

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 84

Małgorzata Roman

Rozwój rzeźby
plejstocenijskiej
okolic
Gostynina



Łódzkie Towarzystwo Naukowe

Małgorzata Roman

Rozwój rzeźby
plejstocenińskiej
okolic
Gostynina



Łódzkie

Towarzystwo

Łódź - 2003

Naukowe

LÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. (042) 665-54-59 fax. (042) 665-54-64
sprzedaż wydawnictw (042) 665-54-48
<http://www.ltn.lodz.pl/>

REDAKTOR
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Leszek Marks

Kolegium redakcyjne:
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz: Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych
i Uniwersytetu Łódzkiego**

©Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 2003

ISSN 0065-1249

Skład: Karolina Ławska
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: TRIADA, ul. Limanowskiego 147/149, Łódź
Nakład: 300 egz.

TREŚĆ

| | str. |
|---|------|
| Zarys treści | 8 |
| Wstęp | 9 |
| Teren badań | 10 |
| Przegląd literatury | 12 |
| Cel i zakres pracy | 14 |
| Metody badań | 15 |
| Ogólna charakterystyka rzeźby okolic Gostynina | 21 |
| Ukształtowanie, budowa geologiczna i tektonika podłoża oraz ich wpływ na rozwój pokrywy osadowej w kenozoiku | 24 |
| Budowa geologiczna i tektonika podłoża podkenozoicznego | 24 |
| Trzeciorzędowa pokrywa osadowa | 27 |
| Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej | 30 |
| Czwartorzędowa pokrywa osadowa | 32 |
| Uwagi o przyjętej stratygrafii czwartorzędu i stosowanej terminologii .. | 32 |
| Miąższość osadów czwartorzędowych | 35 |
| Rozwój i wykształcenie czwartorzędowej pokrywy osadowej | 37 |
| Związki między budową geologiczną i dynamiką podłoża a ukształtowa- niem współczesnej powierzchni | 53 |
| Kształtowanie rzeźby w fazie głównej zlodowacenia wistły | 55 |
| Transgresja ostatniego lądolodu | 55 |
| Zaburzenia glacictektoniczne w strefie paleoskłonu obniżenia Kotliny Płockiej | 56 |
| Strefa czołowomorenowa pagórków szewskich | 64 |
| Maksymalny zasięg ostatniego lądolodu | 71 |
| Rozwój poglądów na temat zasięgu ostatniego lądolodu we wschod- niej części Kotliny Płockiej | 71 |
| Stanowisko Lisica – różnicowanie kompleksów glacicogenicznych i maksymalny zasięg ostatniego lądolodu w rejonie Gostynina | 74 |
| Zanik ostatniego lądolodu | 84 |
| Obszar Sokółów – Sierakówek; formy reliktowe po walach lodowo- -morenowych oraz sandr Skrwy | 84 |
| Oz gostyniński | 103 |
| Kemy i moreny martwego lodu | 111 |
| Deglacjacja obszaru w otoczeniu środkowej i północnej części rynny gostynińskiej oraz kształtowanie poziomów rzeczno-lodowcowych | 116 |
| Etapy rozwoju rzeźby glacialnej | 123 |
| Uwagi o przekształceniu rzeźby w późnym glacie i holocenie | 127 |
| Wnioski i główne wyniki badań | 131 |
| Literatura | 133 |
| Summary | 148 |

SPIS ILUSTRAŃJI

Rysunki

1. Położenie obszaru badań na tle głównych jednostek podziału fizycznogeograficznego
2. Mapa dokumentacyjna
3. Objaśnienia do profili sedymentologicznych
4. Objaśnienia do diagramów strukturalnych
5. Mapa hipsometryczna
6. Mapa geomorfologiczna
7. Szkic geologiczno-strukturalny powierzchni podkenozoicznej
8. Przekrój geologiczny I (Suchodębie – Kazimierzów)
9. Przekrój geologiczny II (Wola Olszowa – Jez. Trzebowskie)
10. Syntetyczny profil geologiczny osadów podłoża czwartorzędu
11. Przekrój geologiczny III (Dziankowo – Gostynin)
12. Przekrój geologiczny IV (Grodno – Kłotno)
13. Przekrój geologiczny V (Sieraków – Lucień)
14. Mapa geologiczna odkryta i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej
15. Mapa miąższości osadów czwartorzędowych
16. Baruchowo. Zróżnicowanie litofacjalne osadów preglacjalnych i środkowoplejstoczeńskich odsłoniętych w krawędzi pradoliny Wisły
17. Skrzany. Budowa pagórka morenowego martwego lodu
18. Przekrój geologiczny A–B przez kopalny zbiornik jeziorny w Laniętach
19. Diagram pyłkowy osadów kopalnego zbiornika eemsko-wczesnovistuliańskiego w Laniętach
20. Zasięg glacialimnicznych zbiorników vistuliańskich na tle głównych elementów paleorzeźby sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu
21. Osiny. Osady zbiornika glacialimicznego
22. Porównanie reliefu współczesnej powierzchni z rzeźbą podłoża podczwartorzędowego okolic Gostynina
23. Kretki. Zaburzenia glacictektoniczne w strefie paleosłonu obniżenia Kotliny Płockiej
24. Zawada Nowa. Struktury glacictektoniczne kontaktu lodowego
25. Przekroje geologiczne C–D, E–F przez strefę pagórków szewskich w rejonie Babiej Góry i Piotrowa
26. Piotrow. Osady kopalnego stożka glacialmarginalnego
27. Poglądy na zasięg lądolodu ostatniego zlodowacenia w rejonie Gostynina
28. Położenie obszaru badań na tle zasięgów lądolodu zlodowacenia wisły wg Marksa (1988) oraz głównych faz recesyjnych ostatniego lądolodu wg Kozarskiego (1986, 1995)
29. Lisica. Zróżnicowanie kompleksów glacialimnicznych
30. Porównanie obróbki ziaren kwarcu z wypełnień klinów i osadów międzyglinowych odsłonięcia w Lisicy
31. Występowanie ozów w rejonie Gostynina
32. Rzeźba obszaru Sokolów – Sierakówek

33. Szkic geologiczny obszaru Sokolów – Sierakówek
34. Występowanie pagórków oraz ciągów wytopisk po wałach lodowo-morenowych w rejonie Sokolowa – Dendyi
35. Przekrój geologiczny G–H przez zespół form reliktowych po wałach lodowo-morenowych w rejonie Sokolowa – Dendyi oraz profile litofacjalne ważniejszych odsłonięć i wkopów
36. Sokolów. Budowa pagórka po wałach lodowo-morenowych
37. Przekroje geologiczne I–J i K–L przez sandr Skrwy w rejonie Sierakówka
38. Zróżnicowanie morfologiczne i litofacjalne sandru Skrwy
39. Rzeźba ozu i rynny gostynińskiej
40. Przekrój geologiczny Ł–M przez oz w rejonie Osady
41. Osada. Zróżnicowanie litofacjalne osadów ozu gostynińskiego
42. Gulewo. Budowa pagórka kemowego
43. Patrówek. Budowa wyższego poziomu pradolinnego
44. Szkice paleogeomorfologiczne okolic Gostynina w okresie ostatniego zlodowacenia

Tabele

1. Zestawienie oznaczeń wskaźników wieku osadów metodą termoluminescencyjną (TL) dla obszaru badań oraz stanowiska w Kaliskiej
2. Korelacja lokalnych poziomów pyłkowych z Łaniami z regionalnymi poziomami pyłkowymi dla regionu Konina i podziałem chronostratygraficznym

ZARYS TREŚCI

Praca dotyczy genezy i rozwoju rzeźby okolic Gostynina w plejstocenie oraz wpływu zjawisk neotektonicznych i paleoreliefu na rozwój tej rzeźby. Szczególny nacisk położono na odtworzenie etapów morfogenezy glacialnej w fazie głównej zlodowacenia wisły. Powierzchnie paleostrukturalne zinterpretowano w oparciu o archiwalne materiały geologiczne, natomiast rozwój rzeźby młodogłacialnej odtworzono poprzez szczegółowe kartowanie geologiczne oraz kompleksowe badania litofacjalne.

Wykazano, że obecne makrofonny okolic Gostynina kształtowane były pod wpływem zjawisk neotektonicznych (ruchy tektoniczne i glaciostatyczne) związanych z planem strukturalnym podłoża mezozoicznego. Na przebieg morfogenezy wistuliankiej duży wpływ wywarła konfiguracja bezpośredniego podłoża lądolodu, natomiast wpływ zjawisk tektonicznych był już znikomy.

Określono, że w wistulianie tylko lądolód fazy głównej (ca 20–18 ka BP) objął okolice Gostynina i wyznaczył granicę jego maksymalnego zasięgu na linii: Woły Olszowa – Antoniewo – Sokół – Osiny – Leśniewice. Wskazano na brak zasadności wyznaczania fazy recesyjnej lądolodu wisły przebiegającej poprzez strefę pagórków w okolicy Szewa. Stwierdzono, że formy te są poligenetyczne i związane przede wszystkim z transgresją lądolodu.

Stwierdzono, że proces deglacjacji przebiegał odmiennie na obszarze wysoczyznowym i w Kotlinie Płockiej. Wyróżniono etap recesji frontalnej z wyodrębnieniem się z czoła lądolodu wałów lodowo-morenowych oraz etap arealnego zaniku lądolodu. Wyjaśniono genezę pagórkowatej rzeźby okolic Sokółowa – Dendy wykazując, że jest to zespół form reliktowych po wałach lodowo-morenowych, nie zaś formy ozowe. O charakterze deglacjacji Kotliny Płockiej w znacznej mierze decydowała rzeźba podłoża lądolodu. Wykazano, że poziomy rzeczno-lodowcowe w Kotlinie Płockiej formowane były przez wody kierujące się ku zachodowi, do doliny Bachorza, przy stopniowym przesuwaniu się osi pradoliny ku północnemu-wschodowi.

Postglacjalne procesy rzeźbotwórcze odegrały istotną rolę w przekształceniu rzeźby glacialnej tylko na obszarze dolinowym i w strefie krawędzi pradoliny Wisły.

WSTĘP

Okolice Gostynina położone są w specyficznym dla rozważań geomorfologicznych obszarze szczególnej aktywności tektoniki solnej, a także w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Jest to dogodna sytuacja do postawienia nurtującego geomorfologów pytania: na ile i w jakim sensie współczesny obraz powierzchni kształtowany był pod wpływem procesów tektonicznych i jest w głównej mierze dziedziczony, a na ile wynika z ustawicznego obiegu materii pod wpływem czynników zewnętrznych.

Rejon południowej części Kotliny Płockiej i przyległych do niej wysoczyzn zajmuje ważne miejsce w przedwojennej historii badań nad czwartorzędem Polski (Rutkowski 1916; Lenczewicz 1922, 1927, 1929, 1936; Samsonowicz 1922; Lewiński 1924). Dotychczasowe, szczegółowsze opracowania poruszające problematykę genezy i rozwoju rzeźby okolic Gostynina pochodzą z lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych ubiegłego stulecia (Łyczewska 1960; Mojski 1960; Skompski 1961a, 1963, 1969; Domosławska-Baraniecka 1961c, 1965; Wadas 1962; Urbaniak 1965, 1967; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975), a prace późniejsze (Baraniecka 1989, 1991, 1993) w znacznym stopniu bazują na materiale dokumentacyjnym sprzed 1986 roku.

Problemem kształtowania się rzeźby okolic Gostynina autorka zainteresowała się w połowie lat dziewięćdziesiątych, rozpoczynając prace projektowe do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Gostynin. Bodźcem do podjęcia tematu pracy stały się niewyjaśnione problemy natury paleogeomorfologicznej, wcześniej jedynie sygnalizowane przez autorkę (Roman 1998, 1999a, b, 2002; Roman, Turkowska 1998; Roman, Lisicki 2000; Roman, Balwierz 2000). Wobec ogromnej ilości nowego materiału dokumentacyjnego oraz dzięki zastosowaniu nowoczesnych metod sedymentologicznych, powstała możliwość wnikliwszego przestudiowania warunków i mechanizmów kształtowania się rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina i odpowiedzi na wątpliwości co do wcześniejszej klasyfikacji genetycznej niektórych form. Ponadto ponownego rozważenia wymagało zagadnienie maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu na badanym obszarze.

Zebrany w ramach realizacji tematu materiał badawczy dał podstawy do poczynienia uwag odnośnie kształtowania się rzeźby plejstocenijskiej w nawiązaniu do konfiguracji i dynamiki podłoża podczwartorzędowego i wybranych paleopowierzchni czwartorzędowych, a przede wszystkim na temat genezy i ewolucji

rzeźby w okresie ostatniego zlodowacenia. Z tego okresu pochodzi większość osadów i form okolic Gostynina i głównie one były przedmiotem badań autorki, zaś obszar starszej rzeźby glacialnej rozpatrzony został przede wszystkim jako przedpole, czy też bezpośrednie podłoże najmłodszego lądolodu.

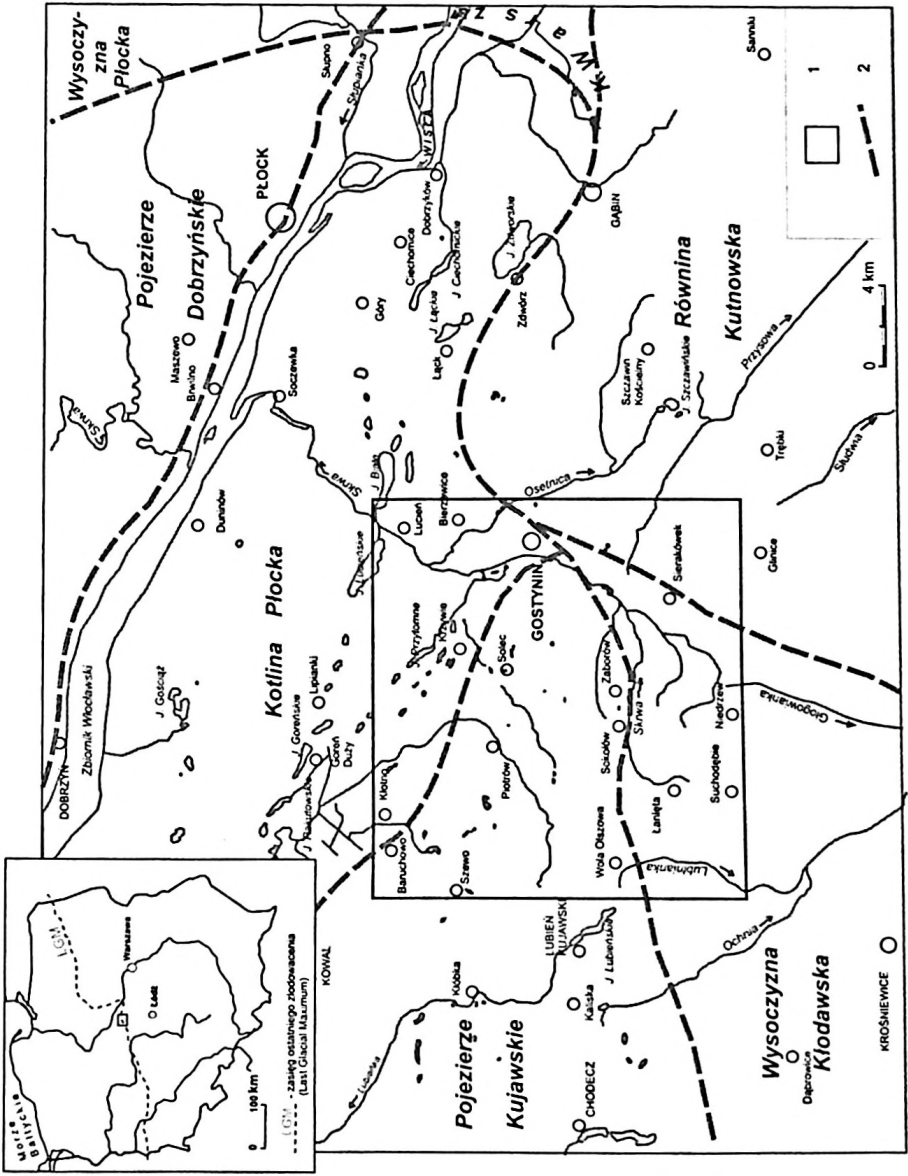
Za pomoc w rozwiązywaniu podjętych problemów naukowych składam szczególne podziękowania Pani Profesor Krystynie Turkowskiej, której uwagi poczynione w trakcie wspólnie prowadzonych prac kartograficznych w okolicy Gostynina, stały się inspiracją do podjęcia istotnych wątków badawczych zawartych w niniejszej pracy. Dziękuję Geologom z Zakładu Usług Geologicznych „Geotechnika” w Łodzi za bezinteresowną pomoc w pracach terenowych i laboratoryjnych oraz sponsorowanie wierceń geologicznych. Wyrazy wdzięczności składam Doktor Lucynie Wacheckiej-Kotkowskiej za wykonanie analiz morfoskopowych, Kolegom z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie za pomoc w zebraniu materiałów dokumentacyjnych, a w szczególności Docentowi Sylwestrowi Skompskiemu za informacje wynikające z Jego doświadczeń z badań prowadzonych w rejonie Gostynina.

Profesorowi Leszkowi Markowski dziękuję za cenne uwagi redakcyjne, pomocne w przygotowaniu pracy do druku.

TEREN BADAŃ

Teren badań, o powierzchni 375 km², położony jest około 100 km na północ od Łodzi. Stanowi go zwarty, prostokątny obszar o długości około 20,3 km i rozciągłości południkowej około 18,5 km, określony współrzędnymi geograficznymi: 52°20'–52°30' szerokości geograficznej północnej oraz 19°12'–19°30' długości geograficznej wschodniej. Wyznaczony teren położony jest na kontakcie czterech mezoregionów fizycznogeograficznych (rys. 1) według podziału K o n - d r a c k i e g o (1978). Południowa część tego obszaru to rejon zdenudowanej wysoczyzny morenowej należącej do Wysoczyzny Kłodawskiej i Równiny Kutnowskiej natomiast północna i środkowa część, o znacznie bardziej urozmaiconej rzeźbie, leży w obrębie Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. Granicą pomiędzy tymi różniącymi się morfologią regionami jest linia maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły.

Północno-wschodnia część analizowanego terenu z licznymi jeziorami, urozmaiconą rzeźbą i bogactwem lasów, posiada wybitne walory krajobrazowo-rekreacyjne i wchodzi w obręb Włocławsko-Gostynińskiego Parku Krajobrazowego. Obszar objęty granicami Parku nazywany bywa Pojezierzem Gostynińskim. Pozostała część terenu badań to region typowo rolniczy. Jedynym ośrodkiem miejskim jest tu Gostynin – miasto z pogranicza historycznie rozumianych Kujaw i Mazowsza.



Rys. 1. Położenie obszaru badań na tle głównych jednostek podziału fizycznogeograficznego Kondrackiego (1978)

1 - teren badań; 2 - granice mezoregionów

Location of the study area against the major physiogeographical units after Kondracki (1978)

1 - study area; 2 - boundaries of mesoregions

PRZEGLĄD LITERATURY

Ślady pobytu łądolodu w Kotlinie Płockiej są od dawna przedmiotem badań geomorfologicznych i geologicznych. Początki tych prac skierowane były na najbardziej czytelne oznaki działalności łądolodu, a więc na cechy morfologiczne i wyraźne elementy struktury geologicznej (R u t k o w s k i 1916; L e n c e w i c z 1922, 1927, 1929; L e w i ń s k i 1924). Lencewicz, referując w 1922 roku pracę „O wieku środkowego Powiśla”, wspomina o zdenudowanej równinie morenowej ciągnącej się od Gostynina po Kutno oraz o „niece Gostyńskiej” (którą nazwał później Kotliną Płocką) z rynnami jeziornymi, utworami „końcowo-morenowymi” i ozami. Obecność tych form była podstawą wniosku, że łądolód ostatniego zlodowacenia wkroczył w ówczesną dolinę Wisły wąskim jezerem sięgając aż po Gąbin, a mniejsze języki „wcisnęły się” w doliny dopływowe w rejonie Gostynina i osadziły oz gostyniński. L e w i ń s k i (1924), po stwierdzeniu występowania oddzielnej „moreny” na obszarze Kotliny Płockiej, wysuwa pogląd o nowym zlodowaceniu w dolinie Prawisły. Koncepcję tę rozbudował L e n c e w i c z (1927, 1936). Wobec ówczesnych poglądów o istnieniu tylko dwóch zlodowaceń – L3 i L4 (L i m a n o w s k i 1922, 1923) uznano, że „morena dolinowa” w Kotlinie Płockiej jest wynikiem wtargnięcia jezora lodowego podczas zanikania łądolodu L4 paralelizowanego z würem (L e w i ń s k i 1924; L e n c e w i c z 1927). Genezę Kotliny Płockiej L e n c e w i c z (1927) wiązał z erozją Wisły, która w miarę zaniku łądolodu (L4) erodowała kolejno Kotlinę Warszawską, Kotlinę Płocką a następnie Kotlinę Toruńską. Zablokowane przez łądolód wody Wisły odpływały ku zachodowi przez Łęczycę z Kotliny Warszawskiej, przez Bachorze z Kotliny Płockiej i pradoliną Noteci z Kotliny Toruńskiej. Dna kotlin stanowiły tzw. taras IV, natomiast po połączeniu się wszystkich kotlin Wisła utworzyła taras III, na który transgredował łądolód sięgając po Gąbin i Gostynin. L e n c e w i c z (1927) wprowadził do literatury geomorfologicznej terminy „moreny kutnowskie”, „taras ciechomicki”, a także opisał i wyjaśnił genezę tych form. W pracy S a m s o n o w i c z a (1922) znajdujemy szkic przedstawiający zasięg zastoiska warszawskiego oraz ciąg moren Chodecz – Gostynin – Gąbin – Dzierżonów – Serock mających być śladem postoju cofającego się łądolodu L4. Autor wspomina o morenach gostynińskich mając na myśli północny fragment kutnowskiego łuku morenowego z okolic Sierakowa. Syntetyczny obraz powierzchniowej budowy Polski niżowej przedstawił K u ź n i a r (1926) na mapie geologicznej w skali 1:750 000. W 1936 roku ukazała się fundamentalna dla obszaru Kotliny Płockiej mapa geologiczna w skali 1:200 000 autorstwa L e n c e w i c z a .

W okresie powojennym do intensyfikacji badań geomorfologicznych w południowej części Kotliny Płockiej przyczyniły się ogólnopolskie inicjatywy badawcze Państwowego Instytutu Geologicznego: edycja mapy geologicznej w skali 1:300 000 arkusz Plock (Ł y c z e w s k a 1948; Ł y c z e w s k a , P o ż a r y -

ski 1948), kartowanie dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkuszy: Włocławek (Mojski 1958b, 1970), Dobrzyń (Skompski 1968, 1971), Płock (Skompski, Słowański 1962, 1970), Gąbin (Skompski, Kawecka 1962; Skompski 1970), Lubień Kujawski (Baraniecka 1991, 1993), Gostynin (Roman 1999b) oraz mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 arkusz Płock (Baraniecka, Skompski 1978; Baraniecka 1979a). Oprócz opracowań kartograficznych wspomniane prace zaowocowały szeregiem artykułów m.in. Łyczewskiej (1960), Mojskiego (1960), w których autorzy zgodnie odrzucają lencewiczowską koncepcję zlodowacenia dolinowego w Kotlinie Płockiej, Skompskiego (1960) krytycznie odnoszącego się do poglądów Lencewicza (1927) o rzeczonym, erozyjnym charakterze powierzchni „tarasu IV” (ciechomiczego) Wisły, Domosławskiej - Baranieckiej (1965) wyróżniającej w rejonie Lubienia Kujawskiego zróżnicowaną geomorfologicznie strefę marginalną łańdolodu północnopolskiego. Doniosłe znaczenie dla stratygrafii górnego plejstocenu i paleogeografii wschodniej części Kujaw miało udokumentowanie osadów interglacjalu eemskiego w Kaliskiej, zalegających pod osadami wodnolodowcowymi i gliną zwałową (Domosławska - Baraniecka 1965; Janczyk - Kopikowa 1965).

Zagadnienia dotyczące geomorfologii, geologii i stratygrafii czwartorzędu wschodniej części Kotliny Płockiej były przedstawione w ramach VI Kongresu INQUA w 1961 roku (Domosławska - Baraniecka 1961b, c; Skompski 1961a; Makowska 1964), a także w 1979 roku w trakcie *Symposium on Vistulian Stratigraphy* (Skompski, Słowański 1979).

Niezależnie od inicjowanych przez PIG prac kartograficznych podejmowano badania dotyczące wybranych zagadnień geomorfologii Kotliny Płockiej: ozów (Wadas 1962; Skompski 1963), wieku poziomów pradolinnych (Borówko - Dłużakowa 1961; Skompski 1961b), genezy rzeźby południowej krawędzi kotliny (Urbaniaś 1965), rozwoju wydmy (Urbaniaś 1967), kształtowania się odpływu wód pradolinnych (Mojski 1960; Kotarbiński, Urbaniaś - Biernacka 1975). Należy wspomnieć, że w odkrywkach w ozie gostyńskim w rejonie Sierakówka, Dylkowa (1952) prowadziła badania nad opracowaniem klucza strukturalno-morfologicznego do klasyfikacji form akumulacji lodowcowej. Ona też była inspiratorką prac nad studium ozu gostyńskiego podjętych przez Wadasa (1962). Najpełniejsze, kompleksowe opracowanie paleogeografii, stratygrafii i budowy geologicznej czwartorzędu wschodniej części Kotliny Płockiej oraz przyległych do niej wysoczyzn zawarte jest w pracy Skompskiego (1969). Zdaniem autora cała Kotlina Płocka, aż po okolice Gostynina i Gąbina leży w zasięgu fazy poznańskiej (stadialu kujawsko-dobrzyńskiego) zlodowacenia północnopolskiego, w obrębie której zaznaczyły się dwie podfazy: gąbińska i płocka. Skompski (1969) wydzielił i omówił sposób formowania się poziomów pradolinnych i teras rzecznych w Kotlinie Płockiej i skorelował je z podobnymi formami w pradolinie Noteci. Większość poglądów Skompskiego (1969) jest aktualna do dziś, jednak

klasyfikacja genetyczna form w rejonie Dendyi, Sierakówka czy Leśniewic budzi wątpliwości (R o m a n 1999b).

W celu rozpatrzenia możliwości odpływu wód zastoiska warszawskiego na zachód przez pradolinę warszawsko-berlińską, W i ś n i e w s k i i A n d r z e - j e w s k i (1994) prowadzili badania geomorfologiczne między innymi w dolinach Ochni oraz Przysowy-Słudwi, rozcinających Równinę Kutnowską. Autorzy ci udokumentowali proglałjalny charakter tych dolin w okresie fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia.

Podjęmowana przez B a r a n i e c k ą i M o j s k i e g o (1960) oraz M a - k o w s k ą i S k o m p s k i e g o (1962) próba usystematyzowania badań nad czwartorzędem Mazowsza i wschodnich Kujaw znalazła szerszy wyraz w zbiorowej pracy z 1978 roku (B a r a n i e c k a i in.). W odniesieniu do okolic Gostynina w opracowaniu tym zawarte są w zasadzie poglądy S k o m p s k i e g o (1969). Uzupełnieniem jest próba korelacji teras nadzalewowych Wisły Kotliny Płockiej z terasami występującymi na wschód od Płocka tj. w górę rzeki, po rejon Góry Kalwarii.

