obecnością struktur zaburzonych o genezie sedymentacyjnej i diagenetycznej.

W rdzeniach wielu otworów wiertniczych skały oligocenu i miocenu są jednak w różny sposób zaburzone – wyruszone ze swego pierwotnego horyzontalnego położenia. Przekonują o tym zarówno obserwacje bezpośrednie, jak również konsekwencje zaburzeń widoczne w budowie geologicznej. W rdzeniach i odsłonięciach można obserwować nachylenie pierwotnie horyzontalnych powierzchni sedymentacyjnych i obecność drobnych struktur tektonicznych (fałdów, uskoków). Do informacji pośrednich należą powszechnie obserwowane zjawiska bliskiego geograficznie zróżnicowania hipsometrycznego wybranych, precyzyjnie zdefiniowanych powierzchni sedymentacyjnych (np. granicy węgla środkowopolskich i ogniwa ilów szarych formacji

poznańskiej). Podobną interpretacyjnie rolę pełnią raptowne, znaczne zmiany miąższości dobrze zdefiniowanej jednostki litostratygraficznej w sąsiednich profilach (np. miąższości utworów oligocenu sięgają w Gorzowie Wielkopolskim 164 m, podczas gdy realna miąższość w okolicy wynosi 40–50 m – Kozłowska, 1982). Wnioski o glacitektonicznych powtórzeniach, złuskwaniach i przełażdowaniach wynikają także ze szczegółowej analizy litologii i litostratygrafii utworów paleogenu i neogenu. Sytuacje takie napotkano wielokrotnie, np. w otworze Sarni Las (fig. 7) ponad regionalnie uzasadnionym następstwem litostratygraficznym, charakterystycznym dla oligocenu i wczesnego miocenu, pojawiają się pakiety osadów, których miąższość i litologia wskazują, że znajdują się na wtórnym złożu. W sposób przekonywujący intensywność zaburzeń dokumentuje obecność jednoznacznie stratygraficznie interpretowanych utworów na przemian paleogeńskich i miocenijskich (np. węgla brunatnych) oraz plejstocenijskich (np. glin lodowcowych). Spośród licznych przykładów tego rodzaju można przywołać profile otworów Janczewo (fig. 17) lub Drezdenko 52. Znacznie trudniejszy przypadek to taki, gdy w budowie profilu występują utwory o nie tak jednoznacznej proveniencji. Za przykład może posłużyć profil otworu Kamień (fig. 5), w którym utwory – zapewne miocenijskie – reprezentowane są przez pakiety piasków kwarcowo-łyszczkowych, a plejstocenijskie – przez podobne piaski bez łyszczków. Interpretacja takich profili jest zawsze dyskusyjna i podważalna. W przytoczonym przykładzie sytuację wyjaśniły cienkie poziomy żwirów i gładzików (m.in. północnych), których obecność rozstrzygnęła dylemat ich geologicznej pozycji.

Rozstrzygnięcie w zakresie interpretacji zaburzonych profili przynoszą także badania stratygraficzne. Przykładem może być wspomniany powyżej profil otworu Kamień, w którym udokumentowano (Ślodka, 2000b) obecność utworów miocenu środkowego, bezpośrednio powyżej skał oligocenijskich i powtórnie wśród osadów o cechach obcych tej części miocenijskiego profilu.

Mimo wspomnianych wielu sposobów identyfikacji stratygraficznej nie brakuje profili, w których skutki takiej interpretacji, czyli obraz tektoniczny budzić będzie wątpliwości. Dobrego przykładu dostarcza profil otworu Zwierzyn 2 (Trela, 1997a, b). Pod gliną złodowacenia odry przewiercono tam miąższy zespół skał klastycznych, z których część stanowią utwory wodnolodowcowe, ale większość – kry glacialne, łącznej miąższości około 70 m (fig. 7). Tworzywo kier jest makroskopowo identyczne jak osadów oligocenijskich, a zespół minerałów ciężkich z dominującymi amfibolami sugeruje związek z plejstocenem. Na dodatek kry we wspomnianym profilu stanowią jedyną reprezentację dwu południowopolskich poziomów glacialnych.

Miąższość utworów oligocenu i miocenu na analizowanym obszarze jest bardzo zmienna i wynosi od 0 (Deszczno) do około 240 m (rejon Lubna; fig. 2), kompensując się z miąższościami osadów plejstocenijskich i holocenijskich. Brak jest przesłanek by sądzić, że miąższość ta mogłaby być pierwotnie silnie zróżnicowana, jak również, że redukcja miąższości jest spowodowana erozyjnymi procesami postse-

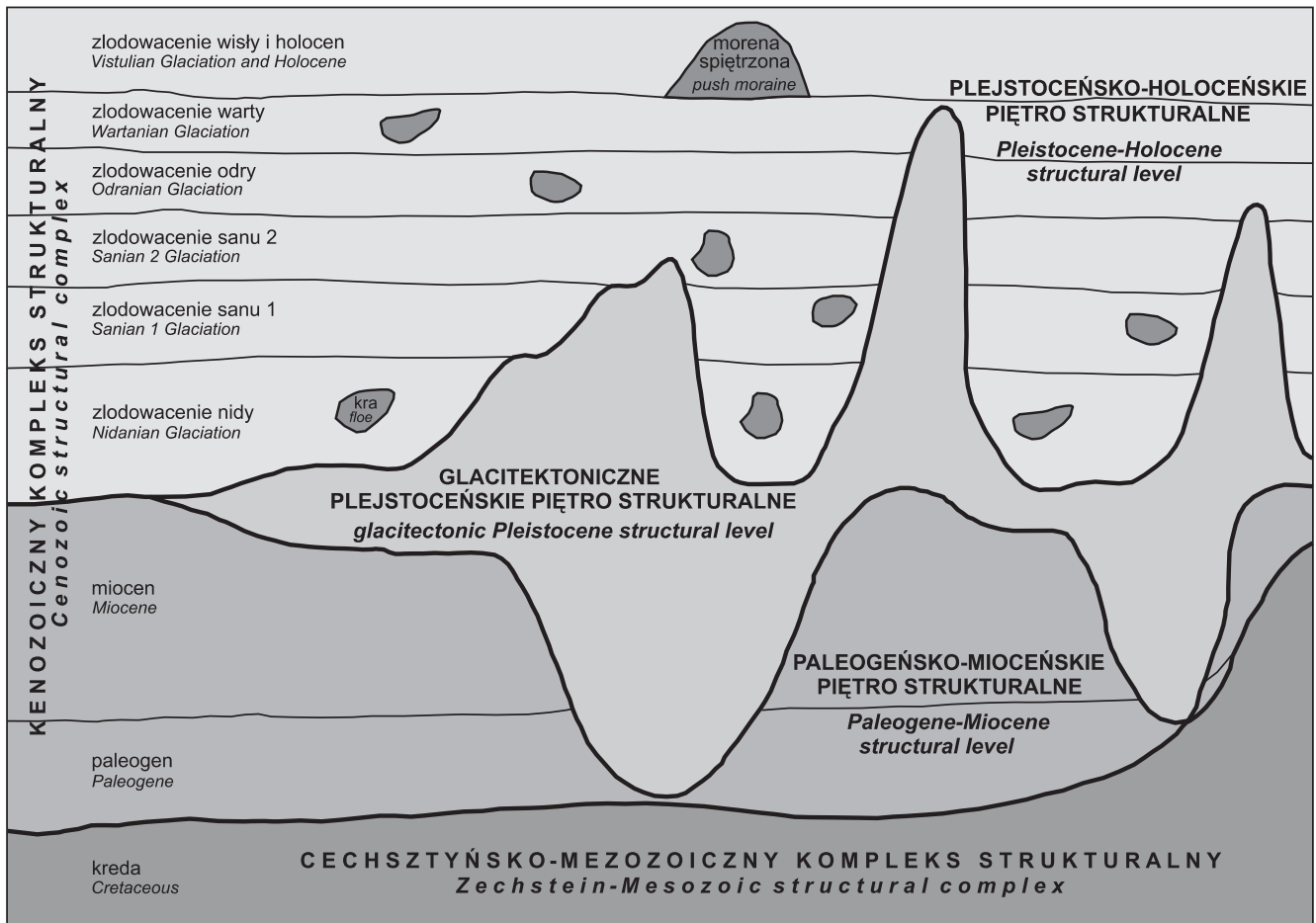


Fig. 19. Kenozoiczny kompleks strukturalny

The Cenozoic structural complex

dymencyjnymi. Uzasadnieniem zmiennej miąższości są prawdopodobnie procesy postsedymencyjne, odpowiedzialne za całość deformacji paleogeńsko-miocenckiego piętra strukturalnego, których przejawy, badane różnymi metodami, przedstawiono powyżej. Należy dodać, że różnorodne przejawy zaburzeń i deformacji skał kenozoicznych, plejstocenckich są w profilach badanego obszaru pospolite. Do rzadkości należą takie, w których nie stwierdza się deformacji. Jednocześnie stopień zaburzeń rośnie ku stropowi profilu oligocenu i miocenu – ku kontaktowi ze skałami plejstocenckimi (fig. 13). Poza obszarami, gdzie stanowią bezpośrednie podłoże czwartorzędu, utwory oligocenckie prezentują jednak na ogół konsekwentne następstwo warstw i jednostek litostratygraficznych charakterystyczne dla profilu regionalnego. Odstępstwa od tej reguły są rzadko obserwowane i dotyczą elewowanych obszarów kredy położonych na północnych (Salwa, 1999a, b) i zachodnich (Kozłowska, 1982) peryferiach badanego obszaru.

Poza terenami głębokich depresji powierzchni spągowej czwartorzędu, osady plejstocenckie leżą na utworach miocenu. Na takich obszarach stopień deformacji rośnie ku stropo-

wi profilu skał miocenckich. Powyżej utworów formacji krajeńskiej większość profili wykazuje obecność znacznych nachyleń warstw, pojawiają się problemy z korelacją osadów, zmienność miąższości i hipsometrii spągu oraz stropu jednostek litostratygraficznych. Cechy te stają się powszechne w stropie neogenu, w odniesieniu do ilów formacji poznańskiej i węgla środkowopolskich. Praktycznie, wszystkie profile z tymi utworami wykazują allochtonizm przewierconych skał wywołany postdepozycyjnym zdeformowaniem i glacitektonicznym transportem.

Prócz zagłębień, powierzchnia spągowa plejstocenu odwzorowuje liczne, choć na ogół połogie elewacje (Zagaje–Osiek, Pelczyc) (fig. 15). Nie dotyczy to elewacji Gorzowa obfitującej w strome, wysokie (ponad 50 m), małoobszarowe wyciśnięcia glacitektoniczne (Lubno, okolice Gorzowa), zbudowane z zaburzonych utworów miocenckich.

Powierzchnia paleogeńsko-miocenckiego piętra strukturalnego obfituje w różnej wielkości struktury depresyjne, wypełnione zaburzonymi osadami oligocenu, miocenu i plejstocenu znajdującymi się na wtórnym złożu. Śladami tych zaburzeń są: obecność warstw nachylonych, anormalne



miąższości, „niewłaściwe” rzędne położenia, inwersje stratygraficzne i obecność uskoków. Strukturom depresyjnym towarzyszą strefy wycisnień, wnikające wysoko w utwory plejstoceny (po osady glacialne zlodowacenia wisły), zbudowane zazwyczaj z utworów mioceńskich. Zarówno skały wypełniające depresje, jak i tworzące struktury pozytywne odznaczają się powszechną obecnością struktur łuskowych i fałdowych. W tego samego typu struktury zorganizowane są osady stropowych kilkunastu–kilkudziesięciu metrów miocenu, położone między depresjami i elewacjami. Utwory złuskowane i sfałdowane występujące na pograniczu miocenu i plejstocenu oraz budujące wnętrza depresji i elewacji, obejmuje się wspólnym mianem glacitektonicznego plejstocenu (fig. 19).

Rozległe obszary ponad powierzchnią glacitektonicznego plejstocenu zajmuje pokrywa skał plejstocenu i holocenu. Poza lokalnie występującymi przypadkami zaburzeń sedymentacyjnych związanych z osuwiskami i sfluwami, morenami spiętrzonymi (zapewne w znikomej części dotąd ujawnionymi), warstwy leżą tu poziomo. Szeroko rozprzestrzenionym osadom glacialnym towarzyszą relatywnie wąskie i niegłębokie strefy utworów rzecznych oraz głębokie i mięzsze wypełnienia rynien lodowcowych. W obrębie utworów glacialnych pospolicie występują kry, tym liczniejsze, im w starszych plejstocennych osadach są

obecne. Osady plejstocenne i holocenne, głównie glacialne i fluwioglacialne oraz aluwia dolin rzecznych zalegające poziomo, włącza się do plejstoceno-holocennego piętra strukturalnego (fig. 19).

Skały kenozoiczne tworzą więc na badanym obszarze trzy piętra strukturalne (fig. 19):

- paleogeńsko-miocenne – obejmujące niezaburzone skały oligocenu i miocenu,
- glacitektoniczne, plejstocenne – obejmujące osady paleogenu, neogenu i plejstocenu glacitektonicznie złuskowane i sfałdowane w plejstocenie, występujące głównie w glacielewacjach,
- plejstoceno-holocenne – obejmujące spokojnie leżące utwory plejstocennych zlodowaceń (lokalnie z krami i morenami spiętrzonymi), interglacialów oraz holocenu.

Wszystkie trzy piętra tworzą łącznie kenozoiczny kompleks strukturalny, który charakteryzuje się zróżnicowaną obfitością, rozległością, głębokością i urozmaiceniem struktur. Kontrastuje pod tymi względami z cechsztyńsko-mezozoicznym kompleksem strukturalnym odznaczającym się monotonią budowy wewnętrznej i względnym ubóstwem strukturalnym. Okazuje się więc, że w okresie ostatnich około 65 milionów lat największe piętno na budowie geologicznej osadów kenozoiku, przynajmniej na badanym obszarze, odcisnęły siły wywodzące się z powierzchni ziemi.

## ZARYS ROZWOJU OSADÓW I STRUKTUR KENOZOIKU

### PALEOCEN – POGRANICZE EOCENU I OLIGOCENU

Kenozoiczna historia bloku Gorzowa (fig. 3, 11), a w jego obrębie jednostki Drezdenka (Dadlez, 1974, 1979), rozpoczęła się ruchami laramijskimi, które przerwały późnokredową sedymentację morską (Dadlez, Marek, 1974; Dadlez, 1979, 1980, 1997) i spowodowały lukę sedymentacyjną, trwającą na badanym obszarze do późnego eocenu. W jej trakcie stopniowo słabła aktywność tektoniczna kształtująca plan strukturalny jednostek laramijskich. Do głównych elementów tego planu należała obniżająca się struktura niecki szczecińskiej na północy i stosunkowo sztywny element bloku Gorzowa z jednostką Drezdenka na południu, rozgraniczone w głębokim podłożu strefą dyslokacyjną Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły (Dadlez, 1979). Laramijskie nierównomierne wypiętrzanie, silne na północy słabnące ku południowi, uruchomiło procesy denudacyjne, których aktywność spowodowała usuwanie z obszaru jednostki Drezdenka utworów mastrychtu i kampanu. W efekcie ku południowi bloku Gorzowa i jednostki Drezdenka odsłaniają się osady coraz starszych poziomów górnej kredy.

Regionalna aktywność tektoniczna zakłócana była przez czynniki lokalne. Najważniejszym z nich były wywołane głównym układem laramijskich naprężeń, ale modyfikowane lokalnymi strukturami, ruchy soli zachodzące w obrębie już istniejących poduszek i grzebieni solnych rozwiniętych wzdłuż strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły,

a także w obrębie jednostki Drezdenka (np. poduszka solna Pełczyc; Dadlez, 1979; Kurzawa, 2004).

Ruch soli, w obrębie wspomnianych struktur solnych, prowadził do wypiętrzenia położonych nad nimi obszarów. Tym samym aktywizował na nich procesy denudacyjne i doprowadził do sytuacji, w której położone nad strukturami solnymi okolice Choszczna, Pławna, Radęcina, Huty Szklanej zbudowane są z wyspowo występujących utworów kampanu, otoczonych skałami dolnego mastrychtu. Te lokalne ruchy wypiętrzące aktywne w paleocenie i eocenie, mierzone miąższością utworów dolnego mastrychtu, towarzyszących „wyspom” kampańskim, można szacować na 100–150 m.

Procesy tektoniczne wypiętrzące były kompensowane denudacją. Na skutek nadażania denudacji za wypiętrzeniem, obszar nie osiągał znaczących deniwelacji. Przeciwnie – odznaczał się słabym zróżnicowaniem hipsometrycznym, płytkimi rozcięciami, długimi stokami pokrytymi płaszczem łatwej do mechanicznego usunięcia i chemicznego rozpuszczenia zwietrzliny. Obraz hipsometryczny powierzchni skał kredowych był więc we wczesnym paleoecie odmienny od obecnego (fig. 12 i 13). W szczególności nie istniał jeszcze wówczas, tak obecnie wyraźny, grzbiet powierzchni kredowej, biegnący nad głęboką strefą dyslokacyjną Pyrzyce–Krzyż.

Z powodu braku istotnego zróżnicowania hipsometrycznego powierzchni skał kredowych u schyłku eocenu, brak

jest w spągu transgresywnych osadów paleogeńskich, grubszych frakcji niszczonej skał węglanowych podłoża. Jeśli już pojawiają się żwiry, to należą one do grupy trwałych skał krzemionkowych pochodzących z reziduiów denudowanej kredy i mają charakter żwirów drobnych. Nie tworzą grubszych kompleksów, a przeciwnie, występują tylko w postaci wzbogacenia spągowej warstwy piasków formacji mosińskiej dolnej i niewielkiej domieszki w wyższych jej partiach.

#### WCZESNY OLIGOCEN I POCZĄTEK PÓŹNEGO OLIGOCENU

Jak wynika z analizy profili paleogeńskich, na utworach kredy jako pierwsze leżą piaszczyste i piaszczysto-mułkowe osady glaukonitowe z ubogą domieszką ziarn psefitowych (formacja mosińska dolna – fig. 4, 5–8, 10, 20–23<sup>1</sup>), świadczące o spokojnej transgresji na rozległych, słabo zróżnicowanych hipsometrycznie obszarach centralnej i północnej Polski (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987; Piwocki, 2004). Na badanym obszarze, we wczesnym oligocenie ustalili się przebieg linii brzegowej, obecnie wyrażonej granicą między formacją rupelską, reprezentowaną przez morskie ropy i mułki z fauną (fig. 4, 6, 7, 10, 20–25) oraz formacją czempińską (fig. 4–6, 8, 10, 20, 22–25) gromadzącą osady z pogranicza łąd i morza – deltowe, lagun nadmorskich i równin aluwialnych. Badania biostratygraficzne (Gaździcka, 1994, 1997, 1999) dowodzą, że sedymentacja wspomnianych powyżej osadów odbywała się w czasie 21 i 22 doby nanoplanktonowej (fig. 10) obejmującej pogranicze eocenu i oligocenu oraz wczesny oligocen. Sedymentację tę wieńczą cienkie soczewy glaukonitowych piasków drobnoziarnistych i mułków (formacja mosińska górna – fig. 4, 5, 8, 9, 20, 22–25) przykrywających ropy formacji rupelskiej i łądowe utwory formacji czempińskiej. Są one interpretowane, jako przejaw epizodu transgresywnego rozszerzającego wpływy morskie na obszary zdominowane dotąd przez środowiska łądowe. Utwory te kończą sedymentację pierwszego i ostatniego w kenozoiku kompleksu osadowego, o tak wyraźnym morskim charakterze.

Zarysowany obraz stratygrafii skał paleogeńskich odpowiada schematowi przedstawionemu przez Piwockiego i Olkowicz-Paprocką (1987). Zyskał on jednak na wiarygodności dzięki wynikom badań nanoplanktonowych, które pozwoliły na precyzyjniejszą korelację oraz uzasadniły interpretację przebiegu strefy brzegowej we wczesnym oligocenie. Sedymentację paleogeńską kończą drobnopiaszczysto-mułkowe utwory, nazwane utworami stropowymi (fig. 4, 20, 22–25), powiązane ciągłymi przejściami z formacją mosińską górną i czempińską, które z powoduskromnych danych są trudne do jednoznacznej interpretacji środowiskowej. Oligocenijskie utwory stropowe zaczęły się tworzyć zapewne jeszcze we wczesnym oligocenie, a koniec ich sedymentacji nastąpił w późnym oligocenie.

#### SCHYLEK PALEOGENU

Między utworami oligocenu i miocenu (fig. 10) nie ma na badanym obszarze ciągłości (Dyjur, 1970). Jednocześnie nie obserwuje się redukcji w stropie profili oligocenu, ani wzbogacenia spągu utworów neogeńskich w materiał kredowy. Dowodzi to niewielkich skutków późnooligocenijskiej denudacji i sugeruje, że okres schyłku paleogenu charakteryzował się raczej brakiem depozycji niż rozwojem na większą skalę procesów niszczących. Można wnioskować, że badany obszar u schyłku oligocenu opanowały środowiska niskoenergetyczne, a ich uzasadnieniem był niski poziom aktywności tektonicznej podłoża. Nie z tym więc okresem należy wiązać zróżnicowanie hipsometryczne górnokredowej powierzchni. Dopiero pogranicze epok oligocenu i miocenu przyniosło uaktywnienie procesów tektonicznych. W ich efekcie badany obszar stał się miejscem depozycji materiału klastycznego formacji gorzowskiej.