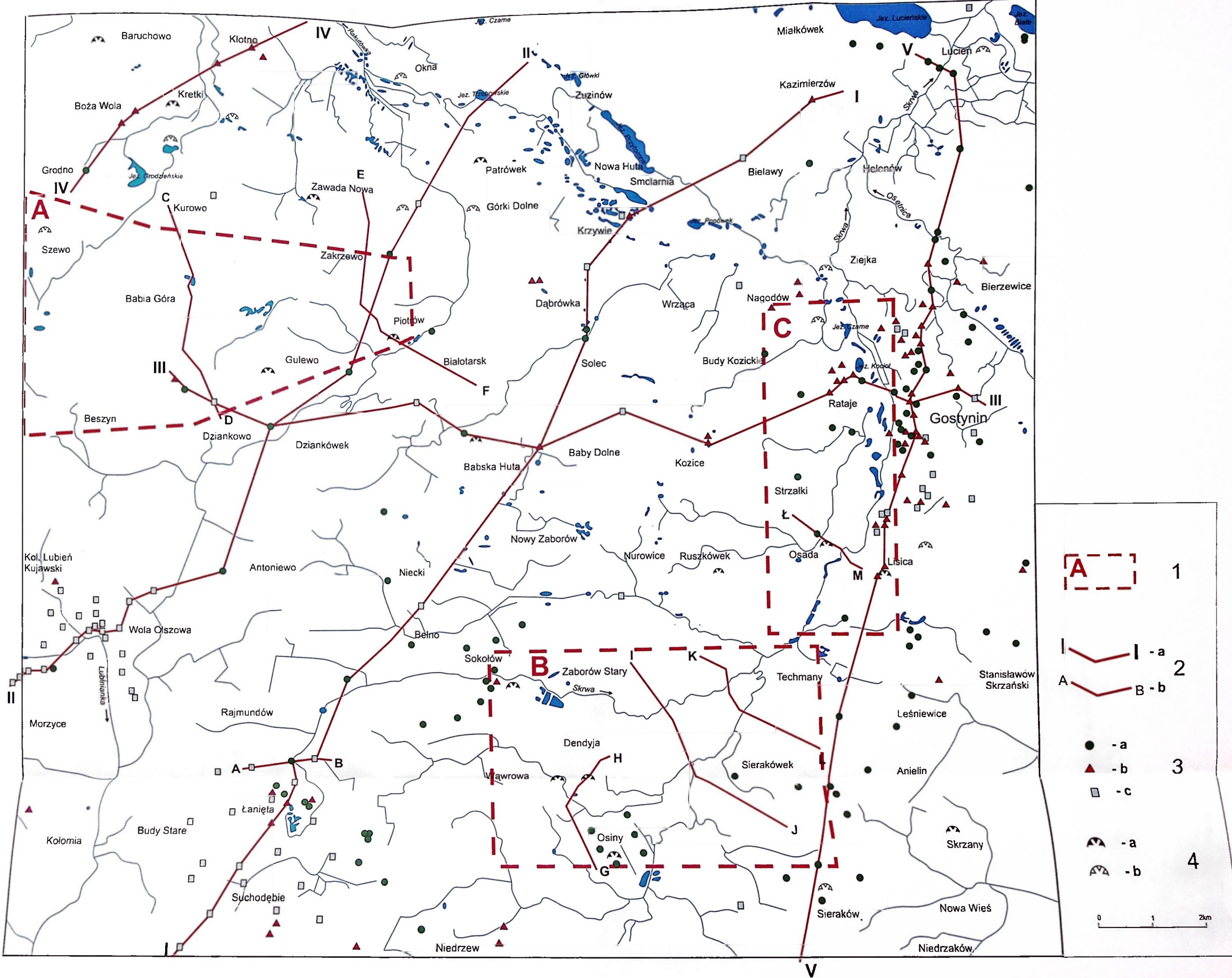
Istotnym zagadnieniem w rozważaniach nad rozwojem rzeźby okolic Gostynina jest sprawa maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Kwestia ta, na tle literatury tematu, zostanie rozpatrzona w dalszej części pracy.

CEL I ZAKRES PRACY

Głównym celem pracy było określenie genezy i odtworzenie rozwoju plejstoceńskiej rzeźby glacialnej okolic Gostynina, ze szczególnym uwzględnieniem morfogenezy vistuliańskiej. Istotnym zadaniem było także wykazanie wpływu budowy geologicznej i tektoniki (neotektoniki) oraz paleoreliefu podłoża na rozwój tej rzeźby. Przez podłoże rozumiano zarówno powierzchnię przedplejstoceńską, na którą wkraczał pierwszy lądolód, jak również śródplejstoceńskie powierzchnie, na które transgredowały lądolody następne. Specjalne znaczenie dla niniejszej pracy miała analiza ukształtowania powierzchni i litologii bezpośredniego podłoża ostatniego lądolodu.

W ramach realizacji głównego celu pracy określono szereg szczegółowych założeń badawczych, takich jak:

- rekonstrukcja podłoża podkenozoicznego, podczwartorzędowego oraz wybranych powierzchni śródplejstoceńskich, a także rozpatrzenie wpływu ich morfologii oraz dynamiki podłoża na wykształcenie rzeźby współczesnej;
- wyznaczenie granicy maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (LGM = *Last Glacial Maximum*, por. m.in. B o u l t o n i in. 2001; M a r k s 2002);
- ustalenie ilości transgresji vistuliańskich na rozpatrywany obszar, a także ustosunkowanie się do zagadnienia ich wieku;



Rys. 2. Mapa dokumentacyjna

1 – obszary szczegółowych badań: A – pagórki szewskie, B – Sokolów – Sieraków: formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych, C – oz gostyniński; 2 – linie przekrojów geologicznych: a – sięgających podłoża czwartorzędowego, b – w obrębie osadów czwartorzędowych; 3 – otwory wiertnicze: a – zakończone w osadach czwartorzędowych, b – przebijające osady czwartorzędowe, c – przebijające osady kenozoiczne; 4 – ważniejsze odsłonięcia: a – opisane w tekście, b – bez opisu w tekście

Documentation map

1 – case study areas: A – Szewo hillocks, B – Sokolów – Sieraków: relicts of ice cored moraine ridges, C – Gostynin esker; 2 – lines of geologic cross-sections: a – to the Quaternary substratum, b – within Quaternary sediments; 3 – boreholes: a – terminated in Quaternary sediments, b – piercing the Quaternary, c – piercing the Cenozoic; major exposures: a – explained in the text, b – without explanation in the text

– określenie warunków i odtworzenie mechanizmów kształtowania się osadów i form ostatniego zlodowacenia w nawiązaniu do dynamiki lądolodu oraz rzeźby i litologii bezpośredniego podłoża;

– ogólna ocena stopnia przemodelowania rzeźby glacialnej po ustąpieniu lądolodu zlodowacenia wisły.

Kolejność poruszanych w pracy zagadnień i prezentacji poszczególnych stanowisk podporządkowano kryterium chronologicznemu, a w odniesieniu do okresu ostatniego zlodowacenia także kryterium morfostratygraficznemu.

METODY BADAŃ

Zastosowane metody badawcze obejmowały: analizę materiałów archiwalnych, prace terenowe, laboratoryjne i kameralne.

Wstępnym etapem prac było zebranie możliwie kompletnego zestawu archiwalnych profili wierceń (rys. 2) oraz dokumentacji i opracowań geologicznych, dostępnych w archiwach państwowych oraz w prywatnych firmach geologicznych do końca 2001 roku. Zebrany materiał dotyczył także terenów bezpośrednio przylegających do obszaru badań i obejmował: 274 profile wierceń (w tym 147 sięgających podłoża czwartorzędu), 35 dokumentacji geologiczno-inżynierskich, surowcowych, geofizycznych i hydrogeologicznych. Na podstawie danych archiwalnych z wierceń i dokumentacji dokonano, istotnej dla rozważań tej pracy, rekonstrukcji paleopowierzchni (podkenozoicznej, podczwartorzędowej, śródplejstocenijskich) oraz przeprowadzono próbę ustaleń litostratygraficznych w nawiązaniu do przebiegu przewodnich poziomów plejstocenijskich. Dla uściślenia porównań i korelacji litostratygraficznych niezbędnym było skompletowanie pełnego zestawu archiwalnych dokumentacji badań litologiczno-petrograficznych, wykonanych dla potrzeb realizacji szczegółowych map geologicznych na arkuszach: Lubień Kujawski, Kutno, Żychlin i Gostynin. Archiwalne materiały geologiczne uzyskano przede wszystkim w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, Przedsiębiorstwie Geologicznym w Łodzi, w byłych Wojewódzkich Archiwach Geologicznych w Płocku i Włocławku, w Kopalni Soli Kamiennej w Kłodawie, w Biurze Studiów i Projektów Gospodarki Wodnej Rolnictwa „Bipromel” w Warszawie, w Archiwum Instytutu Nawożenia, Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach, Zakładzie Usług Geologicznych „Geotechnika” w Łodzi oraz od wykonawców indywidualnych.

Najpełniejszych danych, stanowiących podstawę do rozważań zawartych w niniejszej pracy dostarczyły bezpośrednie badania terenowe przeprowadzone w latach 1996–2001. Zmierzały one do poznania cech litologicznych i strukturalno-teksturalnych osadów, określenia charakteru i warunków środowiska ich sedymentacji, klasyfikacji genetycznej osadów i form oraz ustalenia relacji wiekowej między poszczególnymi osadami. Badania terenowe w pierwszej ko-

lejności polegały na szczegółowym skartowaniu geomorfologicznym i geologicznym obszaru na podkładzie map topograficznych w skali 1:25 000 i 1:10 000, a następnie na wnikliwych studiach geologicznych i litofacjalnych w wytypowanych obszarach i kluczowych stanowiskach badawczych (rys. 2). Rozpoznaniu przypowierzchniowej budowy geologicznej posłużyło 1105 punktów dokumentacyjnych o głębokości 2–12 m, na które złożyło się: 967 sondowań ręcznych, 74 sondowania mechaniczne, 2 sondowania SPT z użyciem próbnika do pobierania rdzeni o nienaruszonej strukturze, 17 wkopów oraz 45 odsłoneń. W badaniach litofacjalnych główne znaczenie miała analiza cech strukturalnych osadów (struktur sedimentacyjnych i postsedimentacyjnych), jako dostarczająca najpełniejszych i najbardziej wiarygodnych informacji odnośnie procesów sedimentacyjnych i rzeźbotwórczych (por. B r o d z i k o w s k i 1992a). Analizy facjalno-strukturalne obejmowały:

- badania struktur sedimentacyjnych w osadach wodnolodowcowych i rzecznych, określenie litofacji, wyznaczenie kierunków paleoprądów na podstawie pomiarów przekątnych struktur depozycyjnych, riplemarków prądowych, struktur erozyjnych, rzadziej imbrykacji i orientacji dłuższych osi otoczków (pomiaru wykonano zgodnie z indykacjami Z i e l i Ń s k i e g o 1992a);

- badania struktur glacydynamicznych w glinach lodowcowych oraz na kontakcie glin z ich podłożem, przy czym szczególną uwagę zwrócono na charakter spągowej powierzchni gliny lodowcowej w celu rozpoznania struktur wskaźnikowych ruchu lodowcowego zgodnie ze wskazaniami E h l e r s a i S t e p h a n a (1979);

- badanie struktur deformacyjnych, ich charakteru, ułożenia przestrzennego i orientacji w stosunku do form;

- badanie peryglacialnych struktur kontrakcji termicznej, określenie typu struktury i charakteru jej wypełnienia (por. G o ź d z i k 1978).

Cechy teksturalne osadów określono głównie na podstawie badań makroskopowych (uziarnienie, segregacja materiału, charakter powierzchni ziaren i ich obrotowanie, stopień plastyczności dla osadów spoistych, intensywność reakcji z kwasem solnym). Ponadto terenowe badania teksturalne obejmowały pomiary orientacji dłuższej osi klastów w glinie morenowej (*till fabric*). Mierzono azymut i nachylenie osi co najmniej 50 klastów o długości 2–5 cm przy stosunku osi a:b większym od 2. Kryteria selekcji zastosowano zgodnie z metodyką D o w d e s w e l l a i S h a r p a (1986). Pomiarów dokonano w 10 punktach badawczych w ścianach odsłoneń oraz we wkopach na głębokości poniżej 1,7 m, gdzie partiami usuwano warstwy gliny tzw. metodą zdejmowania nadkładu. W dwóch przypadkach, lokalne warunki ograniczyły liczebność wymaganych 50 pomiarów. Ze względu na przemarzanie gruntu i związanej z nim możliwości zaburzenia pierwotnej orientacji klastów sięgającej do 1,5–2,0 m p.p.t. (por. M a n i k o w s k a 1982; E h l e r s , S t e p h a n 1983), nie uwzględniono wyników pomiarów do tej głębokości, jeżeli frekwencja stromo ($>30^\circ$) nachylonych klastów była wysoka.

W ramach prac laboratoryjnych wykonano:

– badania litologiczno-petrograficzne dla 40 próbek osadów pobranych z odsłoneń w Baruchowie i Lisicy, obejmujące zestaw analiz w ujęciu standardowym, przewidzianym dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (M a r k s , B e r 1999), a zgodnie z metodyką opisaną przez Rzechowskiego (1971). Zakres prac został tak dobrany, aby mógł stanowić integralną część badań archiwalnych. Badania wykonała Barbara Gronkowska-Krystek w laboratorium „Petrogeo” w Warszawie;

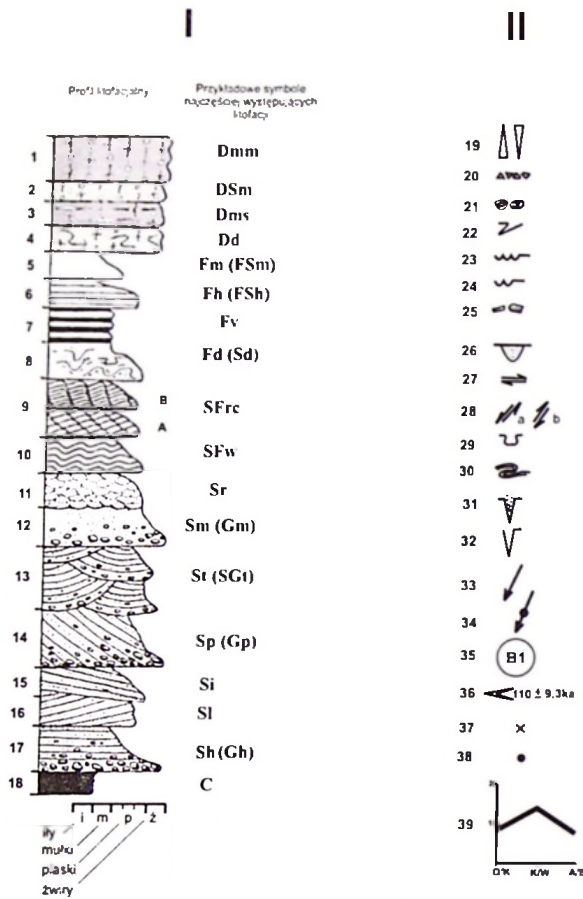
– badania cech morfoskopowych ziaren kwarcu dla frakcji 0,6–0,8 i 0,8–1,0 mm metodą Cailleux w modyfikacji G o ź d z i k a (1980) i K l a t k o w e j (1982). Badania te przeprowadzono kontrolnie, dla osadów z wypełnień struktur kontrakcji termicznej i potraktowano je jako uzupełniające, wybiegające poza temat pracy, stąd ich wyniki zamieszczono jedynie w szczególnych przypadkach, w celu uzasadnienia klasyfikacji genetycznej osadu czy formy. Analizy wykonała Lucyna Wachecka-Kotkowska w Laboratorium Katedry Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego;

– oznaczenia wskaźników wieku metodą termoluminescencji (TL) dla osadów ilasto-mułkowych i piaszczystych z odsłoneń w Osinach (3 oznaczenia) i Baruchowie (6 oznaczeń), wykonane przez Jarosława Kusiaka w Laboratorium Termoluminescencyjnym Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie;

– badania paleobotaniczne, które obejmowały pełne analizy palinologiczne dla 15 próbek osadów jeziornych pobranych z górnej części rdzenia wiercenia w Laniętach, powyżej udokumentowanych osadów eemskich (R o m a n 1999b), a także 4 ekspertyzowe oznaczenia palinologiczne dla próbek z odsłoneń w Osinach. Analizy i oznaczenia przeprowadziła Zofia Balwierz w Laboratorium Zakładu Geomorfologii Uniwersytetu Łódzkiego.

W ramach prac kameralnych uzyskane w trakcie badań terenowych dane, uzupełnione materiałem archiwalnym i wynikami badań laboratoryjnych, zostały zestawione i opracowane w postaci wynikowych map, przekrojów geologicznych, szkiców paleogeomorfologicznych, szkiców zasięgów facji, zunifikowanych profili litofacjalnych, diagramów kierunkowych i rysunków odsłoneń.

Przy konstrukcji profili litofacjalnych (rys. 3) zastosowany został kod według M i a l l a i R u s t a z modyfikacjami Z i e l i ń s k i e g o (1995). Analizę danych kierunkowych z pomiarów przekątnych struktur warstwowych przeprowadzono zgodnie z metodą C u r r a y a (1956), podając dla każdego zestawu danych wektor wypadkowy (azymut paleoprzepływu) $V[^\circ]$ oraz współczynnik zwartości rozkładu $L[\%]$. Rozkład kierunków paleopądów przedstawiono przy pomocy rozetowych diagramów asymetrycznych (rys. 4). Dane z pomiarów ułożenia dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych zestawiono w postaci rozetowych diagramów symetrycznych oraz diagramów konturowych sporządzonych przy zastosowaniu siatki równopowierzchnowej normalnej Schmidta (rys. 4). Dla każdego zestawu danych określono wektor wypadkowy V_1 podając jego azymut i nachylenie w stopniach oraz wartości wektorów: S_1 i S_3 (*eigenvalues*)



Rys. 3. Objasnienia do profili sedymentologicznych

I – profil litofacyjny z zastosowaniem symboli kodu wg Miaill i Rusta z modyfikacjami Zielińskiego (1995): 1 – *Dmm*, diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym masowy, 2 – *DSm*, diamikton piaszczysty o rozproszonym szkielecie ziarnowym masowy, 3 – *Dms*, diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym warstwowany, 4 – *Dd*, diamikton zaburzony ze strukturami deformacyjnymi, 5 – *Fm (FSm)*, il i mułek (mułek piaszczysty) laminowany poziomo, 6 – *Fh (FSh)*, il i mułek (mułek piaszczysty) laminowany poziomo, 7 – *Fv*, il i mułek o rytmie warwowym, 8 – *Fd (Sd)*, mułek (piasek) zaburzony, 9 – *SFrc*, piasek mulkowany, piasek o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących (typu A i B), 10 – *SFw*, piasek mulkowany, piasek o laminacji falistej, 11 – *Sr*, piasek o przekątnej laminacji riplemarkowej, 12 – *Sm (Gm)*, piasek (zwir) masowy, 13 – *St (SGt)*, piasek (piasek zwirowaty) o rytmowym warstwowaniu przekątnym, 14 – *Sp (Gp)*, piasek (zwir) o płaskim warstwowaniu przekątnym, 15 – *Si*, piasek o warstwowaniu nachylonym skrajnie wielkiej skali, 16 – *Sl*, piasek o płaskim warstwowaniu niskokątowym, 17 – *Sh (Gh)*, piasek (zwir) warstwowany poziomo, 18 – *C*, osady organogeniczne

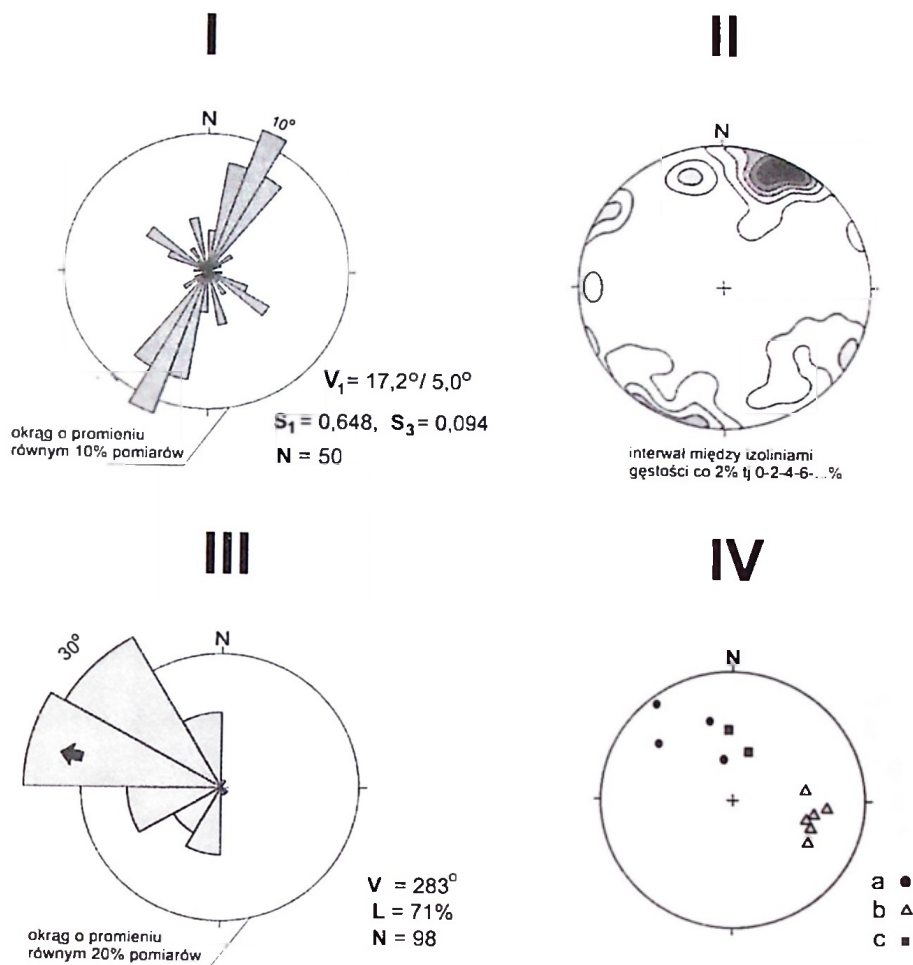
II – inne oznaczenia, 19 – normalne i odwrotne warstwowanie frakcyjne, 20 – il zbrekcjonowany, 21 – tocznice ilaste, 22 – zadziory gliniaste, 23 – rozległa powierzchnia erozyjna, 24 – powierzchnia erozyjna, 25 – klasy ostrokrawędziste, 26 – wypełnienie kanału, 27 – subhoryzontalna powierzchnia ścieciska, 28 – uskoki normalne (a) i odwrotne (b), 29 – pogrzasy, 30 – fałdy spływowe,

31 – kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym, 32 – pseudomorfozy po klinach lodowych, 33 – średni kierunek paleopiętrądów, 34 – pojedynczy pomiar kierunku paleopiętrądu, 35 – oznaczenia kompleksów litofacyjnych, 36 – miejsca pobrania próbek do badań termoluminescencyjnych i wyznik datowania, 37 – miejsca pobrania próbek do badań morfoskopowych, 38 – miejsca pobrania próbek do badań litologiczno-petrograficznych, 39 – wykres współczynników petrograficznych: O – suma skandynawskich skal osadowych, K – suma skal krystalicznych i kwarcu skandynawskiego, W – suma skandynawskich skal węglanowych, A – suma skal północnych nieodpornych na wietrzezenie, B – suma skal północnych odpornych na wietrzezenie, O/K, K/W, A/B – współczynniki petrograficzne

Key to sedimentary logs

I – sedimentary log with code signs by Miaill and Rust, modified by Zieliński (1995): 1 – *Dmm*, massive, matrix-supported bed diamiction, 2 – *DSm*, massive, matrix-supported bed sandy diamiction, 3 – *Dms*, stratified matrix-supported bed diamiction, 4 – *Dd*, deformed diamiction with deformation structures, 5 – *Fm (FSm)*, massive claysilt (sandy silt), 6 – *Fh (FSh)*, claysilt (sandy silt) of horizontal lamination, 7 – *Fv*, varved silt and silt, 8 – *Fd (Sd)*, deformed silt (sand), 9 – *SFrc*, silty sand, sand of climbing-ripple cross-lamination (type A and B), 10 – *SFw*, silty sand, sand of wavy lamination, 11 – *Sr*, ripple cross-laminated sand, 12 – *Sm (Gm)*, massive sand (gravel), 13 – *St (SGt)*, trough cross-bedded sand (gravelly sand), 14 – *Sp (Gp)* planar cross-bedded sand (gravel), 15 – *Si*, inclined bedded sand, 16 – *Sl*, low-angle planar bedded sand, 17 – *Sh (Gh)*, sand (gravel) of horizontal stratification, 18 – *C*, organogenic deposits

II – additional signatures: 19 – fining- and coarsening-up sequence, 20 – clay breccia, 21 – silt balls, 22 – till edges, 23 – large-scale erosional surface, 24 – erosional surface, 25 – angular clasts, 26 – scour infill, 27 – subhorizontal shear plane, 28 – normal (a) and reverse (b) faults, 29 – loadcasts, 30 – flow folds, 31 – wedge structures of primary sandy infilling, 32 – ice-wedge pseudomorphs, 33 – mean paleocurrent direction, 34 – single measurement of paleocurrent direction, 35 – symbols of lithofacies complexes, 36 – location of the TL samples and the dating, 37 – location of the morphoscopic samples, 38 – location of the lithologic-petrographic samples, 39 – diagram of petrographic coefficients: O – the total of Scandinavian sedimentary rocks, K – the total of crystalline rocks and Scandinavian quartz, W – the total of Scandinavian carbonate rocks, A – the total of northern unresistant rocks, B – the total of northern resistant rocks, O/K, K/W, A/B – petrographic coefficients



Rys. 4. Objaśnienia do diagramów strukturalnych

I – diagram rozetowy symetryczny z sektorami co 10° : V_1 – wektor wypadkowy (azymut/nachylenie), S_1, S_3 – wartości wektorów S_j i S_2 wg Wołodcowa, Naylor (1983), N – liczba pomiarów

II – diagram konturowy w oparciu o siatkę równopowierzchniową Schmidta, projekcja na górną półkulę, interwały między izoliniami gęstości co 2%

III – diagram rozetowy asymetryczny z sektorami co 30° : V – azymut wektora wypadkowego, L – współczynnik zwartości w [%], N – liczba pomiarów; strzałka oznacza kierunek wypadkowy

IV – diagram punktowy w oparciu o siatkę równopowierzchniową Schmidta, projekcja na górną półkulę: a – bieguny warstw, b – bieguny płaszczyzn uskoków normalnych, c – bieguny płaszczyzn uskoków odwróconych

Key to structural diagrams

I – symmetrical rose diagram with 10° sectors: V_1 – mean vector (azimuth/inclination), S_1, S_3 – eigenvalues after Wołodcowa and Naylor (1983), N – number of measurements

II – contour diagram on the ground of the Schmidt's grid, projection in the lower hemisphere, isolines of density are presented with 2% intervals

III – asymmetrical rose diagram with 30° sectors: V – azimuth of mean vector, L – coefficient of concentration in %, N – number of measurements; the arrow shows mean paleocurrent direction

IV – point diagram on the ground of the Schmidt's grid, projection in the upper hemisphere: a – pole to layer surface, b – pole to normal fault surface, c – pole to reverse fault surface

wyliczone metodą Woodcocka i Naylor'a (1983). Przy opracowaniu diagramów kierunkowych i analizie danych strukturalnych wykorzystano program StereoNet Version 3.0 (Steinsund 1995).

W pracy przyjęto uproszczony schemat podziału stratygraficznego stosowany dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski (Baraniecka 1990; Instrukcja ... 1996), zaś dla piętra zlodowacenia wisły schemat zaproponowany przez Mojskiego (1999). Reperowymi dla stratygrafii górnego plejstocenu były stanowiska osadów interglacjału eemskiego w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965) i Laniętach (Balwierz, Roman 2002).

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RZEŻBY OKOLIC GOSTYNINA

Dla omawianego obszaru charakterystyczny jest pasowy rytm zmienności rzeźby. Poczynając od południa, gdzie występuje płaska, zdenudowana wysoczyzna polodowcowa rzeźba stopniowo ożywia się przechodząc w obszary wysoczyzn falistej i pagórkowatej. Powierzchnia tych wysoczyzn nachyla się łagodnie ku północnemu-wschodowi i „nagle” opada ku położonej o 30–15 m niżej, rozległej powierzchni pradoliny Wisły (rys. 5). Najwyżej położone punkty terenu, wzniesione do 140–141 m n.p.m., znajdują się w okolicy Szewa i Babiej Góry, oraz w południowej części obszaru w obrębie starszej wysoczyzny polodowcowej, gdzie osiągają wysokość 136,5 m n.p.m. w Łaniętach oraz 135,1 m n.p.m. w Sierakowie. Najniżej, na 73,3 m n.p.m., położone jest lustro wody Jeziora Lucieńskiego. Deniwelacja bezwzględna powierzchni całego terenu wynosi zatem prawie 68 m, jednak lokalnie różnice wysokości nie są tak znaczne i osiągają najwyżej 30 m na krawędziach rynien jeziornych, a 25 m w strefie krawędzi pradoliny Wisły.