#### WCZESNY MIOCEN I POCZĄTEK MIOCENU ŚRODKOWEGO

Łukę stratygraficzną obejmującą schyłek późnego oligocenu i tożsamą lukę sedymentacyjną (fig. 4, 10) zamykają piaski formacji gorzowskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Utwory formacji gorzowskiej są powszechnie obecne (fig. 4, 5–8, 10, 21–25), wykazują zbliżone miąższości i reprezentowane są przez profile piaszczyste od drobno- do różnoziarnistych. Znaczna miąższość, obecność grubszych frakcji i przejawów redepozycji przemawia za sedymentacją w warunkach stałej subsydencji w środowiskach średnio- i wysokoenergetycznych.

Okres dolnego miocenu kończy szeroko rozprzestrzeniona piaszczysto-mułkowo-ilasto-węglowa, łądowa formacja krajeńska (fig. 4, 5–8, 10, 20–25). Strop tej formacji (fig. 10) przekracza już granicę dolnego i środkowego miocenu (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). U progu środkowego miocenu depozycja fitogeniczna ustępuje ponownie miejsca osadom mineralnym, reprezentowanym przez sekwencje piaszczysto-mułkowe formacji adamowskiej (fig. 4–6, 8, 22–25). Utwory tej formacji stanowią podłoże dla, powszechnie występujących w profilach, węgla środkowopolskich (pokład Henryk – Dyjur, 1992, 1994), które rozpoczynają formację ropy poznańskich (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Piwocki i in., 2004).

Najmłodszymi osadami neogeńskimi są na badanym obszarze ropy reprezentujące starsze partie formacji poznańskiej (fig. 4–6, 8, 10, 20, 22–25), która nie osiągnęła tu większych pierwotnych miąższości. Profil neogenu wieńczy cienki obecnie i pierwotnie pakiet skał ilastych, rozwinięty na węglach środkowopolskich stanowiący dolny fragment profilu ropy formacji

<sup>1</sup> Figury 20–24 znajdują się na końcu książki pod opaską

poznajskiej. Zbiornik tej formacji zajmował obszar od Trzcianki na północnym wschodzie po Dobiegniew i Santok na zachodzie oraz Skwierzynę na południu.<sup>1</sup>

Na północ i zachód od tak zarysowanej linii brak jest świadectw sedymentacji utworów ilastych formacji poznajskiej. Można przypuszczać, że zbiornikowi ze spokojną, zawiesinową sedymentacją ilastą musiały towarzyszyć szerokie, połogie, słabo zróżnicowane hipsometrycznie, prawdopodobnie bagniste obszary, zdominowane przez sedymentację fitogeniczno-mineralną. Docierały do nich ujścia rzek dostarczające do zbiornika koloidalny i zawiesinowy materiał. Być może, śladem takich dolin są linijskie ukształtowane depresje w stropie osadów neogeńskich, w tym zwłaszcza Warty, Gorzowa–Zamęcina, Gorzowa–Karska. Stopniowe zamieranie sedymentacji w zbiorniku iłów poznajskich zakończone w jego centrum na przełomie miocenu i pliocenu (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997), a na badanym obszarze zapewne wcześniej, zaowocowało rozwojem torfowisk. Powstawały zarówno w obrębie spływającego się zbiornika, jak i na jego obrzeżach, oraz w dolinach zasilających niegdyś zbiornik, a u schyłku miocenu martwych już dopływów. Osady tego typu nie zostały dotąd odkryte na badanym obszarze.

Zamykanie rozległego zbiornika iłów formacji poznajskiej w centralnej Polsce wymagało generalnej przebudowy regionalnej aktywności tektonicznej. Dotychczasowa subsydencja ustąpić musiała dźwiganiu. Z tym etapem przebudowy układu naprężeń litosfery można wiązać uaktywnienie struktur solnych (m. in. w strefie Pyrzyce–Krzyż) i tworzenie tam grzbietu wzniesionych skał kredowych.

#### SCHYLEK NEOGENU I WCZESNY PLEJSTOCEN

Luka stratygraficzna, między najmłodszymi utworami neogenu i najstarszymi plejstocenu, obejmuje na badanym obszarze większą część środkowego, cały późny miocen, pliocen i przeważającą część plejstocenu aż po zlodowacenie nidy (fig. 10). Luka sedymentacyjna zdaje się być mniejsza, gdyż depozycja iłów formacji poznajskiej trwała zapewne dłużej i pierwotne profile były bardziej mięszsze, niż ich fragmenty dzisiaj napotykanne. Obejmowała jednak przynajmniej część miocenu górnego, pliocenu i starszy fragment plejstocenu. W skali czasowej jest to około 13–14 milionów lat. Nie udało się dotąd wskazać osadów, ani udowodnić aktywności procesów (np. erozyjnych), które można by z tym okresem wiązać. Ponieważ brak śladów aktywności procesów erozyjnych i akumulacyjnych, w tak długim okresie czasu, jest trudny do przyjęcia, odpowiedzialnością za ich nieobecność należy obciążyć destrukcyjną działalność plejstocenijskich lądolodów, ze szczególnym uwzględnie-

niem najstarszego z nich. To prawdopodobnie ich działalność przekształciła podłoże tak, że nieczytelna stała się rzeźba sprzed zlodowaceń i usunięta została większość górnoneogeńskich osadów środowisk lądowych, które w tym okresie musiały się wykształcić.

W okresie luki sedymentacyjnej z przełomu neogenu i plejstocenu poprzedzającej awans najstarszego lądolodu, jak również zapewne wcześniej – w paleogenu i neogenu, dochodziło w następstwie ruchów tektonicznych stanowiących echa aktywności tektonicznej w Karpatach, zapadlisku przedkarpacim, na Wyżynie Środkowopolskiej, w rejonie Bełchatowa, tworzących rowy tektoniczne w Wielkopolsce (Baraniecka, 1971, 1975; Ciuk, 1980; Dąbrowski, 1980; Deczkowski, Gajewska, 1980), do konsolidacji luźnych skał. Przejawiło się to stopniowym odwodnieniem, kompaktacją osadów, a także powstawaniem struktur charakterystycznych dla układów o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym – drobno- i średnioskalowych uskoków, pogrązków i zafałdowań (Dżułyński, 1966; Brodzikowski, 1982). W wyniku tych procesów skały paleogeńskie i neogeńskie, na ogół niestabilne i niewytrzymałe, stopniowo się konsolidowały. Konsolidacja ta była zapoczątkowana w momencie transgresji najstarszego lądolodu.

#### ZLADOWACENIE NIDY

Transgresja najstarszego na analizowanym terenie lądolodu objęła obszar stosunkowo słabo urozmaicony hipsometrycznie, o odziedziczonym po późnym miocenie i pliocenie generalnym nachyleniu ku południowi, w stronę wypełnionego zbiornika iłów poznajskich. Na obrzeżach dawnego zbiornika i w dolinach jego dopływów odsłaniały się utwory fitogeniczno-mineralne, ku centrum przykrywające coraz bardziej mięszsze, kilku-, kilkunasto- i kilkudziesięciometrowe profile iłów formacji poznajskiej z osadami fitogenicznymi w spągu (węgle środkowopolskie). Ten kompleks osadów podścielały piaski, mułki i ły liczące do 30 m mięszkości formacji adamowskiej, a także kompleks węgla brunatnych, mułków i iłów węglistych formacji krajeńskiej. Niżej w profilu występowały piaski formacji czempińskiej i gorzowskiej. Na północ od Drezdenka i Santoka oraz na zachód od Skwierzyny, w podłożu neogenu obecny był kilkudziesięciometrowej mięszkości kompleks ilasty formacji rupelskiej. Wszystkie te horyzontalnie leżące utwory (fig. 10) tworzyły rodzaj tortu, którego nośną konstrukcję budowały utwory piaszczyste formacji mosińskiej dolnej i górnej, czempińskiej, gorzowskiej, adamowskiej, miękkie masy zaś tworzyły ły rupelskie na zachodzie i północy oraz organogeniczne utwory formacji krajeńskiej, węgle środkowopolskie oraz ły poznajskie na niemal całym badanym obszarze.

<sup>1</sup> Jeziorny charakter sedymentacji iłów formacji poznajskiej jest obecnie kwestionowany (Piwocki i in., 2004) na rzecz koncepcji aluwialnego pochodzenia tych osadów. Autor ma wątpliwości dotyczące powstania na rozległym obszarze osadów rzecznych ponad 100-metrowej mięszkości, reprezentowanych niemal wyłącznie przez facje równi aluwialnych. Dlatego do czasu uzyskania przekonujących wyników badań sedymentologicznych, pozostaje przy dotychczasowym poglądzie o zbiornikowej genezie formacji poznajskiej.



Rozwój lądolodu nordyckiego przyniósł obciążenia statyczne i dynamiczne, jakim utwory paleogenu i neogenu nie mogły sprostać. Awansujący lądolód natknął się na północy analizowanego obszaru na aktywny w podłożu ciąg struktur solnych, rozwiniętych wzdłuż strefy dyslokacyjnej Pырzyce–Krzyż (Dadlez, 1997; Marek, 1997; Znosko, 1998). Obciążenie lądolodem uruchomiło ruch soli i wypiętrzenie obszaru w obrębie strefy dyslokacyjnej. Powstała hipsometrycznie zróżnicowana bariera blokująca ruch lądolodu ku południowi i powodująca jego spiętrzenie. Być może to właśnie z tym okresem można wiązać część efektu hipsometrycznego dźwignia kredowego grzbietu w północnej części badanego obszaru (fig. 11, 12), dzięki czemu doszło do spowolnienia lub na pewien czas zatrzymania ruchu lodu. Zgromadziwszy odpowiedni zasób energii, lądolód pokonał poprzeczną przeszkodę, korzystając najpierw z przełęczki w nierównomiernie wznoszonym przedpołu, między poduskami solnymi Pławna, Choszczna i Chłopowa. Wymusiło to lobowy charakter dalszej transgresji. Loby natrafiły na swej drodze na kopalne doliny rzeczne z okresu sedymentacji formacji poznańskiej, wypełnione osadami fitogeniczno-mineralnymi, zorientowane północ–południe, a więc generalnie zgodnie z kierunkiem transgresji. Śladami tych dolin mogą być obecne depresje glaciektoniczne Gorzów–Zamecin i Gorzów–Karsko. Nawet niewielkie obciążenie cienkim, w strefie czołowej lobu, lodem spowodowało wyciskanie, fałdowanie, złuszkowanie najpierw przypowierzchniowych partii węgla środkowopolskich, a następnie wraz ze wzrostem miąższości lodu i tym samym obciążenia, deformacji w głębszym podłożu. Wreszcie w całym paleogeńsko-neogeńskim kompleksie doszło do powstania cylindrycznych powierzchni ściec (Rotnicki, 1974, 1976c; Jaroszewski, 1991, 1994), wzdłuż których utwory już częściowo zaburzone i jeszcze dotąd stabilne, były łuskowane, nasuwane na siebie (fig. 21–24) i wreszcie pobierane przez aktywną stopę lądolodu i transportowane dalej ku południowi. Stąd tak znaczna ilość kier skał neogeńskich, paleogeńskich i kredowych w utworach glacialnych zwłaszcza zlodowacenia nidy, na południe od równoleżnikowej strefy wyniesionej Pырzyce–Krzyż (fig. 7 – profile

Nadarzyn, Zwierzyń 2, Krzęcin 3). Działalność zaburzająca lobu, który złobił depresje Gorzów–Zamecin, Gorzów–Karsko (fig. 15, 16), mogła być szczególnie efektywna także dlatego, że jego awans, po pokonaniu bariery Pырzyce–Krzyż, miał zapewne charakter szarzy wywołanej ukształtowaniem podłoża lądolodu oraz geologią samej bariery, w której oprócz ruchu soli mogło dojść do przemieszczeń ku powierzchni gazowych węglowodorów cechsztyńskich (Piotrowski, 2002; Kurzawa, 2004) lub dolnojurajskich wód gorących. Jedne i drugie stanowiły obfite i wydajne źródło znacznych ilości ciepła, zdolnego ogrzać stopę lądolodu, wywołać zerwanie jezora i szybki awans.<sup>1</sup>

Obydwa loby połączyły się pod Gorzowem Wielkopolskim i usunęły utwory neogenu i częściowo paleogenu z obszaru na południe od miasta, tworząc najrozleglejszą i najgłębszą na analizowanym obszarze nieckę Deszczna w depresji Warty. Działalności niszczącej szarżujących lobów lodowcowych dokonywał miejscami lód „wygłodzony”, ubogi w materiał lodowcowy. Lód ten pobierał i transportował materiał, głównie z podłoża. Gdziekolwiek w spagu plejstocenu zachowały się takie gliny lodowcowe „neogeńskie”, zbudowane niemal wyłącznie z materiału mioceniowego, w których tylko nieliczne drobne żwiry skał skandynawskich lub spektrum minerałów ciężkich dowodzą, że osad jest gliną lodowcową (np. Wełmin). Na większości obszaru skandynawski materiał lodowcowy dopływał do tworzących się depresji, synsedymencyjnie je wypełniając i biorąc udział w budowie łusek, stanowiących podstawowe struktury glaciodepresji i glacielewacji. Powstawał najbardziej miąższy w plejstocenie analizowanego obszaru poziom glin lodowcowych (GI) przekraczający miejscami 90 m (Sarbiewo, Siedlice, Strzelce Krajeńskie, Ogardy – fig. 7).

Poza głównymi, południkowymi depresjami związanymi z lobowym charakterem transgresji najstarszego lądolodu, powszechnie spotyka się na badanym obszarze izolowane formy depresyjne niemal równie głębokie, ale zajmujące mniejsze obszary (fig. 15, 16 oraz podobne elewacje). Interpretacja tego rodzaju form jest trudna. Możliwe do zastosowania są dwa modele.

<sup>1</sup> Na kenozoiczną aktywność halokinetyczną struktur solnych, na analizowanym obszarze i w jego sąsiedztwie, zwracano uwagę już od pewnego czasu. Spójną, uzasadnioną geologicznie, mechanicznie i chemicznie koncepcję oddziaływania lądolodów na podłoża zawierające ciała solne stworzyli Piotrowski (1991, 1999, 2002), Markiewicz (1995, 1999, 2003), Kurzawa (1999, 2000, 2004), Markiewicz, Piotrowski (1999), Markiewicz, Kraiński (2002). Zgodnie z tą koncepcją relacje lądolód/ruchy soli przesądzałyby w plejstocenie o wybitnej aktywności podłoża. Jego ruchy pionowe stymulowałyby ruch lobów i w efekcie decydowały o rozprzestrzenieniu osadów glacialnych, fluwioglacjalnych i zastoiskowych różnych lądolodów. Tym samym aktywność podłoża plejstocenu w istotny sposób kontrolowałaby całość budowy geologicznej kenozoiku analizowanego obszaru. Atrakcyjność tej teorii modyfikują wyniki badań nad halokinezą struktur solnych Niemiec, zgodnie z którymi ruch soli nie zachodzi spontanicznie, wymaga znacznych naprężeń w reżimie tensyjnym wywołanych tektoniką dysjunktywną podłoża kompleksu solnego (Kockel, 2003). Rozmiary wpływu wzrostu struktur solnych na sedymentację glacialną w plejstocenie ograniczają także obliczenia tempa ruchu dźwigającego. Według różnych źródeł (por. Jaroszewski, 1994) struktury solne rosną maksymalnie 3–4 mm/rok, średnio 1 mm/rok. Jeśli faza zlodowacenia trwałaby, jak leszczyńska czy poznańska zlodowacenia wisły, około 2000 lat (Kozarski, 1995), to efekty morfologiczne wzrostu struktur solnych przy założeniu maksymalnego tempa wzrostu wyniosłyby 8 m, a średniego tempa 2 m. Nie jest to wartość, która pozwalałaby aktywność struktur solnych docenić w aspekcie sedymentacji utworów lodowcowych i wodnolodowcowych, denudacji obszarów wznoszonych, czy stymulacji kierunków i stref transgresji lądolodów oraz ich lobów. Ponadto sól okazuje się znacznie mniej mobilna, niż sądzono. Według Kockela (2003) do jej uruchomienia niezbędna jest aktywność uskoku podłoża (może nie wystarczyć obciążenie lądolodem – Piotrowski, 1999). Wprawdzie Kurzawa (2004) wprowadza (za Baraniecką, 1975, 1995) do koncepcji ruchy tektoniczne działające w interglacjalach, ale póki taka działalność nie zostanie na badanym obszarze udowodniona nie może stanowić racjonalnego argumentu, a jedynie oczekiwane przypuszczenie. Tym bardziej kłopotliwe do uzasadnienia, że w interglacjalach z kolei brak jest lądolodu – katalizatora i sprawcy halokinetycznej destabilizacji. Autor wykorzystuje w tej pracy koncepcję stworzoną i rozbudowaną przez Piotrowskiego (1991, 1999, 2002), Markiewicza (1995, 1999, 2003), Kurzawę (1999, 2000, 2004), Markiewicza i Piotrowskiego (1999), Markiewicza i Kraińskiego (2002) ze wszystkimi powyżej wspomnianymi zastrzeżeniami.



Pierwszy odwołuje się do procesów podobnych, jak w modelu depresji, z silną glacitektoniczną destrukcją podłoża i sedymentacją glin lodowcowych. Brak tu jednak aktywności głębokiego podłoża, związanego z przemieszczeniami soli oraz ruchami wzdłuż głębokich stref dyslokacyjnych, brak barier i związanych z nimi spiętrzeń łądolodu. O lokalizacji struktur decydują ściśle lokalne warunki środowiskowe, w tym przede wszystkim budowa podplejstoczeńskiego podłoża i parametry łądolodu. Z punktu widzenia podatności na odkształcenia w odniesieniu do skał neogenu i paleogenu zasadnicze znaczenie ma obecność i miąższości utworów słabonośnych – fitogenicznych – w relacji do skał piaszczystych, lokalna wrażliwość tych ostatnich na upłynianie i zniszczenie. Interferencja tych czynników w przypadku lokalnych parametrów niekorzystnych dla stabilności układu skalnego, mogła prowadzić do bardzo szybkich i głębokich lokalnych odkształceń. W ich efekcie powstały depresje wypełnione następnie materiałem lodowcowym.

Inny model genetyczny dla powstawania lokalnych struktur wiąże się z mechanizmem tworzenia głębokich rozcięć przez znajdujące się pod ciśnieniem wody subglacjalne, czyli z mechanizmem tworzenia rynien subglacjalnych (Studencki, 2002e). Niektóre z tych struktur wypełniały następnie gliny lodowcowe, inne zapełniane byłyby materiałem neogeńskim i paleogeńskim, wyciskany ze stoków rynny i jej bezpośredniego sąsiedztwa. Zasadniczą trudnością tego modelu jest wyjaśnienie powszechnego, bezpośredniego kontaktu glin lodowcowych ze skałami podłoża oraz obecności zaburzeń w stropie tych ostatnich. Jest bowiem cechą przypisaną środowisku tworzenia się rynien subglacjalnych obecność silnych oraz zróżnicowanych pod względem objętości i prędkości przepływów wód subglacjalnych w warunkach zmiennych ciśnień. W takiej sytuacji wody te, poza szczególnymi przypadkami, niemal zawsze są poważnie obciążone materiałem lodowcowym grubszych frakcji, składanym w dowolnym miejscu w momencie utraty siły transportowej, wywołanej np. zmianami ciśnień. Zatem na dnie formy rynnowej należałoby spodziewać się obecności nieregularnie wykształconej serii piaszczysto-żwirowej. Tymczasem na badanym obszarze, w obrębie form depresyjnych brak jest wyścielających ich dna wodnolodowcowych osadów grubszych frakcji.

Wobec zaburzeń obserwowanych w stropie skał podłoża depresji, pod zespołem glin lodowcowych, koncepcja rynnowej genezy obniżenia pozostaje zupełnie bezradna. Z powodu tych trudności wydaje się, że model glacitektoniczny znacznie lepiej i prościej tłumaczy i uzasadnia charakter budowy geologicznej analizowanego obszaru.

Lokalnym nieckom towarzyszą elewacje skał podplejstoczeńskiego podłoża, potwierdzając wniosek Ruszczyńskiej-Szenajch (1976) o genetycznym związku między tymi strukturami (np. fig. 22 – między Przysieką i Góreckiem i fig. 25). W budowie elewacji widocznych pod Gorzowem Wielkopolskim między Kijowem (Kijowo 1 – fig. 6) i Drezdenkiem (Drezdenko 55) oraz Międzychodem i Sierakowem, główną rolę odgrywają utwory paleogeńskie i neogeńskie. Oznaczają się one wychyleniem ławic z pierwotnego położenia (np. 60° w Kijowie 1, pionowe warstwy w Kawkach), wzro-

stem miąższości jednostek litostratygraficznych w elewacji, w porównaniu z miąższościami tej samej jednostki poza nią (oligocen w elewacjach pod Gorzowem Wielkopolskim), miejscami zaburzonym profilem litostratygraficznym, gdy ponad regularnym następstwem pojawiają się osady o cechach nie przystających do żadnej jednostki litostratygraficznej, albo przemiennie w profilu występujące osady tych samych jednostek litostratygraficznych (Sarni Las – miocen nierozdzielony – fig. 7, Kamień, Drezdenko – fig. 5). Z przedstawionej charakterystyki wynika, że czynnik twórczy dla depresji i elewacji lokalnych na omawianym obszarze był ten sam, a struktury te należy wiązać z aktywnością najstarszego – nidziańskiego łądolodu.

Z rozwojem łądolodu zlodowacenia nidy wiąże się również powstanie rynien subglacjalnych wypełnionych następnie materiałem wodnolodowcowym (Glinik – FgI; fig. 7). Podczas recesji łądolodu nidziańskiego powstały formy zbudowane z osadów wodnolodowcowych, a subglacjalnie utworzyły się głębokie rynny (np. równoleżnikowa rynna Deszczna głęboka na około 120 m, prześlędzona geoelektrycznie – Tkaczyk, 1991 – na długości około jednego kilometra). Rozcina ona całość glacialnych osadów zlodowacenia nidy i na kilkanaście metrów zagłębia się w osady kredowe. Zachowuje kierunek i występuje dokładnie w strefie dyslokacyjnej dolnej Warty, postulowanej przez Dadleza (1979).

Wytapiający się łądolód nidziański pozostawił liczne, zachowane i przewiercane obecnie fragmenty pokryw sandrowych (fig. 24 – między Pielicami i Długim). Powstało również wtedy, w miejscu zbliżonym do obecnej depresji Warty, rozległe obniżenie – zaczątek obecnej Kotliny Gorzowskiej.

Łądolód zlodowacenia nidy odegrał zasadniczą rolę w kształtowaniu obecnej budowy geologicznej kenozoiku. Zaktywizował tektonicznie jego mezozoiczne i paleozoiczne podłoża, sfałdował i złuskował osady glacitektonicznego plejstoczeńskiego piętra strukturalnego, wyegzarował głębokie depresje, utworzył wiele lokalnych form depresyjnych wypełnionych własnymi glinami i krami, zbudowanymi z osadów paleogenu i neogenu. Tak ukształtowane podłożo porzucił głębokimi rynnami i pokrył lokalnie grubymi sekwencjami zbiornikowymi – zastoiskowymi i wodnolodowcowymi. Osady zlodowacenia nidy konkurują na badanym obszarze pod względem miąższości, z utworami oligocenu i miocenu razem wziętymi. Oddziaływanie łądolodu nidziańskiego – skałotwórcze, sedymentacyjne i strukturalne było w kenozoiku największe.

#### MŁODSZE ZLADOWACENIA I INTERGLACJAŁY POŁUDNIOWOPOLSKIE

Poza sporadycznie nawiercanymi w stropie glin nidziańskich brukami, nie rozpoznano na analizowanym obszarze osadów, które mogłyby w sposób uzasadniony być związane z interglacjałem małopolskim. Intensywnie działały wtedy procesy niszczące i w niektórych wysoko położonych partiach wysoczyzn, o cienkiej pokrywie glacialnych osadów nidziańskich, doszło do odstonięcia przedplejstoczeńskiego

podłoża. W efekcie gliny zlodowacenia sanu 1 leżą często na różnych skałach miocenkich (fig. 21 – rejon Wojcieszyc – na formacji krajeńskiej; fig. 22 – rejon Welmina – na formacji adamowskiej; fig. 24 – rejon Modropola – na formacji adamowskiej). Umożliwiło to wyraźne wzbogacenie glin lodowcowych łądolodu sanu 1 w materiał neogeński i paleogeński, w postaci zarówno glacitektonicznie zaburzonych kier, jak również rozartego, drobnego materiału stanowiącego pigment osadów.

Łądolód sanu 1 nie wywarł już takiego piętna jak nidziański ani na krajobrazie, którego główne rysy nie uległy zasadniczemu przetworzeniu, ani na strukturze geologicznej podłoża. Tym niemniej skutki jego aktywności były znaczące. Chociaż na mniejszą skalę, ale doszło do powstania lokalnych wypiętrzeń nidziańsko-miocencko-oligocenckiego podłoża (fig. 21 – rejon Gorzowa-Elektrowni; fig. 22 – rejon Przysieki; fig. 24 – rejon między Długim i Modropolem). Spowodowały one wychylenie z poziomego położenia glacialnych utworów nidziańskich i stały się źródłem materiału neogeńskich i paleogeńskich kier (Ślodka, 1996), licznie napotykanych w glinach zlodowacenia sanu 1 (np. Zwierzyń 2 – fig. 7). Na powierzchni denudacyjnej z okresu interglacjału małopolskiego, o generalnym ukształtowaniu odziedziczonym po zlodowaceniu nidy (z obniżeniami w miejscach depresji i niecek oraz wzniesieniami w strefach wypiętrzeń), łądolód zlodowacenia sanu 1 złożył osady glin lodowcowych (GII) – bardziej miąższe w obniżeniach (55 m – Nadarzyn – fig. 7), cieńsze na wyniesieniach podłoża (np. w Kijowie 2 – około 12 m – fig. 6). Należy jednak podkreślić, że w obu przypadkach są to miąższości znaczne (fig. 24), zasadniczo wpływające łagodząco na charakter rzeźby po ustąpieniu łądolodu. Efekt wzmagają jeszcze składane na niżej położonych powierzchniach pokrywy utworów wodnolodowcowych (Strzelce Krajeńskie, Siedlice – fig. 7, 24).

Z okresu recesji łądolodu zlodowacenia sanu 1 pochodzą miąższe profile utworów wodnolodowcowych (FgII), przykryte glinami zlodowacenia sanu 2, i rozcinające gliny zlodowacenia sanu 1 oraz, częściowo, zlodowacenia nidy (Leszczyńiec – fig. 8). Zinterpretowano je jako wypełnienie recesyjnych rynien subglacialnych (Pielice – fig. 24).

W sumie łądolód zlodowacenia sanu 1 kontynuował dzieło przebudowy podłoża i tworzenia pokrywy osadów lodowcowych. Ponieważ jednak układ skalny już podczas poprzedniego zlodowacenia uległ daleko posuniętym procesom stabilizacji i konsolidacji, skutki aktywności łądolodu sanu 1 okazały się znacznie skromniejsze i przejawiały się przede wszystkim lokalnymi wypiętrzeniami podłoża oraz złagodzeniem kopalnej rzeźby.

Na obszarach gliniastych wysoczyzn okres interglacjału ferdynandowskiego reprezentują bruki głazowe, dając świadectwo rozwoju w tym czasie procesów niszczących. W dolinach napotyka się serie aluwialne (A1) dowodzące rozwoju sieci rzecznej rozcinającej gliny zlodowacenia sanu 1 i nidy (fig. 6, 10). Wypełnienia tych rozcięć, przykryte glinami zlodowacenia sanu 2, reprezentowały zapewne schyłek interglacjału. Utwory, zwłaszcza rzeczne, z okresu interglacjału ferdynandowskiego należą na analizowanym obszarze

do rzadkości. W utworach interpretowanych jako ferdynandowskie nie znaleziono dotychczas osadów organogenicznych, które mogłyby rozstrzygnąć o ich stratygraficznej przynależności. Pozycja geologiczna rzecznych osadów ferdynandowskich wynika z ich położenia pod glinami lodowcowymi z okresu zlodowacenia sanu 2, w rozcięciach osadów glacialnych zlodowacenia sanu 1.

Osady interglacjału ferdynandowskiego w Kijowie 1 (fig. 6) oraz gliny lodowcowe sanu 1 i towarzyszące im utwory wodnolodowcowe w wielu innych profilach pokrywają gliny (GIII) zlodowacenia sanu 2. Z reguły są cieńsze od dwóch starszych poziomów, tylko wyjątkowo osiągają kilkanaście metrów miąższości, a nierzadko nie występują w ogóle, nie złożone albo usunięte przez procesy denudacyjne lub erozję subglacialną (Sarbiewo, Bledzew, Orzelec, Glinik, Deszczno – fig. 7). Lokalnie, w strefach, które nie uzyskały dotąd odpowiedniej stabilizacji (okolice Gorzowa Wielkopolskiego, strefa barierowa Pyrzyce–Krzyż), dochodziło do wyciśnięć materiału neogeńskiego aż do powierzchni i zaopatrywania utworów lodowcowych zlodowacenia sanu 2 w kry, zbudowane z osadów znacznie starszych (np. Zwierzyń 2 – fig. 7).

Zlodowacenie sanu 2 było okresem znacznej aktywności wód subglacialnych. Często spotykane są długie, kilkudziesięciometrowej miąższości profile rozmaitych osadów piaszczystych (FgIII), interpretowanych jako wypełnienia rynien (Ślonice, Sarbiewo – fig. 7, 10, 25) włożonych w starsze skały lodowcowe i przykrytych młodszymi glinami.

Pospolicie przewierca się pod utworami zlodowacenia środkowopolskich i interglacjału wielkiego, miejscami dobrze zachowane, grube kompleksy wodnolodowcowych pokryw sandrowych (Nadarzyn, Zwierzyń 2, Krzęcin 3, Ogardy – fig. 7, Lubikowo, Stołuń – fig. 8, 25). W efekcie depozycji osadów lodowcowych i wodnolodowcowych powierzchnia analizowanego obszaru została nadbudowana, a skutkiem subglacialnych rozcięć i ich wypełnień wewnątrz utworów plejstocenkich nabrało jeszcze bardziej niż dotąd mozaikowego charakteru.

## INTERGLACJAŁ WIELKI

W okolicach Gorzowa Wielkopolskiego sugerowano dotąd (Kozłowska, 1982) obecność osadów drobnoklastycznych, łączonych w serie aluwialne wypełniające osiowe partie dolin z okresu interglacjału wielkiego. Przeprowadzone badania litopetrograficzne tych osadów, z otworów pełnordzeniowanych wierconych podczas realizacji Szczegółowej mapy geologicznej Polski, w części potwierdziły te opinie. Dotyczy to zwłaszcza dolnych partii profili osadów aluwialnych w rejonie depresji Warty (Orzelec, Deszczno, Siedlice, Bledzew – fig. 7, 24, 25) zbudowanych z mułków, mułków piaszczystych i piasków drobnoziarnistych włączonych do serii aluwialnej A2.

Wyżej leżą osady grubszych frakcji znane z Bledzewa i Orzelca (fig. 7). Tworzą one trójdzieloną serię. Gruboziarnisty, piaszczysty człon spągowy podściela kilkumetrowy

pakiet mułków i piasków drobnoziarnistych. Piaski te stanowią podłoże dla grubej sekwencji piasków gruboziarnistych i żwirów. Taki układ litologiczny powtarza się w obu przebadanych profilach i koresponduje z przebiegiem generalnych zmian klimatycznych oraz odpowiadających im osadów w interglacjale wielkim. W tym kontekście najniższe położone osady drobnoziarniste wraz z przykrywającymi je utworami gruboklastycznymi można wiązać z interglacjalem mazowieckim, górny pakiet gruboziarnisty z interglacjalem Zbójna, a rozdzielające je utwory drobnoklastyczne ze zlodowaceniem Liwca.

Strop utworów rzecznych interglacjału wielkiego sięga na analizowanym obszarze do 30 m n.p.m., spąg osiąga tę samą wartość, ale poniżej poziomu morza. Wysokość spągu osadów rzecznych nawiązuje do serii rzecznej kopalnej doliny interglacjału wielkiego z Wielkopolski środkowej (Dąbrowski, 1985). Rozcięcie jest na tyle głębokie, że w jego zboczach występują utwory wszystkich południowopolskich zlodowaceń, a także skał podłoża neogeńskiego. Te ostatnie były zapewne głównym źródłem pospolicie występującego detrytus fitogenicznego w aluwjach interglacjału wielkiego.

Analiza zestawień korelacyjnych profili geologicznych prowadzi do wniosku, że powierzchnia wysoczyzny występowała u schyłku interglacjału wielkiego na wysokości około 50 m n.p.m. (fig. 7, 8). W okresie interglacjalnym intensywnie działała denudacja, której świadectwem są niekiedy kilkumetrowe profile bruków żwirowo-głazowych występujące pod lodowcowymi utworami zlodowaceń środkowopolskich (Sarbiewo, Słonice – fig. 7).

Osobnym problemem jest obecność utworów jeziornych (J1) i ich odpowiedników zawierających osady organogeniczne, znanych z sąsiedniego Boczowa (Skompski, 1980, 1981), których wiek jest kwestionowany (Krupiński, 2000). Związek serii J1 z interglacjalem wielkim potwierdzają wyniki badań litopetrograficznych utworów nadległych i podścielających. Dokumentują one również obecność osadów zbiornika jeziornego w obrębie niecki Deszczna depresji Warty.

#### ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE

Zróznicowaną hipsometrycznie rzeźbę schyłku interglacjału wielkiego pokrywają glacialne utwory zlodowacenia odry (fig. 10). Reprezentowane są przez jeden nieciągły poziom glin lodowcowych (GIV), o miąższości do około 20 m, przeciętnie osiągający od kilku do kilkanaście metrów grubości (np. Siedlice, Sarbiewo, Krzęcin 3 – fig. 7). Miejscami zachowały się jedynie spągowe partie glin tego wieku, rozcięte przez głębokie, kilkudziesięciometrowe rynny subglacialne, wypełnione piaszczysto-żwirowymi (FgIV) utworami wodnolodowcowymi (np. Słonice, Krzęcin 3 – fig. 7). Zarówno rozmiary, jak i gęstość występowania tego typu struktur są świadectwem znacznej aktywności subglacialnych wód lodolodu odry. Z okresem jego recesji związana jest seria utworów wodnolodowcowych skromnie reprezentowana na północy, o rosnącej miąższości ku południowi (Sarbiewo – fig. 6, 7),

gdzie buduje trzon Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego (Leszczyniec, Jezierce – fig. 8, Ceglarnia – fig. 6). Na południe od Międzyrzecza cienieje i traci ciągłość.

W obrębie glin zlodowacenia odry występujących wokół Gorzowa Wielkopolskiego obecne są zaburzone i odkorzynione utwory mioceńskie (Kozłowska, 1982). Chociaż takie przypadki są rzadko spotykane dowodzą, że w czasie transgresji lodolodu zlodowacenia odry pojawiały się warunki do deformacji i odkłuc trzeciorzędowego podłoża.

W efekcie działalności depozycyjnej lodolodu odrzańskiego rzeźba terenu w porównaniu ze schyłkiem interglacjału wielkiego uległa złagodzeniu, chociaż zarysowany pod koniec zlodowacenia nidy układ głównych elementów geomorfologicznych, wyrażony obecnością wysoczyzn na północy i południu oraz strefy obniżonej w centrum analizowanego obszaru, utrzymał się nadal.

Utworów o cechach petrologicznych i teksturalnych właściwych dla środowisk interglacjalnej rzeki nie stwierdzono na badanym obszarze. Można jedynie przypuszczać, że dolne partie rzecznych utworów najmłodszej, miąższej serii aluwialnej (A4) mogły powstać w okresie interglacjału lubelskiego (fig. 10). Z tego okresu pochodzą żwirowo-głazowe pokrywy rezydualne rozwinięte na powierzchniach glin lodowcowych tworzących obszary wysoczyznowe (Ogardy – fig. 7). U schyłku interglacjału lubelskiego wysoczyzna osiągnęła wysokość 80 m n.p.m., przy średnich wysokościach 50–60 m n.p.m. Przy założeniu, że spąg najmłodszej serii aluwialnej powstał w schyłkowym okresie interglacjału lubelskiego, można przyjąć, że dna rozcięte a zarazem wypełnione z tego okresu, występowały na wysokościach od 0–10 m n.p.m.

Utwory zlodowacenia warty stwierdza się na analizowanym obszarze powszechnie (fig. 5–8, 10, 21–25), chociaż aktywność sedymentacyjna transgredującego lodolodu warciańskiego nie była zbyt wielka. Jeden cienki, ciągły, kilkumetrowej miąższości (wyjątkowo 20-metrowej – Wełmin – fig. 6, 22, Ogardy – fig. 7) poziom glin lodowcowych (GV) występuje na północy. Ku południowi (Międzyrzecze Warciańsko-Noteckie) cienieje, miejscami wyklinowuje się i ponownie pojawia, występując w postaci rozległych płaskur glin lodowcowych tkwiących w obrębie żwirowo-głazowych utworów lodowcowych i wodnolodowcowych. Sugeruje to, że transgresja lodolodu warciańskiego odbywała się w warunkach obfitości wód lodowcowych, przemywających składany materiał morenowy. W efekcie w wielu miejscach na południu nie doszło do utworzenia i zachowania poziomu glacialnego, glin lodowcowych.

Głębokie rynny zawdzięczają swoje powstanie aktywności subglacialnych wód lodowcowych. Formy tego typu nie należą do często spotykanych, ale rynna przewiercona w Chełmsku należy do najgłębszych, osiąga około 72 m głębokości. Ponieważ rozcięcie to sięga glin zlodowacenia sanu 1, a przykryte jest glinami zlodowacenia wisły, może być również interpretowane jako zespół różnowiekowych włożonych rynien.

Recesja zlodowacenia warty przyniosła utworzenie pokryw utworów wodnolodowcowych (FgV). Na ogół cienkie,



lokalnie osiągają znaczne miąższości do około 20 m (fig. 21 – obszar między Wawrowem i Wojcieszycami; fig. 22 – obszar Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego; fig. 24 – obszar między Długim i Kawkami).

W sumie twory zlodowacenia warty nadbudowały wysoczyzny i wypełniły obniżenia na badanym obszarze. Przykryte osadami zlodowacenia wisły, w efekcie późniejszej erozji odsłoniły się na powierzchni. Warciańskie gliny i twory wodnolodowcowe tworzą krawędź Pradoliny Noteci–Warty (Studencki, 2002a, b; Romanek, 2003a, b) między Gorzowem Wielkopolskim i Zwierzyniem (fig. 22 – obszar między Przysieką i Sarbiewem), odsłaniają się w Drezdenku (fig. 24 – obszar na północ od Drezdenka) i na południe od niego (fig. 23; Romanek, 2003e, f), są widoczne w Lipkach Wielkich (fig. 22 – obszar koło Kijowa 2; Romanek 2003c, d). Złonkiewicz (2000a, b) notuje ich obecność na zboczach doliny Warty pod Skwierzyną, Krobielewkiem i Krasnym Dłuskiem. Osady glacialne zlodowacenia warty odgrywają znaczącą rolę w budowie i rzeźbie pozytywnych form współczesnego krajobrazu.

Gliny warciańskie i towarzyszące im twory wodnolodowcowe są na badanym obszarze ostatnimi utworami wyraźnie zaburzonymi na kontakcie z neogeńskim podłożem. Zakorzenie wypiętrzenia osadów miocenijskich koło Gorzowa Wielkopolskiego (Kozłowska, 1982) spowodowały w strefie swego wznoszenia podgięcie i wychylenie utworów od najstarszych plejstocenijskich po warciańskie. Utwory zlodowacenia wisły leżą w Gorzowie ścinając na zaburzonych osadach miocenu i starszego czwartorzędu (fig. 25), a stosowną interpretację tej sytuacji przedstawiła Kozłowska (1982).

#### INTERGLACJAŁ EEMSKI

Na badanym obszarze brak udokumentowanych osadów interglacjału eemskiego. Zapisał się on rozwojem zjawisk denudacyjnych, dzięki którym w obrębie Pradoliny Noteci–Warty i w dolinie Warty zniszczone zostały zarówno gliny warciańskie, jak i zespół towarzyszących im osadów wodnolodowcowych, a erozja sięgnęła od 0 do 10 m n.p.m. i odsłoniła starsze osady aluwialne z interglacjału lubelskiego(?). Schyłek interglacjału eemskiego charakteryzowała przewaga procesów sedymentacyjnych. Ich ślady są zachowane jako niższe partie profili najmłodszej serii aluwialnej (A4 – fig. 5–8, 10, 21, 25). Rozwijająca się denudacja wysoczyzn doprowadziła do utworzenia rezydualnych bruków żwirowo-głazowych (Słonice – fig. 7, Ceglarnia – fig. 6). Kozłowska (1982) dostrzegła w stropowych partiach glin budujących paleowysoczyzny liczne przejawy odwapnienia. Do interglacjału eemskiego włącza się także (Studencki, 2002a, b) występujące w kilku profilach osady o charakterze jeziornym (fig. 10) zawierające wkładki organogeniczne (J2). Dotychczasowe badania palinologiczne (Ziemińska-Tworzydło, 1992) nie rozstrzygnęły pozycji stratygraficznej omawianych osadów.

Ostatnio, w sąsiedztwie badanego obszaru w profilu otworu Piła, stwierdzono obecność osadów organicznych (Dobosz,

Skawińska-Dobosz, 2005), które na podstawie badań palinologicznych wiąże się z interglacjałem eemskim. Podobne osady analogicznego wieku udokumentowano w pobliżu ujścia Warty do Odry (Piotrowski i in., 2002).

#### ZLADOWACENIA PÓLNOCNOPOLSKIE

Wyerodowane w początkowej części interglacjału eemskiego (a być może jeszcze wcześniej – lubelskiego) i wypełniane później aluwiami, paleodoliny Warty i Noteci przetrwały i drenowały badany teren w okresie wczesnych zlodowaceń północnopolskich. Udokumentowane osady rzeczne tego wieku (A3 – fig. 10, 22) sięgają w Starym Kurowie 40 m n.p.m., wyznaczając tym samym poziom spągu przykrywających je vistuliańskich skał glacialnych w obrębie obecnej Pradoliny Noteci–Warty.