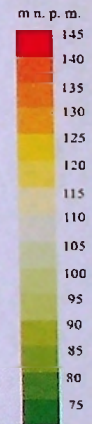
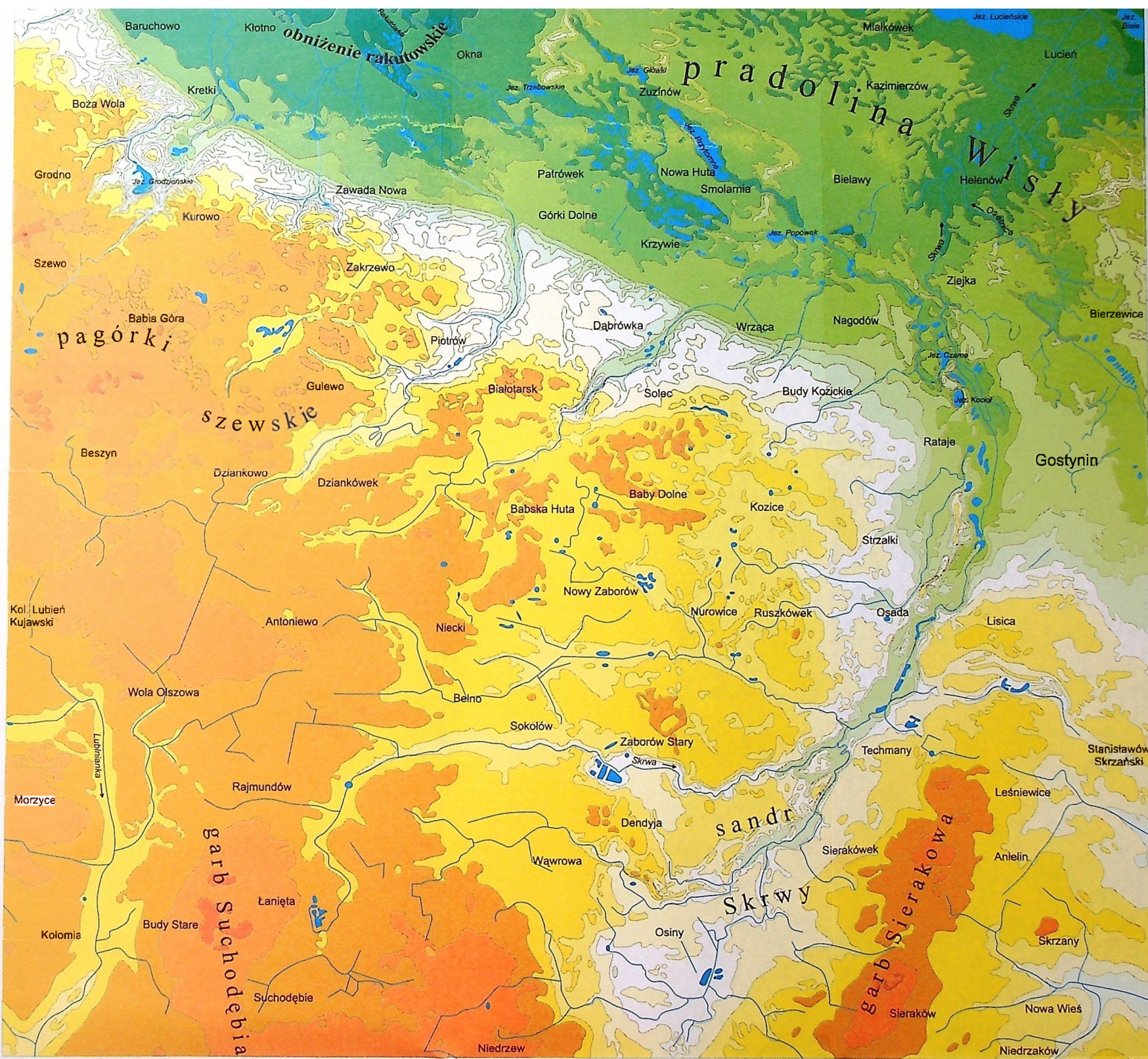
Rozpościerając się w południowej części obszaru badań, wyrównaną powierzchnię starszej wysoczyzny rozcina szereg sandrów dolinnych (por. B a r a - n i e c k a 1989, 1993), ku którym wysoczyzna opada łagodnymi stokami. Wysoczyzna położona jest na 130–120 m n.p.m., a nachylone ku południowi powierzchnie sandrów znajdują się o około 10–15 m niżej. Najrozleglejszy – sandr Skrwy (rys. 5, 6) zajmuje centralne położenie w omawianej strefie, na zachodzie wąskim pasem rozciąga się sandr doliny Lubieńki, na wschodzie zaś sandr Osetnicy. Sandry dzielą wysoczyznę na dwa wyniesione obszary: garb Suchodębia i garb Sierakowa (rys. 5). W rejonie Sierakowa znajduje się kilka izolowanych pagórków moren martwego lodu o łagodnych stokach i wypłaszczonych powierzchniach szczytowych. Ich wysokość nie przekracza 8 m. Pagórki morenowe ożywiają monotonną powierzchnię gliniastej wysoczyzny również poprzez swój odmienny, piaszczysto-żwirowy charakter litologiczny, a zwłaszcza liczne nagromadzenia głazów. Są one częścią łuku moren kutnowskich związanych z rececją łądolodu warty.

Środkowy pas opisywanego terenu zajmuje młoda wysoczyzna polodowcowa wyniesiona przeciętnie 125–115 m n.p.m. w części zachodniej i obniżająca się ku wschodowi do 110–105 m n.p.m. w okolicach Gostynina. Jest to urozmaicony wielką ilością drobnych wytopisk obszar o falistej, rzadziej pagórkowatej powierzchni, zbudowany przede wszystkim z glin lodowcowych. Lokalne deniwe-

lacje dochodzą tu do 10 m i wznoszą się w strefach występowania form towarzyszących młodej wysoczyźnie: rynien subglacialnych, rozleglejszych wytopisk czy form akumulacji szczelinowej. Rzeźba południowej części wysoczyzny jest bardziej spokojna, niemal płaska, a granica maksymalnego zasięgu lądolodu wisły jest słabo wyrażona w morfologii. Dominującym elementem w morfologii powierzchni młodszej wysoczyzny polodowcowej jest wyniesiona do 130–140 m n.p.m., południkowo biegnąca strefa pagórków o kilkumetrowej wysokości, rozciągająca się między Szewem a Piotrowem (rys. 5). Charakterystyczne jest silne rozczłonkowanie rzeźby oraz obecność rozległych wytopisk o zabagnionym dnie. Strefa ta ma przedłużenie ku zachodowi przez Klóbkę po okolice Chodcza, a specyfika jej rzeźby sprawiła, że wydzielano tutaj odrębną jednostkę geomorfologiczną tzw. Pagórki Chodeckie (Bartkowski i in. 1968). W niniejszej pracy, dla form leżących między Szewem a Piotrowem autorka wprowadziła nazwę pagórki szewskie, co ma przede wszystkim uzasadnienie przy rozpatrywaniu specyfiki budowy wewnętrznej tych form, a nieco mniejsze przy analizie wyłączenie ich morfologii.

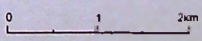
Świeżość rzeźby wysoczyzny polodowcowej podkreślona jest obecnością rynien subglacialnych o przebiegu SW–NE. Ten kierunek jest charakterystyczny dla wysoczyzny i różny od kierunku rynien w Kotlinie Płockiej. Największą jest rynna gostynińska, której towarzyszy ciąg ozowy o długości 8 km. Jednolity wał ozowy występuje pomiędzy Lipą a Bartoszewem i osiąga w swej kulminacji wysokość 30–32 m względem dna rynny. Oz gostyniński jest pomnikiem przyrody nieożywionej.

U wylotu rynny gostynińskiej rozpościera się sandr Skrwy przechodzący ku południowi w zewnętrzny sandr dolinny towarzyszący Głogowiance (już poza obszarem badań). Północna część sandru jest silnie porożciniana, urozmaicona licznymi pagórkami i wytopiskami. Podobną rzeźbę ma także północny fragment sandru zewnętrznego biorącego początek od rynny lubieńskiej (rys. 6). W obrębie wysoczyzny występuje szereg sandrów wewnętrznych (por. Baraniecka 1989, 1993), stanowiących rozległe równiny na południe od Ruszkówka i Gostynina (rys. 5, 6). Wysoczyzna morenowa opada ku pradolinie Wisły łagodniejącym ku wschodowi stokiem. Stok ten, czy jak przyjęto w literaturze zbocze (Urbanik 1965; Kotarbiński, Urbanik-Biernacka 1975) lub krawędź (Mojski 1960) pradoliny jest jednym z najwyraźniejszych elementów liniowych rzeźby w rejonie Gostynina. Wysokość krawędzi w okolicy Kurowa wynosi 30 m, a na zachód od rynny gostynińskiej, w Ratajach już tylko 10–15 m. Najbardziej w morfologii zaznacza się stok występujący po wschodniej stronie rynny. Mała wyrazistość krawędzi w okolicy Gostynina spowodowana jest występowaniem tu tzw. IV tarasu Wisły (Lencewicz 1927) nazwanego później poziomem ciechomiczkim i uznanego za niższy stopień wysoczyzny (Urbanik 1965, 1967; Skompski 1969; Kotarbiński, Urbanik-Biernacka 1975). Poziom ten leży na wysokości 96–90 m n.p.m., a rozpościera się na wschód od Bud Kozickich, przez Rataje, Gostynin, Bierzewice, a dalej, już poza granicą terenu, sięga aż po Ciechomice.



- a
 - b

1

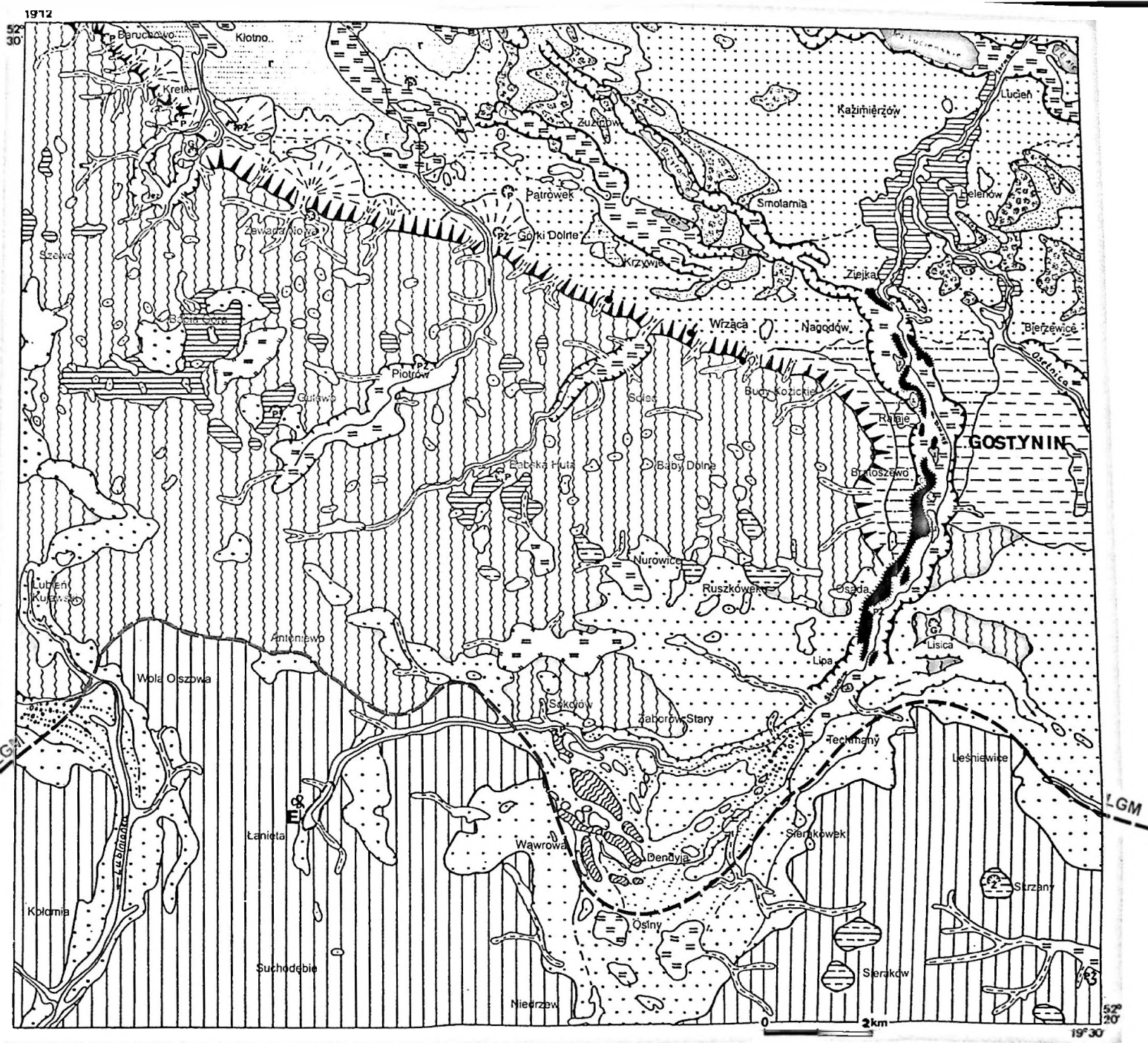


Rys. 5. Mapa hipsometryczna

1 – ważniejsze odsłonięcia: a – szczegółowo opisane w tekście, b – bez opisu w tekście

Morphological map

1 – major exposures: a – with detailed explanation in the text, b – without explanation in the text



Rys. 6. Mapa geomorfologiczna

wysoczyzna polodowcowa płaska, zdenudowana; 2 – wysoczyzna polodowcowa falista; 3 – relikty po wałach lodowo-morenowych; 4 – poziom sandrowy najwyższy (I); 5 – poziom sandrowy wyższy (II) i równiny sandrowe wewnętrzne; 6 – poziom sandrowy najniższy (III), at the outlet of subglacial channels hummocky one; 7 – kames and assemblages of hillocks within the zone of fossil glaciomarginal fans; 8 – eskers; 9 – degraded dead ice moraines, outside the extent of the last ice sheet; 10 – poziom ciechomici 90 m n.p.m. (niższy stopień wysoczyzny); 11 – erozyjny poziom wód rzeczno-lodowcowych 93–88 m n.p.m.; 12 – wyższy poziom pradolinny 86–83 m n.p.m.; 13 – niższy poziom pradolinny 81–78 m n.p.m.; 14 – rynny subglacjalne; 15 – rynny wykorzystane przez rzeki ściowo przez nie przekształcone; 16 – doliny wód roztopowych; 17 – wytopiska; 18 – niecki wytopiskowe; 19 – wydmy; 20 – równiny piasków przewianych; 21 – równiny jeziorne; 22 – terasy nadzalewowe 2–3 m n.p.rz.; 23 – dna dolin rzecznych; 24 – stoki; 25 – długie stoki; 26 – doliny erozyjno-denudacyjne w tym zawieszone; 27 – stożki napływowe; 28 – drobne zagłębienia o różnej genezie; 29 – równiny akumulacji biogenicznej; 30 – źródła; 31 – zarys kopalnego zbiornika eemsko-wczesnovistulianskiego; 32 – stanowiska flor kopalnych; kierunki odpływu wód roztopowych; 34 – większe wyrobiska: P – piaskownie, Z – żwirownie, G – glinianki; 35 – granica maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu

Geomorphological map

undulated flat till plateau; 2 – undulating till plateau; 3 – relicts of ice corred ridges; 4 – highest outwash level (I); 5 – higher outwash level (II) and internal outwash plains; 6 – lowest outwash level (III), at the outlet of subglacial channels hummocky one; 7 – kames and assemblages of hillocks within the zone of fossil glaciomarginal fans; 8 – eskers; 9 – degraded dead ice moraines, outside the extent of the last ice sheet; 10 – Ciechomic level 96–90 m asl (lower plain level); 11 – erosional level of fluvioglacial waters 93–88 m asl; 12 – higher pradolina 86–83 m asl; 13 – lower pradolina level 81–78 m asl; 14 – subglacial channels; 15 – subglacial channels adopted by rivers and partly transformed by them; 16 – meltwater valleys; 17 – kettle holes; 18 – extensive kettle holes; 19 – dunes; 20 – aeolian plains; 21 – lacustrine plains; 22 – terraces 2–3 m above river level; 23 – valley floors; 24 – slopes; 25 – long slopes; 26 – erosional valleys; 27 – alluvial fans; 28 – small depressions of various origin; 29 – organogenic plains; 30 – springs; 31 – outline of the fossil Eemian-Early Vistulian basin; 32 – sites of fossil flora; directions of meltwaters; 34 – major excavations: P – sand-pits, Z – gravel-pits, G – clay-pits; 35 – Last Glacial Maximum

Na zachód od Bud Kozickich krawędź wysoczyzny ma charakter denudacyjny i porożcinana jest szeregiem suchych dolin. Szczególnie niespokojną rzeźbą odznacza się strefa przykrawędziowa w okolicy Kurowa i Baruchowa, gdzie w zboczach wyróżnić można ostrogi denudacyjne rozdzielone płaskodennymi dolinami z licznymi, zawieszonymi nieckami denudacyjnymi (por. U r b a n i a k 1965). U wylotu większych dolin wachlarzowato rozpościerają się stożki napływowe, najlepiej wykształcone w okolicy wsi Górki Dolne, Zawada Nowa i Kretki (rys. 5, 6). W krawędzi wysoczyzny występują liczne wysięki, a w okolicy Wrzącej wypływy wód podziemnych koncentrują się w źródła o niewielkiej wydajności.

Pradolinę Wisły zajmują poziomy rzeczno-lodowcowe określane przez wielu badaczy, wraz z poziomem ciechomickim, jako niższy poziom zasypania lodowcowego (D o m o s ł a w s k a - B a r a n i e c k a , M o j s k i 1960; S k o m p s k i 1970). Powierzchnie poziomów pradolinnych występują na wysokości 86–77 m n.p.m. i nachylają się ku północnemu-zachodowi. Tamże znajduje się rozległe obniżenie rakutowskie będące śladem relikтового jeziora (rys. 5, 6). Granice morfologiczne pomiędzy poszczególnymi poziomami są niewyraźne. Rzeźbę poziomów pradolinnych ożywiają biegnące współkształtnie do krawędzi wysoczyzny rynny polodowcowe z jeziorami: Lucieńskim, Białym, Przytomnym, Główni, Trzebowski, Gościąż i Popówek. Głębokość niektórych jezior jest znaczna, na przykład Lucieńskiego – 34,5 m, Białego – 31,5 m, Przytomnego – 23,0 m (wg J a n c z y k 1987) i typowa dla ich rynnowej genezy. Dna rynien to z reguły równiny torfowe noszące ślady wydobywania tego surowca, położone o kilka metrów niżej w stosunku do piaszczystych poziomów pradolinnych. Charakterystyczne dla Kotliny Płockiej jest bogactwo form eolicznych, wśród których dominującym elementem są pięknie wykształcone wydmy paraboliczne w okolicy Helenowa, Smolarni i Zuzinowa, których wysokość dochodzi nawet do 20 m.

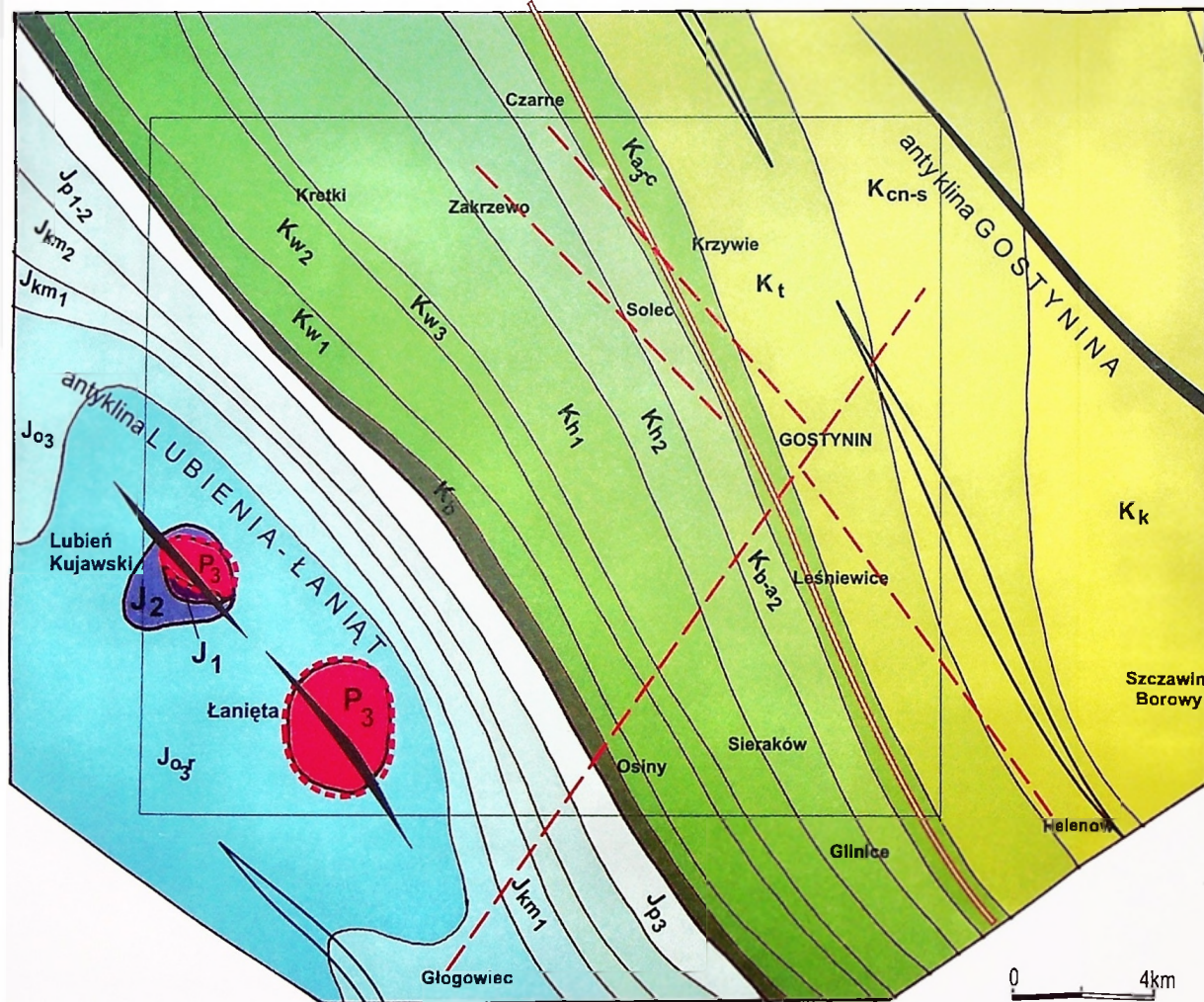
Istotnym elementem rzeźby w północno-wschodniej części badanego obszaru są doliny rzeczne Skrwy i Osetnicy. Rzeki te wykształciły terasę nadzalewową dopiero poniżej miejsc, gdzie opuszczają rynny polodowcowe. Skrwa ma swój obszar źródłowy w rejonie Łaniań. Rzeka początkowo wykorzystuje równoleżnikowo biegnącą dolinę odpływów sandrowych by skierować się ku północy rynną gostynińską. Powyżej ujścia Osetnicy, Skrwa rozcina poziomy pradolinne kierując się bezpośrednio na północ ku Wiśle. Odmienny plan odpływu ma obszar pradolinny Wisły. Istnieje tu szereg cieków, które wykorzystują obniżenia rynnowe o przebiegu NW–SE i kierują swe wody ku wschodowi do doliny Skrwy, bądź na zachód do obniżenia rakutowskiego. Południowo-zachodnia część terenu badań odwadniana jest ku południowi przez Lublińkę, rzeczkę uchodzącą do Ochni.

UKSZTAŁTOWANIE, BUDOWA GEOLOGICZNA I TEKTONIKA PODŁOŻA ORAZ ICH WPŁYW NA ROZWÓJ POKRYWY OSADOWEJ W KENOZOIKU

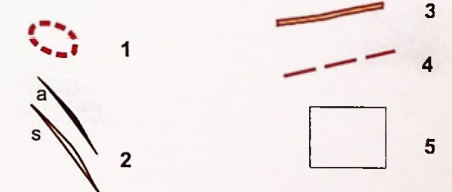
BUDOWA GEOLOGICZNA I TEKTONIKA PODŁOŻA PODKENOZOICZNEGO

W rejonie Gostynina prowadzone były liczne prace wiertnicze, geofizyczne i poszukiwawczo-surowcowe, dotyczące głównie wysadów soli kamiennych, złóż węgla brunatnego i surowców skalnych. Utwory podłoża kenozoiku są dobrze poznane, a ich opis znajduje się w pracach syntetycznych i szczegółowych opracowaniach geologii, tektoniki i stratygrafii wału kujawskiego i niecki warszawskiej (P o ż a r y s k i 1952, 1964, 1974; P i e t r e n k o 1961; M a r e k 1968, 1969, 1971, 1983; D a d l e z , M a r e k 1969, 1983; M a r e k , Z n o - s k o 1972, 1983). Ponadto wiele cennych informacji odnośnie kształtowania i budowy ciał solnych zawartych jest w dokumentacjach surowcowych wykonanych przez O r s k ą (1979) dla wysadu Lubień Kujawski oraz przez D ę b - s k i e g o (1963) i P a r e c k ą (1980) dla wysadu Łanięta. Współzależność wykształcenia kenozoiku od podłoża mezozoicznego rozważał S k o m p s k i (1969), a w jego pracy znajduje się także szkic ukształtowania stropu podłoża mezozoicznego dla wschodniej części Kotliny Płockiej.

Położenie obszaru badań względem jednostek geologiczno-strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego jest bardzo interesujące (rys. 7). Przez południowo-zachodnią część analizowanego obszaru przebiega w kierunku NW-SE wał kujawsko-pomorski reprezentowany na tym odcinku przez elewację kutnowską, a dokładniej jej północno-wschodnie skrzydło. W rejonie Lubienia Kujawskiego i Łaniąt osady mezozoiczne wału przebijają dwa słupy soli cechsztyńskich, należące do większej struktury salinarniej, tj. do antykliny: Brześć Kujawski - Lubień - Łanięta - Wojszyce, obramowującej kutnowski odcinek wału od wschodu. Pozostała część obszaru znajduje się w obrębie północno-wschodniego skłonu wału kujawskiego oraz obejmuje fragment niecki warszawskiej (płockiej) synklinorium brzeźnego (M a r e k 1971; D a d l e z , M a r e k 1983). Równoległe do wału, już w obrębie niecki płockiej przebiega podrzędna struktura, tzw. antyklina Gostynina związana z obecnością w jej jądrze poduszki solnej (rys. 7).



| KREDA CRATACEOUS | | |
|--------------------------|------------|---|
| Kreda góra | | |
| Kampan | K_k | |
| Koniak-santon | K_{cn-s} | Wapienie margliste, margle, kreda pizująca, opoki, gezy <i>marly limestones, marls, chalk, oppocas</i> |
| Turon | K_t | |
| Kreda dolna | | |
| Alb górnym-cenoman | K_{a3c} | Wapienie, wapienie margliste <i>limestones, marly limestones</i> |
| Barrem-alb środkowy | K_{b-a2} | Piaski glaukonitowe, piaskowce margliste <i>glauconitic sands, marly sandstones</i> |
| | K_{h2} | |
| Hoteryw | K_{h1} | Piaskowce, iłowce, mulowce <i>sandstones, claystones, mudstones</i> |
| | K_{w3} | |
| Walanżyn | K_{w2} | Piaskowce, iłowce, mulowce <i>sandstones, claystones, mudstones</i> |
| | K_{w1} | |
| Berias | K_b | Mulowce, piaskowce, iłowce <i>mudstones, sandstones, claystones</i> |
| JURA JURASSIC | | |
| Jura góra | | |
| Portland | J_{p3} | Margle mulowcowe, wapienie, łupki margliste z gipsem <i>muddy marls, limestones, marly schists with gypsum</i> |
| | J_{p1-2} | |
| Kimeryd | J_{km2} | Margle, wapienie, łupki <i>marls, limestones, schists</i> |
| | J_{km1} | |
| Oksford | J_{o3} | Wapienie <i>limestones</i> |
| | J_{o2} | |
| Jura dolna | | |
| środkowa | J_2 | Iłowce, piaskowce, ziepieńce, piaskowce dolomityczne <i>claystones, sandstones, conglomerates, dolomite sandstones</i> |
| dolna | J_1 | Iłowce, mulowce, piaskowce <i>claystones, mudstones, sandstones</i> |
| PERM (CECHSZTYN) PERMIAN | | |
| | P_3 | Sole kamienne <i>salts</i> |

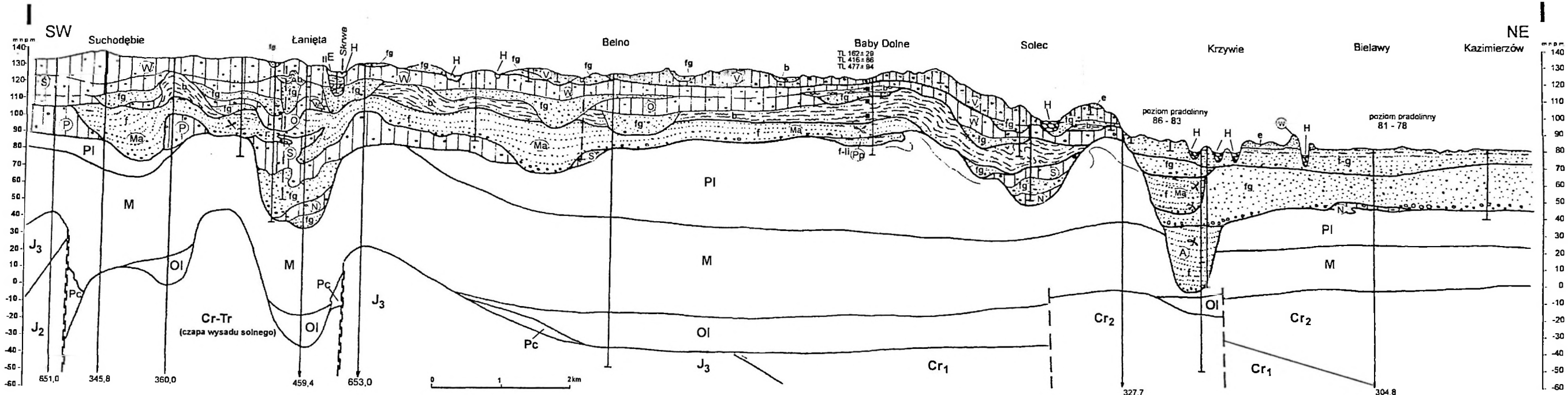


Rys. 7. Szkic geologiczno-strukturalny powierzchni podkainozoicznej

1 – kontakty tektoniczne; 2 – osie struktur solnych: a – antykliny, s – synkliny; 3 – granica wału kujawsko-pomorskiego i niecki płockiej; 4 – uskoki wyinterpretowane na podstawie danych z wierceń i dokumentacji geofizycznych; 5 – granice obszaru badań
 opracowano na podstawie Mapy tektonicznej 1:200 000 (Atlas Geostrukturalny... 1971) i Mapy tektonicznej Polski 1:500 000 (Znosko 1998)