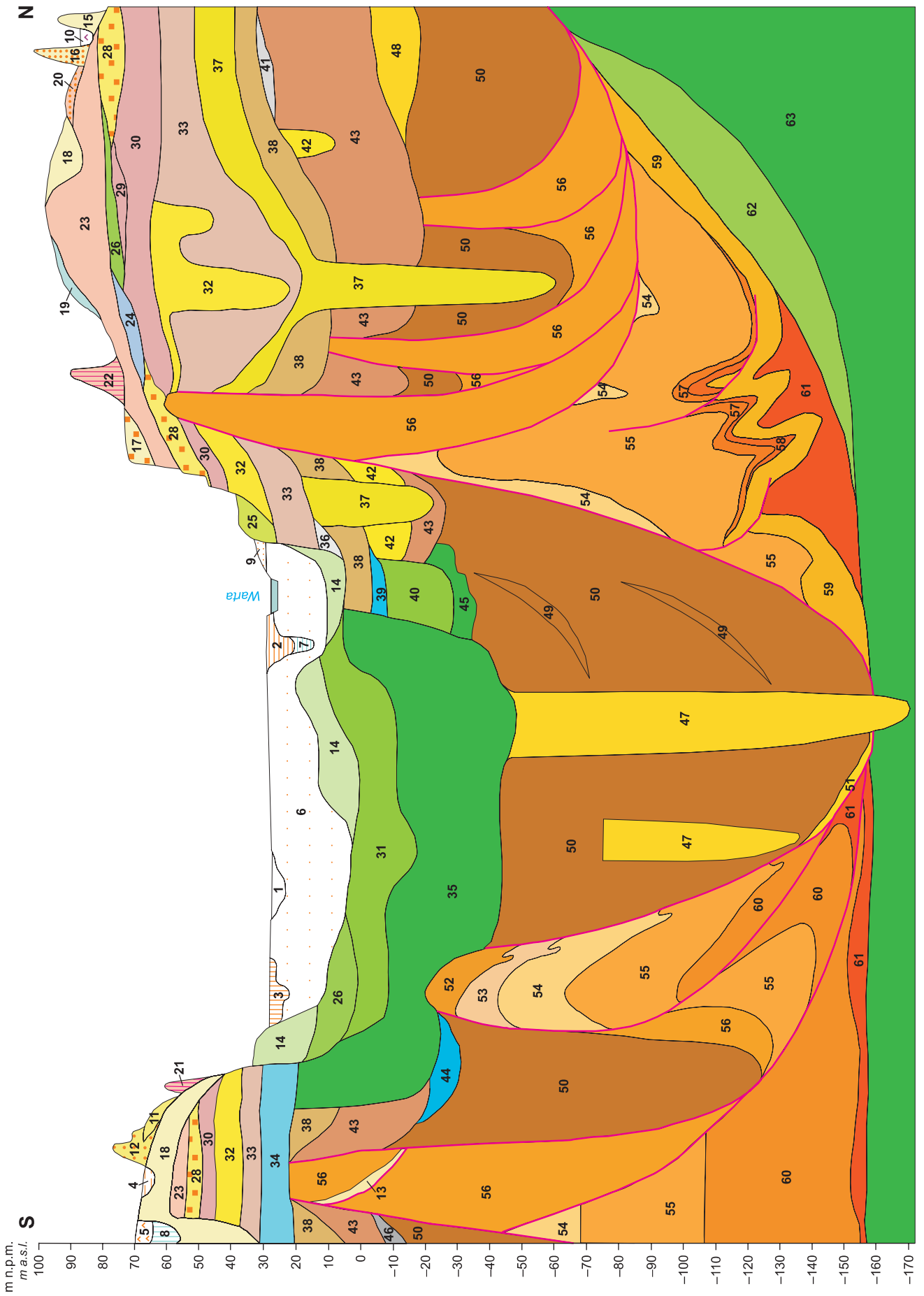
Ogólny charakter rzeźby powierzchni analizowanego terenu, w okresie bezpośrednio poprzedzającym zlodowacenie wisły, niewiele odbiegał od sytuacji obserwowanej obecnie (fig. 24). Północną część, podobnie jak dziś wysoko położoną, zajmowała warciańska wysoczyzna morenowa i obszary równin wodnolodowcowych. Poziom tej wysoczyzny, położony najniżej w paleodolinie Noteci w Starym Kurowie, podnosił się ku północy. Spąg utworów zlodowacenia wisły w okolicach Pełczyc i Chłopowa sięga wysokości 50–60 m n.p.m., a w Ogardach (fig. 7) i Krzęcinie 3 – 70–80 m n.p.m. (Trela, 1997a, b; Salwa, 1999a, b; Studencki, 2002c, d). Na południe od Pradoliny Noteci–Warty, na obszarze Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego (fig. 22) poziom spągu skał glacialnych ze zlodowacenia wisły oscyluje wokół wartości ze Starego Kurowa (Liszkowski, 1999a, b; Romanek, 2003a–d). Na podobnej wysokości leżą glacialne osady zlodowacenia wisły na południowym zachodzie (fig. 7) między Gorzowem i Bledzewem (Trela, 2000a, b). Na południe od Skwierzyny (Złonkiewicz, 2000a, b; fig. 8), a zwłaszcza na południe od Sierakowa, ich spąg jest położony znacznie wyżej, osiągając 90 m n.p.m., pod Łęczcami, Mojsiejewem i Półkiem (Liszkowski, 2000a, b).

W obrębie doliny Warty i Pradoliny Noteci–Warty brak jest osadów zlodowacenia wisły usuniętych postsedymentacyjnie, głównie w czasie etapu chodzieskiego fazy pomorskiej (Kozarski, 1965).

Na większości badanego obszaru łądolód zlodowacenia wisły pozostawił jeden poziom glin (GVI) lodowcowych (Kozarski, 1965). Buduje on rozległe powierzchnie wysoczyzn w należących do pomorskiej (Kozłowski, 1977), lubuskiej (Michalska i in., 1976; Skompski, 1981) i wielkopolskiej (Mojski, 1982b; Kozarski, 1989) części badanego obszaru.

Wśród vistuliańskich utworów lodowcowych dominują gliny. Wykazują one znaczne zróżnicowanie litologiczne, będące odbiciem zmienności parametrów środowiskowych kontrolujących procesy depozycyjne. Oprócz glin typowych: bazalnych, mułkowych, ilastych, wapnistych, występują często obocznie lub w postaci cienkich, niekorelujących się ze sobą soczew i wkładek piaski gliniaste oraz pełne spektrum typów litologicznych pośrednich, wyrażonych





utratą przez gliny materiału ilastego i mułkowego na rzecz piaszczystego. Piaski te są zazwyczaj gruboziarniste, obfitują w materiał żwirowy, zawierają wkładki gliniaste. Ten obraz zmienności litologicznej jest odbiciem znacznej roli wód lodowcowych podczas akumulacji glin bazalnych. Zmienne są także miąższości glin lodowcowych zlodowacenia wisły. Na przeważającej części obszaru badań są one cienkie, przeważnie osiągają 7–10 m, wyjątkowo ich miąższość spada do 2–3 m (Międzyrzecze Warciańsko-Noteckie) i równie wyjątkowo rośnie do 20 m w okolicach Skwierzyny (Złankiewicz, 2000a, b), Pełczyc (Trela, 1997a, b) i Chłopowa (Salwa, 1999a, b). W okolicach Skwierzyny i Chłopowa pojawia się także drugi, młodszy poziom glin zlodowacenia wisły, który albo nadbudowuje gliny starsze, albo jest od nich oddzielony cienką wkładką utworów wodnolodowcowych.

Młodsze od glin lodowcowych osady zlodowacenia wisły mają charakter recesyjny. W okresie recesji powstały rynny subglacialne (kilka form w południowej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego) i ich wypełnienia (Fg VI), pokrywy sandrowe oraz bogactwo form lokalnych związanych z postojem łądolodu (np. moreny czołowe) i deglacją (np. kemy).

Recesja ostatniego łądolodu na północ od obecnej Pradoliny Noteci–Warty, a zwłaszcza jego stagnacja w etapie chojeńskim (Kozarski, 1965, 1995) były okresami intensywnego topnienia. Będące jego wynikiem obfite wody lodowcowe, wraz z transportowanym przez nie materiałem mineralnym, kierowały się na południe. Stopniowa utrata siły transportowej powodowała depozycję materiału głównie piaszczystego. Powstały rozległe sandry. Wody lodowcowe, połączywszy się w strefie previstuliańskiej paleodoliny Noteci, utworzyły dolinę marginalną o kierunku przepływu ze wschodu ku zachodowi. Te szybko płynące i obfite wody prowadziły bardzo ożywioną działalność erozyjną. W rezultacie tej erozji stosunkowo cienka pokrywa osadów glacialnych zlodowacenia wisły została usunięta, najprawdopodobniej już w czasie postoju łądolodu na linii moren chodzieńskich. W dnie doliny marginalnej odsłoniły się stare, rzeczne utwory starovistuliańskie i eemskie, a w zboczach lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe osady zlodowacenia wisły i warty. Wielkość poglacialnej erozji w obrębie pradoliny Noteci–Warty i doliny Warty można szacować na 20–30 m.

Spośród najmłodszych procesów, które wywarły szczególne piętno na budowie geologicznej i rzeźbie analizowanego

obszaru, należy wymienić działalność eoliczną. Szczególna jej aktywność przypadła na schyłek plejstocenu (Kozarski i in., 1969; Tobolski, 1969; Klimko, 1973; Kozarski, 1986, 1995; Nowaczyk, 1995). Rozwinęła się ona zwłaszcza w południowej części badanego obszaru, na terenie Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego. Rozmiary eolicznej deflacji, transportu i depozycji były tak znaczne, że dokonały zasadniczego przemodelowania pierwotnie równinnej powierzchni. W efekcie ich działania znaczne obszary Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego pokryły piaski eoliczne oraz rozmaitego kształtu i wysokości wydmy. Występują tu także negatywne formy deflacyjne – niecki i rowy (Stankowski, 1963; Klimko, 1973). Po okresie schyłku plejstocenu epizody wzmożonej aktywności procesów eolicznych pojawiają się jeszcze wielokrotnie w holocenie. W efekcie rozmaite drobne formy wydmowe obecne są wśród dolinnych osadów holocenijskich Pradoliny Noteci–Warty i doliny Warty. Na północ od pradoliny brak jest form eolicznych.

## HOLOCEN

Od przełomu plejstocenu i holocenu głęboko wcięta Pradolina Noteci–Warty i dolina Warty zaczynają wypełniać się osadami, zrazu piaszczysto-żwirowymi składanymi przez rzeki roztokowe, później głównie piaszczystymi i piaszczysto-mułkowymi powstałymi w rezultacie błędzenia koryt młodszych rzek po obszarach den dolinnych (Kozarski, Rotnicki, 1977; Kozarski, 1983, 1986). Charakterystycznymi osadami holocenu są utwory organogeniczne. Do rzadziej spotykanych należą gytie i kreda jeziorna. Powszechnie są natomiast w Pradolinie Noteci–Warty i dolinie Warty różne osady organogeniczno-mineralne (piaski humusowe, mułki torfiaste) oraz torfy – świadectwo bujnego rozwoju i obumierania roślinności w holocenie. Wieńczą one profil najmłodszej serii rzecznej (A4) złożonej z fragmentów różnowiekowych aluwów (interglacja lubelski?, eemski?, utwory rzeczne wczesnopółnocnopolskie, holocen; fig. 10), tworzących w Pradolinie Noteci–Warty i dolinie Warty system trzech akumulacyjnych tarasów zalewowych. Strome krawędzie pradoliny rozcinają liczne krótkie okresowo czynne doliny, u wylotu których powstały stożki napływowe (krawędzie między Przysieką i Drezdenkiem, ujście Drawy, okolice Chełstu) zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych. Obszar falistej wysoczyzny morenowej wokół Strzelc Krajeńskich i Dobięgniewa usiany jest drobnymi zagłębieniami bezodpływowymi, wypełnionymi torfami lub mułkami i piaskami.

**Fig. 25. Schemat budowy geologicznej osadów kenozoiku badanego obszaru**

Objaśnienia na figurze 20

Geological structure of the Cenozoic succession in studied area

For explanations see Fig. 20

## PODSUMOWANIE

Rezultaty badań wykonanych na obszarze między Drezdenkiem i Gorzowem Wielkopolskim można sprowadzić do kilkunastu konkluzji.

- Powierzchnia utworów górnokredowych z pogranicza kampanu i mastrychtu jest słabo zróżnicowana hipsometrycznie (położona na wysokości 160–180 m p.p.m.), co wynika z nowo opracowanej mapy strukturalnej spągu kenozoiku badanego obszaru (fig. 11, 12). Tylko w strefie Pyrzyce–Krzyż jest ona tektonicznie dźwignięta do 60 m p.p.m. Powierzchnia utworów górnokredowych podściela powszechnie występujące osady kenozoiczne.

- Eratem kenozoiczny budują systemy: paleogeński (oligocen), neogeński (miocen) i czwartorzędowy (fig. 10). Dwa pierwsze rozwinięte są niemal wszędzie. Wyjątki dotyczą niewielkich powierzchniowo obszarów rynien oraz glacielewacji (skąd usunięte zostały różnej grubości osady neogeńskie). Utwory plejstoceniowe występują powszechnie (z wyjątkiem nielicznych drobnych wychodni osadów neogeńskich pod Sierakowem), a utwory holoceniowe obecne są w dolinach rzecznych, misach pojeziernych, zagłębieniach bezodpływowych oraz w postaci cienkich płytów zwietrzelin na wysoczyznach i spływów na stokach.

- Paleogen – oligocen – rupel reprezentują formacje: mosińska dolna, rupelska, czempińska, mosińska górna, powstałe podczas dób NP21–22 (fig. 4). Jednostki litostratigraficzne paleogenu wyróżnione, opisane i skorelowane zostały w archiwalnych i nowo opracowanych profilach wiertniczych na badanym obszarze po raz pierwszy, z wyjątkiem SE peryferii (Walkiewicz, 1984).

- Z pogranicza rupelu z szatem pochodzą osady o niepewnej przynależności stratygraficznej, nazwane tu „utworami stropowymi”.

- Neogen – miocen to formacje: gorzowska, krajeńska, adamowska (fig. 4) zdefiniowane w archiwalnych i nowo opracowanych profilach wiertniczych, a skorelowane po raz pierwszy, z wyjątkiem SE peryferii badanego obszaru (Walkiewicz, 1984).

- Plejstocen reprezentują głównie osady glacialne, wodnolodowcowe, zastoiskowe, rzeczne, jeziorne i eoliczne (fig. 10). Wśród tych pierwszych wyróżniono na podstawie kryteriów litopetrograficznych sześć dobrze zdefiniowanych poziomów litostratigraficznych glin lodowcowych (tab. 1). Powiązano je z sześcioma zlodowaceniami: nidy, sanu 1, sanu 2, odry, warty i wisły. Glinom towarzyszą w profilach piaszczysto-żwirowe osady wodnolodowcowe i piaszczysto-mułkowe – zastoiskowe. Te pierwsze stanowią wypełnienie licznych rozpoznanych różnowiekowych form rynnowych oraz utwory pokryw sandrowych. Wyróżniono i litopetrograficznie uzasadniono obecność osadów rzecznych utworzonych w interglacjałach: ferdynandowskim, wielkim, eemskim i we wczesnej części zlodowaceń północnopolskich. Wykartowano w obrębie fragmentu Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego oraz pradoliny Noteci–Warty, wchodzących w skład badanego obszaru, wydmy i pola piasków eolicznych, które decydują za-

równo o charakterze krajobrazu, jak i o stylu budowy geologicznej przypowierzchniowych partii rozległego terenu.

- Holocen reprezentują klastyczne osady wypełniające centralne partie dolin rzecznych, osady fitogeniczne zbiorników śródlądowych, spotykane w obrębie dolin rzecznych (starorzecza) i w obniżeniach na wysoczyznach, oraz utwory eoliczne.

- System czwartorzędowy oraz połączone systemy paleogeński i neogeński mają charakter kompensacyjny. Wzrostowi miąższości utworów czwartorzędowych towarzyszy spadek grubości skał paleogeńskich z neogeńskimi i odwrotnie; lokalnie redukcja jednego ze składników może być całkowita (fig. 5–8, 20–25).

- W obrębie utworów kenozoicznych rozpoznano pospolicie występujące zaburzenia pierwotnego poziomego zalegania skał. W największe i najliczniejsze obfituje strefa pogranicza osadów paleogeńskich i neogeńskich z plejstoceniowymi (fig. 13, 20–24). Obecne są tam interwały z charakterystycznym następstwem nachyleń ku stropowi rosnących lub malejących, które określono mianem sekwencji nachylonych. Odwzorowują one struktury fałdowo-łuskowe III rzędu. Struktury te osiągają rozmiary kilku–kilkudziesięciu metrów (amplituda) i kilkudziesięciu–kilkuset metrów (promień). Występują pojedynczo lub nakładają się na siebie. Deformacjom fałdowo-łuskowym towarzyszą uskoki.

- Powierzchnia podłoża plejstocenu (fig. 15, 16) jest hipsometrycznie silnie zróżnicowana. Obfituje w długie (kilkadziesiąt kilometrów), głębokie (ponad 100 m), linijskie rozwinięte depresje złożone z mniejszych niecek oraz chaotycznie rozmieszczone, izolowane niecki o różnej głębokości i rozległości. Depresjom i nieckom towarzyszą elewacje. Na badanym obszarze wyróżniono i opisano 3 depresje (w tym depresje Gorzów–Karsko i Gorzów–Zamęcin po raz pierwszy), 9 nowo rozpoznanych niecek (Deszczna, Janczewa, Sarbiewa, Zamęcina, Drezdenka zachodnia, Drezdenka wschodnia, Kamienia, Krobielewka i Kijowa), 3 nowo rozpoznane elewacje (Zagaje–Osiek, Pełczyc, Drezdenka). Zarówno depresje, jak i niecki oraz elewacje są rezultatem działalności procesów glacitektonicznych.

- Formy zróżnicowania hipsometrycznego powierzchni podplejstoceniowej podzielono na trzy klasy (fig. 15). Wyróżniono struktury deformacyjne pierwszego (depresje i elewacje), drugiego (niecki i elewacje II rzędu) i trzeciego rzędu. Struktury I i II rzędu zostały geograficznie zlokalizowane. Struktury fałdowo-łuskowe III rzędu wypełniają depresje i niecki, występują w strefie ich podłoża oraz budują struktury wyniesione (elewacje). Geograficzny i głębokościowy zasięg struktur III rzędu na obecnym etapie badań najczęściej nie może zostać sprecyzowany.

- Wypełnienia glaciepresji tworzą głównie utwory typu neogeńskiego oraz gliny lodowcowe o zbadanych cechach litopetrograficznych najstarszego poziomu litostratigraficznego (nidy), miejscami także sanu 1 i sanu 2 (fig. 20–25).

- Towarzyszące glaciępresjom glacielewacje są mniej wyraziste, prawdopodobnie w znacznej mierze zniszczone podczas transgresji lądolodu zaburzającego i następnych (fig. 20–22, 24), są również gorzej od depresji i niecek rozpoznane.

- Glacielewacje budują zaburzone osady paleogenu, neogenu, zlodowacenia nidy oraz w mniejszym stopniu zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (fig. 20–22, 24).

- Główną deformującą siłę tworzącą fałdy i łuski, niecki i depresje stanowiła suma obciążeń podłoża lądolodem i jego osadami w strefie czołowej (fig. 18). Po przekroczeniu wytrzymałości podłoża na obciążenie, dochodziło do powstania wiązki potencjalnych cylindrycznych powierzchni ścięć. Wzdłuż jednej lub kilku z nich, w wyniku transportu glacitektonicznego, podłoże lądolodu ulegało obniżeniu, a na przedpolu jego czoła powstawała morena spiętrzona utworzona z przetransportowanego materiału. Cyklicznie powtarzany proces w szczególnych warunkach prowadził do zaangażowania glacitektonicznego całego płaszcza nieskonsolidowanych, preplejstocenijskich osadów kenozoicznych oraz synglacitektonicznie składanych lodowcowych utworów plejstocenijskich.

- Główny etap deformacji glacitektonicznych odpowiada wkraczaniu na analizowany obszar lądolodu zlodowacenia nidy. Z obecnością i aktywnością tego lądolodu wiąże się dźwignięcie strefy Piryce–Krzyż podkenozoicznego podłoża, złuszkowanie i sfaldowanie glacitektonicznego plejstocenijskiego piętra strukturalnego (fig. 19), utworzenie depresji, niecek i elewacji, wypełnienie form obniżonych własnymi osadami

lodowcowymi i krami starszego niż plejstocen kenozoiku, rozcięcie tak ukształtowanych osadów rynnami, a także ich wypełnienie utworami wodnolodowcowymi. Ta nidziańska aktywność zaowocowała osadami o obecnych miąższościach do 140 m. Przesądza ona o wybitnym znaczeniu zlodowacenia nidy w kształtowaniu kenozoicznego szkieletu osadowego na badanym obszarze oraz jego strukturalnym obrazie. Mniejszym deformacjom podlegały starsze osady kenozoiczne, podczas rozwoju lądolodów zlodowaceń sanu 1 i sanu 2, odry i warty.

- Całość osadów kenozoiku analizowanego obszaru tworzy kenozoiczny kompleks strukturalny. Wyróżniono w nim trzy piętra: paleogeńsko-miocenijskie o spokojnym zaleganiu osadów, glacitektoniczne plejstocenijskie o budowie zaburzonej oraz plejstocenijsko-holocenijskie, odznaczające się niezaburzonym położeniem warstw z lokalnymi spiętrzeniami (fig. 19).

- Ruch mezozoicznego podłoża w kenozoiku był w sumie pozytywny i wynosi około kilkudziesięciu metrów. Dotyczy to jednak miejsc szczególnie predysponowanych – stref uskokowych z rozwiniętymi nad nimi strukturami solnymi (strefa Piryce–Krzyż–Szamotuły, rejon Pełczyc). Do nasilenia tempa ruchu soli dochodziło zapewne w momentach aktywności tektonicznej związanej z przebudową basenów sedymentacyjnych kenozoiku, podczas zamykania zbiornika formacji poznańskiej i transgresji najstarszego lądolodu zlodowacenia nidy. Drobniejsze ruchy podłoża zaznaczały się prawdopodobnie wielokrotnie w kenozoicznej historii omawianego obszaru.

## LITERATURA

- ABER J., S., 1982 — Model for glaciectonism. *Bull. Geol. Soc. Denmark.*, **30**, 3/4: 79–90.
- ABER J., S., BER A., 2007 — Glaciectonism. *Developments in Quaternary Science 6*. Elsevier. Amsterdam.
- BADURA J., CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B., 1998 — Geneza i wiek głębokich rynien erozyjnych na Równinie Grotkowskiej, Nizina Śląska, Polska południowo-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**: 49–72.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002 — Wielofazowy rozwój zaburzeń glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górs.*, **129**: 16–26.
- BARANIECKA M.D., 1971 — Staroczwartorzędowe rowy tektoniczne i ich osady. *Kwart. Geol.*, **15**, 2: 358–370.
- BARANIECKA M.D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **288**: 5–97.
- BARANIECKA M.D., 1995 — Quaternary tectonic structures of the margins of the Kujavian Ridge, Polish Lowland. *Fol. Quatern.*, **66**: 39–49.
- BARAŃSKI W., KOŁODZIEJCZYK W., 1983 — Wybrane zagadnienia z zaburzeń glacitektonicznych występujących w północnym skłonie Wału Zielonogórskiego. *Mat. IV Sympozjum Glacitektonicznego*: 21–38. Zielona Góra.
- BARTKOWSKI T., 1974 — Budowa geologiczna obszarów zaburzeń glacitektonicznych środkowego Nadodrza ze szczególnym uwzględnieniem budowy okolic Zielonej Góry. *Mat. I Sympozjum Glacitektonicznego*: 25–40. Zielona Góra.
- BER A., 1999 — Glacitektonika Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w nawiązaniu do neotektoniki oraz struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego. *Prz. Geol.*, **47**, 9: 831–839.
- BER A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**: 5–89.
- BER A., KRZYSZKOWSKI D., 2004 — Glacitektonika wybranych obszarów Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **408**: 73–125.
- BESCHOREN B., 1934 — Über jungdiluviale Stanbeckentone zwischen Havel und Oder. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **55**, 1.
- BESTYŃSKI Z., ONISZK M., 1999 — Wyniki badań refleksyjnych w okolicy Gorzowa Wielkopolskiego dla potrzeb Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000, arkusz Gorzów Wielkopolski. *Arch. Oddz. Pomorskiego Państw. Inst. Geol., Szczecin*.
- BŁASZKIEWICZ A., 1984 — Korelacja podziałów biostratygraficznych kredy górnej Polski z innymi obszarami. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. III, cz. 2c – Kreda, tab. 13. *Wyd. Geol., Warszawa*.
- BRINKMANN R., 1953 — Über die diluvialen Störungen auf Rugen. *Geol. Rundsch.*, **41**: 231–241.
- BRODZIKOWSKI K., 1982 — Deformacje osadów nieskonsolidowanych na obszarach nizinnych zlodowaceń plejstocenijskich na przykładzie Polski SW. *Acta Univ. Wratisl.*, **574**: 5–85.
- BRODZIKOWSKI K., 1995 — Pre-Vistulian glaciectonic features in southwestern Poland. *W: Glacial Deposits in North-East Europe*: 339–359. A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield.



- BRYKCYŃSKA E., BRYKCYŃSKI M., 1974 — Geologia przekopu Trasy Łazienkowskiej na tle problematyki zaburzeń osadów trzeciorzędu i czwartorzędu w Warszawie. *Pr. Muz. Ziemi*, **22**: 199–216.
- BRYKCYŃSKI M., 1982 — Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. *Pr. Muz. Ziemi*, **35**: 3–57.
- BUBIEŃ A., KOTOWSKI I., 1980 — Z badań nad budową geologiczną i deformacjami glacitektonicznymi północnego skłonu Wału Zielonogórskiego. Mat. III Sympozjum Glacitektonicznego: 7–31. Zielona Góra.
- BUBIEŃ A., KOTOWSKI I., 1992 — Deformacje glacitektoniczne w odsłonięciu na północnym skłonie Wału Zielonogórskiego. Mat. III Sympozjum Glacitektonicznego: 29–33. Zielona Góra.
- CHOMA-MORYL K., CZERWONKA J., MORYL J., 1991 — Petrograficzno-mineralogiczna charakterystyka glin zwałowych okolic Szamotuł. *UAM. Ser. Geogr.*, **50**: 227–236.
- CIEŚLIŃSKI S., JASKOWIAK M., 1973 — Kreda. Niecka szczecińska i monoklina przedsudecka. *W: Budowa geologiczna Polski. T.1. Stratygrafia, cz. 2 Mezozoik*. Wyd. Geol., Warszawa.
- CIUK E., 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocennych i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 107–132.
- CIUK E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–766.
- CIUK E., 1972 — Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11: 498–502.
- CIUK E., 1973 — Trzeciorząd. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna. *W: Szczecin IG1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **6**.
- CIUK E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7–40.
- CIUK E., 1980 — Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego: 38–56. *Przew. 52 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów*.
- CIUK E., 1992 — Z przeszłości poszukiwań i badań złóż węgla brunatnego w rejonie Koła Młyna (Au Mühle) na południe od Zielonej Góry (woj. Zielonogórskie). Mat. VII Sympozjum Glacitektonicznego Zielona Góra: 35–54. Wyd. WSI.
- CIUK E., 1995 — Zarys budowy geologicznej i rozwoju deformacji glacialnych utworów trzeciorzędowych rejonu Sieniawy Lubuskiej i jego otoczenia. Mat. VIII Sympozjum Glacitektonicznego Zielona Góra: 13–33. Wyd. WSI.
- CIUK E., KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., PIWOCKI M., POŻARYSKA K., 1988 — Litostratigraphy. Poland. *W: The Northwest European Tertiary Basin* (red. R. Vinkenred.), *Geol. Jb., R. A.*, **100**: 99–104.
- CZERWONKA J.A., 2004 — Śląska i Wielkopolska prowincja litostratygraficzna glin zwałowych. *Prz. Geol.*, **52**, 5: 421–429.
- CZERWONKA J. A., KRZYSZKOWSKI D., 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the Central Great Poland Lowland, Western Poland. *Fol. Quartern.*, **65**: 7–71.
- CZERWONKA J., WITEK B., 1977 — Granulometric and Petrographic Studies of Tills of South-western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **305**: 45–58.
- DADLEZ R., 1974 — Types of local tectonics structures in the Zechstein Mesozoic Complex in Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**: 149–172.
- DADLEZ R., 1979 — Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. *W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa* (red. M. Jaskowiak-Schoeneichowa). *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 108–119.
- DADLEZ R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 741–764.
- DADLEZ R., 1997 — Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchlowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 410–414.
- DADLEZ R., MAREK S., 1974 — General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic Complex in Central and Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**: 111–142.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. PAE. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., 1980 — System rowów trzeciorzędowych w obrazie grawimetrycznym. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 169–172.
- DĄBROWSKI S., 1985 — Dolina kopalna interglacjału mazowieckiego w Wielkopolsce środkowej. *Biul. Inst. Geol.*, **348**: 5–44.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 151–156.
- DOBOSZ T., SKAWIŃSKA-DOBOSZ B., 2005 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Piła. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- DUNHAM R. J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *W: Classification of carbonate rocks* (red. W.E. Ham). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**: 108–121.
- DYJOR S., 1969 — Budowa geologiczna zaburzonej glacitektonicznie strefy Mirostowic k/Żar (Ziemia Lubuska). *Acta Univ. Wratisl.*, **86**: 3–58.
- DYJOR S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–835.
- DYJOR S., 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 119–134.
- DYJOR S., 1975 — Zaburzenia glacitektoniczne w Polsce zachodniej. Mat. I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce” (red. J. Liszkowski, J. Stochlak): 217–229. Warszawa.
- DYJOR S., 1992 — Rozwój sedimentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. *Acta Univ. Wratisl.*, **1354**: 3–18.
- DYJOR S., 1994 — Formacja młodotrzeciorzędowa i związane z nią węgle brunatne Dolnego Śląska. *Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wrocław.*, **74**: 82–90.
- DYJOR S., CHLEBOWSKI Z., 1973 — Budowa geologiczna polskiej części Łuku Mużakowa. *Acta Univ. Wratisl.*, **192**: 3–41.
- DYJOR S., PRUC K., 1978 — Budowa geologiczna zaburzonej glacitektonicznie strefy Sieniawy. *Acta Univ. Wratisl.*, **313**: 255–297.
- DZIERŻEK J., 1997 — Geology of sub-Quaternary basement and stratigraphy of Quaternary sediments in the Middle Noteć River Valley. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **67**, 1: 57–81.
- DŻUŁYŃSKI S., 1966 — O strukturach sedimentacyjnych związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **36**, 1: 3–21.
- FERT Z., MAKAREWICZ B., ZACZKIEWICZ B., 2000a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z ark. Bledzew Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- FERT Z., MAKAREWICZ B., ZACZKIEWICZ B., 2000b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z ark. Trzebież Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- GALON R., 1961 — Morfology of the Noteć–Warta (or Toruń–Eberswalde) Ice Marginal Streamway. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN.*, **29**: 1–96.
- GALON R., 1968 — Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci–Warty i dolin z nią związanych. *Prz. Geogr.*, **40**, 4: 791–810.

- GAWOR-BIEDOWA., 1965 — Osady górnego albu i górnej kredy synklinorium szczecińskiego w świetle badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.*, **9**, 4: 791–812.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1972 — Stratygrafia mikropaleontologiczna kredy górnej w profilu Międzychód. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **2**, Sulechów IG 1, Zbąszynek IG 1, Międzychód IG 1: 143–150.
- GAWOR-BIEDOWA E., WITWICKA E., 1960 — Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego albu i górnej kredy w Polsce, bez Karpat. *Kwart. Geol.*, **4**, 4: 974–988.
- GAŹDZICKA E., 1994 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Santok (388) – Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Arch. Oddz. Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol., Kielce.
- GAŹDZICKA E., 1997 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Lipki Wielkie (389) – Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Arch. Oddz. Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol., Kielce.
- GAŹDZICKA E., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Chłopowo (309) – Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Arch. Oddz. Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol., Kielce.
- GAŹDZICKA E., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Trzebiec (390) – Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Arch. Oddz. Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol., Kielce.
- GOGOLEK W., 1991 — Stratygrafia czwartorzędu północno-wschodniej części Pojezierza Poznańskiego, rejon Szamotuł. *UAM Ser. Geogr.*, **50**: 435–447.
- GORTYŃSKA S., 1962 — Kilka uwag o oligocenie w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, **6**, 1: 125–132.
- GORTYŃSKA S., 1978 — Trzeciorzęd. Oligocen środkowy. *Rupel. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **43**, Choszczno IG-1: 83–84.
- GÓRSKA M., 2000 — Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN.*, **28**: 1–142.
- GRADSTEIN F., OGG J., SMITH A., 2004 — A geological time scale. Cambridge University Press.
- GRYCKO M., 1994 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000 ark. Strzelce Krajeńskie. Arch. Oddziału Świętokrzyskiego PiG. Kielce.
- INSTRUKCJA 1996 — Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- INSTRUKCJA 2004 — Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wydanie II uzupełnione. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JAKOBSEN P.R., 2003 — GIS based map of glaciotectionic phenomena in Denmark. *Geol. Quart.*, **47**, 4: 331–338.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., SKOMPSKI S., 1977 — Osady interglacjalne w Boczowie koło Rzepina (Polska Zachodnia). *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 789–801.
- JAROSZEWSKI W., 1963 — Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, **3**: 263–273.
- JAROSZEWSKI W., 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**, 3/4: 153–206.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. *W: Tektonika* (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski). PWN, Warszawa.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1978 — Kreda górna. *W: Profile głębokich otworów wiertniczych IG, 43, Choszczno IG 1: 64–74.*
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 5–124.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**: 5–80.
- JEZIORSKI J., 1989 — Zjawiska glacitektoniczne kształtujące podłoże osadów czwartorzędowych południowo-zachodniej części Ziemi Lubuskiej (na tle stratygrafii czwartorzędu tego obszaru). *Mat. VI Sympozjum. Glacitektonicznego*, 65–80, Zielona Góra.
- KEILHACK K., 1897 — Glaciale Hydrographie. *W: Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland erläutert an einigen Beispielen* (red. G. Berendt, K. Keilhack, H. Schröder, F. Wahnschaffe). *Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, **18**.
- KEILHACK K., 1898 — Die Stillstandslagen des letzten Inlandeiser und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. *Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, **19**: 90–152.
- KENIG K., 1997 — Badania litologiczne osadów z otworów wiertniczych Mapy geologicznej Polski 1:200000. *Prz. Geol.*, **45**, 11: 1181–1187.
- KENIG K., 1998 — Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **380**: 1–97.
- KENIG K., 1999 — Analiza minerałów ciężkich. *W: Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000* (red. L. Marks, A. Ber). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KENIG K., 2002 — Litopetrografia glin morenowych z rejonu Piły. *Materiały IX Konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski”*: 27–28. Szczecin, Sosnowiec.
- KENIG K., 2004 — Zróżnicowanie petrograficzne i mineralne równiniekowych glin morenowych z wybranych obszarów Niżu polskiego. *Prz. Geol.*, **52**, 4: 325–330.
- KENIG K., MARKS L., 2001 — Znaczenie kryteriów litologicznych dla litostratygrafii osadów czwartorzędowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycińska-Dowgiało): 9–16. Warszawa.
- KLIMKO R., 1973 — Morfogenezę zachodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego. *Bad. Fizj. nad Pol. zach, ser. A.*, **26**: 21–71.
- KOCKEL F., 2003 — Problemy diapiryzmu solnego w północnych Niemczech. *Geologos*, **6**: 57–85.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K., 1970 — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Studia Geol. Pol.*, **33**: 3–92.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., KOŁODZIEJCZYK U., SZAFRAN Z., 1989 — Uwagi o glacitektonice okolic Gorzowa Wielkopolskiego. *Mat. VI Sympozjum. Glacitektonicznego*: 165–173. Zielona Góra.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., 1992a — Zaburzenia glacitektoniczne fragmentu zachodniej części Zielonej Góry. *Mat. VII Sympozjum Glacitektonicznego*: 89–104. Zielona Góra.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., 1992b — Wybrane zagadnienia budowy glacitektonicznej okolic Nowogrodu Bobrzańskiego. *Mat. VII Sympozjum Glacitektonicznego*: 105–120. Zielona Góra.
- KOWALSKA A., 1960 — Paleogeomorfologia powierzchni podplejstoceńskiej niżowej części dorzecza Odry. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **21**: 1–66.
- KOZARSKI S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku lodu martwego w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **11**: 51–59.

- KOZARSKI S., 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci–Warty. *Pr. Kom. Geogr. Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.*, **5**, 1: 3–90.
- KOZARSKI S., 1983 — River channel changes in the middle reach of the Warta Valley, Great Poland Lowland. *Quatern. Stud.*, **4**: 159–169.
- KOZARSKI S., 1986 — Skala czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- KOZARSKI S., 1989 — Modele depozycyjne stref marginalnych i zanik ostatniego lądolodu w Polsce północno-zachodniej. *Stud. Mater. Ocean. nr 56, Geol. Morza*, **4**: 39–50.
- KOZARSKI S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20Ka–10Ka BP). Dokumentacja geograficzna 1. Inst. Geogr. i Przestrzen. Zagosp. PAN. Wrocław: 1–82. Wrocław.
- KOZARSKI S., NOWACZYK B., ROTNICKI K., TOBOLSKI K., 1969 — The eolian phenomena in West-Central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. *Geogr. Pol.*, **17**: 231–248.
- KOZARSKI S., ROTNICKI K., 1977 — Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Würm and Holocene. *Quaest. Geogr.*, **4**: 51–93.
- KOZARSKI S., NOWACZYK B., TOBOLSKI K., 1980 — Wstępne wyniki badań stanowiska interstadiału Brørup w Starym Kurowie koło Drezdenka. *Prz. Geol.*, **28**, 4: 210–214.
- KOZŁOWSKA M., 1979 — Zarys stratygrafii plejstocenu południowo-zachodniej części Pojezierza Myśliborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**: 79–87.
- KOZŁOWSKA M., 1982 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśliborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **337**: 51–114.
- KOZŁOWSKI I., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200000 arkusz Gorzów Wielkopolski, wyd. A – mapa utworów powierzchniowych. Inst. Geol. Warszawa.
- KOZŁOWSKI I., NOSEK M., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200000 arkusz Gorzów Wielkopolski, wyd. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Inst. Geol. Warszawa.
- KOZŁOWSKI I., NOSEK M., 1978 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200000 ark. Gorzów Wielkopolski. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAIŃSKI A., 1989 — Zarys budowy glaciektonicznej Wzgórz Dalkowskich. *Mat. VI Sympozjum glaciektonicznego*: 289–311. Zielona Góra.
- KRAIŃSKI A., 2002 — Wiek zaburzeń glaciektonicznych w Wale Zielonogórskim w świetle badań TL. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górs.*, **129**: 103–110.
- KRAIŃSKI A., 2003 — Stanowisko glaciektoniczne „Krośnięska” w Zielonej Górze. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górs.*, **130**: 69–79.
- KRUPIŃSKI K. M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **169**: 1–57.
- KRYGOWSKI B., 1962a — Rola glaciektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski zachodniej. *Czas. Geogr.*, **33**: 313–325.
- KRYGOWSKI B., 1962b — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glaciektonicznych niżowej Polski zachodniej. *Bad. Fizj. nad Pol. Zach.*, **9**: 61–94.
- KRYGOWSKI B., 1964 — O przetrwalności stref glaciektonicznych. *Zesz. Nauk. UAM. Geogr.*, **4**: 99–103.
- KRYGOWSKI B., 1965 — „Teoria” glaciektoniki dolinnej. *Spraw. PTPN.*, **2**: 300–301.
- KRYGOWSKI B., 1975 — Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **27**: 89–156.
- KRZYSZKOWSKI D., CZERWONKA J.A., 1994 — Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina. *Acta Univ. Wratisl.*, nr **1702**: 37–61.
- KRZYWIEC P., MORAWSKI W., ZIENTARA P., JÓŹWIAK W., 2004 — Badania metodą płytkiej sejsmiki refleksyjnej wysokiej rozdzielczości osadów kenozoicznych w rejonie Orłowa (południowa Warmia). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**: 55–71.
- KUCHAREWICZ J., MICHALSKA E., 1974 — Mapa Geologiczna Polski 1:200000, ark. Świebodzin, wyd. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Inst. Geol. Warszawa.
- KUPETZ M., 2002 — Grundbruchmoränen – eine neue Form von glazialtektonische Grossdeformationen. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górs.*, **129**: 111–121.
- KUPETZ M., 2003 — The Muskauer Faltenbogen – a large-scale glaciotectionic feature and its geomorphological texture on the Earth's surface. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górs.*, **130**: 93–114.
- KUPETZ M., SCHUBERT G., SEIFERT A., WOLF L., 1989 — Quartärbasis, pleistocäne Rinnen und Beispiele glazialtektonischer Störungen im Niederlausitzer Braunkohlengebiet. *Geoprofil*, **1**: 2–17.
- KURZAWA M., 1999 — O zróżnicowaniu pokrywy plejstocenijskiej nad wybranymi formami tektoniki salinarniej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 489–498.
- KURZAWA M., 2000 — Przestrzenny model budowy kenozoiku Polski północno-zachodniej na cyfrowych, geologicznych mapach ścięcia poziomego. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 306–312.
- KURZAWA M., 2004 — Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno-zachodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **407**: 29–89.
- LAMPARSKI Z., 1983 — Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Pol.*, **76**: 3–73.
- LEVKOV E., 1980 — Glaciotectonics. Nauka i Technika. Minsk.
- LINDNER L., 1992 — Stratygrafia (Klimatostratygrafia) czwartorzędu. *W: Czwartorzęd* (red. L. Lindner). PAE S.A. Warszawa.
- LINDNER L., MARKS L., 1995 — Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, **43**, 7: 591–594.
- LISICKI S., 2000 — Kryteria stosowania litotypów stratygraficznych glin lodowcowych w badaniach czwartorzędu. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 368–370.
- LISICKI S., 2004 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**: 1–105.
- LISTKOWSKA H., MAKSIK S., NOSEK M., 1977 — Mapa geologiczna Polski 1:200000, arkusz Piła, wyd. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Inst. Geol. Warszawa.
- LISZKOWSKI J., 1999a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Chojno. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- LISZKOWSKI J., 2000a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Sieraków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAKSIK S., MRÓZ W., 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **30**: 97–142.
- MAREK S., 1997 — Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 414–415.
- MARKIEWICZ A., 1995 — Halotektonika soli cechsztyńskich w strefie dyslokacyjnej środkowej Odry, a zaburzenia glaciektoniczne we Wzgórzach Dalkowskich. *Mater. VIII Sympozjum Glaciektonicznego*: 175–192. Zielona Góra.
- MARKIEWICZ A., 1999 — Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Polska). *Prz. Geol.*, **47**, 9: 825–830.