Geological-structural sketch of the sub-Cainozoic surface

1 – tectonic contacts; 2 – axes of salt structures: a – anticline, s – syncline; 3 – boundary between the Kuyavian-Pomeranian Ridge and the Plock Basin; 4 – faults interpreted on the basis of borings and geophysical data; 5 – study area



Rys. 8. Przekrój geologiczny I (Suchodębie - Kazimierzów)

objaśnienia do przekrojów geologicznych I, II, III, IV, V

oznaczenia litologiczne: 1 - ility, 2 - mulki, 3 - mulki piaszczyste, 4 - mulki ilaste (mulki i ility), 5 - gliny lodowcowe (zwałowe), 6 - bruki, 7 - żwir, 8 - żwir i piaski, 9 - piaski i żwir z głazami, 10 - piaski, 11 - piaski ze żwirem, 12 - piaski i piaski ze żwirem o malejącej gradacji ziarna, 13 - piaski z detrytusem roślin, 14 - piaski mulkowane, 15 - piaski humusowe, mady, 16 - gytie, namuty torfiste i torfy, 17 - nasypy, 18 - kontakty tektoniczne, 19 - uskoki, 20 - wiercenia i głębsze sondy mechaniczne: a - na linii przekroju, b - rzutowane, c - o głębokości większej niż zasięg przekroju, 21 - miejsca pobrania próbek do datowań TL

oznaczenia genetyczne: e - eoliczne, d - deluwialne, f - rzeczne, f-g - rzeczno-lodowcowe, f-li - rzeczno-jeziorne, b - glaciolimniczne, fg - wodnolodowcowe, r - rezydualne, li - jeziorne

oznaczenia wybranych form rzeźby (w kółkach): gc - moreny czołowe, gm - moreny martwego lodu, o - ozy, k - kamesy, s - stożki napływowe, t - terasy rzeczne, w - wydmy

oznaczenia stratygraficzne: PZ - perm górny, zechstein; J₁ - jura dolna; J₂ - jura środkowa; J₃ - jura górna; Cr₁ - kreda dolna; Cr₂ - kreda górna; Cr-Tr - kreda-trzeciorzęd; Tr - trzeciorzęd; Pc - paleocen, E - eocen, E-Ol - eocen-oligocen, Ol - oligocen, M - miocen, Pl - pliocen; Q - czwartorzęd; Pp - preglacjał, A - interglacjał podlaski (augustowski), P - zlodowaczenia południowopolskie; N - nida (?), S - san (?); Ma - interglacjał mazowiecki; Ś - zlodowaczenia środkowopolskie; O - odra, W - warta; E - eemian interglacjał; V - zlodowaczenia północnopolskie; H - holocen

Geologic cross-section I (Suchodębie - Kazimierzów)

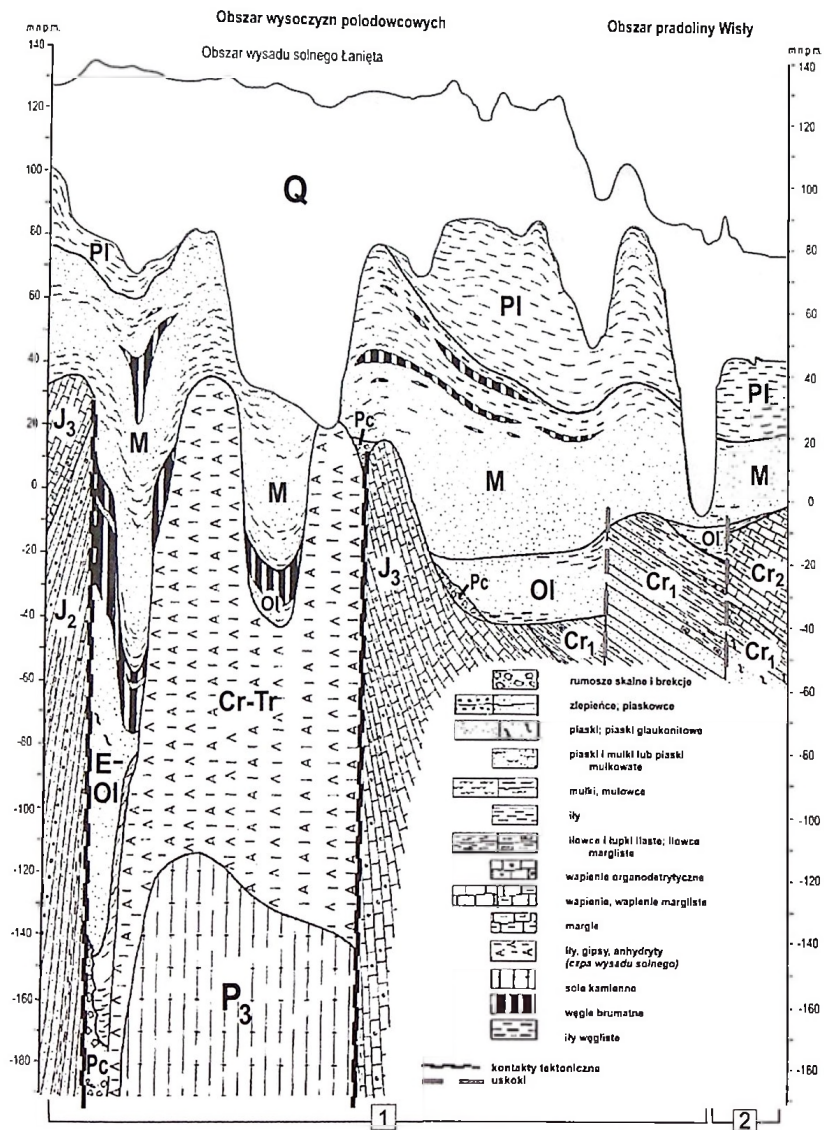
key to the cross-sections I, II, III, IV, V

lithologic signatures: 1 - clays, 2 - silts, 3 - sandy silts, 4 - clayey silts (silts and clays), 5 - tills, 6 - lag concentrates, 7 - gravels, 8 - gravels and sands, 9 - sands and gravels with boulders, 10 - sands, 11 - sands with gravels, 12 - thinning sands and sands with gravels, 13 - sands with plant detritus, 14 - silty sands, 15 - humus sands, flood plain deposits, 16 - gyttja, peaty muds and peats, 17 - embankments, 18 - tectonic contacts, 19 - faults, 20 - borings: a - along the section, b - projected, c - of the depth exceeding the extent of section, 21 - TL samples

genetic signatures: e - aeolian, d - deluvial, f - fluvial, f-g - fluvial and glaciofluvial, f-li - fluvial-lacustrine, b - glaciolimnic, fg - glaciofluvial, r - residual, li - lacustrine

signatures of same landforms (in circles): gc - frontal moraines, gm - dead ice moraines, o - eskers, k - kames, s - alluvial fans, t - river terraces, w - dunes

stratigraphic signatures: PZ - Upper Permian, Zechstein; J₁ - Lower Jurassic; J₂ - Middle Jurassic; J₃ - Upper Jurassic; Cr₁ - Lower Cretaceous; Cr₂ - Upper Cretaceous; Cr-Tr - Cretaceous-Tertiary; Tr - Tertiary; Pc - Palaeocene, E - Eocene, E-Ol - Eocene-Oligocene, Ol - Oligocene, M - Miocene, Pl - Pliocene; Q - Quaternary; Pp - Preglacial, A - Podlasiian Interglacial, P - South Polish Glaciations; N - Nida (?), S - San (?); Ma - Mazovian Interglacial; Ś - Middle Polish Glaciations; O - Odra, W - Warta; E - Eemian Interglacial; V - North Polish Glaciation; H - Holocene



Rys. 10. Syntetyczny profil geologiczny osadów podłoża czwartorzędowego

1 – obszar wału kujawsko-pomorskiego; 2 – obszar niecki płockiej (warszawskiej)
objaśnienia symboli stratygraficznych jak na rys. 8

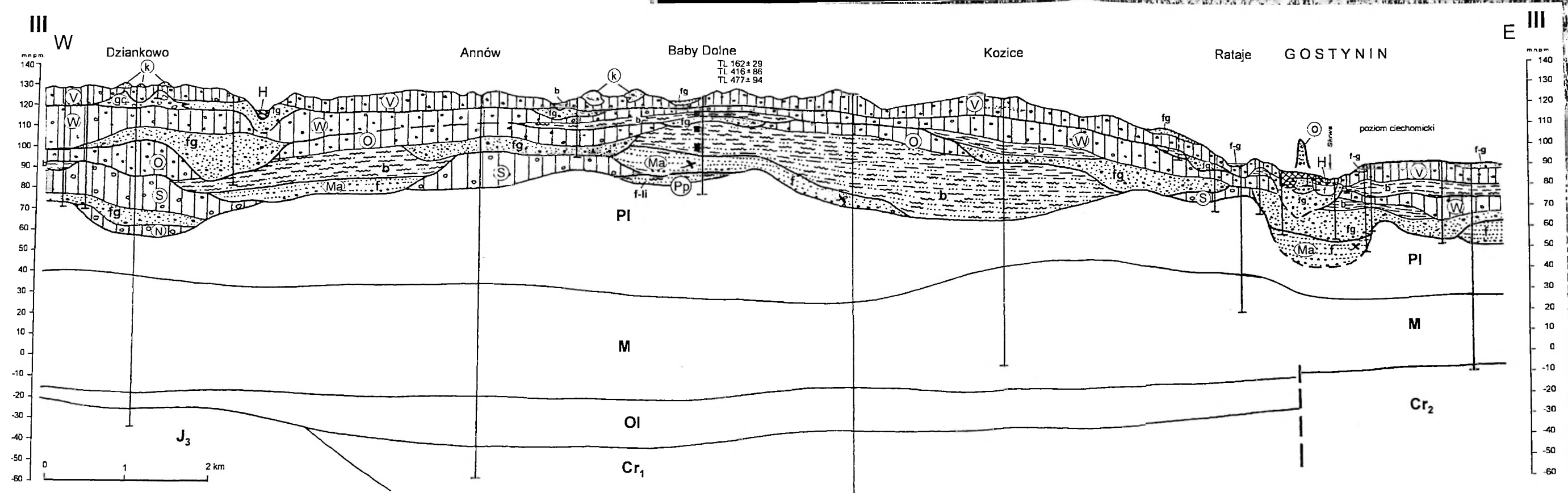
Synthetic geologic profile of the sub-Quaternary sediments

1 – the area of the Kuyavian-Pomeranian Ridge; 2 – the area of the Plock (Warsaw) Basin
for stratigraphic signatures see Fig. 8

Kutnowski odcinek wału leży w centralnej strefie tektoniki salinowej, która odegrała zasadniczą rolę w kształtowaniu jego budowy wewnętrznej (M a r e k , R a c z y ń s k a 1974). Tektoniczne ruchy bloków podłoża podpermskiego były impulsem dla uruchomienia migracji soli, przy czym główny etap halokinezy przypadał na okres górnej kredy i początek trzeciorzędu. Wtedy, w alpejskiej epoce tektonicznej, ukształtowały się wspomniane główne elementy strukturalne kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego oraz powstał system uskoków o kierunkach NW–SE (zgodnie z osiami głównych struktur) i nieco młodszy, poprzeczny o kierunku SW–NE.

Najstarszymi utworami odsłaniającymi się na powierzchni podkenozoicznej są permskie sole wysadów Lubień Kujawski (wysad ten znajduje się właściwie w Woli Olszowej około 5 km na południowy-wschód od Lubienia) i Łanięta (rys. 7). Najwyższy punkt zalegania zwierciadła solnego w wysadzie Lubień znajduje się na 156,2 m p.p.m. (na głębokości 282,0 m), a w Łaniętach na 106,3 m p.p.m. (235,4 m). W otoczeniu wysadu Lubień, od strony południowo-zachodniej występują piaskowce jury dolnej, a następnie itowce jury środkowej wyniesione do 40 m n.p.m. Pozostała część wału budują utwory węglanowe jury górnej (oksfordu, kimerydu i portlandu). Na skłonie wału, na powierzchni podkenozoicznej pojawiają się utwory kredy dolnej (berias, hoteryw, walanżyn, barrem-alb₂) wykształcone głównie w facjach klastycznych, a następnie węglanowe osady kredy górnej (alb₃-cenoman, turon, koniak-santon) leżące już w obrębie niecki płockiej. Kreda, a pod nią jura zapadają ku północnemu-wschodowi pod kątem 14–17°. W skałach jurajskich bezpośrednio kontaktujących się z wysadami notuje się upady rzędu 60–80°, a niekiedy warstwy ustawione są pionowo. W podłożu mezozoicznym, przypuszczalnie, występują uskoki o przebiegu NW–SE na liniach: Czarne – Krzywie – Gostynin – Leśniewice i Zakrzewo – Solec oraz prostopadły do nich, wzdłuż linii Osiny – Gostynin (rys. 7, 8). Uskoki te wyinterpretowano na podstawie danych z wierceń, dokumentacji geofizycznych, potwierdzając wcześniejsze sugestie wyrażone na mapach fotolineamentów i liniowych elementów strukturalnych (D o k t ó r , G r a n i c z n y 1995; D o k t ó r i in. 1995). Uskok Czarne – Krzywie – Gostynin jest prawdopodobnie przedłużeniem ku północnemu-zachodowi strefy dyslokacyjnej Żychlin – Łowicz (por. B a r a n i e c k a 1979b, 1980, 1995). Uskok Osiny – Gostynin ma natomiast swe przedłużenie ku SW po okolice Głogowca, mniej więcej wzdłuż doliny Głogowianki. Tutaj w podłożu zbudowanym ze skał górnourajskich wyznaczono uskok o przebiegu SW–NE (S z a ł a m a c h a G. 1996).

Morfologia powierzchni mezozoiku ukształtowana została na przełomie kredy i trzeciorzędu, głównie w paleogenie. Jej charakterystycznymi elementami są elewacje towarzyszące słupom solnym Lubienia i Łaniąt, gdzie podłoże mezozoiczne występuje nawet na wysokości około 40 m n.p.m. i obniża się konsekwentnie ze skłonem wału do około 30–40 m p.p.m. (rys. 8, 9, 10). Najniżej powierzchnia mezozoiku zalega w centralnej części terenu badań, w pasie biegnącym zgodnie z kierunkiem wału kujawskiego. W strefach dyslokacji tektonicz-



Rys. 11. Przekrój geologiczny III (Dziankowo – Gostynin)

objaśnienia jak na rys. 8

Geologic cross-section III (Dziankowo – Gostynin)

for explanations see Fig. 8

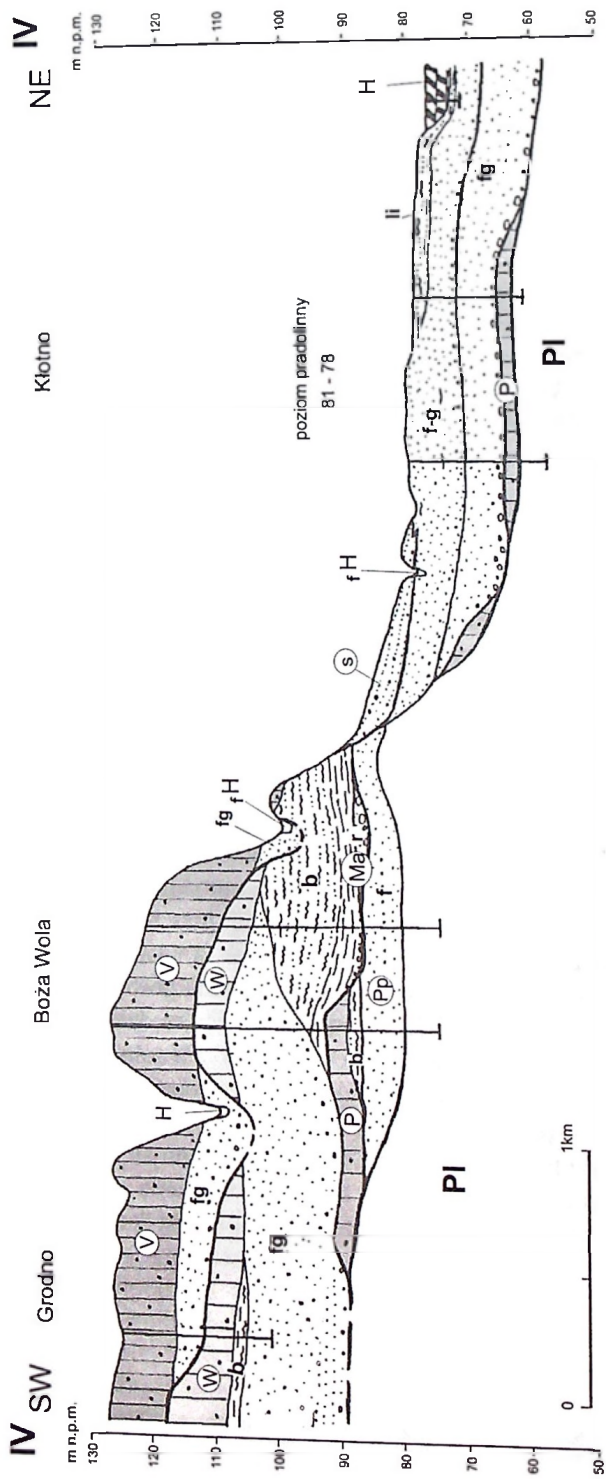
nych następują skokowe zmiany wysokości zalegania stropu mezozoiku w granicach 20–40 m, tak że w rejonie Gostynina jego powierzchnia występuje już na wysokości poziomu morza.

TRZECIORZĘDOWA POKRYWA OSADOWA

Utwory trzeciorzędowe okolic Gostynina były przedmiotem badań i publikacji m.in. C i u k a (1954, 1969, 1970), Ł y c z e w s k i e j (1959), O d r z y w o l - s k i e j - B i e ń k o w e j (1972), a także opisywane były przez większość badaczy czwartorzędu, jako że stanowią dla niego podłoże (m.in. L e n c e w i c z 1927; Ł y c z e w s k a 1960; S k o m p s k i 1969; B a r a n i e c k a 1979a).

Początek trzeciorzędu to okres intensywnych ruchów tektonicznych końcowej części epoki alpejskiej. Niepokój tektoniczny miał miejsce przez cały paleogen i odzwierciedlał się jako potomne ruchy podłoża, których skutki ograniczały się do wąskich stref i niewielkich obszarów. Najintensywniejsze zjawiska tektoniczne zachodziły w rejonie wysadów solnych (rys. 8, 9, 10). W zachodniej części wysadu w Łanietach, na granicy skał jurajskich i struktury solnej, u schyłku kredy powstał rów tektoniczny pogłębiający się przez cały trzeciorząd (rys. 8, 10). Wypełniające go osady paleogeńskie i neogeńskie uległy deformacjom, jednocześnie mają tu największą miąższość (329 m, a wraz z iłowo-anhydrytową czapą wysadu ponad 500 m) i najpełniejszy profil. Ponadto w osadach paleogeńskich kilkakrotnie pojawiają się brekcje tektoniczne ze skał jurajskiej osłony wysadu (R o m a n 1999b). Skały jurajskie stanowiące obrzeżenie wysadów ulegały wynoszeniu, powodując deformacje osadów miocenkich (antykliny z ugięciem) oraz ich wyniesienie o około 40 m. Procesy przemieszczania mas solnych jak i krasowania czap wysadów prowadziły do powstania pustek, a następnie zapadania nadkładu. Również subrozja soli w górnej części pni solnych powodowała subsydencję w obszarach nadwysadowych. W ten sposób w trzeciorzędzie i w starszym czwartorzędzie tworzyły się niecki zapadliskowe nad wysadami solnymi (rys. 8, 9). W trzeciorzędzie ożywiały się strefy dyslokacyjne, co wyrażone jest nagłą zmianą miąższości głównie osadów paleogenu (rys. 8, 9, 10, 11).

Najstarszymi utworami trzeciorzędowymi są ily, gipsy i anhydryty czap wysadów solnych, będące produktem ługowania soli i gromadzenia utworów rezydualnych (rys. 10). Proces ten zachodził najintensywniej u schyłku kredy i w paleocenie, w miarę wypiętrzania wału kujawskiego i odsłaniania osiowych partii struktury wraz z przebijającymi się ku górze słupami soli. Podobny wiek (kreda/trzeciorząd) mają dolne warstwy rumoszy i brekcji tektonicznych. Paleocen reprezentowany jest przez ily i mułki węgliste, których wiek udokumentowano palinologicznie (G r a b o w s k a 1964). Z eocenu i oligocenu pochodzą piaski, iłowce, ily węgliste i węgiel brunatny oraz piaski glaukonitowe. Osady te osiagają

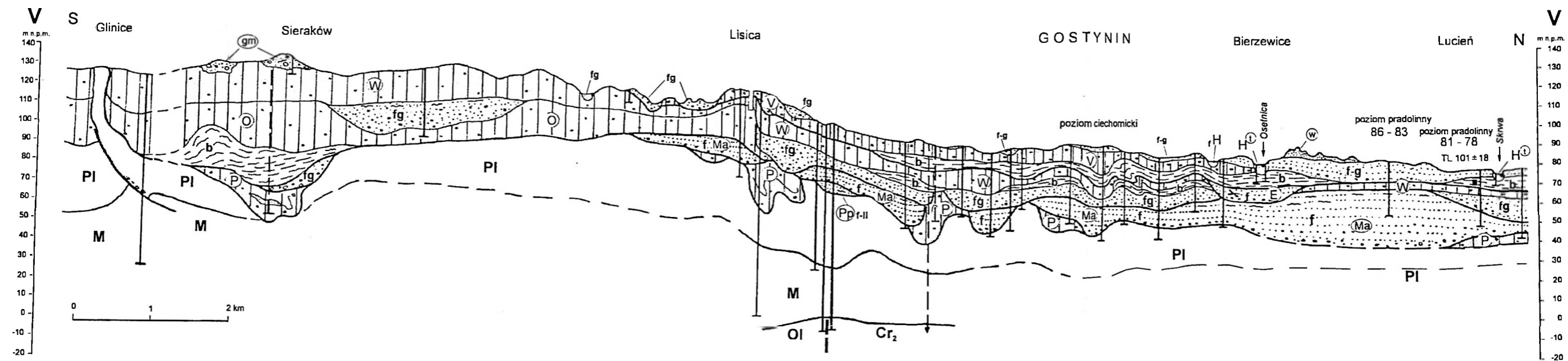


Rys. 12. Przekrój geologiczny IV (Grodno – Klotno)

objaśnienia jak na rys. 8

Geologic cross-section IV (Grodno – Klotno)

for explanations see Fig. 8



Rys. 13. Przekrój geologiczny V (Sieraków – Lucień)

objaśnienia jak na rys. 8

Geologic cross-section V (Sieraków – Lucień)

for explanations see Fig. 8

znaczne miąższości w strefach niecek zapadliskowych nad czapami wysadów solnych oraz w rowie tektonicznym w Łaniętach (B a r a n i e c k a 1993; R o m a n 1999b). Tam też stwierdza się największe miąższości węgla brunatnych (do 40 m), jednak ich pokłady są silnie zaburzone, a miąższości mogą być pozorne. Piaski ilaste, piaski z glaukonitem i brunatne ropy oligoceńskie występują także poza strefą wysadów, a ich miąższość rośnie zgodnie z nachyleniem północno-wschodniego skrzydła wału kujawskiego do około 30 m, po czym następuje jej nagła redukcja prawdopodobnie w związku z obecnością dyslokacji w podłożu mezozoicznym (rys. 8, 9, 10, 11).

Osady mioceńskie to głównie piaski, mulki, ropy węgliste oraz węgiel brunatny. W Gostyninie udokumentowane zostało złożo węgla brunatnego (C i u k 1954) o maksymalnej miąższości pokładu 9,3 m. Podobnej grubości są pokłady węgla stwierdzone wśród osadów mioceńskich nad wysadami solnymi. Utwory mioceńskie tworzą dość ciągłą powłokę, z wyjątkiem strefy wysadów solnych, gdzie czwartorzęd leży wprost na jurze (rys. 9) lub czapie wysadu solnego (rys. 10). Tutaj zróżnicowanie miąższości miocenu wynosi od 0 do 120,8 m (R o m a n , 1999b). Poza tą strefą przeciętna miąższość miocenu wynosi 40–55 m w centralnej i południowo-wschodniej części terenu badań oraz 25–35 w części północno-wschodniej.

Osady oznaczone na przekrojach (rys. 8, 9, 10, 11, 12, 13) i mapie podłoża czwartorzędu jako plioceńskie to ropy pstry, a lokalnie mulki i piaski mulkowane. Są to utwory charakterystyczne dla górnych warstw poznańskich, których wiek określany jest ostatnio na górny miocen i dolny pliocen (P i w o c k i , Z i e m b i Ń s k a -T o r z y d ł o 1995). W niniejszej pracy ujęto je w jedno wydzielenie włączając do pliocenu. Wydaje się to słuszne dla stworzenia jednolitego obrazu budowy geologicznej badanego terenu w zestawieniu z opublikowanymi pracami z terenów przyległych m.in.: M o j s k i e g o (1958b, 1970), S k o m p s k i e g o (1968, 1969, 1970, 1971), B a r a n i e c k i e j (1991, 1993). Osady plioceńskie powszechnie występują w podłożu utworów czwartorzędowych. Miąższość i położenie stropu osadów plioceńskich w znacznym stopniu uzależnione są od procesów tektonicznych, glacitektonicznych i erozyjnych, które miały miejsce w czwartorzędzie. Miąższość ilów plioceńskich jest mniejsza na obszarze Kotliny Płockiej niż w rejonie wysoczyzn, co zauważone już było przez L e w i Ń s k i e g o (1924) i Ł y c z e w s k ą (1959), a tłumaczone erozją Prawisły w popliocieńskim cyklu erozyjnym. Ta redukcja miąższości pliocenu w kotlinie sięga ku południowi zatoką obejmującą Gostynin (rys. 13). Na większej części terenu tam, gdzie osady plioceńskie nie są zaburzone, ich strop występuje na wysokości 75–85 m n.p.m., a zatem można przyjąć, że była to pierwotna wysokość powierzchni przedczwartorzędowej. Również podobne wartości podaje B a r a n i e c k a (1993).

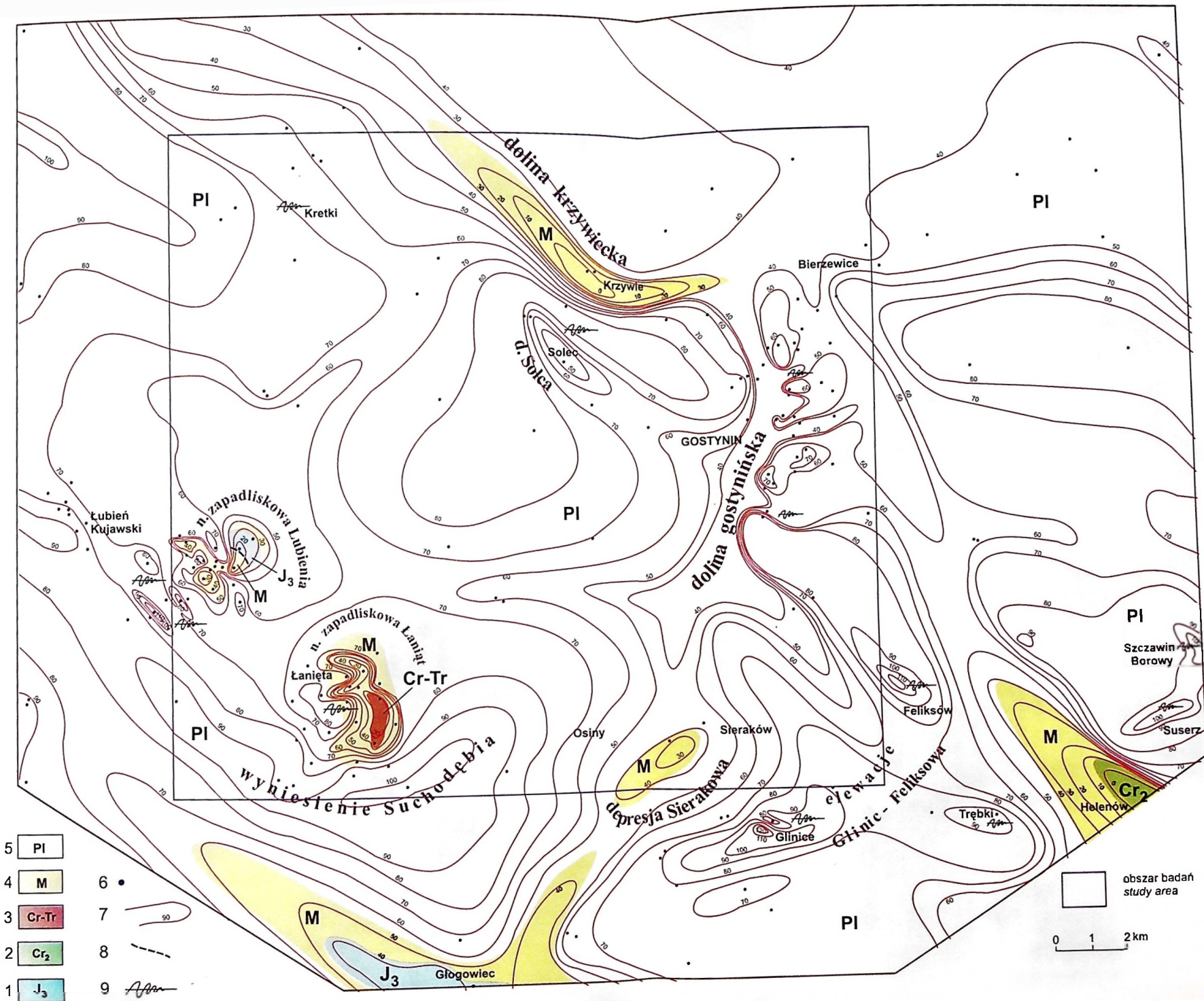
BUDOWA GEOLOGICZNA I UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI
PODCZWARTORZĘDOWEJ

Podłoże czwartorzędu w rejonie Gostynina zostało rozpoznane na podstawie analizy 167 wierceń archiwalnych z obszaru badań oraz terenów przyległych (rys. 14). W celu ustalenia tendencji w przebiegu głównych elementów rzeźby podłoża czwartorzędu wykorzystano również dane z archiwalnych dokumentacji geoelektrycznych, zestawionych w formie map głębokości zalegania podłoża niskoporowego (M a r c i n i a k 1983; P i l a c i ń s k i, R o g a l a 1983).