- MARKIEWICZ A., 2003 — Halokinetyczne uwarunkowania sedymentacji i deformacji osadów kenozoicznych w południowej części monokliny przedsubdeckiej (SW Polska). *Zesz. Nauk. Uziel.-Górs.*, **130**: 115–123.
- MARKIEWICZ A., PIOTROWSKI A., 1999 — Wpływ soli cechsztyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 937–941.
- MARKIEWICZ A., KRAIŃSKI A., 2002 — Geotektoniczna reaktywacja struktur halotektonicznych a zaburzenia glacictektoniczne w strefach marginalnych europejskich zlodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Wzgórz Dalkowskich (SW Polska). *Zesz. Nauk. Uziel.-Górs.*, **129**: 123–142.
- MARKS L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, Western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Geologia*, **14**, 1: 1–71.
- MARKS L., 2005 — Co dalej z czwartorzędem? *Prz. Geol.*, **53**, 5: 394–395.
- MARKS L., BER A. (red.), 1999 — Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MARTINI E., 1970 — Standard palaeogene calcareous nanoplankton zonation. *Nature*, **226**.
- MASŁOWSKA M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 920–926.
- MICHALSKA E., NITKA B., WINNICKI J., 1976 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200000 ark. Świebodzin, wyd. A – mapa utworów powierzchniowych. Wyd. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E., 1982a — O genezie niektórych śródplejstoceńskich powierzchni na Niżu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, **321**: 83–96.
- MOJSKI J.E., 1982b — Mapa Geologiczna Polski 1:200000, ark. Poznań. Wyd. A – mapa utworów powierzchniowych. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E., 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MORAWSKI W., 2004 — Struktury glacictektoniczne południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**: 109–140.
- MORTIMER C.P., 1987 — Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of the Southern Norwegian and Danish North Sea area. *Abh. Geol. B. A.*, **39**: 143–175.
- MULARZ S., 1973 — Toe – failure processes on an opencast mine waste-dump. *Stud. Geotechn.*, **4**: 23–34.
- NATUSIEWICZ-DUDZIAK D., 1970 — Znaczenie rdzeniowania bocznego dla diagnozy stratygraficznej. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 4: 795–803.
- NOWACZYK B., 1995 — The age of dunes in Poland – selected problems. *Quaestion. Geogr. Sp. Is.*, **4**: 233–239.
- OSIKA R., POŻARYSKI W., RÜHLE E., ZNOSKO J. (red.), 1972 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych w skali 1:500000. Wyd. Geol. Warszawa.
- OST H.G., 1935 — Neue Anschauungen zur Entwicklungsgeschichte eines norddeutschen Urstromtals. *Zeitschr. Gletscherk.*, **22**: 96–108.
- PILARCZYK L., 1958 — Wydmy Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego. *W: Wydmy śródlądowe Polski*. PWN. Warszawa.
- PILARCZYK L., 1962 — O niektórych cechach morfologicznych i wieku wydm wschodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego. *Bad. Fizjogr. nad Polską zach.*, **9**: 147–154.
- PIOTROWSKI A., 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, **35**: 221–234.
- PIOTROWSKI A., 1999 — Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migracje soli. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 1016–1020.
- PIOTROWSKI A., 2002 — Morfologia Pomorza Zachodniego, a cechsztyńskie struktury solne. *Arch. Geol. Oddz. Pomorskiego PIG. Szczecin*.
- PIOTROWSKI A., URBAŃSKI K., BROSE F., 2002 — Stanowiska interglacjału eemskiego w okolicy ujścia Warty do Odry. *Mat. IX. Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”*, 78.
- PIWOCKI M., 1975 — Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węglonośność. *Biul. Inst. Geol.*, **284**: 73–125.
- PIWOCKI M., 2001 — Nowe poglądy na litostratyografię paleogenu w Polsce północnej. *Streszcz. referatów wygłoszonych w 2000 roku*: 50–60. UAM. Inst. Geol.
- PIWOCKI M., 2004 — Paleogen. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. I, część 3: 22–71. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PIWOCKI M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **356**: 7–28.
- PIWOCKI M., KASIŃSKI J. R., 1995 — Outline of development of the Lower Oligocene transgression in northern Poland. *Tech. Poszuk. Geol.*, **34**, 3: 47–52.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 — Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Kwart. Geol.*, **41**, 1: 21–34.
- PIWOCKI M., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 — Neogen. *W: Budowa Geologiczna Polski t.1, cz. 3a*: 71–133. PAE S.A. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1966 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku (łącznie z paleocenem dolnym). Skala 1:1000000. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1979 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych 1:1000000. Inst. Geol. Warszawa.
- RACINOWSKI R., 1995 — Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. *W: Badania osadów czwartorzędowych wybrane metody i interpretacja wyników* (red. E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski): 151–166. Warszawa.
- ROMANEK A., 1997 — Paleodoliny w pradolinie Warty–Noteci pod Gorzowem Wielkopolskim i ich znaczenie hydrogeologiczne. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 889–882.
- ROMANEK A., 2003a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b): ark. Santok. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK A., 2003c, d — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (c) z objaśnieniami (d): ark. Lipki Wielkie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK A., 2003e, f — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (e) z objaśnieniami (f): ark. Trzebiecz. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK A., 2003g — Podłoże kenozoiku w obrębie jednostki Drezdenka (blok Gorzowa). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **60**: 125–126.
- ROMANEK A., 2004 — Glacictektonika i tektonika kenozoiku na pograniczu Ziemi Lubuskiej i Pomorza. *Mat. XI Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*: 101–102.
- ROMANEK A., 2005 — Sekwencje nachylone w profilach wiertniczych świadectwem budowy luskowej kenozoiku pod Gorzowem Wielkopolskim. *Materiały warsztatów terenowych w Bełchatowie „Drobne struktury glacictektoniczne”*: 28–29.
- ROMANEK M., 1994a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Santok. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK M., 1994b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicz-



- nej Polski w skali 1:50000, ark. Drezdenko. Centr. Arch. Geol. Państw Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK M., 1995 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Skwierzyna. Centr. Arch. Geol. Państw Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK M., 1997a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Pełczyce. Centr. Arch. Geol. Państw Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK M., 1997b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Lipki Wielkie. Centr. Arch. Geol. Państw Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK M., 1997c — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Strzelce Krajeńskie. Centr. Arch. Geol. Państw Inst. Geol. Warszawa.
- ROMANEK M., 1999 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych z arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Chłopowo. Centr. Arch. Geol. Państw Inst. Geol. Warszawa.
- ROTNICKI K., 1967 — Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **19**: 93–147.
- ROTNICKI K., 1971 — Struktura deformacji w strefie wtórnego kontaktu łusek glacitektonicznych w Winiarach koło Kalisza. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **24**: 199–232.
- ROTNICKI K., 1972 — Struktura glacitektonicznego uskoku o poślizgu poziomym w Jastrzębnikach koło Kalisza. *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, **13**, 1: 191–209.
- ROTNICKI K., 1974 — Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glacitektonicznych. Mat. I Sympozjum Glacitektonicznego: 41–59. Zielona Góra.
- ROTNICKI K., 1976a — Struktury odprężeniowe w strefach występowania deformacji glacitektonicznych. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **29**: 81–100.
- ROTNICKI K., 1976b — Glacitektoniczna struktura poziomego nasunięcia łusek. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **29**: 103–123.
- ROTNICKI K., 1976c — The theoretical basis for a model of the origin of glaciectonic deformations. *Quaestion. Geogr.*, **3**: 103–139.
- ROTNICKI K., 1988 — Metodologiczne podstawy datowania deformacji glacitektonicznych. *Bad. Fizj. nad Polską zach.*, **38**: 51–76.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Pol.*, **50**: 1–91.
- RZECHOWSKI J., 1977 — Main lithotypes of tills in the Central Polish area. *Biul. Inst. Geol.*, **305**: 31–43.
- RZECHOWSKI J., 1980 — An attempt of lithostratigraphical subdivision of the Vistulian glaciation tills in Poland. *Quater. Stud.*, **2**: 107–120.
- RZECHOWSKI J., 1982 — Dependence of till lithology on properties of a local Quaternary bedrock in Central Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **343**: 111–134.
- SALWA S., 1999a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Chłopowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SARNACKA Z., 1965 — Struktury glacitektoniczne i marżłociowe w Górze Kalwarii i Osiecku na południe od Warszawy. *Biul. Inst. Geol.*, **187**: 217–230.
- SISSINGH W., 1977 — Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. Mijnbouw.*, **56**, 1: 37–65.
- SKOMPSKI S., 1980 — Nowe stanowiska mięczaków z osadów interglacialnych w zachodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **322**: 5–30.
- SKOMPSKI S., 1981 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **321**: 151–162.
- SŁODKOWSKA B., 1996 — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów z profili Zwierzyń 2 i Krzęcin 3 z arkusza Pełczyce Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2000a — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z arkusza Bledzew Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2000b — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profili Kamień PIG 1, Marzenin PIG 1 z arkusza Trzebiecz Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SOCHAN A., PIOTROWSKI A., 2000a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Gorzów Wielkopolski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SOCHAN A., PIOTROWSKI A., 2000c, d — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (c) z objaśnieniami (d); ark. Barlinek. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STANKOWSKI W., 1963 — Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, **4**, 1.
- STANKOWSKI W., 1968 — Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych. *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, **8**, 2: 1–90.
- STANKOWSKI W., 2000 — Problemy geologii kenozoiku Wielkopolski. Przewodnik 71 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 59–69.
- STANKOWSKI W., 2003 — Krotkość i piętrowość struktur glacitektonicznych. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górs.*, **130**: 125–134.
- STUDENCKI M., 2000a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Drezdenko. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STUDENCKI M., 2000c, d — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (c) z objaśnieniami (d); ark. Strzelce Krajeńskie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STUDENCKI M., 2002e — Plejstocen i morfogeneza Pojezierza Dobiegniewskiego i Równiny Drawskiej (Pojezierze Pomorskie). Arch. Oddziału Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol. Kielce.
- SZUMILAK J., 1965 — Orzeczenie geologiczne ze zwiadowczych prac geologicznych za węglem brunatnym w rejonie „Drezdenko – Międzychód”. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TKACZYK A., 1991 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000; ark. Santok (388). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TKACZYK A., 1994 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 ark. Lipki Wielkie (389). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TKACZYK A., 2000 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 ark. Trzebiecz (390). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TOBOLSKI K., 1969 — Fazy wydmy w świetle badań palinologicznych – zagadnienie ich liczby i charakterystyka ich przebiegu. *W: Procesy i formy wydmy w Polsce (red. R. Galon). Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **75**: 101–116.

- TRELA W., 1997a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Pełczyce. Państw. Inst. Geol. Warszawa
- TRELA W., 2000a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Bledzew. Państw. Inst. Geol. Warszawa
- TREMBACZOWSKI J., 1961 — Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych. *Ann. UMCS, Sec. B*, **16**, 3: 63–89.
- TWAROGOWSKI J., PETECKI Z., 2000 — Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego dla tematu: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000, ark. Trzebież (390). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- URBAŃSKI K., 2002 — Deformacje glacitektoniczne na Ziemi Lubuskiej. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górsk.*, **129**: 159–172.
- URBAŃSKI K., 2005 — Deformacje glacitektoniczne i ich wpływ na rozwój paleogeografii środkowozachodniej Polski (rejon Zielonej Góry). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **417**: 169–208.
- WALKIEWICZ Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *UAM Geologia*, **10**: 1–96.
- WAŻYŃSKA H., 1994a — Orzeczenie palinologiczne próbek z wiercenia Chelmsko PIG1. *Arch. Oddziału Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol. Kielce*.
- WAŻYŃSKA H., 1994b — Opracowanie palinologiczne próbek z otworu wiertniczego Leszczyniec PIG1. *Arch. Oddziału Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol. Kielce*.
- WAŻYŃSKA H., 1994c — Wyniki analizy mikroflorystycznej próbek z wiercenia Skwierzyna PIG1. *Arch. Oddziału Świętokrzyskiego Państw. Inst. Geol. Kielce*.
- WICHROWSKI Z., 1981 — Studium mineralogiczne iłów serii poznańskiej. *Arch. Miner.*, **37**, 2: 93–192.
- WILKOSZ P., 2002 — Geneza i wiek deformacji glacitektonicznych w rejonie struktury solnej Mogilna. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górsk.*, **129**: 183–194.
- WŁODARSKI W., 2002 — Tektonika glacialna zlodowacenia odry w nawiązaniu do struktur podłoża. *Zesz. Nauk. UZiel.-Górsk.*, **129**: 195–207.
- WOLAŃSKA H., 1962 — Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski zachodniej. *Kwart. Geol.*, **6** 1: 149–155.
- WOLAŃSKA H., 1978 — Mikrofauna osadów trzeciorzędu. *W: Choszczno IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, z. **43**.
- WOLDSTEDT P., 1935 — Über die Geschichte des Küstriner Beckens und der Eberswalder Pforte. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **56**: 274–291.
- WOŻNY E., 1962 — Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski zachodniej. *Kwart. Geol.*, **6**, 1: 134–146.
- WOŻNY E., 1965 — Oligocen Polski zachodniej i jego fauna. *Biul. Inst. Geol.*, **192**: 169–213.
- WROTEK K., 1978 — Nowe stanowisko osadów organicznych w krawędziowej strefie pradoliny Noteci–Warty w Łęgowie. *Prz. Geol.*, **26**, 5: 304–306.
- ZDUNEK T., 1989 — Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie miasta Gorzowa Wielkopolskiego. *Mat. VI Sympozjum Glacitektonicznego*: 277–285.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1992 — Orzeczenie palinologiczne dotyczące próbek z otworów wiertniczych wykonanych dla arkusza Drezdenko Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *Arch. Oddz. Święt. Państw. Inst. Geol., Kielce*.
- ZŁONKIEWICZ Z., 2000a, b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 (a) z objaśnieniami (b); ark. Skwierzyna. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.

## THE CENOZOIC OF THE LUBUSZ LAND, POMERANIA AND WIELKOPOLSKA BORDERLAND (CENTRAL WEST POLAND)

**Abstract.** The Upper Cretaceous deposits in the area of Gorzów Block underlie the Cenozoic Sequence with highly diversified thickness varying from a few to 200 m. The complex is composed of marine Oligocene sediments (Lower and Upper Mosina formation, Rupel formation) and brackish facies (Czempiń formation). The Oligocene deposits are overlain with a small gap by the continental Miocene sequence (Gorzów, Krajenka, Adamów and Poznań formations). The Quaternary is represented by six lithostratigraphic glacial tills accompanied by glaciofluvial sand and gravel as well as by glaciolacustrine sand and silt. The oldest alluvial deposits date back to the Ferdynandów Interglacial, whereas the first lacustrine ones are ascribed to the Great Interglacial. The area is cut by immense elongated negative landforms (several tens of km long, up to 20 km wide and 100 m deep). Smaller, closed forms of a few kilometres in diameter and 100 m in depth are commonly observed. Altogether, they form the glaciotectonic structures of type I and II. They are filled with

glacial sediments of the Nidanian Glaciation. The Nidanian glacial sediments and the deposits underlying the structures of type I and II are organized in a fold-slice form with the amplitudes varying from a few to several tens of metres and the radii from several tens to 200 m. These are the glaciotectonic structures of type III. In total, they contribute to a specific geological composition of the area, which is characterized by deep glaciotectonic depressions and their fold-slice fills as well as by deformed contacts between the Quaternary rocks and their basement. The processes of filling and deformation were due to the activity of the Nidanian ice sheet, the oldest one in the study area. The disturbed Paleogene, Neogene and Quaternary deposits form the Pleistocene glaciotectonic structural level. It is underlain by horizontal deposits of the Paleogene–Miocene structural level and overlain by Quaternary deposits of the Pleistocene–Holocene structural level composed of horizontal sediments locally deformed to form push-moraines. Together, they form the Cenozoic structural sequence.

**Key words:** stratigraphy, glaciotectonics, tectonics, Cenozoic, Lubusz Land, Pomerania, Wielkopolska

### SUMMARY

Stratigraphy of Cenozoic deposits from the wide borderland between Pomerania, Wielkopolska and Lubusz Land (Figs 1, 2) was established on the basis of mapping works, borehole sections, geophysical researches (geoelectrical resistivity sounding, high-resolution shallow reflection seismics), biostratigraphic studies (palynology, nannoplankton) and lithostratigraphic researches (petrographic analysis of gravels in tills). Structural observations of outcrops and drill cores, conducted in the well-examined area of Western Poland, allowed characterizing the geological setting, which owes its structure mostly to glaciotectonic processes.

The sub-Cenozoic basement in this area is composed of Upper Cretaceous deposits (Figs. 3, 11). Induced by Laramide activity, Paleocene emersion put an end to Upper Cretaceous marine sedimentation (Dadlez, 1974, 1997; Dadlez, Marek, 1974) and resulted in a break in sedimentation, which lasted until the Late Eocene. During the period, tectonic activity responsible for the formation of the structural

pattern of Laramide units gradually decreased. The two main elements of this pattern were the sinking Szczecin Trough in the north and a relatively rigid part of the Gorzów Block with the Drezdenko tectonic unit in the south. These elements were separated within the basement by the Pырzyce–Krzyż–Szamotuły dislocation zone (Dadlez, 1979). Such structural conditions, together with the related tectonic activity, triggered denudation processes which resulted in a removal of Maastrichtian and Campanian sediments from the Drezdenko unit. Consequently, in the southern parts of the sub-Cenozoic surface of the Gorzów Block, there are outcrops of the lower formations of Upper Cretaceous deposits.

Activity of these main structural factors was constantly disturbed by local factors. The most significant one was salt movements generated by a general Laramide stress field, modified by local structures. In general, the movements took place within already-existing salt pillows and crests developed along the Pырzyce–Krzyż–Szamotuły dislocation zone

and in the Drezdenko unit (e.g. Pełczyce salt pillow) – Dadlez, 1979; Kurzawa, 2004. They caused uplift in these areas and activated denudation processes. As a result, Campanian deposits surrounded by Lower Maastrichtian sediments are exposed at the sub-Cenozoic surface in the areas near Choszczno, Pławno, Radęcin and Huta Szklana, located above such salt structures. The thickness of Lower Maastrichtian deposits accompanied by Campanian “islands” serves as the basis for measuring the magnitude of local Paleocene and Eocene uplifting processes and allows concluding that it varied from 100 to 150 m.

The uplift was moderated by denudation processes. Because denudation counteracted the uplifting processes, the area did not become very rugged. On the contrary, it was characterized by a smooth relief, shallow incisions and long slopes covered with a mantle of weathered rocks easy to be mechanically removed and chemically dissolved. The relief of the top Cretaceous surface in the Early Paleogene was thus different from the present one shown in [Figures 12 and 13](#). In particular, the distinct bulge in the Cretaceous surface, currently observed above the deep Pyrzyce–Krzyż dislocation zone, did not exist at that time.

The Cretaceous deposits are overlain by sand and sand-silt glauconitic sediments with a small amount of dispersed psephitic grains (Lower Mosina formation – [Figs. 4–8, 10, 20–23, 25](#)), proving a smooth transgression onto the areas of Central and Northern Poland, characterized by a low relief (Piwocki, Olkiewicz-Paprocka, 1987; Piwocki, 2004). During the Early Oligocene, the shoreline became fixed along the line considered as the boundary between the Rupel formation and Czempin formation. The Rupel formation ([Figs. 4, 6, 7, 10, 20–25](#)) is represented by marine clay and silt with fossils, whereas the Czempin formation ([Figs. 4–6, 8, 10, 20, 22–25](#)) consists of sediments from transitional areas between land and sea (deltas, lagoons and alluvial plains). Biostratigraphic research (Gaździcka, 1994, 1997, 1999) proves that the sedimentation processes took place during the 21<sup>st</sup> and 22<sup>nd</sup> nannoplankton chrons ([Fig. 10](#)) embracing the Eocene/Oligocene transition and the Early Oligocene. The succession is topped with thin lenses composed of glauconitic fine-grained sands and silts (Upper Mosina formation – [Fig. 4, 5, 8, 20, 22–25](#)), which cover of the Rupel clays and continental deposits of the Czempin formations. They are indicative of a transgressive episode that strengthened marine influences in the areas previously dominated by continental environments. They finish the deposition of the first and last Cenozoic sedimentary series characterized by strong marine features.

The uppermost Paleogene is represented by fine-grained sand-silt deposits referred to as Paleogene Top Sediments ([Figs. 4, 20, 22–25](#)) continuously passing into the Upper Mosina formation and Czempin formation. Their lithostratigraphic and chronostratigraphic status has not been specified yet.

In the study area, there is no continuity between Oligocene and Miocene deposits ([Fig. 10](#); Dyjor, 1970). Neither any reduction in thickness at the top of the Oligocene succession nor enrichment of the base Neogene deposits in Creta-

ceous material are observed. It proves rather minor effects of Late Oligocene denudation processes. Apparently, the decline of the Paleogene was characterized rather by the lack of sedimentation than by any significant activity of denudation processes. Towards the end of Oligocene, the study area was dominated by low energy environments that developed as a result of small tectonic activity of the basement. The stratigraphic gap spanning the upper part of the Late Oligocene ([Figs. 4, 10](#)) is closed by the Gorzów Formation sands (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). The commonly occurring Gorzów Formation deposits ([Figs. 4–8, 10, 21–25](#)) are represented by sandy sequences varying from fine-grained to vari-grained and manifesting very similar thicknesses.

The Early Miocene is topped with widespread sandy-silty-clayey-carbonaceous continental deposits of the Krajenka Formation ([Figs. 4–8, 10, 20–25](#)). Their top part ([Fig. 10](#)) already goes up beyond the Early/Middle Miocene boundary (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). At the beginning of Middle Miocene, phytogenic sedimentation is replaced by mineral deposits represented by sandy-silty sequences of the Adamów Formation ([Figs. 4–6, 8, 22–25](#)).

The latest Neogene deposition is represented by silts of the lower part of the Poznań Formation ([Figs. 4–6, 8, 10, 20, 22–25](#)) of rather small primary thickness. The top part of Neogene sediments is, and probably was before the Pleistocene, represented by a thin clay succession with lignite intercalations.

The closing of the large basin of Poznań Formation clays in Central Poland required a change in local tectonic trends. The Neogene subsidence was replaced by uplifting movements. These modifications of general stress in the lithosphere may have induced salt structures activation (i.e. in the Pyrzyce–Krzyż zone) which resulted in an elevated zone composed of Cretaceous formations.

Outside the glaciodepressed and glacioelevated areas as well as the zones where they are directly overlain by Quaternary sediments, Paleogene and Neogene deposits tend to rest horizontally without any considerable deformation. They form a Paleogene–Neogene structural level ([Fig. 19](#)).

The stratigraphic gap between Neogene and lowest Pleistocene deposits spans most of the Middle Miocene, the whole Late Miocene, Pliocene and most of the Pleistocene, extending as late as the Nidanian Glaciation ([Fig. 10](#)). The sedimentary gap was originally smaller, since the Poznań Formation silt deposition lasted longer and the primary sequences were thicker than their currently observed fragments. Nonetheless, it extended over part of the Upper Miocene, Pliocene and the early Pleistocene – a period of about 13–14 million years. No evidence of any sediments or active (e.g. erosional) processes is observed, which is due to destructive activity of Pleistocene ice sheets, particularly of the Nidanian Glaciation. Its effect on the basement was very strong, so that the pre-glaciation relief is now impossible to be reconstructed. Most of continental deposits were removed during that period.

Paleogene and Neogene loose deposits began to consolidate as a consequence of tectonic movements occurring in



Paleogene, Neogene and Early Pleistocene times – as a response to the tectonic activity in the Carpathians and Carpathian Foredeep, Middle-Poland Uplands and the vicinity of Bełchatów, which resulted in the formation of tectonic grabens in Wielkopolska (Baraniecka, 1971, 1975; Ciuk, 1980; Dąbrowski, 1980; Deczkowski, Gajewska, 1980). The consolidation process was manifested by gradual dehydration, sediment compaction and the appearance of features characteristic of sedimentary structures resulting from unstable density: small and medium scale faults, load casts and folds (Dżułyński, 1966; Brodzikowski, 1982).

The advance of the Nidanian Glaciation ice sheet (the first one in this region) covered the area of relatively low relief, generally sloping southwards towards the Poznań Formation clay basin. That inclination was probably inherited from Late Miocene and Pliocene times. In the basin margins and in its inflow valleys, there are phytogenic-mineral deposits cropping out and covering towards the basin centre the increasingly thicker (between a few and a few tens of metres) clay series of the Poznań Formation. This sequence of low strength sediments was underlain by the Adamów Formation sand, silt and clay, up to 30 m thick, as well as by a sequence of lignite, clay and coaly silt deposits of the Krajenka Formation. The underlying Oligocene deposits are represented by sands of the Czempień and Gorzów formations. To the north of Drezdenko and Santok and to the west of Skwierzyna, the sub-Neogene basement was represented by a few tens of metres thick clay sequence of the Rupel formation.

The development of the Nidanian ice sheet caused static and dynamic stress, which the Paleogene and Neogene deposits could not resist to. North of the study area, the ice sheet advanced over a tectonically active series of salt structures in the basement, which developed along the Pyrzyce–Krzyż dislocation zone (Dadlez, 1997; Marek, 1997; Znosko, 1998). The ice sheet load caused mobilisation of salts and the uplift of the dislocation zone area. Consequently, the ice movement was considerably reduced in speed or it temporarily stopped. Eventually, the ice sheet managed to overcome this horizontal obstacle, initially through the passes in the unequally elevated forefield between the Pławno and Choszczno salt pillows. As a consequence, the subsequent ice advance was of a lobe nature. On its way, the lobe came across ancient river valleys that developed during deposition of the Poznań Formation, filled with phytogenic-mineral deposits. The longitudinal direction of these valleys corresponded to the lobe advance direction. The present-day Gorzów–Zamęcin and Gorzów–Karsko glaciodepressions (Figs. 15, 16) may represent the remains of these valleys. Even a small load of a thin ice layer at the front of the lobe caused deformation, folding and imbrication, initially in the near-surface portion of coal seams of the Middle Polish Group. The ice load amount increased with its thickness, causing deformation of a deeper basement. Finally, cylindrical shearing surfaces (Rotnicki, 1974, 1976c; Jaroszewski, 1991, 1994) appeared within the whole Paleogene–Neogene sequence. Along these surfaces, the already disturbed and stable deposits were imbricated and thrust over each other

(Figs. 18, 21–24) to be eventually taken away by the active foot of the ice sheet and carried southwards. Hence, such a considerable number of Neogene, Paleogene and Cretaceous deposits were incorporated in the glacial sediments of the Nidanian Glaciation, particularly to the south of the latitudinally elevated Pyrzyce–Krzyż zone (Fig. 7 – Nadarzyn, Zwierzyn 2 and Krzęcin 3 sequences). Having overcome the Pyrzyce–Krzyż barrier, the lobe that carved the Gorzów–Zamęcin and Gorzów–Karsko depressions (Figs. 15, 16) accelerated its advance, resulting in stronger effectiveness of glaciotectonic activity. Both the lobes met near Gorzów Wielkopolski and removed Neogene and partly Paleogene deposits from the area situated south of the city, forming the Deszczno trough in the Warta depression (Figs. 15, 16) – the largest and deepest trough in the study area. Over most of the area, the Scandinavian glacial material was transported into the depressions, filled them and contributing to the formation of slices which constituted the fill of the depressions, troughs and glaciotectonic elevations (Fig. 18). This is how the study area's thickest Pleistocene till layer was formed (GI – Tab. 1, 2, Fig. 9), locally exceeding 90 m in thickness (Sarbiewo, Siedlice, Strzelce Krajeńskie, Ogardy – Fig. 7).

Apart from the main longitudinal depressions that developed as a result of lobe advance of the earliest ice sheet, there are a number of other deep but slightly smaller isolated depressive forms in the area (Figs. 15, 16). They are interpreted in a similar way to the depressions of strong glaciotectonic exaration of the basement and till sedimentation. However, there is no activity of deep basement related to both salt movement and movements along the deep dislocation zones. There are also no barriers and related ice thrusts. The location of glaciotectonic structures is determined by purely local environmental conditions, first of all the geological structure of sub-Pleistocene basement and physical parameters of the ice sheet. Susceptibility of the Neogene and Paleogene sediments to deformation depends mainly on the presence and thickness of low strength (phytogenic) deposits in comparison to sandy series, as well as on the local sensitivity of sand deposits to liquefaction and fracturing. In case of local parameters, unfavourable to the stability of the succession, these factors contributed to rapid and deep local deformation. As a result, troughs filled with slices of glacial sediments were formed (e.g. Fig. 17).

Local troughs are accompanied by sub-Pleistocene basement elevations, which confirms the Ruszczyńska-Szenajch's theory (1976) of genetic relations between these structures (e.g. Fig. 22 – between Przysieka and Górecko, Fig. 25). Paleogene and Neogene deposits are the major components of elevations observed near Gorzów Wielkopolski, between Kijowo (Kijowo 1 – Fig. 6) and Drezdenko (Drezdenko 55) as well as between Międzychód and Sieraków. They are characterized by inclination of strata (e.g. 60° in Kijowo 1, steeply dipping beds in Kawki) and greater thickness of lithostratigraphic units on the elevation in comparison to the thickness of the same units outside the elevation (Oligocene deposits in the elevations near Gorzów Wielkopolski). There is also a locally disturbed lithostrati-

graphic sequence where a regular succession is overlain by sediments whose characteristics do not correspond to any lithostratigraphic unit or where the sediments of the same lithostratigraphic units occur repeatedly (Sarni Las – Miocene – Fig. 7, Kamień, Drezdenko – Fig. 5). Based on the abovementioned description, it may be concluded that there was one factor that influenced the formation of both local depressions and elevations in the study area. These structures are associated with the activity of the earliest Nidanian Glaciation ice sheet.

The Nidanian ice sheet retreat resulted in the formation of numerous landforms and sediments related to strong meltwater activity, such as deep subglacial tunnel channels. A spectacular example of such a landform was discovered by geophysical surveying (Tkaczyk, 1991) and then explored by drilling (Deszczno – Figs. 7, 21). A 120-m deep, longitudinal Deszczno tunnel channel was examined by geoelectrical resistivity sounding measurements over a distance of 1 km. It dissects Nidanian Glaciation deposits and penetrates into Cretaceous rocks as deep as 10–20 m.

When melting out, the ice sheet of the Nidanian Glaciation left numerous sandur covers (Fig. 24) e.g. between Pielice and Długie. A large concave landform developed in the Warta depression – a precursor of the present-day Gorzów Basin.

Consequently, the Nidanian ice sheet played an important role in forming the geological structure of the Cenozoic succession. It tectonically activated the sub-Cenozoic (Mesozoic and Paleozoic) basement, folded and imbricated the Pleistocene structural level (Fig. 19), carved deep depressions related to the lobe advance process, and created many local depressive landforms filled with tills and glacial rafts composed of Paleogene and Neogene sediments. The sub-ice surface became dissected by deep tunnel channels and covered with locally thick sequences of glaciofluvial and ice-dammed deposits (Fig. 25). The Nidanian Glaciation sediments in the study area reach a similar thickness to that of the Oligocene and Miocene deposits.

Apart from pavements occasionally encountered in the boreholes that penetrated the top part of the Nidanian till, there are no sediments which could be justifiably related to the Małopolska Interglacial in the study area. Denudation processes must have been very intense in some areas of glacial uplands located at greater elevations, covered with thin Nidanian glacial deposits, resulting in the exposure of the pre-Pleistocene basement. Consequently, the Sanian 1 Glaciation till often rests upon Miocene deposits of various ages as in the Wojcieszycze region – upon the Krajenka Formation (Fig. 21), in the Wełmin region – upon the Adamów Formation (Fig. 22), and in the Modropole region – upon the Adamów Formation (Fig. 24). As a result, the Sanian 1 till became enriched in Neogene and Paleogene material represented by glaciotectionally disturbed glacial rafts and crushed, fine-grained material constituting the matrix of sediments.

The Sanian 1 ice sheet did not exert such an influence as the Nidanian one either on the landscape, whose main features underwent no substantial modification, or on the geo-

logical structures of the basement. Nevertheless, a certain tectonic activity of glacial nature took place, which was reflected by a local basement uplifting in the area of Gorzów-Elektrownia (Fig. 21), Przysieka (Fig. 22), or between Długie and Modropole (Fig. 24), which owes its general sculpture to Nidanian Glaciation. The Sanian 1 ice sheet accumulated its till (GII – Tabs. 1, 2, Fig. 9) – thicker in the depressions (55 m – Nadarzyn, earlier depressed area – Fig. 7), thinner on glacioelevated areas of the basement (Kijowo 2 – Fig. 6), upon the surface weathered during the Małopolska Interglacial. Both these sedimentation processes and the covers of glaciofluvial deposits in depressions (Strzelce Krajeńskie, Siedlice – Figs. 7, 24), resulted in the smoothing of the relief (Fig. 24).

Thicker glaciofluvial sequences (FgII), covered with the Sanian 2 till and dissecting the Sanian 1 and partly Nidanian tills (Leszczyniec – Fig. 8), were deposited during the retreat of Sanian 1 Glaciation ice sheet. They are interpreted as fills of retreat tunnel channels (Pielice – Fig. 24).

The Sanian 1 ice sheet modelled its basement and accumulated glacial deposits. However, the effects of the Sanian 1 ice sheet, manifested mainly by local glacioelevations and considerable smoothing of the relief, were weaker than those of the Nidanian ice sheet, because the Cenozoic sediments had already undergone extensive stabilization and consolidation processes during the previous glaciation.

During the Ferdynandów Interglacial, pebble pavements formed on glacial upland surfaces indicating the development of denudation processes that took place at that time. Alluvial series (A1) are sporadically observed in valleys, proving the development of river systems during the Ferdynandów Interglacial. The river valleys dissected Sanian 1 and Nidanian tills (Figs. 6, 10). It is impossible to reconstruct the exact location of the valleys due to a small amount of sediments preserved. Furthermore, no organogenic deposits have yet been recognized in the presumed Ferdynandów series, which would greatly help to classify them stratigraphically.

In many other sections, the Ferdynandów Interglacial sediments in Kijowo 1 (Fig. 6) and the Sanian 1 till accompanied by glaciofluvial deposits are covered by the Sanian 2 till (GIII – Tabs. 1, 2, Fig. 9), which appears generally thinner than the Nidanian and Sanian 1 tills and rarely reach the thickness of 10–20 m. In fact, the Sanian 2 till is absent in many areas, having been completely removed by denudation processes or subglacial erosion (Sarbień, Bledzew, Orzelec, Glinik, Deszczno – Fig. 7). In labile areas, such as strongly glaciotectionally deformed region of Gorzów Wielkopolski and the Pyrzyce–Krzyż barrier zone, Neogene material was locally thrust to the surface so that the Sanian 2 deposits were occasionally provided with glacial rafts of much older sediments (Zwierzyn 2 – Fig. 7).

The Sanian 2 Glaciation was a period of high subglacial meltwater activity. Several tens of metres thick sequences of various sandy sediments (FgIII) interpreted as fills of tunnel channels (Słonice, Sarbień – Figs. 7, 10, 25) are commonly observed. They are inserted into earlier Pleistocene glacial deposits and covered by the Sanian 2 till. Similarly, thick se-

quences of glaciofluvial outwash fans underlying deposits of the Middle-Polish Glaciations and Great Interglacial, are also frequent (Nadarzyn, Zwierzyń 2, Krzęcin 3, Ogardy – Fig. 7, Lubikowo, Stołuń – Figs. 8, 25). As a consequence of glacial and glaciofluvial sedimentation, surface relief of the study area was built up, whereas subglacial downcuttings and their fills gave rise to a truly mosaic pattern of the geological structure of the Pleistocene succession.

Near Gorzów Wielkopolski, fin-grained deposits that filled the valleys during the Great Interglacial have so far been ascribed to alluvial series (Kozłowska, 1982). Lithopetrographic analysis of these deposits only partly confirms these findings. It refers particularly to the lower parts of the alluvial sequences discovered in the Warta depression (Orzelec, Deszczno, Siedlice, Bledzew – Figs. 7, 24, 25), which are composed of silt, sandy silt and fine-grained sand and included in alluvial series A2. Above these, there is a thick tripartite series of coarse-grained deposits observed in Bledzew and Orzelec (Fig. 7). A coarse-grained sand basal part of the series underlies a few-metres-thick set of silt and fine-grained sand, which is in turn covered with a thick sequence of coarse-grained sand and gravel. Such a lithologic succession is observed in both of the investigated sequences and appears congruent with general climatic changes corresponding to the Great Interglacial deposits. The lowest fine-grained deposits together with the overlying coarse-grained layer may be associated with the Mazowiecki Interglacial, whereas the upper coarse-grained series – with the Zbójno Interglacial. The fine-grained deposits separating them seem to represent the Liwiec Glaciation.

In the study area, the top of Great Interglacial fluvial deposits reaches the elevation of 30 m a.s.l., whereas the base is at 30 m b.s.l. The river valleys incisions are deep enough for the sediments of all the discussed South-Polish Glaciations and Neogene basement to be observed in the valley slopes. The neogene deposits were probably the main source of phytogenic detritus commonly occurring in the Great Interglacial alluvial series. Petrographic analysis proves the presence of lacustrine deposits in the Deszczno Trough and Warta Depression.

Towards the end of Great Interglacial, the glacial upland surface reached an elevation of 50 m a.s.l. (Figs. 7, 8). It may be assumed that intense denudation processes took place on the upland, as evidenced by gravel-boulder pavements occurring below glacial deposits of the Middle-Polish Glaciations (Sarbiewo, Słonice – Fig. 7).

Glacial sediments of the Odranian Glaciation (Fig. 10) are represented by a single till bed, up to 20 m thick (around 10 m on average; e.g. Siedlice, Sarbiewo, Krzęcin 3 – Fig. 7). This layer is missing in many areas (Nadarzyn, Noteć–Warta ice-marginal valley, Warta valley – Fig. 7), and occasionally only the bottom part of the till is preserved and cut by subglacial tunnel channels filled with glaciofluvial sand and gravel (FgIV) (e.g. Słonice, Krzęcin 3 – Figs. 7, 25). Both the size and frequency of occurrence of the tunnel channels prove considerable subglacial meltwater activity of the Odranian Glaciation ice sheet. The period of the ice sheet

retreat is related to a locally thick series of glaciofluvial deposits. Absent or rarely observed in the north of the study area, it becomes more significant in the south (Sarbiewo – Figs. 6, 7), where it forms the core of Warta-Noteć Interfluve (Leszczyniec, Jezierce – Fig. 8, Ceglarnia – Fig. 6). Southwards, it thins and becomes discontinuous.

Due to the sedimentary activity of the Odranian ice sheet, the relief smoothed as compared with that from the end of Great Interglacial. The pattern of main landforms, developed in the anaglacial part of Nidanian Glaciation and characterized by the occurrence of glacial uplands in the north and south as well as by a depression in the central part of the area, was preserved.

No deposits of petrographic and textural features characteristic of an interglacial river environment are observed in the study area. The bottom part of fluvial deposits of the thick alluvial series (A4) may have been formed during the Lublin Interglacial (Fig. 10). Gravel-boulder residua covers, developed on the surfaces of tills composing the glacial upland (Ogardy – Fig. 7) were also deposited during the Lublin Interglacial. Towards the end of Lublin Interglacial, the glacial upland reached an elevation of 80 m a.s.l. with the average oscillating between 50–60 m a.s.l. Assuming that the basal deposits of the alluvial series were deposited at that time, the floors of downcuttings (fills) were at the elevation of 0–10 m a.s.l.

Wartanian Glaciation deposits are common in the study area (Figs. 5–8, 10, 21–25). Sedimentary activity of the advancing Wartanian ice sheet was not strong. A single thin, a few metres thick (exceptionally reaching up to 20 m – Wełmin – Figs. 6, 22, Ogardy – Fig. 7) till layer (GV – Tabs. 1, 2, Fig. 5) can be observed in the north of the area. It thins southwards (Warta-Noteć Interfluve), occasionally wedging out and reappearing as large till lenses inserted firmly in gravel-boulder glacial and glaciofluvial deposits. It implies that moraine material was washed by meltwater of the Wartanian ice sheet during its advance. As a result, the till could not be accumulated or preserved in many areas in the south. Subglacial meltwater activity caused the formation of deep subglacial tunnel channels. Such landforms are rather rare, although the tunnel channels drilled in Chełmsko is one of the deepest (72 m deep). Since the downcutting reaches down to the Sanian 1 till and is covered by the Vistulian till, it may also be interpreted as a set of tunnel channel landforms of various ages.

Owing to the ice-sheet retreat of the Wartanian Glaciation, glaciofluvial covers developed (FgV). Commonly thin, they locally reach the thickness of around 20 m, e.g. in the area between Wawrów and Wojcieszycze (Fig. 21), in the Warta-Noteć Interfluve (Fig. 22) and between Długie and Kawki (Fig. 22).

The Wartanian Glaciation deposits built up the glacial uplands and filled the depressions. Covered by a glacial sequence during the Vistulian Glaciation, they subsequently appeared at the surface as a result of erosion. The Wartanian till and glaciofluvial sediments form the edge of the Noteć–Warta ice-marginal valley between Gorzów Wielkopolski



and Zwierzyn between Przysieka and Sarbiewo (Fig. 22), can be seen to the north (Fig. 24) and to the south (Fig. 23) of Drezdenko and outcrop at Lipki Wielkie near Kijowo 2 (Fig. 22). Złonkiewicz (2000a, b) reported the occurrence of the deposits in the Warta valley sides near Skwierzyna, Krobielewko and Krasne Dłusko. These are Pleistocene deposits playing an important role in the structure and relief of the contemporary landscape landforms.

The till and accompanying glaciofluvial deposits of the Wartanian Glaciation are the latest sediments remarkably disturbed at the contact with the Neogene basement in the study area. In Gorzów, the Vistulian Glaciation deposits truncate deformed Miocene and early Quaternary sediments (Fig. 25).