W budowie powierzchni podczwartorzędowej biorą udział przede wszystkim osady trzeciorzędowe, a jedynie nad wysadami solnymi występują utwory ilowo-anhydrotowej czapy wysadu solnego, jak to ma miejsce w Łaniętach lub górnourajskie wapienie – w przypadku północno-wschodniej części otoki mezozoicznej słupa solnego w Lubieniu Kujawskim (rys. 9). W najbliższym sąsiedztwie terenu badań podłoże mezozoiczne odsłania się na powierzchni podczwartorzędowej w dnach głęboko wciętych form dolinnych, w rejonie Głogowca (wapienie górnourajskie) oraz na południowy-zachód od Szczawina Borowego (górnokredowe wapienie margliste i margle). W obu tych przypadkach skały mezozoiczne pocięte są uskokami o przebiegu SW–NE (S z a ł a m a c h a B. 1996, 2001; S z a ł a m a c h a G. 1996, 2001). Podłoże czwartorzędu stanowią głównie ility pstre zaliczone do pliocenu. Miocen występuje bezpośrednio pod czwartorzędem jedynie w miejscach głębokich rozcięć erozyjnych w rejonie Krzywia, a także Głogowa i Helenowa, w dnie obniżenia w okolicy Sierakowa, oraz w nieckach zapadliskowych nad wysadami solnymi, a w Łaniętach również na obrzeżach niecki w związku z tektonicznym wyniesieniem miocenu (rys. 14).

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej jest bardzo urozmaicona, o deniwelacjach sięgających ponad 100 m, a więc podobnych jak w obrębie współczesnej powierzchni, biorąc pod uwagę głębokości jezior. Wyróżnionym elementem rzeźby podłoża podczwartorzędowego, w celu ułatwienia dalszych rozważań, nadano nazwy (rys. 14). Szczegółowej analizie poddano formy wklęsłe powierzchni podczwartorzędowej (por. B a r a n i e c k a 1980). W nawiązaniu do charakteru wypełniających je osadów, określeniu pozycji tych form względem struktur tektonicznych podłoża mezozoicznego, a także po rozpatrzeniu związków wzajemnego występowania obniżzeń i wyniesień podłoża w odniesieniu do kopalnych i współczesnych form krawędziowych wyróżniono kilka typów genetycznych elementów morfologicznych w podłożu podczwartorzędowym:

A – niecki zapadliskowe nad wysadami solnymi (rys. 14) – powstałe w wyniku subsydencji stref nadwysadowych na skutek degradacji czap i górnych partii słupów solnych Lubienia i Łaniąt. W powierzchni podłoża czwartorzędu niecki osiągają głębokość blisko 60 m (rys. 8, 9, 10). Struktury te rozwijały się przede wszystkim w trzeciorzędzie oraz starszym czwartorzędzie, stąd wypełnione są głównie zaburzonymi osadami zlodowaceń południowopolskich. Niecki



Rys. 14. Mapa geologiczna odkryta i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej

JURA: jura górna (J₃): 1 – wapienie, wapienie organodetrytyczne; KREDA: kreda górna (Cr₂): 2 – wapienie margliste, margle; KREDA-TRZECIORZĘD (Cr-Tr): 3 – ility, gipsy, anhydryty – czapa wysadu solnego; TRZECIORZĘD: miocen (M): 4 – piaski, mułki, ility węgliste i węgiel brunatny, pliocen (PL): 5 – ility pstrze, mułki; 6 – wybrane otwory wiertnicze dokumentujące strop podłoża czwartorzędowego; 7 – izohipsy stropu podłoża czwartorzędowego w m n.p.m.; 8 – kontakty tektoniczne; 9 – strefy zaburzeń glaciotektonicznych oraz występowania kier utworów trzeciorzędowych w osadach czwartorzędowych

Geological map without Quaternary sediments and relief of the sub-Quaternary surface

IRASSIC: Upper Jurassic (J₃): 1 – limestones, organodetritite limestones; CRETACEOUS: Upper Cretaceous (Cr₂): 2 – marly limestones, marls; CRETACEOUS-TERTIARY (Cr-Tr): 3 – clays, gypsum, anhydrites – cap of the salt dome; TERTIARY: Miocene (M): 4 – sands, silts, coal clays and brown coal, Pliocene (PL): 5 – variegated clays, silts; 6 – chosen boreholes determining the sub-Quaternary surface; 7 – contourlines of the sub-Quaternary surface in m a.s.l.; 8 – tectonic contacts; 9 – zones of glaciectonic formations and of Tertiary detached blocks in Quaternary sediments

Lubienia i Laniąt, wyróżnione przez Baraniecką (1975b, 1980, 1995), zostały dokładniej opisane od strony analizy ich wypełnień przez Baraniecką (1991, 1993) w przypadku Lubienia i przez Roman (1999b) dla Laniąt. W tym ostatnim przypadku wykorzystano dane z dokumentacji surowcowej (Parecka 1980), których nie uwzględniła jeszcze Baraniecka (1995).

B – depresje glacitektoniczne Sierakowa i Solca (rys. 14) – w których plastyczne osady plioceńskie zostały wyciśnięte (glacidepresje) i wypiętrzone na zewnątrz form w kierunku dystalnym (glacielewacje). Obie formy tworzą w rezultacie struktury sprzężone określane przez Lewkova jako glacitektonopary (za Jaroszewskim 1991) czy *hill-hole pairs* (Aber 1982). Wynoszenie osadów odbywało się po powierzchniach ścięć, jak w przypadku struktury glacitektonicznej Sierakowa – Glinic (rys. 13), albo w wyniku wyciśnięcia plastycznych ilów plioceńskich (Solec, rys. 8). W okolicach Solca wyciśnięte osady pliocenu zostały ścięte przez nasunięcie młodszego lądolodu. Obniżenia o charakterze glacidepresji wypełnione są głównie osadami lodowcowymi i ilami (rys. 8, 13) (por. Baraniecka 1980). Występujące w rejonie Sierakowa obniżenie w podłożu podczwartorzędowym Baraniecka (1979b, 1980) tłumaczyła tektoniką czwartorzędową rozwiniętą na linii uskoku o kierunku zgodnym ze strefą dyslokacyjną Żychlin – Lowicz. Należy dodać, że Baraniecka korzystała z mapy podłoża kenozoiku Jaskowiak-Schoeneichowej i Marka (1974). W opinii autorki niniejszej pracy uskoki ten występuje dalej na północ – w Gostyninie, a leży w prostej linii na przedłużeniu strefy fleksurowych osunięć na skłonie wału kujawskiego (Baraniecka 1979b – rys. 3; Baraniecka 1980 – rys. 1). Do takiego wniosku doprowadziła autorkę analiza nowych danych z wierceń i materiałów geofizycznych będąca podstawą do określenia charakteru wypełnienia obniżenia w rejonie Sierakowa.

Rozprzestrzenienie elewacji o charakterze glacitektonicznym należało rozpatrzyć na większym obszarze niż wyznaczony granicami terenu badań. W podłożu osadów czwartorzędowych wyniesienia te układają się w swego rodzaju luk wyznaczony miejscowościami: Glinice – Trębki – Suserz – Szczawin Borowy – Topólno – Konstantynów – Sanniki, nawiązujący swym kształtem do przebiegu krawędzi lądolodu. Geneza zaburzeń osadów w obrębie wymienionych wyniesień podłoża tłumaczona była od dawna spiętrzającą działalnością lądolodu (Skompski 1969) i odnoszona była do okresu zlodowaceń południowopolskich (Skompski 1969; Rykczyński 1982a).

C – formy dolinne – dolina krzywiecka i gostynińska (rys. 14) – powstałe w wyniku erozji wód rzecznych i subglacjnych. Dolina krzywiecka stanowi najwyraźniejszy element liniowy w podłożu podczwartorzędowym. Jej dno sięga poniżej poziomu morza, a formę wypełniają osady rzeczne (rys. 8) udokumentowane wierceniem kartograficznym w Krzywiu (Roman 1999b). Lokalizacja doliny krzywieckiej jest ściśle powiązana z występowaniem stref uskokowych w podłożu mezozoicznym, a forma ta ma również odzwierciedlenie we współczesnej rzeźbie. Na podstawie danych z wierceń można stwierdzić, iż przemieszczenia bloków podłoża mezozoicznego w strefie dyslokacji Czarne – Krzywie – Go-

stynin były znaczne, lecz wygasły w dolnym trzeciorzędzie. W czwartorzędzie ożywienie tektoniczne fazy kujawskiej (Baraniecka 1981) wyrażone było głównie wstrząsami i przesunięciami poziomymi na linii dawnych dyslokacji. Wpłynęło to na rozluźnienie pokrywy trzeciorzędowej, co sprzyjało lokalizacji doliny. Baraniecka (1979b – rys. 3, 1980) wspomina o istnieniu w rejonie Krzywia rowu tektonicznego pogłębiającego się w czwartorzędzie. Trudno jest przyjąć taką interpretację, zwłaszcza że nie ma to wyrazu w rzeźbie powierzchni podkenozoicznej czy w zmianie miąższości osadów trzeciorzędowych (rys. 8).

Dolina gostynińska (rys. 14) przebiega prostopadle do krzywieckiej, nawiązując do drugiego głównego kierunku tektonicznego w podłożu podkenozoicznym zgodnego z linią uskoku Osiny – Gostynin (rys. 7). Obniżenie doliny gostynińskiej wypełnione jest przede wszystkim osadami wodnolodowcowymi i rzecznyymi (rys. 11), a we współczesnej rzeźbie ma wyraz w przebiegu rynny gostynińskiej i południkowego odcinka doliny Skrzywy.

D – wyniesienie Suchodębia związane z dźwiganiami antykliny solnej Lubień – Łañęta kontynuującym się również w czwartorzędzie. Rejon wyniesienia Suchodębia omijany był przez czwartorzędową sieć rzeczna, a i w obecnej morfologii jest to obszar wyniesionej do 136,5 m n.p.m. wysoczyzny (garb Suchodębia), stanowiący lokalny dział wodny pomiędzy ciekami kierującymi się na południe do Bzury a podążającymi ku północy bezpośrednio do Wisły. Ruchy wznoszące w obrębie antyklin solnych zaznaczały się zwłaszcza w okresach postglacjalnych (Domosławska-Baraniecka 1959; Jewtuchowicz 1970a; Klatkova 1972; Baraniecka 1975b; Niewiarowski 1983; Kurzawa 1999; Markiewicz, Piotrowski A. 1999), co wynikało nie tylko z ewolucji struktur solnych, lecz także z ruchów kompensacyjnych po odciążeniu spowodowanym zanikiem łądolodu (Baraniecka 1975a, b, 1980, 1993). W świetle założeń Liszkowskiego (1975, 1982, 1993) oraz badań Baranieckiej (1975a, b, 1980, 1981) można uważać, że największa intensywność ruchów skorupy ziemskiej, w tym aktywizacja struktur solnych, miała miejsce u schyłku zlodowaceń południowopolskich i na początku interglacjału wielkiego. Nasilenie postglacjizostatycznych ruchów kompensacyjnych przypada zdaniem Liszkowskiego (1975) na okres kilku tysięcy lat od zaniku łądolodu.

CZWARTORZĘDOWA POKRYWA OSADOWA

Uwagi o przyjętej strygrafii czwartorzędu i stosowanej terminologii

W pracy zastosowano uproszczony schemat podziału strygraficznego czwartorzędu, sprowadzając wydzielenia do pododdziału, a najwyżej piętra, zgodnie z nazewnictwem używanym przy wykonywaniu szczegółowych map geologicznych (Baraniecka 1990; Instrukcja ... 1996). Dla piętra zlodowacenia

wisły przyjęto schemat zaproponowany przez M o j s k i e g o (1999). Takie ujęcie wydaje się wystarczające w kontekście tematu pracy i słuszne ze względu na niedostatek udokumentowanych stanowisk interglacialnych w tej części Polski. Reperowym dla stratygrafii górnego plejstocenu jest tutaj stanowisko osadów interglacjalu eemskiego w Kaliskiej (D o m o s ł a w s k a - B a r a n i e c k a 1965; J a n c z y k - K o p i k o w a 1965), ważne głównie ze względu na fakt jego występowania w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły i przykrycie gliną lodowcową. Bezpośrednio pod gliną występuje cienka warstwa osadów glacifluwialnych, pod nią ility zastoiskowe, a niżej eemskie osady jeziorne (głównie gytie). Wiek osadów zastoiskowych określono metodą termoluminescencyjną na $114,6 \pm 6$ ka oraz 123 ± 18 i 122 ± 18 ka (P r ó s z y ń s k a - B o r d a s i i n. 1991; B a r a n i e c k a 1993) (tab. 1). W Łanietach, tuż na przedpolu maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu, udokumentowano osady jeziorne z interglacjalu eemskiego i wczesnego vistulianu (R o m a n 1999b; B a l w i e r z , R o m a n 2002).

W celu uszczegółowienia ustaleń litostratygraficznych wykorzystano badania litologiczno-petrograficzne wykonane dla osadów z odsłoneń w Lisicy i Baruchowie oraz badania archiwalne dla arkuszy: Lubień Kujawski, Gostynin, Kutno, Żychlin Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Nawiązano także do ustaleń stratygraficznych zawartych w objaśnieniach do tych map (B a r a n i e c k a 1993; R o m a n 1999b; S z a ł a m a c h a B. 2001; S z a ł a m a c h a G. 2001). Dla korelacji poszczególnych poziomów lodowcowych okazały się szczególnie pomocne wyniki badań litologiczno-petrograficznych (współczynniki petrograficzne O/K, K/W, A/B). Nie stosowano metody litopetrograficznej do bezpośredniego określania wieku poszczególnych poziomów morenowych. Również uzyskane wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną posłużyły jedynie porównaniom i korelacji poszczególnych poziomów litofacjalnych.

Określeniu przynależności stratygraficznej osadów ze schyłku ostatniego glacialu i holocenijskich posłużyły oznaczenia wieku bezwzględnego metodą radiowęglową osadów organicznych ze Starego Zaborowa, Wrzącej i Nagodowa (R o m a n 1999b).

W pracy użyto terminu „preglacjal” stosując go dla określenia osadów czwartorzędowych, których cechy litopetrograficzne wskazują, iż pochodzą one z okresu poprzedzającego wkroczenie pierwszego na badanym terenie lądolodu (najstarszego z lądolodów zlodowaceń południowopolskich). W przypadku analizowanego obszaru termin ten obejmowałby okres odpowiadający protoplejstocenowi i plejstocenowi dolnemu w ujęciu B a r a n i e c k i e j (1990).

Nazwa vistulian zaproponowana przez R ó ż y c k i e g o (1961), a powszechnie przyjęta wśród geomorfologów ośrodka łódzkiego, pojawia się i w niniejszej pracy w rozumieniu piętra zlodowacenia wisły.

Za postglacialny uznano ten okres w historii rozwoju południowej części Kotliny Płockiej, w którym dominującą rolę morfotwórczą zaczęły odgrywać

Zestawienie oznaczeń wskaźników wieku osadów metodą termoluminescencyjną (TL) dla obszaru badań oraz stanowiska w Kaliskiej

Comparison of TL datings for the study area and the Kaliska site

| Lp. | Stanowisko | Rodzaj badanego osadu | Głębokość pobrania próbki [m] | Data TL [ka] | Laboratorium i numer próbki | Osoba zlecająca badanie rok |
|-----|--------------|----------------------------------|-------------------------------|------------------------|--|-----------------------------|
| 1 | Kaliska | mulki zastoiskowe | 6,5–7,5 | 114,6 ± 6 | W-wa (Prószyński, Stańska-Prószyńska 1986) | M.D. Baraniecka 1986 |
| 2 | Kaliska | mulki zastoiskowe | 6,0–7,0 | 122 ± 18 | Lub-1011 | M.D. Baraniecka 1986 |
| 3 | Kaliska | mulki zastoiskowe | 13,0–14,0 | 123 ± 18 | Lub-1012 | M.D. Baraniecka 1986 |
| 4 | Lisica 1 | glina lodowcowa | ok. 4,0 poziom II | 91,2 ± 13,7 | UG 1404 | H. Klatkowa 1992 |
| 5 | Lisica 2 | glina lodowcowa | ok. 6,0 poziom II | 91,7 ± 13,8 | UG 1405 | H. Klatkowa 1992 |
| 6 | Lisica 3 | glina lodowcowa piaszczysta | ok. 2,0 poziom III | 61,1 ± 9,2 | UG 1406 | H. Klatkowa 1992 |
| 7 | Lisica 4 | glina lodowcowa | ok. 8,5 poziom I | 155,5 ± 23,3 | UG 1407 | H. Klatkowa 1992 |
| 8 | Osiny 1 | mulek piaszczysty | 1,8–1,9 | 95 ± 16 | Lub-3415 | M. Roman 1997 |
| 9 | Osiny 2 | mulek ilasty | 3,8–4,0 | 110 ± 21 | Lub-3416 | M. Roman 1997 |
| 10 | Osiny 3 | glina lodowcowa | 6,9–7,3 | 135 ± 24 | Lub-3417 | M. Roman 1997 |
| 11 | Leśniewice | glina lodowcowa | 2,0–2,3 | 114 ± 21 | Lub-3414 | M. Roman 1997 |
| 12 | Lucień | il pylasty | 3,9–4,2 | 101 ± 18 | Lub-3413 | M. Roman 1997 |
| 13 | Baby Dolne 1 | mulek | 8,0–8,15 | 162 ± 29 | Lub-3409 | M. Roman 1997 |
| 14 | Baby Dolne 2 | mulek | 14,6–14,75 | 416 ± 86 | Lub-3410 | M. Roman 1997 |
| 15 | Baby Dolne 3 | mulek | 23,4–23,55 | 477 ± 94 | Lub-3411 | M. Roman 1997 |
| 16 | Lanięta | glina lodowcowa | 13,1–13,2 | 725 ± 156 | Lub-3412 | M. Roman 1997 |
| 17 | Baruchowo 1 | piasek | 12,5 | >1000 | Lub-3924 | M. Roman 2001 |
| 18 | Baruchowo 2 | piasek | 9,5 | >1000 | Lub-3925 | M. Roman 2001 |
| 19 | Baruchowo 3 | mulek | 7,8 | 659 ± 188 | Lub-3926 | M. Roman 2001 |
| 20 | Baruchowo 4 | mulck | 6,2 | 669 ± 169 | Lub-3927 | M. Roman 2001 |
| 21 | Baruchowo 5 | piasek drobn- i średnioziarnisty | 4,0 | 592 ± 185 | Lub-3928 | M. Roman 2001 |
| 22 | Baruchowo 6 | piasek drobn- i średnioziarnisty | 2,1 | 915 ± 229 853 ± 185 | Lub-3929 | M. Roman 2001 |

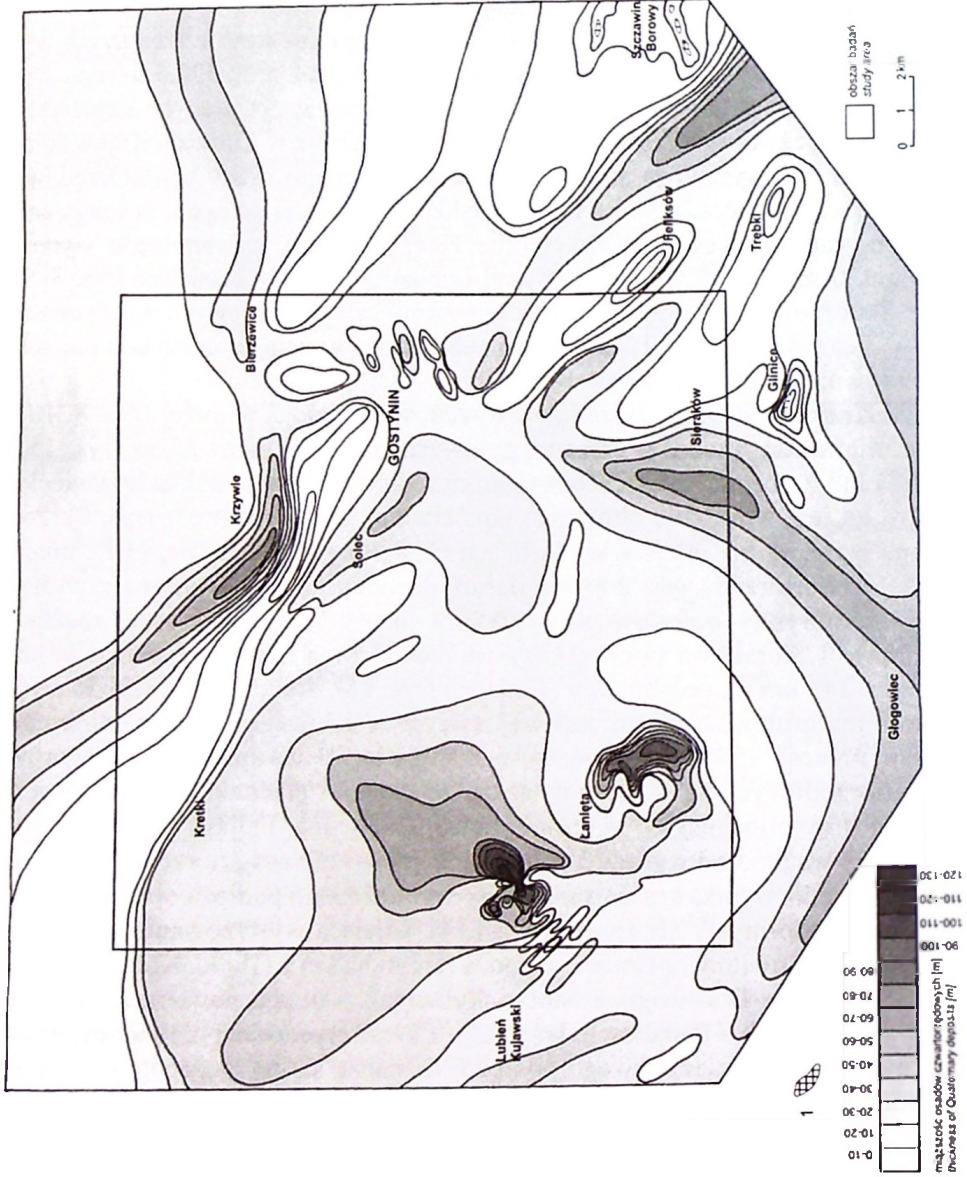
procesy już nie związane bezpośrednio z obecnością lądolodu i jego zanikiem tj. poczynając od zakończenia formowania się poziomów pradolinnych.

Przyporządkowując stratygraficznie osady glacialne odpowiednim nasunięciom lądolodu stosowano niekiedy skróty myślowe np.: glinę lodowcową zlodowacenia warty w skrócie nazwano „gliną warciańską”, a kierując się podobną zasadą: wysoczyznę zbudowaną z glin zwałowych zlodowacenia warty – wysoczyzną warciańską.

Miąższość osadów czwartorzędowych

W granicach opracowanego obszaru pokrywa osadów czwartorzędowych wykazuje duże zróżnicowanie miąższości w granicach od 8,5 do 122,5 m (rys. 15). Największą jej grubość stwierdzono w tektonicznie generowanych depresjach podłoża podczwartorzędowego. Ma to szczególnie wyraz w Lubieniu Kujawskim, gdzie nad przywysadową strefą kontaktu tektonicznego osady czwartorzędowe osiągają miąższość 122,5 m (rys. 9), a także nad słupami solnymi, w miejscach występowania niecek zapadliskowych. Tutaj miąższość czwartorzędu wynosi około 120 m w Woli Olszowej (wysad Lubień) i 104 m w Laniętach (rys. 8, 9, 15). Znaczne zwiększenie miąższości utworów czwartorzędowych w obszarach nadwysadowych dowodzi kontynuacji subsydencji w wyniku destrukcji pni solnych również w okresie czwartorzędu.

W Krzywiu strop podłoża czwartorzędowego zalega najniżej (rys. 8, 10), lecz miąższość utworów czwartorzędowych nie przekracza 85 m (rys. 15). Wynika to z obecnej sytuacji morfologicznej, gdyż kopalna dolina krzywiecka położona jest w obrębie obniżonej powierzchni pradoliny Wisły (rys. 8). Podobna sytuacja ma miejsce w okolicach Gostynina, gdzie zmniejszenie miąższości czwartorzędu nad kopalną doliną gostynińską jest związane z występowaniem rynny polodowcowej i doliny Skrwy we współczesnej rzeźbie. W depresji Sierakowa pokrywa czwartorzędowa ma miąższość ponad 80 m, gdy już 2–3 km na południe, w Glinicach (rys. 15), zredukowana jest do zera. Przeciętna grubość czwartorzędowej pokrywy osadowej na większości terenu badań wynosi 35–50 m. Obszary o małej (do 10 m) miąższości utworów czwartorzędowych są ściśle powiązane ze strefami glacitektonicznego wycisnienia ilów plioceńskich w rejonie Solca, Gostynina, Feliksowa oraz na południowy wschód od wysadu Lubień. Mała miąższość czwartorzędu na północ od wsi Kretki wynika z nałożenia strefy wyniesionego podłoża oraz obniżenia obecnej pradoliny Wisły (por. rys. 5 i 14). Miejsca występowania ilów plioceńskich na powierzchni znane są spoza terenu badań z Glinic, Kolonii Suserz koło Szczawina Borowego, a bardzo płytko (ok. 3 m pod powierzchnią) zalegają w Trębkach i Feliksowie (rys. 15). Czwartorzędowa pokrywa osadowa wyrównuje deniwelacje swego podłoża, zaznacza się to szczególnie w przypadku niecek zapadliskowych nad wysadami solnymi oraz doliny krzywieckiej (rys. 10).



Rys. 15. Mapa miąższości osadów czwartorzędowych

1 – miejsca występowania osadów trzeciorzędowych na powierzchni

Thickness map of Quaternary sediments

1 – surface occurrence of Tertiary sediments

Przy charakterystyce czwartorzędowej pokrywy osadowej szczególną uwagę zwrócono na omówienie osadów występujących (odsłaniających się) na powierzchni terenu, dla których możliwe było przeprowadzenie badań litofacjalno-strukturalnych. W rozdziale tym znajduje się jedynie schematyczny opis wykształcenia osadów glacialnych ostatniego zlodowacenia, gdyż ich szczegółową charakterystykę przedstawiono w dalszej części pracy.