No Eemian Interglacial sediments have been documented in the study area. This Interglacial was marked by development of denudation processes that caused erosion and removal of both the Wartanian till and glaciofluvial deposits in the Noteć–Warta ice-marginal valley and Warta valley. The erosion reached down to a depth of 0–10 m a.s.l. and exposed earlier alluvial sediments. The decline of the Eemian Interglacial was characterized by the dominance of sedimentary processes over erosion. Lower parts of the alluvial series A4 (Figs. 5–8, 10, 21, 25) may be the remains of that sedimentation. Denudation of glacial uplands caused the formation of residual gravel-boulder pavements (Stonice – Fig. 7, Ceglarnia – Fig. 6). Kozłowska (1982) described numerous signs of decalcification occurring in top parts of the upland till. The Eemian Interglacial is also represented by lacustrine sediments (Fig. 10) with organogenic intercalations (J2), observed in several sections (Studencki, 2002a, b). Previous palynologic researches (Ziemińska-Tworzydło, 1992) provided no evidence for determining the stratigraphic position of the discussed sediments.

The Warta and Noteć paleovalleys, eroded out at the beginning of the Eemian Interglacial or perhaps even earlier – during the Lublin Interglacial were subsequently filled with alluvial sediments. The paleovalleys drained the ice-free area during the early North-Polish Glaciations. In Stare Kurowo, the fluvial deposits of this age (A3 – Figs. 10, 22) reach the elevation of 40 m a.s.l., marking the level of the base of the overlying Vistulian glacial sediments within the present-day Noteć–Warta ice-marginal valley.

The relief of the study area during the period directly preceding the Vistulian Glaciation was not very much different from the present one (Fig. 24). The northern part of the area was occupied by the Wartanian glacial upland and glaciofluvial plains. The upland surface of the lowest part of the Noteć paleovalley (in Stare Kurowo) ascended towards the north. The base of Vistulian deposits near Pełczyce and Chłopowo is at the elevation of 50–60 m a.s.l., whereas in Ogardy (Fig. 7) and Krzęcin 3 – at 70–80 m a.s.l. To the south of the Noteć–Warta ice-marginal valley, in the Warta–Noteć Interfluve (Fig. 22), and in the south-west, between Gorzów and Bledzew (Fig. 7), the base is at a similar level as in Stare Kurowo. However, south of Skwierzyna (Fig. 8),

and south of Sieraków, they are observed much higher, even at 90 m a.s.l. near Łęczce, Mojsiejewo and Pólko.

No Vistulian Glaciation sediments occur in the Warta valley and Noteć–Warta ice-marginal valley. They were removed after the ice-sheet retreat (Kozarski, 1965). There is commonly a single till bed of the Vistulian ice sheet (GVI – Tab. 1, 2, Fig. 9), which forms large glacial upland surfaces in the Pomorze (Kozarski, 1965; Kozłowski, 1977), Lubuskie (Michalska *et al.*, 1976; Skompski, 1981) and Wielkopolska (Mojski, 1982b; Kozarski, 1989) parts of the study area. Till is the dominant rock type among the Vistulian glacial deposit. Being highly diversified, it reflects the dynamics of the ice sheet and flexibility of environmental factors determining sedimentary processes. Apart from typical lodgment till, silty, clayey and calcareous till, there are also argillaceous sand (thin lenses and interbeds) as well as a wide range of transitional lithologic types characterized by a decreasing amount of silt and clay material in favour of sand. The sands are usually coarse-grained, abound with gravel material and include intercalations of sandy till. Such a pattern of lithological variations seems to prove the importance of meltwater during the accumulation of lodgment till. The thickness of the Vistulian till varies considerably, too. Over most of the study area, it is rather thin, reaching 7–10 m on average, occasionally merely 2–3 m (Warta–Noteć Interfluve) or, exceptionally, 20 m (near Skwierzyna, Pełczyce and Chłopowo). Near Pełczyce and Chłopowo, there is another till bed of the Vistulian Glaciation, which lies either directly on the older tills or it is separated from them by a thin interlayer of glaciofluvial deposits.

Sediments younger than Vistulian were deposited during the period of ice sheet retreat. Subglacial tunnel channels (a few landforms in the southern part of the Warta–Noteć Interfluve) and their fills (FgVI), outwash covers and the wealth of local landforms related to the ice sheet stagnation (e.g. moraines) and retreat (e.g. kames) developed at that time.

The retreat of the last ice-sheet to the north of the present-day Noteć–Warta ice-marginal valley (Kozarski, 1965, 1995) was characterized by a remarkable abundance of meltwater that deposited most of its load, creating large outwash fans. Flowing towards the south and merging within a depression zone that reflected the Eemian and later pre-Vistulian Noteć river paleovalley, the meltwaters formed a marginal valley with the E–W flow direction. This fast-flowing large volume of water intensely eroded the basement and the sides of the valley. Due to the erosion, fluvial deposits (most probably of Early Vistulian Glaciation and Eemian Interglacial age) became exposed in the marginal valley floor, whereas on the valley sides, Vistulian and Wartanian glacial, glaciofluvial and ice-dammed sediments appeared. The depth of postglacial erosion in the Noteć–Warta ice-marginal valley and Warta valley may be estimated at 20–30 m.

Among the geological processes, which had a considerable effect on the geological structure and relief of the study area, aeolian activity deserves the most attention. It was particularly well developed towards the end of Pleistocene



(Kozarski *et al.*, 1969; Tobolski, 1969; Nowaczyk, 1995), mostly in the southern part of the area (Warta-Noteć Interfluve). The effect of eolian deflation, transport and deposition was so strong that it substantially modified the originally planar surface. Due to aeolian processes, large areas within the Warta-Noteć Interfluve were covered with aeolian sand and dunes of various shapes and heights. Negative deflation landforms such as basins and ditches are also observed (Stankowski, 1963; Klimko, 1973). Numerous episodes of increased aeolian activity occurred also during the Holocene (Nowaczyk, 1995). As a result, various small dunes can be as well found among Holocene deposits in the Noteć-Warta ice-marginal valley and Warta valley. To the north of the ice-marginal valley, no aeolian landforms have been observed.

After the Pleistocene/Holocene boundary, the deeply incised Noteć-Warta ice-marginal valley and Warta valley became filled with sediments. Initially these were sand-gravel deposits of braided rivers, subsequently mostly sand and sand-silt deposits accumulated by rivers meandering across the valleys (Kozarski, 1974, 1983, 1986; Kozarski, Rotnicki, 1977). The most characteristic of Holocene, are organogenic sediments. Gyttja and lacustrine chalk are less frequent.

However, diverse organogenic-mineral sediments (humic sand, peaty silt) as well as peat are common in the Noteć-Warta ice-marginal valley and Warta valley. They prove a flourishing development and subsequent dying of flora during Holocene times. They terminate the fluvial series (A4) composed of fragments of alluvial deposits of various ages (Lublin Interglacial?, Eemian Interglacial?, early North-Polish Glaciation fluvial sediments, Holocene) – Fig. 10 – composing three accumulation floodplain terraces in the ice-marginal valley and Warta valley. Steep sides of the Noteć-Warta ice-marginal valley are cut by numerous short intermittent valleys. Alluvial fans composed of fine- and medium-grained sand developed at the ends of the valleys (escarpments between Przysieka and Drezdenko, Drawa River mouth, near Chełst). The undulated glacial upland near Strzelce Krajeńskie and Dobiegniew tends to be diversified by small melt-out depressions filled with peat or silt and sand.

The post-Nidanian Quaternary deposits are characterized by the lack of strong deformation. Glaciotectonic deformation structures occur only locally within the push moraines. These deposits constitute the Pleistocene-Holocene structural level topping the Cenozoic structural sequence.

## WSKAZÓWKI DLA AUTORÓW

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

Opracowanie wraz z pismem przewodnim instytucji macierzystej autora należy złożyć w jednym egzemplarzu w sekretariacie Zakładu Publikacji Państwowego Instytutu Geologicznego. Pismo przewodnie musi być uzupełnione oświadczeniem autora, że dzieło jest oryginalne, nigdzie wcześniej niepublikowane i niezłożone do druku w innym wydawnictwie (z wyłączeniem publikacji w formie abstraktu). Opracowania monograficzne publikowane w *Pracach* są recenzowane. Objętość artykułów (opracowań) przeznaczonych do druku w *Pracach* nie jest limitowana.

Artykuły nadesłane do redakcji, po wstępnym zaakceptowaniu, są przekazywane do recenzji. Recenzja wraz z uwagami redakcji jest udostępniana autorowi w celu dokonania koniecznych poprawek, w uzgodnionym terminie. Przekroczenie uzgodnionego terminu oznaczać będzie zmianę kolejności pozycji w tece redakcyjnej. Po zredagowaniu i złamaniu tekstu autor otrzymuje egzemplarz do korekty, który powinien być zwrócony do redakcji w ciągu dwóch tygodni. Poważne zmiany autorskie w tekście i na ilustracjach na etapie korekty nie będą akceptowane.

W celu usprawnienia prac redakcyjnych prosimy o przygotowanie tekstu i załączników zgodnie z poniższymi wskazówkami; prace nieodpowiadające wymaganiom redakcji będą zwracane autorom. Części pracy publikowane w języku angielskim, tzn. abstrakt, słowa kluczowe, streszczenie, tytuły ilustracji (figury i tablice fotograficzne) z objaśnieniami i tytuły tabel, należy dostarczyć w wersji angielskiej.

**Przygotowanie tekstu.** Tekst musi być dostarczony w wersji elektronicznej wraz z jedną kopią, wydrukowaną jednostronnie, z podwójnym odstępem między wierszami, 12-punktową czcionką (Times New Roman) i 4-centymetrowym marginesem z lewej strony. Akapity powinny być wyrównane do lewej strony (niejustowane), należy wyłączyć opcję dzielenia wyrazów, nie stosować wcięć akapitowych, wypośrodkowań ustawianych spacjami.

Na marginesach należy zaznaczyć miejsca włamania figur oraz hierarchię tytułów, uwzględniając co najwyżej trzy stopnie. Wszystkie jednostki miar podawać w systemie SI. Cytowane pozycje literatury umieszczać w nawiasach, podając nazwisko i rok wydania, np. (Kowalski, 1998).

Tekst, objaśnienia do ilustracji i tabele należy zapisać w osobnych plikach. Format zapisu — MS Word.

Prosimy o umieszczanie na etykiecie nośnika następujących informacji: nazwisko autora, tytuł pracy, nazwa i wersja edytora tekstu, programu graficznego i ewentualnie nazwy programu kompresującego.

**Abstrakt.** Abstrakt, nieprzekraczający 200 słów, publikowany jest w języku polskim i angielskim. Powinien zwięźle przedstawiać metody, wyniki badań i wnioski.

**Słowa kluczowe.** Należy podać 5–7 słów kluczowych opisujących tematykę pracy.

**Streszczenie.** Streszczenie w języku angielskim nie powinno przekraczać 10% objętości całej pracy.

**Literatura cytowana.** Spis literatury, ułożony alfabetycznie, powinien zawierać tylko prace publikowane cytowane w tekście, w objaśnieniach do ilustracji i w tabelach. Skróty nazw czasopism i serii wydawniczych podawać zgodnie z *Bibliografią geologiczną Polski* i formalnymi wymogami redakcji. Przykłady:

KONDRACKI J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

MALEC J., 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **37**, 4: 501–536.

WAGNER R., 1987a — Stratigraphy of the uppermost Zechstein in north-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth. Sc.*, **35**, 3: 265–273.

WAGNER R., 1987b — Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Cechsztyń. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 64–81.

Uwaga: dla książek należy bezwzględnie podać wydawcę i miejsce wydania. Pozycje literatury w alfabetykach cyrylickich muszą być podane w transkrypcji na alfabet łaciński.

**Ilustracje.** Figury (rysunki) i fotografie wraz z kopią należy dostarczyć w wersji elektronicznej (program graficzny CorelDraw; w przypadku stosowania innych programów należy zapisać rysunki w formacie wektorowym Windows Metafile – WMF lub innym umożliwiającym import do Corela Draw) wraz z wydrukiem. Grafikę rastrową (obrazy skanowane) należy zapisać w jednym z następujących formatów: TIFF, PCX, CPT, BMP, JPG. Rozdzielczość zeskanowanych fotografii kolorowych powinna wynosić minimum 300 dpi, fotografii czarno-białych co najmniej 600 dpi, czarno-białych rysunków (liniowych) 1200 dpi.

Kolorowe ilustracje prosimy załączać tylko w uzasadnionych przypadkach, tzn. kiedy kolor jest jedynym sposobem efektywnego wyrażenia zagadnienia. Autorzy są zobowiązani do partycypowania w kosztach druku kolorowych załączników.

Ilustracje powinny być przekazywane w takich wymiarach, aby po zmniejszeniu zmieściły się na kolumnę 175x245 mm. Stopień zmniejszenia przyjmuje się od 30 do 50%. Rysunki nie mogą zawierać zbędnych szczegółów, wielkość opisów po zmniejszeniu nie może być mniejsza niż 1 mm. Na mapach i przekrojach należy umieścić skalę liniową. Objaśnienia figur w języku polskim i angielskim prosimy umieszczać pod rysunkiem (nie stosować kostek z numeracją).

**Tabele.** Tabele muszą być zapisane w oddzielnym pliku, w formacie MS Word lub Excel (maksymalny format A4).

\*\*\*

W przypadku wątpliwości co do formalnych wymagań, autorzy są proszeni o bezpośredni kontakt i konsultację z Zakładem Publikacji PIG.

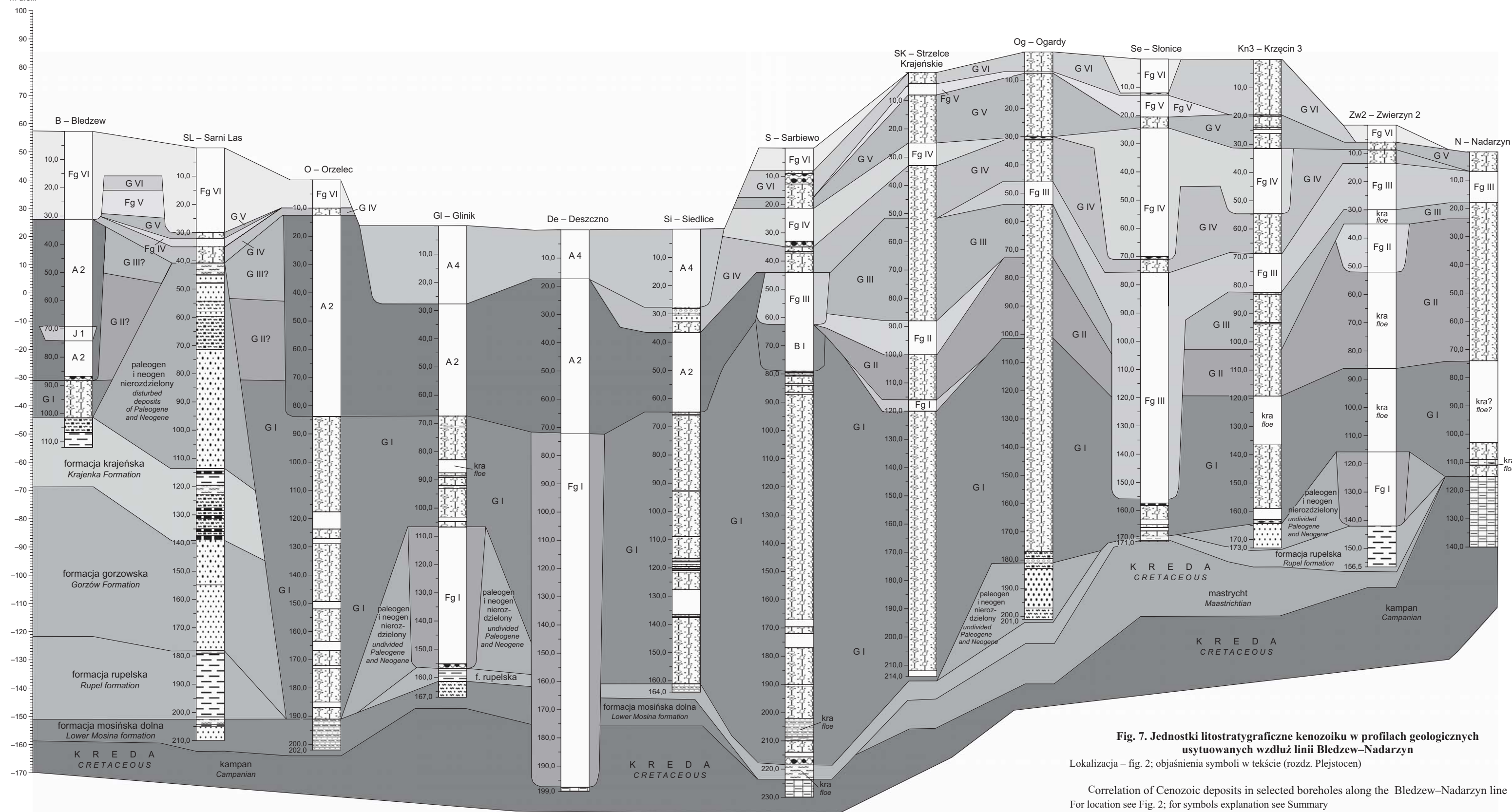




m n.p.m.  
m a.s.l.

S

N



**Fig. 7. Jednostki litostratygiczne kenozoiku w profilach geologicznych usytuowanych wzdłuż linii Bledzew-Nadarzyn**

Lokalizacja – fig. 2; objaśnienia symboli w tekście (rozdz. Plejstocen)

Correlation of Cenozoic deposits in selected boreholes along the Bledzew-Nadarzyn line  
For location see Fig. 2; for symbols explanation see Summary



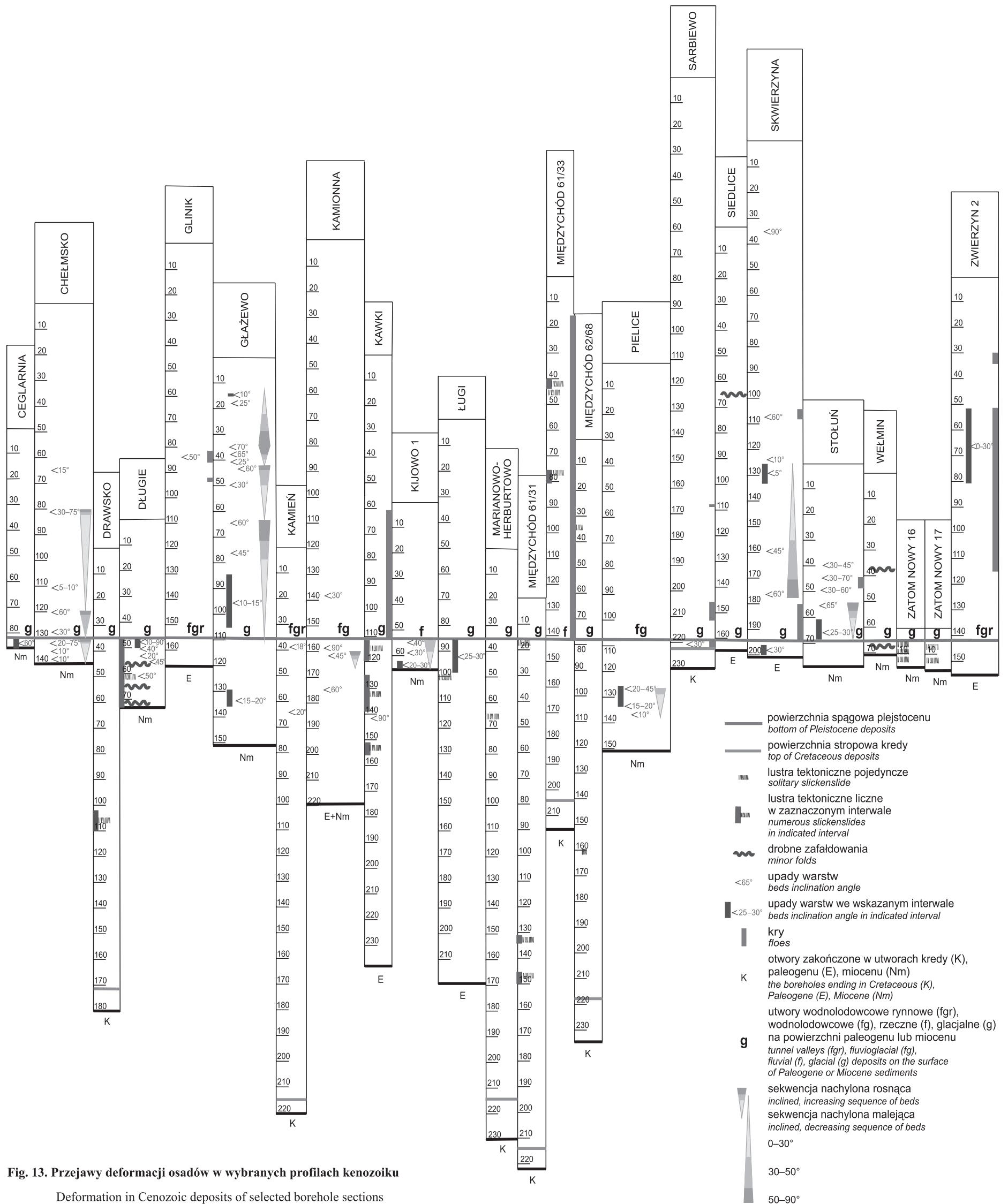


Fig. 13. Przejawy deformacji osadów w wybranych profilach kenozoiku

Deformation in Cenozoic deposits of selected borehole sections