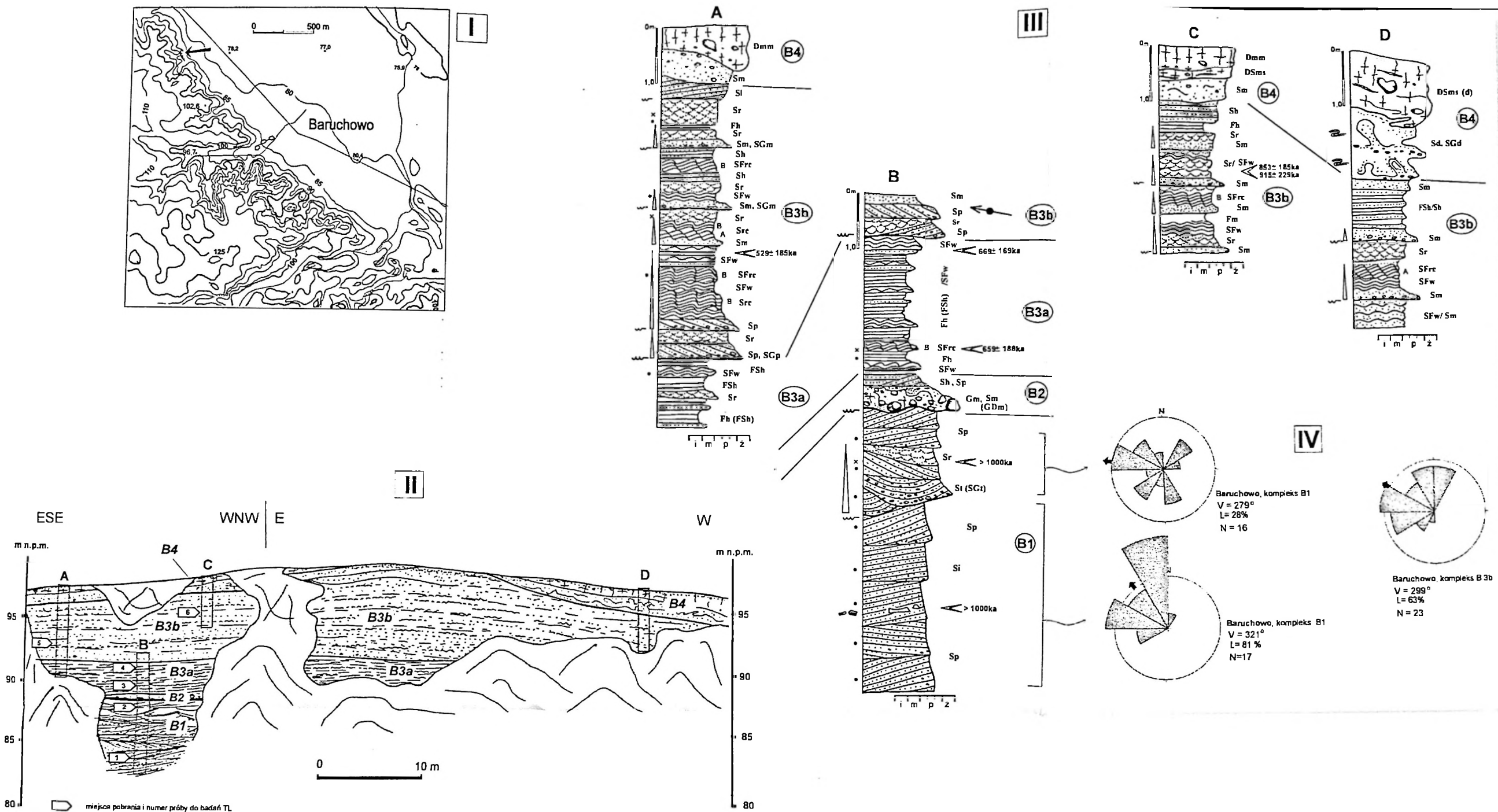
Najstarszymi udokumentowanymi utworami czwartorzędu, a zarazem najstarszymi osadami występującymi na powierzchni, są preglacialne piaski rzeczne odsłaniające się w krawędzi Kotliny Płockiej w Baruchowie (rys. 16). Dotychczas osady tego wieku znane były z wierceń w Gostyninie (S k o m p s k i 1969) oraz w Babach Górnych (R o m a n 1999b). W tym ostatnim przypadku preglacialny charakter osadów został potwierdzony badaniami litologiczno-petrograficznymi. Osady preglacialne z Gostynina i Bab Dolnych wykształcone są w postaci laminowanych, bezwapiennych mulków z przewarstwieniami piasków kwarcowych z toczęńcami ilastymi, okruchami zsilifikowanego drewna i drobnymi żwirami krzemieni i lidyków. Są to osady deltowe, złożone w płytkim jeziorzysku. Ich położenie w profilu geologicznym ilustrują przekroje I i V (rys. 8, 13).

Stanowisko w **Baruchowie** (rys. 16) jest unikalnym dla tego regionu miejscem występowania preglacialnych serii rzecznych na powierzchni terenu, co umożliwiło przeprowadzenie badań litofacjalno-strukturalnych. Poza tym dla osadów z Baruchowa wykonano badania litologiczno-petrograficzne oraz oznaczenia wieku metodą TL. Wyróżniono cztery kompleksy litofacjalne (rys. 16): rzecznych osadów preglacialnych (kompleks **B1**), kompleks osadów rzeczno-rezydualnych (**B2**), osadów zbiornikowych (**B3**) i kompleks osadów przemieszczonych po stoku w wyniku soliflukcji (**B4**). Osady kompleksu **B1** zalegają na głębokości 8 m (88,0 m n.p.m.) do co najmniej 14,5 m (82,5 m n.p.m.). Reprezentowane są przez bezwapienne piaski kwarcowe oraz żwiry nie zawierające materiału skandynawskiego (kwarcce, kwarcyty, rogowce, lidyty, krzemienie, piaskowce). W składzie mineralów ciężkich dominują elementy pochodzące ze skał podłoża (staurolit i turmalin), a jedynie w stropowej części profilu występują w większej ilości amfibole pochodzące być może z dezintegracji skał skandynawskich. Charakterystyczna jest biała barwa osadów, lokalnie zmieniona przez wtórne przebarwienia tlenkami żelaza. W dolnej części kompleksu **B1** występują średnioziarniste piaski o płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*), zaś w górnej części – piaski i piaski żwirowate o przekątnym warstwowaniu rynnowym (*St*, *SGt*) przechodzące w piaski o laminacji riplemarkowej (*Sr*), a następnie płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*). Ta dwudzielność kompleksu **B1** wyraża się także w stopniu obtoczenia ziaren kwarcu: wyjątkowo niskim, choć stopniowo wzrastającym w dolnej części profilu ($R = 3,7-2,05$) i wysokim w górnej ($R = 0,5-0,2$). W stropie kompleksu bardzo dobrze obtoczone ziarna kwarcu wykazują zmatowienie charakterystyczne dla transportu eolicznego. Wysortowanie osadu jest dobre w dolnej części kompleksu **B1**, w górnej początkowo słabe, a następnie

wzrastające do dobrego. Monostrukturalny zespół litofacji *Sp* (dolna część kompleksu **B1**), budują litosomy średniej i dużej skali o tabularnym pokroju. Lokalnie występują w nich ostrokrawędziste klasty ilów plioceńskich. Zmierzone w tej części kompleksu **B1** kierunki paleoprądów wskazują na północno-zachodni kierunek płynięcia wód (rys. 16 – IV). Rozrzut pomierzonych kierunków jest niewielki w zakresie 150° , azymut wypadkowy wynosi 321° , przy wysokim współczynniku zwartości $L = 81\%$. W górnej części kompleksu **B1** pomiary kierunków paleoprądów wskazują na ich znaczny rozrzut (rys. 16 – IV). Jest on zawarty w przedziale 300° . Wypadkowy kierunek wynosi 279° przy niskim współczynniku zwartości $L = 28\%$. Stwierdzona tutaj duża zmienność kierunków paleoprądów wynika z obecności przekątnych warstwowań rynnowych (*St*, *SGt*) powstałych w wyniku przemieszczania po dnie trójwymiarowych diun o krętych krawędziach (Z i e l i ń s k i 1993, 1998). Piaski rzeczne kompleksu **B1** z głębokości 9,5 i 12,5 m poddano badaniu metodą TL, które wykazało, iż ich wiek jest starszy od 1000 ka (tab. 1).

Z analizy całości materiałów geologicznych wynika, że kompleks **B1** reprezentuje osady preglacjalne złożone w środowisku korytowym piaskodennej rzeki roztokowej kierującej swe wody ku północnemu zachodowi. Pierwotnie rzekę charakteryzowało duże tempo agradacji piaszczystych aluwiów w formie narastających odsypów poprzecznych (litofacje *Sp*). Depozycja zachodziła w warunkach średnio- i niskoenergetycznych przepływów. Zasilanie piaszczystym materiałem z dorzecza było duże, a transport w środowisku rzeczonym krótki. Z kolei górną część kompleksu budują osady, które w wyniku długotrwałego transportu w środowisku rzeczonym nabrały cech doskonałego lub dobrego obtoczenia. Erozja i akumulacja zachodziła w kanałach międzyodsypowych, gdzie przy znacznej prędkości prądu formowały się kręte megariplemarki (diuny) (*St*, *SGt*). Depozycja przebiegała jednocześnie z rosnącą dostawą materiału eolicznego do aluwiów, co być może przyczyniło się do osłabienia przepływu i akumulacji riplemarków (*Sr*). Jest to zjawisko charakterystyczne już dla rzeki peryglacjalnej (por. K o z a r s k i i in. 1988; G o ź d z i k, Z i e l i ń s k i 1996, 1997).

W interglacjale podlaskim (augustowskim) nastąpiła silna erozja rzeczna rozwinęta wzdłuż stref aktywnych tektonicznie. Przykładem jest dolina krzywiecka (rys. 8, 10, 14). Wiercenie kartograficzne w Krzywiu (R o m a n 1999b) potwierdziło obecność głębokiego (do 4,6 m p.p.m.) rozcięcia w podłożu czwartorzędu, sygnalizowanego przez Skompskiego (1969), a zinterpretowanego jako czwartorzędowy rów tektoniczny przez B a r a n i e c k ą (1979b, 1980) (por. rozdz. „Budowa geologiczna i ukształtowanie...”). W dolnej części wiercenia w Krzywiu rozpoznano serię rzecznych osadów piaszczysto-żwirowych jednego cyklu o miąższości 16 m. Cechą tych osadów jest przemieszanie materiału pochodzenia lokalnego (krzemienie, mułowce, konkretje syderytowe) z materiałem transportu północnego (granitoidy), co jeszcze lepiej wyraża skład mineralów ciężkich, w którym obok mineralów asocjacji trzeciorzędowej takich jak: dysten, staurolit występują amfibole. Charakterystyczny jest zmienny w profilu stopień obróbki ziaren kwarcu (od $R = 1,1$ do $R = 0,39$) i wysortowania materiału, przy



Rys. 16. Baruchowo. Zróżnicowanie litofacjalne osadów preglacialnych i środkowoplejstocenijskich odsłoniętych w krawędzi pradoliny Wisły

I – sytuacja morfologiczna odsłonięcia; II – ogólny szkic południowej ściany odsłonięcia z lokalizacją profili litofacjalnych A–D; III – profile litofacjalne; IV – rozkład kierunków paleoprądów dla kompleksów litofacjalnych B1 i B3b

Lithofacies differentiation of preglacial and Middle Pleistocene sediments exposed at the edge of the Vistula pradolina

I – morphology of the exposure; II – general sketch of the southern wall of the exposure and the location of lithofacies logs A–D; III – lithofacies logs; IV – paleocurrent directions in the lithofacies complexes B1 and B3b

malejącej gradacji ziarna w górę profilu. Zawartość węglanu wapnia jest bardzo niska. Osady określono jako powstałe w wyniku nakładania się procesów erozji i akumulacji w warunkach rzecznych, a ich sytuacja geologiczna wskazuje, że pochodzą one z interglacjału podlaskiego (R o m a n 1999b).

Kompleks osadów należących do piętra zlodowceń południowopolskich reprezentują dwie gliny lodowcowe i rozdzielające je osady glacialfluwalne. Wody lodowcowe z transgresji młodszego łądolodu częściowo odpreparowały obniżenia dolinne z interglacjału podlaskiego (rys. 8), a następnie zapełniły je materiałem piaszczysto-żwirowym, stwarzając dogodne warunki do lokalizacji następnego cyklu erozyjno-akumulacyjnych w późniejszych okresach. Gliny zlodowceń południowopolskich zachowały się w formie szczątkowej, głównie w obniżeniach podłoża czwartorzędowego, często w postaci wciśnień w plastyczne osady plioceńskie (rys. 8, 9, 13). Największą miąższość i najszersze rozprzestrzenienie glin z tego okresu stwierdzono w strefach tektonicznie czynnych, lecz ich miąższość może być pozorna, wynikająca z późniejszych zaburzeń. Zjawiska powstawania niecek zapadliskowych nad wysadami solnymi były synchroniczne z sedimentacją osadów zlodowceń południowopolskich, które stanowią główne ich wypełnienie. Jest to najlepiej wyrażone w Łaniętach (rys. 8). Charakterystyczne jest powiązanie występowania glin z tego okresu ze strefami największych zaburzeń podłoża czwartorzędowego. Należy przyjąć, że łądolody południowopolskie w największym stopniu przyczyniły się do glacitektonicznego przemodelowania podłoża (por. S k o m p s k i 1969; B r y k c z y Ń s k i 1982a; B a r a n i e c k a 1993). Z tego okresu pochodzą depresje glacitektoniczne Sierakowa i Solca.

Interglacjał mazowiecki cechowała intensywne i długotrwała erozja i denudacja, która doprowadziła do znacznego zniszczenia starszych osadów lodowcowych, sięgając miejscami powierzchni plioceńskiej (rys. 8, 9, 11, 12, 13). Powszecne są osady rezydualne i rzeczno-rezydualne poprzedzające akumulację w dolinach. W odsłonięciu w **Baruchowie** (rys. 16) z tego okresu pochodzi kompleks osadów rzeczno-rezydualnych (**B2**) reprezentowany przez warstwę masywnych żwirów (*Gm*) bądź różnoziarnistych piasków (*Sm*) z głazami o średnicy dochodzącej do 0,5 m. Lokalnie osady mają charakter piaszczysto-żwirowego diamiktonu (*GDM*) obocznie przechodzącego w masywne żwiry z głazami. Osad ten zinterpretowano jako żwirowo-piaszczysto-głazową pokrywę denną o charakterze bruku korytowego. Głazy są pozostałością z rozmycia glin lub koluwiów pochodzących z niszczenia gliniastego paleoskłonu (rys. 12). W stropie kompleksu **B2** pojawiają się poziomo warstwowane piaski żwirowate (*Sh*) związane z depozycją w warunkach przepływów nadkrytycznych tworzących płaskie dno. Wyżej występują piaski o płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*) w zestawach średniej skali. Litofacie *Sp* utworzone zostały w korycie rzeki roztokowej w wyniku przyrostu dystalnego odsypów poprzecznych. Kompleks **B2** odcina się wyraźną, rozległą granicą erozyjną od zalegających niżej rzecznych piasków preglacialnych kompleksu **B1**. Ich kontakt można śledzić na przestrzeni około 200 m w kilku niewielkich odkrywkach w zboczu wysoczyzny w Baruchowie.

Szerokie jest rozpowszechnienie serii osadów rzecznych uznanych za mazowieckie. Rozpoznano je w kilku otworach kartograficznych z obszaru arkuszy Gostynin i Lubień Kujawski, a ich genezę potwierdziły badania litologiczno-petrograficzne (B a r a n i e c k a 1993; R o m a n 1999b). W Laniętach i Babach Dolnych (rys. 8) są to osady jednego cyklu rzecznego, o wysokim stopniu obróbki ziaren kwarcu, rosnącej w górę profilu segregacji materiału, a malejącej wielkości ziarna. Ich węglanowość jest niska, a skład mineralów ciężkich typowy dla środowiska rzecznego. Wśród osadów mineralnych występuje detrytus roślinny. Osady rzeczne rozpoznane w Gostyninie (rys. 11, 13) wykształcone są w postaci piasków ze żwirem, lokalnie zwieńczonych ciemnoszarymi mulkami z detrytusem roślinnym (S k o m p s k i 1969 – rys. 12). Dla mulków wykonane były ekspertyzy palinologiczne, jednak nie dały one podstaw do wnioskowań stratygraficznych (S k o m p s k i). Zdaniem S k o m p s k i e g o (1969) i B a r a n i e c k i e j (1979a) okres interglacjalu mazowieckiego miał decydujące znaczenie dla powstania Kotliny Płockiej, z powodu nie tylko intensywnej erozji rzecznej, ale i nasilenia pionowych ruchów tektonicznych.

Głębokość erozji rzecznej w okresie interglacjalu mazowieckiego sięgnęła w Gostyninie i Krzywiu do około 40 m n.p.m. (rys. 8, 11, 13). W rejonie Krzywia w układzie głównych dolin zaznacza się permanencja (rys. 8), a prawdopodobnie tędy przebiegała główna dolina tranzytowa w analizowanym obszarze (potwierdzają to badania hydrogeologiczne J. W ł o s t o w s k i e g o prowadzone w związku z realizacją Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Gostynin). Dolina ta należała do systemu pra-Wisły (L i n d n e r i n. 1982a), której aluwia występują w Kotlinie Płockiej na 30 m n.p.m. (por. M a r k s , P a v l o v s k a y a 2000). Przebieg głównych dolin z interglacjalu mazowieckiego wykazuje zbieżność z kierunkami nieciągłości tektonicznych w podłożu mezozoicznym (S k o m p s k i 1969; B a r a n i e c k a 1975b, 1979a, 1993; B a r a n i e c k a i in. 1978). Uaktywnienie stref dawnych dyslokacji, będące impulsem do powstania doliny pra-Skrwy na linii uskoku Osiny – Gostynin (rys. 7, 11, 14), mogło mieć związek z okresem ożywienia zjawisk tektonicznych fazy mazowieckiej (B a r a n i e c k a 1975a, 1981), a także (lub) ruchów glaciizostacyjnych, w myśl założeń L i s z k o w s k i e g o (1975, 1982, 1993). Sugestie o reaktywacji w okresie interglacjalu mazowieckiego uskoku występującego wzdłuż obecnej doliny Głogowianki, a stanowiącego przedłużenie ku południowemu-zachodowi linii nieciągłości Osiny – Gostynin, poczyniła S z a ł a m a - c h a G. (1996). Zdaniem B r z e z i ń s k i e g o (1998), także w zachodniej części Niziny Środkowomazowieckiej zaznacza się zgodność odwzorowania systemu dolin interglacjalu mazowieckiego z planem strukturalnym podłoża mezozoicznego. Powstałe w tym okresie doliny stwarzały dogodne warunki dla lokalizacji kolejnych, młodszych cykli erozyjno-akumulacyjnych wód lodowcowych, rzeczno-lodowcowych i rzecznych.

Nad wysadami solnymi (rys. 8, 9) w interglacjale mazowieckim i w początkowym okresie zlodowaceń środkowopolskich nasiliły się deformacje osadów trzeciorzędowych, zlodowaceń południowopolskich, z interglacjalu mazowiec-

kiego, a po części również ze zlodowaceń środkowopolskich. Przyczyną zaburzeń, oprócz procesów tektonicznych i halotektonicznych, były subrozja górnych partii słupów solnych, glacitektonika, erozja rzeczna, a także pionowe ruchy powodowane dociążaniem i odciążaniem podłoża przez lądolody. W efekcie nad wysadami solnymi powstał skomplikowany obraz budowy geologicznej czwartorzędu (rys. 8, 9), a w rdzeniach wiertniczych z Laniań i Lubienia notowane są zlustrowania, wielokrotne powtórzenia odcinków profili, przejawy mikrotektoniki w osadach glacialnych (nieciągłe, kilkucentymetrowe przemieszczenia osadu wzdłuż stromo nachylonych powierzchni) (Baraniecka 1993; Roman 1999b, 2002).

Okres zlodowaceń środkowopolskich zapisał się na omawianym terenie obecnością 1–3 pokładów glin lodowcowych oraz miększymi seriami utworów zbiornikowych i wodnolodowcowych. Osady z tego okresu stanowią główną część czwartorzędowej pokrywy osadowej na obszarach wysoczyznowych (rys. 8, 9, 11, 13). W Kotlinie Płockiej stwierdzono tylko jeden pokład glin, zachowany jedynie na wschód od doliny Skrwy (rys. 13). Miąższość glin lodowcowych z tego okresu wynosi około 20 m, a podścielone są one zazwyczaj serią osadów zbiornikowych wykształconych w postaci ilów, ilów warwowych, mulków i drobnoziarnistych piasków. Jest to tak zwana seria zasypania (Domasławska-Baraniecka 1959; Domasławska-Baraniecka, Mojski 1960; Baraniecka i in. 1978; Baraniecka 1979a, 1993) charakterystyczna i powszechna dla znacznej części Polski niżowej. Również w okolicach Gostynina jest to przewodni poziom litostratygraficzny. Seria zasypania powstała w rozległym zbiorniku(ach) w warunkach klimatu peryglacialnego i ma charakter transgresywny. Potwierdzają to badania litologiczno-petrograficzne oraz ekspertyzy palinologiczne wykonane dla mulków ilastych z wiercenia w Babach Dolnych (Roman 1999b). Osady z Bab poddano datowaniu metodą TL uzyskując wskaźniki wieku: 477 ± 94 ka w spągu i 416 ± 86 ka w stropie serii (rys. 8, tab. 1). Przeciętna miąższość osadów zbiornikowych wynosi kilkanaście metrów, a w Woli Olszowej (rys. 9) nawet ponad 80 m. Wyjątkowa miąższość osadów jest wynikiem przede wszystkim ich glacitektonicznego spiętrzenia. Osady zbiornikowe odsłaniają się na powierzchni terenu w Baruchowie – kompleks B3 (rys. 16), gdzie spoczywają zgodnie na rzeczno-rezydualnych osadach kompleksu B2. Dolną część kompleksu B3 budują wapniste ily i mulki laminowane horyzontalnie (Fh) oraz mulki piaszczyste i drobnoziarniste piaski o laminacji falistej i riplemarków wstępujących (FSw, SFw, SFrc), ujęte w podkompleks B3a o miąższości 2–2,5 m (rys. 16). Osady cechuje występowanie szeregu cykli: $SFh \rightarrow SFr(SFw) \rightarrow Fh \rightarrow Fm$, o miąższości kilkunastu centymetrów i normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Cykl rozpoczyna się drobnoziarnistym mulkowatym piaskiem, a zwieńczony jest 1–3 cm laminą ilastą o swoistym wiśniowym zabarwieniu. Depozycja osadów zachodziła głównie poprzez opadanie zawieszin (Fm, Fh), których dostawa do zbiornika następowała cyklicznie, a rozprowadzanie następowało poprzez prądy denne (SFh, SFr) i falowanie (SFw). Wymieniona rytmiczność sedymentacji drobnoziarnistej jest charakterystyczna dla jezior glacie-

nicznych (por. Brodzikowski, Van Loon 1991; Brodzikowski, Zieliński 1992; Brodzikowski 1993). Podkompleks **B3b** (rys. 16), o miąższości 4–4,5 m, charakteryzuje się dominacją drobnoziarnistych piasków o strukturach prądowych: przekątnej laminacji riplemarków wstępujących (*Frc*), laminacji riplemarkowej (*Sr*) i falistej (*Sw*), którym towarzyszą litofacje horyzontalnie laminowanych piasków mulkowatych z laminami ilów o charakterystycznej wiśniowej barwie. Podrzędnie występują litofacje masywnych piasków i piasków żwirowatych (*Sm*, *SGm*) o frakcjonalnej gradacji ziarna. Spąg podkompleksu **B3b** rozpoczynają osady piaszczysto-żwirowe o płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*, *SGp*) zalegające niezgodnie na serii utworów ilasto-mulkowych (**B3a**). Cykliczność sedymentacji wyrażona jest przemiennym występowaniem litofacji prądowych (dominujących) i zawieszinowych. Sekwencję każdorazowo rozpoczyna warstwa masywnych, warstwowanych frakcjonalnie osadów z powierzchnią erozyjną w spągu.

Zmierzone w strukturach riplemarków prądowych kierunki paleoprądów wykazały jako wypadkowy azymut 299° , przy współczynniku zwartości $L = 63\%$. Podobny kierunek paleoprądu zmierzono w płaskich warstwowaniach przekątnych piasków w spągu podkompleksu **B3b** (rys. 16 – profil B). Sedymentacja osadów podkompleksu **B3b** miała miejsce w zbiorniku o intensywnym, cyklicznym dopływie wód silnie obciążonych materiałem klastycznym. Zapelnianie zbiornika następowało przez akumulację z prądów dennych i turbiditytowych.

Reasumując powyższe fakty należy przyjąć, iż osady kompleksu **B3** powstały w zbiorniku glacialimicznym o charakterze transgresywnym. Analizy litologiczno-petrograficzne potwierdziły ich glacialniczną genezę (zawartość CaCO_3 ok. 5%, dominujący udział amfiboli, piroksenów oraz granatów w składzie mineralów ciężkich), natomiast wykonane badania TL określiły wskaźniki wieku osadów kompleksu **B3** na: 659 ± 188 i 669 ± 169 ka (**B3a**) oraz 529 ± 185 , 915 ± 229 i 853 ± 185 ka (**B3b**) (rys. 16, tab. 1). Zważywszy na sytuację geologiczną, cechy litopetrograficzne i makroskopowe przyjęto, że osady zbiornikowe z Bab Dolnych i Baruchowa mogły powstawać synchronicznie (rys. 8, 12).

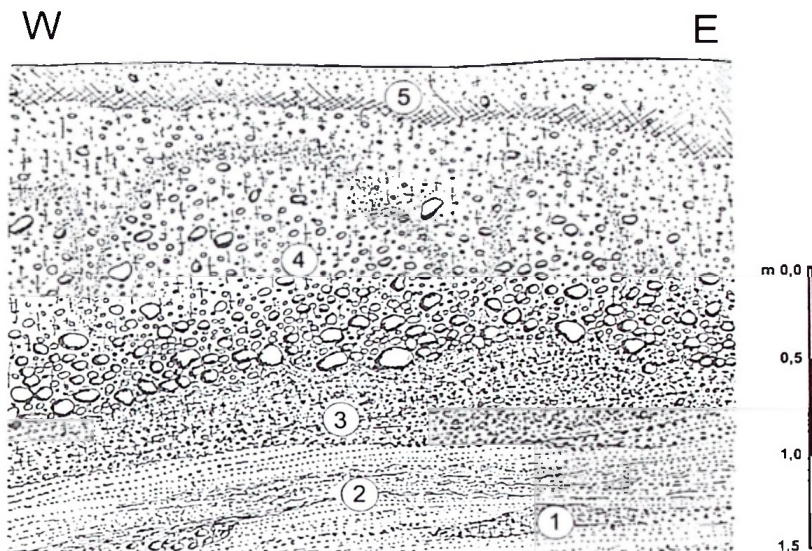
W kompleksie osadów środkowopolskich występują na ogół dwa pokłady glin lodowcowych bezpośrednio się ze sobą kontaktujące lub rozdzielone osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi. Jedynie w Laniętach (rys. 8) zachował się cienki pokład najstarszej z glin o współczynnikach petrograficznych: $O/K = 1,61$, $K/W = 0,70$. $A/B = 1,20$ zbliżonych do zalegającej powyżej osadów glacialfluwialnych gliny lodowcowej (odpowiednio: $1,58 - 0,69 - 1,30$), uznanej za odpowiadającą zlodowaceniowi odry (Roman 1999b). Górny pokład glin występujących w Laniętach (rys. 8) i budujących znaczną część powierzchni wysoczyzny, zajmującej południową część badanego terenu (rys. 8, 9, 13), określono na podstawie ich cech petrograficznych oraz ogólnej sytuacji geologicznej jako gliny zlodowacenia warty. Dla dalszych rozważań istotne jest podanie jej cech ogólnych, właściwych dla tego kompleksu glacialnego. Jest to szara w wierceniach, a szarobrazowa w odsłonięciach piaszczysta glina lodowcowa ze znaczną domieszką żwirów i glazów, występująca w stanie zwartym lub półzwartym. Jej powierzch-

nia jest silnie zwietrzała, odwapniona do głębokości 2–4 m. W stropie gliny występują struktury mrozowe w postaci epigenetycznych klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (R o m a n 1999a). Omawianą glinę charakteryzują współczynniki petrograficzne O/K – K/W – A/B odpowiednio: 1,58 – 0,69 – 1,30 i 1,20 – 0,92 – 0,98 (Lanięta), 1,35 – 0,85 – 1,09 (Baby Dolne), 1,2 – 0,9 – 1,0 (Lisica, górna część kompleksu II) utożsamiane przez Lisickiego (2001) z litotypem W2 charakteryzującym gliny młodszego stadiału zlodowacenia warty. Głina warciańska występuje dość ciągłą warstwą ułożoną współkształtnie do ówczesnej morfologii.

Wkroczenie łądolodu warty poprzedzone było silną erozją wód lodowcowych, co w efekcie doprowadziło do znacznego zniszczenia glin starszego nasunięcia łądolodu (odry) i akumulacji osadów piaszczysto-żwirowych o miąższości nawet do 20 m (rys. 8, 9, 11, 13). Wcześniejsze obniżenia dolinne zostały odpreparowane i poszerzone, a w lokalnych zastoiskach miała miejsce akumulacja osadów ilasto-mułkowych. Ma to szczególny wyraz nie tylko w budowie geologicznej, ale i w rzeźbie strefy przykrawędziowej obecnej pradoliny Wisły (rys. 8, 9) oraz w rejonie Gostynina położonego w obrębie tzw. poziomu ciechomickiego (rys. 11, 13). Dla wspomnianych osadów zastoiskowych, nawierconych w Babach Dolnych, uzyskano wskaźnik wieku TL wynoszący 162 ± 29 ka (R o m a n 1999b, tab. 1).

Z określeniem przynależności stratygraficznej dolnej gliny lodowcowej występującej ciągłą warstwą w obniżeniu Gostynina (rys. 13), wiąże się sprawa wieku i genezy poziomu ciechomickiego. Autorka podtrzymuje pogląd o obecności w okolicy Gostynina jednego poziomu gliny z okresu zlodowaceń środkowopolskich, lecz wiąże ją ze zlodowaceniem warty (górnym stadiem zlodowacenia środkowopolskiego), a nie odry (stadiem maksymalnym) jak przedstawiali to m.in. S k o m p s k i (1969), B a r a n i e c k a, S k o m p s k i (1978). Według tych autorów glina warciańska uległa zniszczeniu głównie w wyniku erozji rzecznej w eemie, przy czym erozja ta objęła młodszą glinę zlodowaceń środkowopolskich sięgając gliny starszej. Podobny pogląd prezentują U r b a n i a k (1965, 1967) oraz K o t a r b i ń s k i i U r b a n i a k - B i e r n a c k a (1975). Ich zdaniem poziom ciechomicki jest reliktem rzeźby z interglacjału eemskiego z cienką powłoką osadów ostatniego zlodowacenia. Zastanawiający jest jednak (również dla autorów) brak w rejonie Gostynina rzecznych osadów eemskich, czy powszechności osadów rezydualnych z tego okresu. W świetle przeprowadzonych badań geologicznych (R o m a n 1999b), analizy rozprzestrzenienia osadów zastoiskowych i gliny lodowcowej o cechach uznanych za właściwe glinie ze zlodowacenia warty przyjęto, że obniżenie Gostynina należące do poziomu ciechomickiego powstało wcześniej, przed interglacjałem eemskim, a nawet przed nasunięciem łądolodu warty. W rezultacie gliny pochodzące ze zlodowaceń warty i wisły układają się współkształtnie do paleoskłonu, a następnie wyścielają obniżenie Kotliny Płockiej (rys. 13). Wobec powyższego autorka przyjmuje, że poziom ciechomicki w rejonie Gostynina ma założenia starsze niż dotychczas uważano i jest reliktem rzeźby sprzed nasunięcia łądolodu warty.

Łądolód zlodowacenia warty zanikał etapami, znacząc swój dłuższy postój powstaniem łuku moren kutnowskich (Lencewicz 1927; Domosławska-Baraniecka 1961a, b, 1969; Jewtuchowicz 1970b), którego fragment znajduje się w granicach badanego terenu. Moreny recesyjne z tego okresu rozpoznane w rejonie Sławęcina i Kutna mają charakter spiętrzone, co jest efektem oscylacji czoła łądolodu (Domosławska-Baraniecka 1961a, b; Szalamacha G. 1996). Zdaniem Jewtuchowicza (1970b) zaburzenia w morenach kutnowskich mają charakter strukturalny nie dynamiczny, a samym formom przypisywał ten autor genezę szczelinową. Poglądy Jewtuchowicza skrytykował jednak Pasierbski (1977) po zapoznaniu się z dokumentacją odkrywek. W Sierakowie, Skrzanach i Niedrzakowie, w obrębie gliniastej wysoczyzny zajmującej południowo-wschodnią część badanego terenu, występują piaszczysto-żwirowe pagórki o pologich zboczach z nagromadzeniami głazów w partiach szczytowych. Formy te uważane były za zdegradowane pagórki czołowomorenowe reprezentujące skrajny, północno-wschodni fragment łuku moren kutnowskich (Lencewicz 1927; Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978; Roman 1999b). Wyraźny jest związek występowania glacielewacji w podłożu podczwartorzędowym (rys. 14) z przebiegiem wspomnianych pagórków morenowych. W Glinicach (poza terenem badań – rys. 13) widoczne były (obecnie glinianka jest wypełniona wodą) wyciśnięte w postaci diapiru ily plioceńskie, ścięte w poziomie wysoczyzny. Iły przebijały się ku powierzchni przez warstwy masywnej, szarej gliny lodowcowej. Z kolei w odsłonięciu w Skrzanach (rys. 17), w szczycie niewielkiego pagórka o rozmiarach 250x300 m i wysokości około 4 m (124,5 m n.p.m.) występuje żwirowo-kamienisty diamikton o miąższości 1,5–2 m i wyraźnym warstwowaniu frakcjonalnym. W dolnej partii diamiktonu glazy osiągają niekiedy ponad 0,3 m, a w skrajnych przypadkach 0,5 m. Ten typ osadu gliniastego jest wskaźnikowy dla środowiska glacialmarginalnego (Zieliński 2000; Krzyszkowski, Zieliński 2002), a jego depozycja nastąpiła w wyniku „zamrożenia” splywu grawitacyjnego typu *grain flow* (Eyles i in. 1983). Przemieszczanie materiału supraglacialnego zachodziło przy znacznym udziale wody powodującym nie tylko jego upłynnienie, lecz także wstępną segregację frakcjonalną. Poniżej żwirowo-kamienistego diamiktonu zalegają warstwowane osady piaszczysto-żwirowe z wkładkami diamiktonowych żwirów. Warstwy te nachylają się pod niewielkim kątem ku południowi. Nachylenie to może być pierwotne i związane z sedymentacją na skłonie stożka glacialmarginalnego. Wgłębny zasięg osadów piaszczysto-żwirowych wynosi 2–4 m, a poniżej występuje szara, zwarta glina lodowcowa, analogiczna do występującej na powierzchni wysoczyzny. Również zasięg przestrzenny opisanych ze Skrzan osadów jest ściśle ograniczony do formy pagórka, a w jego otoczeniu występuje glina lodowcowa. Styl budowy wewnętrznej przy znacznym ograniczeniu przestrzennym osadów budujących pagórek w Skrzanach wskazuje, że forma ta powstała w wyniku akumulacji szczelinowej. Specyficzny układ pagórków na linii łuku moren recesyjnych przemawia za uznaniem analizowanych form za moreny martwego lodu (rys. 6).



Rys. 17. Skrzany. Budowa pagórka morenowego martwego lodu

1 – żwir drobny diamiktonowy, brązowy; 2 – piasek różnogranny laminowany mulkiem, 3 – żwir drobny diamiktonowy, warstwowy poziomo; 4 – diamikton żwirowo-kamienisty przechodzący ku stropowi w diamikton piaszczysto-żwirowy z kieszeniowymi smugami orsztynu; 5 – gleba piaszczysta, szara

Structure of a dead ice moraine hillock

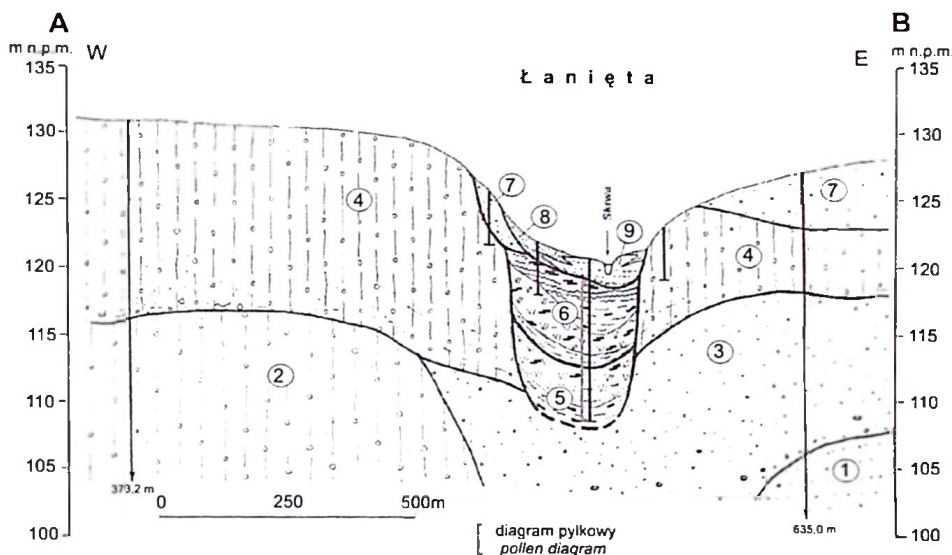
1 – brown diamicton fine gravel; 2 – vari-grained sand laminated with silt; 3 – horizontally stratified diamicton fine gravel; 4 – gravelly diamicton transforming upwards into sandy-gravelly diamicton with pocket-like ironpan; 5 – grey sandy soil

Na tle bogatej literatury tematu dotyczącej definiowania form martwego lodu ze wskazaniem na trudności w rozróżnianiu kemów i moren martwego lodu (m.in.: Niewiarowski 1959, 1963; Bartkowski 1968; Baraniecka 1969; Karczewski 1971; Klatkova 1972), autorka wybrała jako najbardziej przydatne kryterium miejsce depozycji materiału budującego formy. Zgodnie ze wskazaniem Niewiarowskiego (1959) morena martwego lodu tworzy się na kontakcie zwartych pokryw stagnującego lodu, natomiast kemy związane są z akumulacją materiału w przetainach i rozpadlinach martwego lub stagnującego lodu. Niewątpliwie w czasie powstawania pasa moren kutnowskich pokrywa lodowa na ich zapleczu była zwarta, natomiast jej charakter dynamiczny był zróżnicowany. W okolicach Sławęcina i Kutna czoło lądolodu było aktywne, a lokalne oscylacje powodowały dynamiczne zaburzenia w złożonym na przedpolu materiale morenowym (por. Domosławska-Baraniecka 1961a, b; Pasierbski 1977), natomiast w okolicy Sierakowa – Skrzan czoło lądolodu miało charakter pasywny. Materiał supraglacialny i glacialfluwialny akumulowany był przy krawędzi stagnującego lodu, której przebieg mógł być wymuszony pęknięciem czaszy lodowej wzdłuż starszych form wypukłych, zaznaczonych strefą glacitektonicznych wypiętrzeń podłoża

czwartorzędowego (rys. 14). W Glinicach pod wpływem statycznego nacisku lodolodu doszło do wtórnego wyciśnięcia iłów plioceńskich, aż do powierzchni terenu (rys. 13).

Interglacjał eemski zaznaczył się w badanym terenie erozją, której śladem są bruki złożone w zagłębieniach stropu gliny warciańskiej w rejonie Sokolowa. Pozostałością po jeziorze eemskiego są kopalne osady jeziorne stwierdzone w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), a także w Kolonii, Bzówce (Baraniecka 1989) oraz w Łaniętach (Roman 1999b; Roman, Balwierz 2000; Balwierz, Roman 2002).

We współczesnej rzeźbie śladem kopalnego zbiornika w **Łaniętach** jest południkowo wydłużone obniżenie, przebiegające współkształtnie do doliny Skrwy (rys. 6). Dno obniżenia zalega o kilka do kilkunastu metrów niżej w stosunku do otaczającej go powierzchni zdenudowanej wysoczyzny morenowej (rys. 18). Zarys zbiornika zrekonstruowany został na podstawie danych z kilku płytkich sond nawiercających osady jeziorne pod cienką (do 2,0 m) pokrywą utworów wodnolodowcowych, deluwialnych lub rzecznych. W osiowej części obniżenia wykonano wiercenie o głębokości 12 m, z którego pobrano 47 próbek do badań palinologicznych. Pod półtorametrową warstwą rzecznych utworów mineralnych nawiercono serię osadów jeziornych – gytii, iłów i mulków organicznych, zwieńczoną cienkim pokładem skompromowanych torfów i namulów torfiastych. Z przyczyn technicznych serii jeziornej nie przewiercono. Analiza palinologiczna pozwoliła na odtworzenie kolejnych faz rozwoju roślinności w interglacji eemskiej i w najstarszej części zlodowacenia wisły. Profil osadów interglacjalnych rozpoczynają brunatne mulki organiczne, które powyżej 11,1 m przechodzą w gytie (rys. 19). Próbki osadów pobrane z głębokości 12,0–7,9 m przedstawiają spektra pyłkowe typowe dla sukcesji eemskiej i charakteryzują się bardzo wysokim udziałem pyłku drzew (powyżej 90%). Balwierz (rys. 19, tab. 2) wydzieliła 6 lokalnych poziomów pyłkowych: *Betula-Pinus*, *Quercus-Corylus*, *Corylus-Tilia-Alnus* (optimum interglacji), *Carpinus-Corylus-Alnus*, *Picea-Alnus-Abies* i *Picea*. Spektra pyłkowe próbek z głębokości 7,9–5,6 m charakteryzują początkowo roślinność subarktyczną, a następnie borealną. Wyróżniono tu 3 kolejne lokalne poziomy pyłkowe: *Betula-Artemisia*, *Betula* i *Pinus*. Poziom *Betula-Artemisia* korelowany jest z wyraźnym ochłodzeniem w dolnej części zlodowacenia wisły (EV1). W tym poziomie udział pyłku drzew gwałtownie spada i jest najniższy w całym analizowanym profilu (54,2%). W osadach ochłodzenie to wyraziło się zmianą sedymentacji organicznej (gytie detrytusowe) na mineralną (iły jeziorne). Poziomy *Betula* i *Pinus* korelowane są z interstadialnym ociepleniem brörup. Udział pyłku drzew w tych poziomach jest bardzo wysoki, powyżej 90%. Ponownie odkładane są osady organiczne w postaci torfiastych gytii. Wyżej (gl. 5,6–2,3 m) w profilu osadów jeziornych występują ciemnoszare iły i mulki, a następnie (głębokość 2,3–1,5 m) pojawiają się osady bagienne – torfy i namuły torfiaste. Utwory te są silnie skompromowane. Iły i mulki rejestrują ponowne ochłodzenie – poziom: *Artemisia-Poaceae-Juniperus*, wyrażone



Rys. 18. Przekrój geologiczny A–B przez kopalny zbiornik jeziorny w Łaniętach (Balwierz, Roman 2002)

interglacial mazowiecki: 1 – piaski ze żwirami i detrytusem roślin, zlodowacenie odry; 2 – glina lodowcowa; zlodowacenie warty; 3 – piaski i żwiry glacialfluvialne, 4 – glina lodowcowa; interglacial eemski: 5 – gytta i ropy jeziorne; zlodowacenie wisły: 6 – ropy i mulki jeziorne, gytta, torfy i namuły torfiste (wczesny wistulian), 7 – piaski ze żwirami glacialfluvialnymi; plejstocen/holocen: 8 – piaski i piaski mulkowane deluwialne, 9 – piaski i żwiry rzeczne

Geologic cross-section A–B of the fossil lake basin at Łanięta (Balwierz, Roman 2002)

Mazovian Interglacial: 1 – sands with gravel and plant detritus; Odrian Glaciation: 2 – till; Wartian Glaciation: 3 – glaciofluvial sands and gravels; 4 – till; Eemian Interglacial: 5 – gyttja and lake silts; Vistulian Glaciation: 6 – lake clays and silts, gyttja, peats and peaty muds (Early Vistulian), 7 – glaciofluvial sands with gravel; Pleistocene/Holocene: 8 – sands and silty deluvial sands. 9 – fluvial sands and gravels

ustąpieniem zbiorowisk leśnych i ekspansją gatunków światłolubnych. Poziom ten korelowany jest z wczesnovistuliańskim ochłodzeniem EV3 (tab. 2). W warstwie torfu, świadczącym o zarastaniu zbiornika, zapisane jest powtórne ocieplenie klimatu mające wyraz w ponownym wkroczeniu lasu brzoźowego, a następnie sosnowego (poziomy *Beutla* i *Pinus*). Jest to okres interstadiu oderade, który kończy sekwencję osadów zbiornikowych z Łanięt.

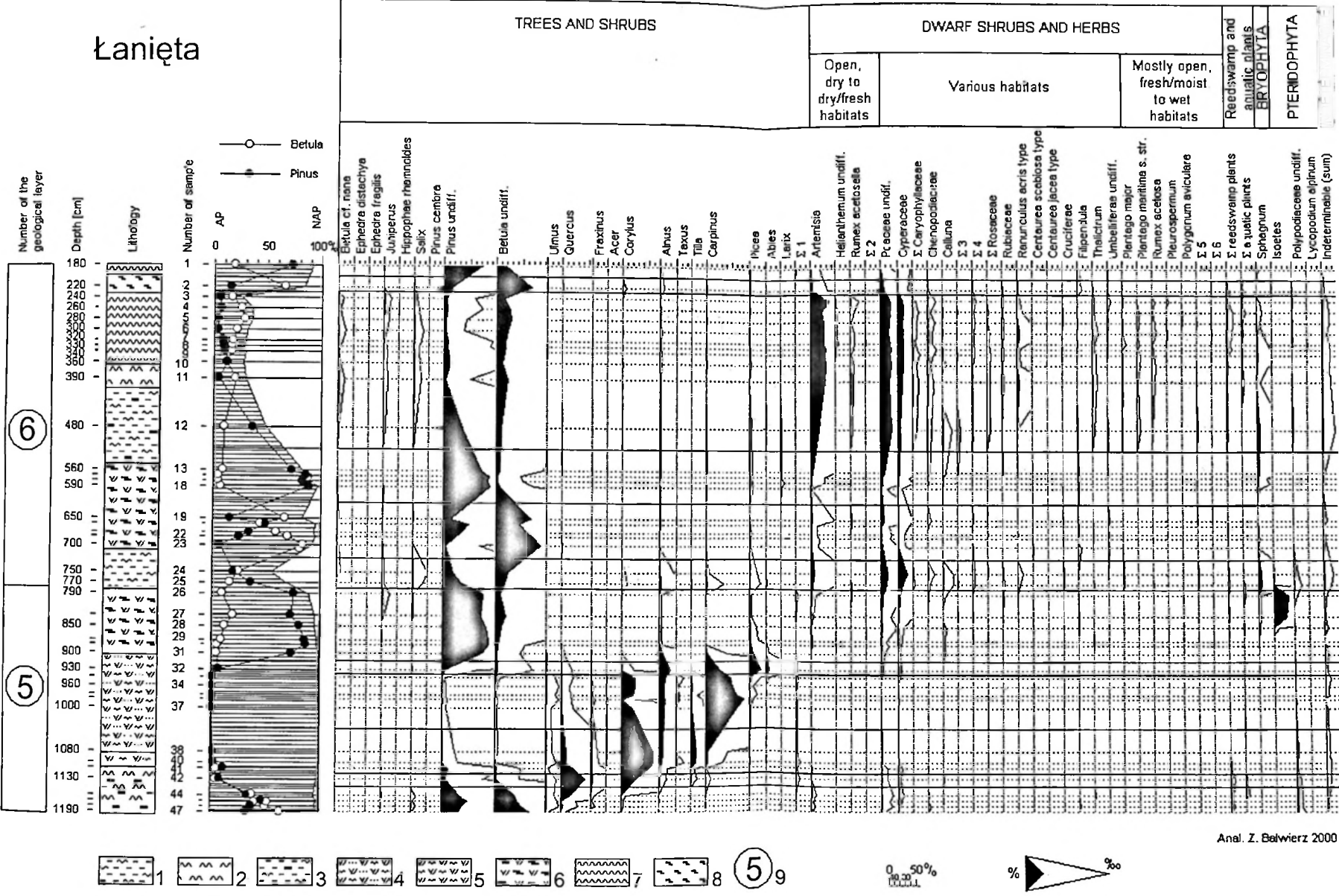
Obniżenie terenu, w którym rozpoznano kopalne osady jeziorne, jest śladem rynny polodowcowej uformowanej z końcem zlodowacenia warty. Przemawiają za tym: geometria kopalnego zbiornika, jego sytuacja geologiczna (rys. 18), a także fakt zapełniania zbiornika przynajmniej od początku interglacjalnego eemskiego (co wyklucza długotrwałą, postglacialną erozję rzeczną). Interesujące jest położenie stanowiska Łanięta w odniesieniu do budowy geologicznej podłoża

kenozoiku (rys. 8). Kopalny zbiornik występuje ponad strefą kontaktu tektonicznego czapy wysadu i przebitych słupem solnym skał mezozoicznej osłony. Być może mobilność tektoniczna tej strefy miała wpływ na zachowanie osadów jeziornych. Należy jeszcze raz podkreślić fakt nieprzerwanej sedymentacji osadów w zbiorniku w Łanietach mającej miejsce co najmniej od wczesnego eemu do końca wczesnego vistulianu.

W okresie zlodowacenia wisły w miejscach obniżen powierzchni istniały dogodne warunki dla rozwoju zbiorników (rys. 20), w których zachodziła akumulacja rytmicznie warstwowanych osadów w warunkach klimatu peryglacjalnego. Ilasto-mułkowe osady zbiornikowe znane są z terenu Kotliny Płockiej z licznych wierceń w Gostyninie i Lucieniu na wschód od doliny Skrwy (rys. 12, 13), a także odsłaniają się spod gliny lodowcowej i piasków glacyfluwialnych w krawędzi wysoczyzny ograniczającej pradolinę Wisły w rejonie Zakrzewa, Górek. Solca, Wrzącej (rys. 8, 9). Tutaj serie zbiornikowe szybko wyklinowują się ku południowi ograniczone paleoskłonem obniżenia Kotliny Płockiej zbudowanym z gliny warciańskiej (rys. 20). W Gostyninie osady zbiornikowe tworzą ciągly poziom pomiędzy glinami lodowcowymi zlodowaceń wisły i warty, osiągając miąższość do 9,3 m.

Najlepiej poznano osady i zasięg peryglacjalnego zbiornika osińskiego (rys. 20, 21). Ilasto-mułkowe osady dostępne były do badań w kilku odkrywkach eksploatacyjnych. W celu określenia ich lateralnego zasięgu wykorzystano dane z dokumentacji surowcowej. W Osinach miąższość osadów zbiornikowych wynosi maksymalnie 6–8 m, po czym zmniejsza się ku peryferiom zbiornika zgodnie z kierunkiem podnoszenia się stropu podścielającej je gliny. Przypuszczalnie zbiornik osiński łączył się ze zbiornikiem gostynińskim poprzez obniżenie Skrwy (rys. 20). W Osinach utwory zbiornikowe przykryte są piaszczysto-żwirowymi osadami sandrowymi, lecz nieco dalej na północ, w okolicy Starego Zaborowa analogiczne ility i mułki odsłaniają się w lewym zboczu doliny Skrwy spod gliny lodowcowej i warstwy osadów glacyfluwialnych. Profil w Osinach (rys. 21) rozpoczyna masywny diamikton (*Dmm*, kompleks **Os1**), którego strop jest ścięty erozyjnie i przykryty warstwą osadów glacyfluwialnych (kompleks **Os2**) wykształconych jako masywne żwiry lub piaski wzbogacone w spągu w żwiry i otoczki (*Gm*, *Sm*). Kontakt piasków z nadległymi utworami zbiornikowymi kompleksu **Os3** jest ostry, wyrażony poprzez drastyczną zmianę frakcji osadu, wynikającą z odmienności środowiska depozycji. Nasuwa to podejrzenia o istnieniu znacznej luki czasowej pomiędzy złożeniem obu kompleksów litofacjalnych (por. M e r t a 1996). Kompleks glacylimniczny (**Os3**) rozpoczynają masywne lub poziomo laminowane mułki piaszczyste (*Fm*, *FSh*) przechodzące w osady ilasto-mułkowe o rytmie warwowym (*Fv*). Strop osadów zbiornikowych jest ścięty przez erozję wód lodowcowych i przykryty kompleksem osadów glacyfluwialnych (**Os4**) w postaci piaszczysto-żwirowych litofacji *SGm*, *Sm* sandru Skrwy. W kompleksie **Os3** rytm warwowy znaczący cykl depozycyjny o miąższości kilku cm składający się z mułkowo-ilastej laminy jasnej (beżowo-brązowej) oraz z ciemnej laminy czekoladowo-brązowej iltu. W warwach jasnych zaobserwować można

Łanięta



Anal. Z. Bałwierz 2000

Rys. 19. Diagram pyłkowy osadów kopalnego zbiornika eemsko-wczesnovistuliańskiego w Łaniętach (Bałwierz, Roman 2002)

1 – mulki i ility jeziorne; 2 – mulki jeziorne; 3 – mulki i ility organiczne; 4 – gytja piaszczysto-mułkowa; 5 – gytja; 6 – gytja torfiasta; 7 – namuty torfiaste; 8 – torfy; 9 – numer oznaczeń stratygraficznych jak na przekroju A-B (rys. 18)

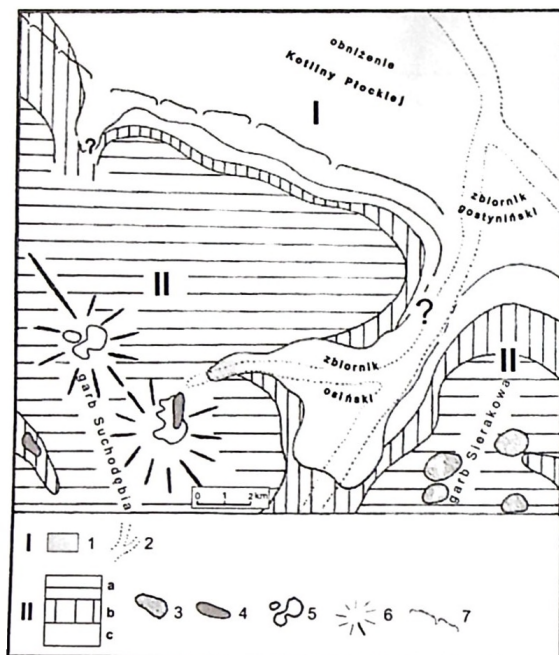
Pollen diagram of deposits of the fossil Eemian-Early Vistulian basin from Łanięta (Bałwierz, Roman 2002)

1 – lake silts and clays; 2 – lake slits; 3 – organic silts and clays; 4 – silty-sandy gytja; 5 – gytja; 6 – peaty gytja; 7 – peaty muds; 8 – peats; 9 – stratigraphic signatures as in Fig. 18

Korelacja lokalnych poziomów pyłkowych z Łaniąt z regionalnymi poziomami pyłkowymi opracowanymi przez M a m a k o w ą (1986, 1988, 1989) i T o b o l s k i e g o (1991a, b) dla regionu Konina i podziałem chronostratygraficznym (B e h r e, L a d e 1986; B e h r e 1989)

Correlation of local pollen assemblage zones from Łanięta with regional pollen assemblage zones distinguished by M a m a k o w a (1986, 1988, 1989) and by T o b o l s k i (1991a, b) for the Konin region, with chronostratigraphy (B e h r e, L a d e 1986; B e h r e 1989)

| Nr próbki | Lokalne poziomy pyłkowe w Łaniętach | Regionalne poziomy pyłkowe (Mamakowa 1986, 1988, 1989) | Rejon Konina (Tobolski 1991) | Chronostratygrafia (Behre, Lade 1986; Behre 1989) | | |
|-----------|-------------------------------------|--|---|---|---------------------|---------------------|
| | | | | Early Vistulian | Vistulian | Emian Inter-glacial |
| 1 | <i>Pinus</i> | EV4 | <i>Pinus</i> | Odderade | Early Vistulian | Emian Inter-glacial |
| 2 | <i>Betula</i> | <i>Pinus-Betula</i> | <i>Pinus-Betula</i> | Interstadial | | |
| 3-12 | <i>Artemisia-Poaceae-Juniperus</i> | EV3 Gramineae- <i>Artemisia-Betula nana</i> | NAP I | Redersiall Stadial | Early Vistulian | Emian Inter-glacial |
| 13-18 | <i>Pinus</i> | EV2 <i>Betula-Pinus</i> | <i>Pinus</i> <i>Betula-NAP</i> <i>Betula-Larix</i> <i>NAP-Betula</i> | Brörup Interstadial | | |
| 19-23 | <i>Betula</i> | EV1 Gramineae- <i>Artemisia-Betula nana</i> | <i>Artemisia-NAP</i> | Heming Stadial | Early Vistulian | Emian Inter-glacial |
| 24-25 | <i>Betula-Artemisia</i> | <i>Pinus</i> | <i>Pinus</i> | Late | | |
| 26-31 | <i>Pinus</i> | <i>Picea-Abies-Alnus</i> | <i>Picea-Abies</i> | Middle | Emian Inter-glacial | |
| 32 | <i>Picea-Abies-Abies</i> | <i>Carpinus-Corylus-Alnus</i> | <i>Carpinus</i> | | | |
| 33-37 | <i>Carpinus-Corylus-Alnus</i> | <i>Corylus-Quercus-Tilia</i> | <i>Corylus</i> | Early | Emian Inter-glacial | |
| 38-41 | <i>Corylus-Tilia-Alnus</i> | <i>Quercus-Fraxinus-Ulmus</i> | <i>Quercus</i> | | | |
| 42 | <i>Quercus-Corylus</i> | <i>Pinus-Betula-Ulmus</i> | <i>Pinus-Betula</i> | | | |
| 44-47 | <i>Betula-Pinus</i> | | | | | |



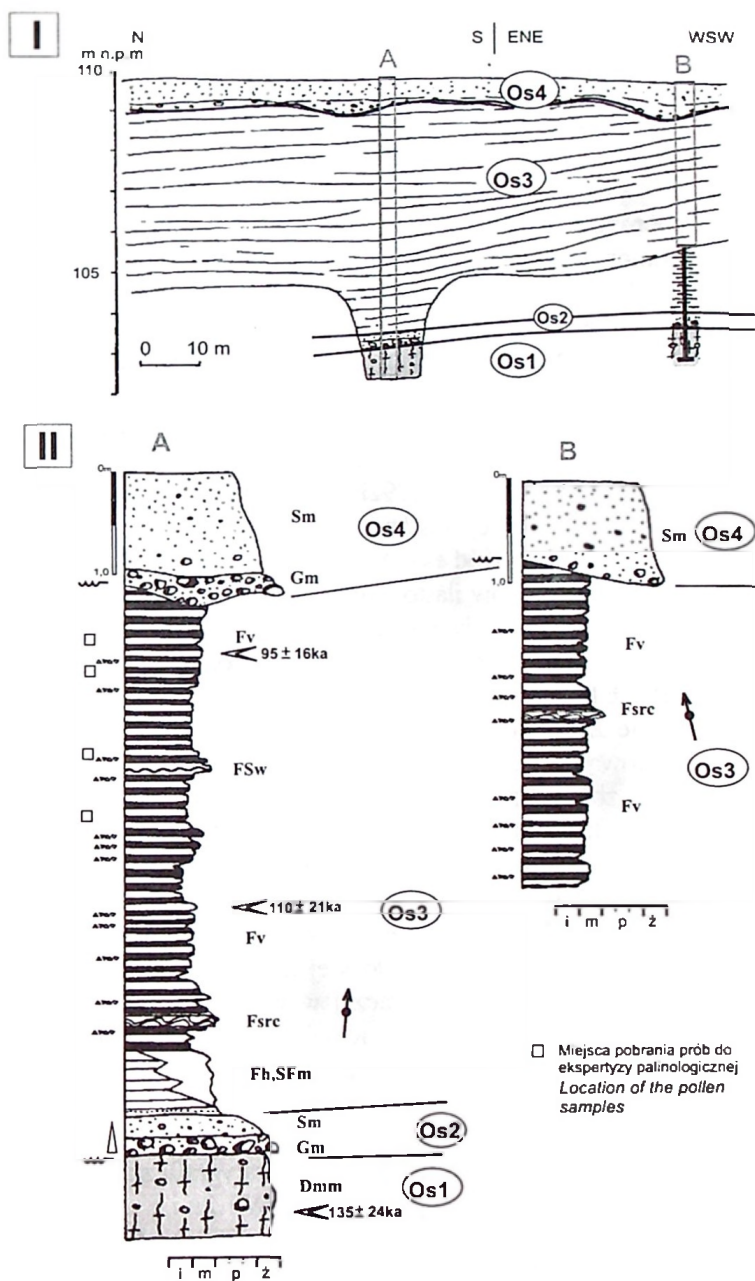
Rys. 20. Zasięg glacialimnicznych zbiorników vistuliańskich na tle głównych elementów paleorzeźby sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu

I – obszar doliny: 1 – zasięg zastoiska vistuliańskiego, 2 – przypuszczalny przebieg dolin rzek eemskich; II – obszar wysoczyzny o wysokości: a – 125–140 m n.p.m., b – 110–125 m n.p.m., c – poniżej 110 m n.p.m., 3 – wzgórza moren młutwego lodu, 4 – jeziora pojezierza eemskiego, 5 – strefy subsydencji, 6 – strefy wynoszone tectonicznie, 7 – współczesna krawędź wysoczyzny

Range of the Vistulian glaciolimnic basins against the major palaeolandforms before the last ice sheet advance

I – valley area: 1 – range of the Vistulian glaciolimnic basin, 2 – suspected course of main streams of the Eemian Interglacial, II – plateau area with altitude: a – 125–140 m a.s.l., b – 110–125 m a.s.l., c – below 110 m a.s.l., 3 – dead ice moraines, 4 – lakes of the Eemian lakeland; 5 – subsidence zones; 6 – uplift zones, 7 – present plateau edge

cienki mułkowy film w spągu oraz podrzędną laminację poziomą. Jest to zjawisko powszechne w osadach glacialimnicznych (M e r t a 1978). Grubsze laminy ilaste są masywne, lokalnie zbrekjonowane, co wyraża się w postaci nagromadzenia ostokrawędzistych fragmentów ciemnych ilów. Rozmiary poszczególnych fragmentów są podobne, rozmieszczone dość regularnie i ułożone zgodnie z laminacją. Nie ma śladów podginania brzegów fragmentów iltu na skutek wysychania. Struktury te są śladem szczelin synerezyjnych powstałych w wyniku skurczu (zmniejszenia objętości) minerałów ilastych w warunkach podwodnych (por. C o l l i n s o n 1994), określane również jako spękania błotne (G r a d z i Ń s k i i in. 1986). Sporadycznie wśród warstw spotyka się laminy mułkowe lub mułkowo-piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej lub falistej. Pojedyncze pomiary paleoprądów ze struktur prądowych wskazują na ekstraglacialny charakter zasilania zbiornika (rys. 21). Jest to zgodne ze spostrzeżeniami



Rys. 21. Osiny. Osady zbiornika glaciolimnicznego

I – ogólny widok odsłonięcia z lokalizacją profili litofacjalnych; II – profile litofacjalne

Sediments of a glaciolimnic basin

I – general view of the exposure with the location of lithofacies logs; II – lithofacies logs

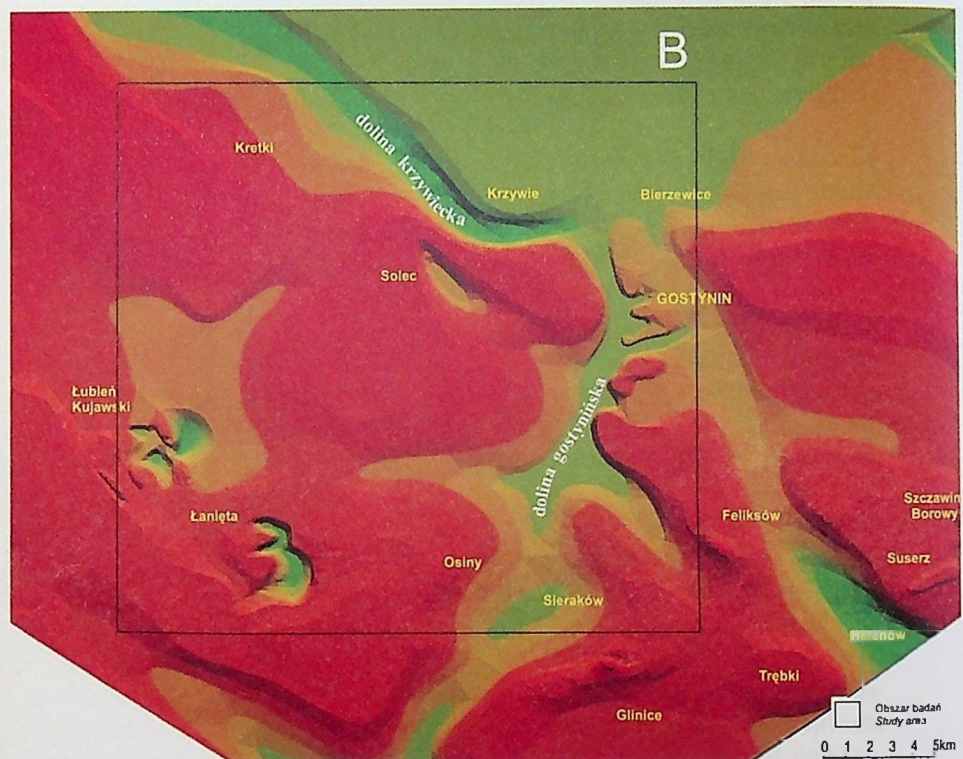
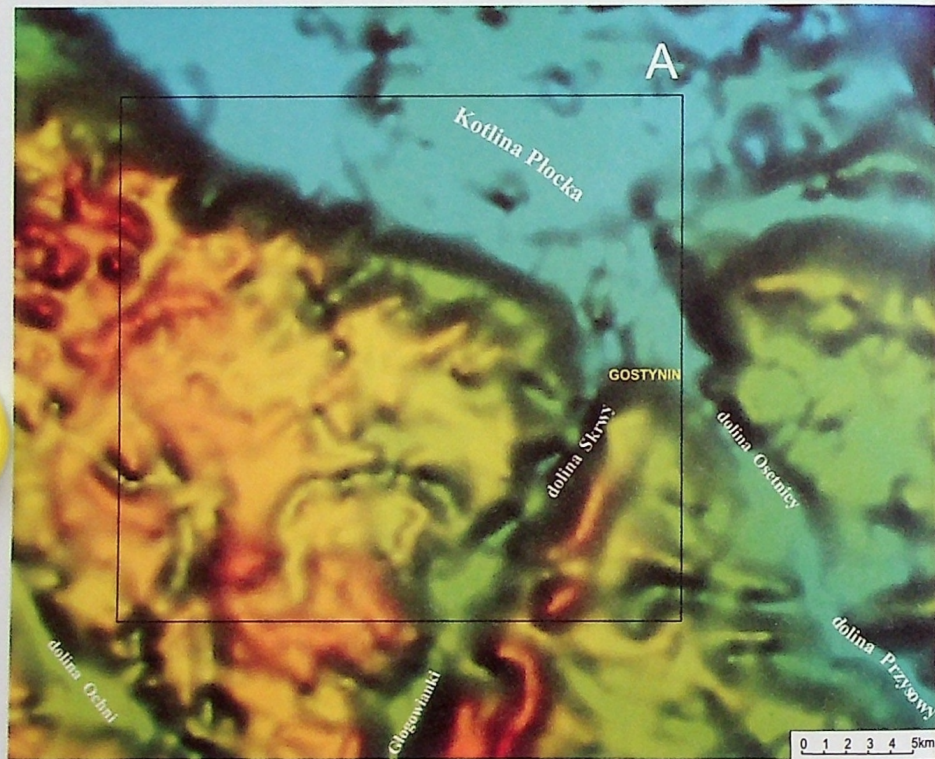
Merty (1996) i jednocześnie może potwierdzać skrajnie dystalne położenie zbiornika względem czoła lądolodu.

Osady ilasto-mułkowe są silnie wapniste (ok. 11–15% CaCO_3). Ekspertyzowa analiza palinologiczna wykonana dla 4 próbek mułków pobranych z kompleksu Os3 potwierdziła peryglacialny charakter zbiornika sedymentacyjnego. Wyraża się to bardzo niską ogólną frekwencją pyłku roślin, występowaniem jedynie skorodowanych sporomorf taksonów o wyższych wymaganiach termicznych przy obecności sporomorf charakterystycznych dla chłodnych zbiorowisk flor z okresu funkcjonowania zbiornika (*Helianthemum*, *Artemisia*, *Polygonum bistorta/viviparum*). Zdaniem Z. Bałwierz (inf. ustna) tak „zimne” spektrum pyłkowe nie ma odpowiednika wśród flor rozpoznanych w Łanietach w okresach wczesnowistulianiskich ochłodzeń.

Z całości danych wynika, że sedymentacja osadów kompleksu Os3 zachodziła w strefie równiny dennej zbiornika glacialimnicznego w skrajnie dystalnej strefie basenu (por. Brodzikowski 1992b, 1993). Parapelagiczna sedymentacja następowała z zawiesiny, której dostawa generowana była sezonowym rytmem zmian ablacji oraz dopływem wód ekstraglacialnych do zbiornika.

Wskaźniki wieku TL osadów ilasto-mułkowych z Osin wynoszą 110 ± 21 oraz 95 ± 16 ka, a podścielającego je diamiktonu 135 ± 24 ka (tab. 1, rys. 21). Podobne wartości uzyskano dla osadów zastoiskowych nawierconych w Lucieniu (rys. 13), a mianowicie 101 ± 18 ka oraz w Kaliskiej ($114,6 \pm 6$, 123 ± 18 i 122 ± 18 ka) (tab. 1), gdzie serie zastoiskowe zalegają powyżej eemskich osadów jeziornych, a pod gliną lodowcową.

Strop utworów zbiornikowych występuje w Osinach na ok. 109 m n.p.m. i znacznie się obniża ku północnemu-wschodowi, do ok. 80 m n.p.m. w Gostyninie. W krawędzi wysoczyzny ility i mułki odsłaniają się poniżej 95 m n.p.m. W Kaliskiej strop osadów zastoiskowych znajduje się równie wysoko jak w Osinach. Trudno jest określić, czy sedymentacja osadów zbiornikowych zachodziła w jednym rozległym basenie Kotliny Płockiej z licznymi odnogami wkraczającymi na obszary wysoczyznowe, czy raczej w wielu izolowanych zbiornikach, stąd przedstawiony szkic (rys. 20) ma bardziej charakter utylitarny niż paleogeograficzny. Osady te mają wspólne i charakterystyczne cechy makroskopowe (różne chociażby od odsłaniających się serii ilasto-mułkowych w Baruchowie), zajmują podobne miejsce w profilu geologicznym i uzyskały porównywalne wskaźniki wieku bezwzględnego. Ich pozycja stratygraficzna jest dyskusyjna (Samsonowicz 1922; Kompski 1969; Wiśniewski 1976; Baraniecka 1993; Roman, Turkowska 1998). Według Tobolskiego (1991b) w świetle aktualnego stanu badań paleoekologicznych i paleofitogeograficznych należy wykluczyć możliwość nasunięcia lądolodu we wczesnym vistulianie na obszar Niziny Wielkopolskiej. Uzyskane ze stanowiska Łanietta dane potwierdzają tę tezę. Tak więc wiek osadów zastoiskowych jest młodszy niżby wskazywały na to wyniki datowań TL. Można brać pod uwagę, że zbiornik(i) funkcjonował w okresie nasunięcia lądolodu stadiału pre-grudziądzkiego (świecia) w dolnym pleniglacjale, nie można też wykluczyć, że osady gla-



Rys. 22. Porównanie reliefu współczesnej powierzchni z rzeźbą podłoża podczwartorzędowego okolic Gostynina

współczesna rzeźba powierzchni (A) wg cieniowanej mapy w skali 1:200 000 (P e t e c k i 1999); plastyczny model ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędowego (B) wykonano w oparciu o szkic podłoża (rys. 14)

Comparison of present relief with relief of the sub-Quaternary surface in the vicinity of Gostynin

present-day relief (A) after shaded map at a scale of 1:200 000 (P e t e c k i 1999); plastic model of the Quaternary substratum (B) based on Fig. 14

limniczne związane są z nasunięciem lądolodu stadiału głównego w górnym pleniglacjałe, a nawet że pochodzą z obu tych okresów. Wobec nowych faktów m.in. stwierdzenia występowania w ciągłości sedimentacyjnej osadów eemsko-wczesnovistuliańskich w Łanietach, należy odrzucić wcześniejsze przypuszczenia o wczesnovistuliańskim wieku zastoiska w okolicach Gostynina (R o m a n , T u r k o w s k a 1998).

Pokrywa osadów związanych z najmłodszym epizodem glacialnym na tym terenie (stadiąłem głównym zlodowacenia wisły) jest stosunkowo ciągła. Jej miąższość i charakter wykazują ściśle związki z ukształtowaniem i litologią powierzchni bezpośredniego podłoża lądolodu. Ostatnie zlodowacenie reprezentowane jest przez jeden poziom bazalnej gliny lodowcowej podścielonej osadami glacialfluwalnymi, które w strefach występowania rynien subglacialnych osiągają miąższość kilkunastu metrów (rys. 8, 9, 11). Z najmłodszym kompleksem glacialnym związane są szeroko rozprzestrzenione osady sandrowe oraz formy marginalne, szczelinowe i martwego lodu, a także osady rzecznotłowcowe i limniczne budujące poziomy pradolinne w Kotlinie Płockiej (R o m a n 1999b). Schyłek plejstocenu zapisał się erozją oraz akumulacją piaszczysto-żwirowych, a następnie piaszczysto-mułkowych aluwiiów w dolinach rzecznych Skrwy i Osetnicy, rozwojem dolin erozyjno-denudacyjnych, akumulacją stożków napływowych, pokryw deluwialnych oraz aktywnością procesów eolicznych prowadzących m.in. do uformowania wydm i pokryw eolicznych.

Geomorfologiczny i litofacjalny zapis procesów geologicznych związanych z okresem stadiału głównego ostatniego zlodowacenia zostanie przedstawiony w dalszej części opracowania.

ZWIĄZKI MIĘDZY BUDOWĄ GEOLOGICZNĄ I DYNAMIKĄ PODŁOŻA A UKSZTAŁTOWANIEM WSPÓLCZESNEJ POWIERZCHNI

Analiza budowy geologicznej i ukształtowania powierzchni podkenozoicznej, podczwartorzędowej w nawiązaniu do rozwoju pokrywy kenozoicznej oraz charakteru rzeźby współczesnej wykazała, że istnieje generalna zbieżność głównych elementów morfologicznych z planem strukturalnym podłoża mezozoicznego (rys. 7, 14, 22). Jest to zarazem pośredni dowód, że źródłem czynników dynamicznych modyfikujących rozwój zdarzeń morfotwórczych w kenozoiku była aktywność podłoża. W poprzednich rozdziałach wskazano na dużą zależność rozwoju trzeciorzędowej pokrywy osadowej od zjawisk tektonicznych. Dotyczy to szczególnie paleogenu. Zwrócono uwagę na związki ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej z kontynuacją tektonicznego rozwoju struktur wysadowych oraz destrukcją ciał solnych, a także od zjawisk mających miejsce w czwartorzędzie, lecz powiązanych z planem strukturalnym podłoża. Wyrażną jest permanencja form liniowych (osie antyklin, linie nieciągłości tektonicznych,

formy dolinne, strefy krawędziowe) oraz zróżnicowanie na dwa morfostrukturalne regiony: obszar wysoczyzn i dolin rzecznych. Tendencja ta utrzymywała się przez znaczną część plejstocenu i ma wyraz we współczesnej rzeźbie. Na obszarach położonych w zasięgu obniżen dolinnych panowały warunki sprzyjające tworzeniu się zastoisk, rozległych sandrów, akumulacji osadów rzeczno-lodowcowych, a podczas interglacjalów rozwijała się tu sieć rzeczna. W budowie obszarów wysoczyznowych dominującą rolę odgrywają gliny lodowcowe, a dla stref krawędziowych i dawnych luków morenowych charakterystyczna jest permanencja zaburzeń glacitektonicznych.

Analiza rozwoju czwartorzędowej pokrywy osadowej pozwala na wyznaczenie głównych okresów nasilenia zjawisk modyfikowanych dynamiką podłoża, przypadających na czas interglacjalu podlaskiego i starszej części zlodowaceń południowopolskich oraz interglacjalu mazowieckiego i początku zlodowaceń środkowopolskich. Okresy te odpowiadają wyróżnionym przez Baraniecką (1975a, 1981) czwartorzędom fazom tektonicznym: kujawskiej i mazowieckiej. Przypuszczalnie nie tylko ruchy neotektoniczne będące przedłużeniem alpejskiej epejrogenety leżały u podstaw rozwoju tych faz, lecz również obciążanie i odciążanie masą lądolodów indukujące ruchy pionowe, które obejmowały fragmenty podłoża wyznaczone przestrzennie przebiegiem wcześniej istniejących dyslokacji (Baraniecka 1975b, 1979b, 1980, 1981; Liszkowski 1975, 1993; Marks 1988; Ber 1999, 2000).

Współczesna rzeźba wykazuje silne związki z paleoreliefem powierzchni podczwartorzędowej (rys. 22). Relacje te są szczególnie zaznaczone w przypadku przebiegu kopalnych form dolinnych (krzywieckiej, gostynińskiej) i układu obecnych dolin rzecznych oraz rynien polodowcowych i ozów. Elewacje podłoża czwartorzędu odzwierciedlają się we współczesnej morfologii jako obszary garbów wysoczyznowych stanowiących lokalne strefy wododziałowe. Sieć rynien polodowcowych omija te strefy, podobnie jak i nie występują tu rozleglejsze powierzchnie sandrowe. Kulminacje w obrębie powierzchni wysoczyznowej położone są na osi wyniesień podłoża związanych z tektoniką solną.

Generalny układ elementów liniowych reliefu współczesnego nawiązuje do głównych kierunków struktur tektonicznych w podłożu podkenozoicznym o przebiegu NW–SE i NE–SW (rys. 7, 22). Wskazuje na to także analiza fotolineamentów i głównych elementów strukturalnych głębokiego podłoża (Doktor i in. 1995; Doktor, Graniczny 1995).

Podsumowując dotychczasowe uwagi należy przyjąć, że tłem dla kształtowania się rzeźby współczesnej były zjawiska tektoniczne modyfikowane w plejstocenie przez kolejne dociążanie i odciążanie lądolodem. To one wpływały na zasięg, charakter i miąższość osadów plejstoceniowych, determinowały przebieg stref erozji, formując w konsekwencji paleomorfologię, a także wpływając na przebieg glacjacji i deglacjacji, występowanie stref zaburzeń glacitektonicznych jak i na zarys strefy marginalnej ostatniego lądolodu. Rola neotektoniki i glaciostazji w kształtowaniu rzeźby plejstoceniowej stopniowo malała, przy wzrastającej roli charakteru rzeźby i litologii bezpośredniego podłoża coraz młodszych lądolodów.

KSZTAŁTOWANIE RZEŻBY W FAZIE GŁÓWNEJ ZŁODOWACENIA WISŁY

TRANSGRESJA OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU

Analizę form i osadów związanych z transgresją łądolodu wisły należy poprzedzić kilkoma uwagami dotyczącymi morfologii i charakteru litologicznego bezpośredniego przedpoła stopniowo zajmowanego przez łądolód. Był to obszar o urozmaiconej rzeźbie (rys. 20), wyraźnie zróżnicowany na wyniesiony do 120–140 m n.p.m. obszar wysoczyzny i obniżenie Kotliny Płockiej (80–70 m n.p.m.). Wysoczyzna, zbudowana głównie z gliny lodowcowej zlodowacenia warty zajmowała zdecydowaną część powierzchni badanego terenu, pokrywając się w głównych zarysach z obszarem współcześnie występujących wysoczyzn. Dominowały dwie elewacje: garb Suchodębia i garb Sierakowa. W okolicy Sierakowa powierzchnię wysoczyzny urozmaicały piaszczysto-żwirowe wzniesienia i pagórki moren martwego lodu, osiągające lokalnie wysokość kilkunastu metrów. W okolicy Suchodębia – w Laniętach i Kołomii – występowały zaś niewielkie zagłębienia, zajęte przez równiny torfowe, a będące śladem poeemskiego pojezierza (rys. 20). Garby wysoczyzny rozdzielało obniżenie pra-Skrwy zajęte przez równinę zastoiskową zbiornika osińskiego. Osady zastoiskowe występowały również na powierzchni obniżenia Kotliny Płockiej, gdzie przykrywały głównie piaszczysto-żwirowe utwory akumulacji wodnej. Dominującym elementem rzeźby było gliniaste zbocze wysoczyzny opadające ku położonemu o około 40 m niżej obniżeniu Kotliny Płockiej. Forma ta była wyraźnie zarysowana w morfologii na zachód od doliny pra-Skrwy, a jej przebieg nawiązywał do kierunku współczesnej krawędzi wysoczyzny, chociaż w stosunku do niej dawne zbocze znajdowało się o około 1 km na południe. Wyjątek stanowił tu odcinek zbocza położony na zachód od miejscowości Kretki, który znajdował się na północ od obecnej krawędzi (rys. 20).

Łądolód transgredował więc na obszar o wyraźnie zróżnicowanej rzeźbie, która wymuszała kierunek potoków lodowych i decydowała o zarysie czoła łądolodu. W pierwszym etapie transgresji łądolód wypełnił obniżenie Kotliny Płockiej posuwając się z NW ku SE, o czym świadczy kierunek występujących tu rynien polodowcowych. Cechy morfologiczne rynien, ich sytuacja geomorfologiczna i geologiczna wskazują, że występujące w rejonie Gostynina rynny należy

zakwalifikować jako powstałe wskutek subglacialnej erozji wód lodowcowych (por. Kozarski 1966/1967; Galon 1983; Niewiarowski 1992, 1995). Warunkiem powstania rynien subglacialnych był rozwój drenażu kanałowego w warunkach podlodowych i powstanie tuneli wód roztopowych typu N – wciętych w podłoże lodowca (Nye 1973 za Piotrowskim J. A. 1999). Rozwojowi systemu kanałów subglacialnych sprzyjała sytuacja geologiczna. Obecność w podłożu łądolodu ilasto-mułkowego „ekranu” ograniczała rozwój i wydajność drenażu rozproszonego, nie będącego w stanie odprowadzić wody roztopowej ze środowiska subglacialnego na przedpole. Wpłynęło to na powstanie bardziej efektywnego systemu drenażu kanałowego (por. Boulton, Hindmarsh 1987; Piotrowski J. A. 1997; Piotrowski J. A., Kraus 1997). Z rozpoznania budowy geologicznej podłoża rynny gostynińskiej wynika, iż kanał subglacialny rozwinął się tu na linii wcześniejszych przepływów wód (rzecznych, proglacialnych), co wyraża się obecnością miększych formacji osadów przepuszczalnych o rozprzestrzenieniu ograniczonym rozmiarami kopalnej doliny (rys. 11). Przy ograniczonej wydajności subglacialnego drenażu rozproszonego, narastanie ilości wód roztopowych w podłożu łądolodu zajmującego obniżenie Gostynina, spowodowało powstanie przepływu kanałowego, a w konsekwencji utworzenie rynny subglacialnej. W rezultacie na przebieg rynien subglacialnych miały wpływ takie czynniki jak rzeźba i litologia bezpośredniego podłoża łądolodu. Zwraca uwagę zmiana kierunku przebiegu rynien występujących na obszarze Kotliny Płockiej (NW–SE) i na terenie wysoczyznowym (NE–SW) (rys. 6). Obszary te rozdziela paleoskłon obniżenia Kotliny Płockiej (rys. 20).

Zaburzenia glacitektoniczne w strefie paleoskłonu obniżenia Kotliny Płockiej

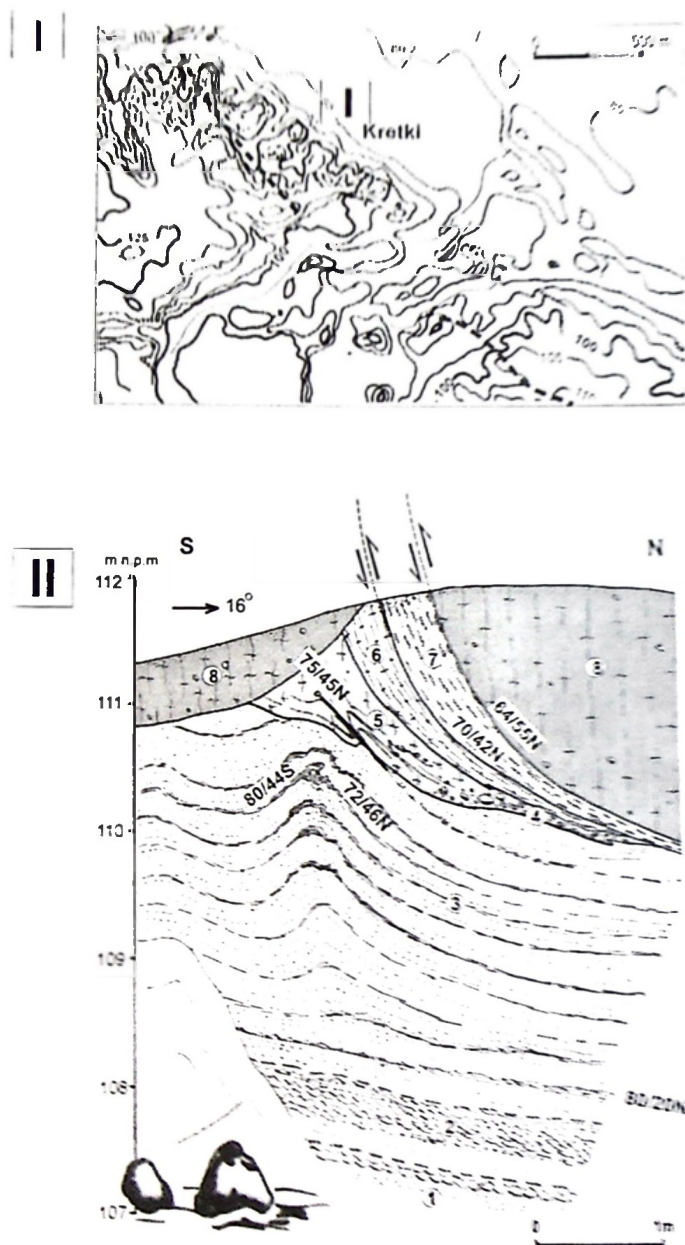
Istotne znaczenie dla rozpatrzenia charakteru transgresji ostatniego łądolodu miały badania w odkrywkach zlokalizowanych w rejonie krawędzi Kotliny Płockiej w Kretkach i Zawadzie Nowej (rys. 23, 24). Obydwa odsłonięcia znajdują się w strefie paleoskłonu wysoczyzny środkowopolskiej ku obniżeniu Kotliny Płockiej (rys. 20). W stanowiskach odsłaniają się osady zaburzone glacitektonicznie. Struktury zaburzeń glacitektonicznych nie mają wyrazu we współczesnej morfologii, natomiast ich występowanie jest ściśle powiązane z paleoreliefem.

Odsłonięcie w **Kretkach** (rys. 23) zlokalizowane jest w górnej części stoku wysoczyzny, który osiąga tu wysokość około 25 m, przy nachyleniu 10°. Powierzchnię wysoczyzny buduje glina lodowcowa, przy czym jej miąższość jest wyraźnie zredukowana w strefie przykrawędziowej. Na stoku, spod gliny odsłaniają się osady piaszczysto-mułkowe, a lokalnie także zalegające niżej glacyfluwialne piaski ze żwirem. Badania przeprowadzono w zachodniej ścianie piaskowni w Kretkach, mającej wysokość 4 m. Główną część odsłaniających się tu utworów stanowią drobnoziarniste piaski i piaski mułkowate laminowane horyzontalnie (*S/h*) lub riplemarkowo (*SFr*) – kompleks **KI** (rys. 23). W górę profilu

wzrasta udział lamin mulkowych, które wyróżniają się ponadto ciemniejszą barwą, na tle jasnożółtych piasków. Osady piaszczysto-mulkowe cechuje pewna cykliczność sedymentacji wyrażona powtarzalnością asocjacji *Sh*→*SFr*(*Fh*) o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Miąższość utworów jednego cyklu waha się od 0,7 do 0,15 m i maleje ku górze. Cykliczne fluktuacje intensywności przepływu manifestowały się zmiennością: piaszczyste górze płaskie dno (*Sh*) przechodzące w litofacje *Sr* utworzone w warunkach słabego przepływu rytmicznego, a następnie w spokojną sedymentację zawieszinową (*Fh*). Takie warunki mogą cechować brzeżną część niskoenergetycznego koryta (Zieliński, Brodziko wski 1992). Zważywszy, że analizowane serie osadów leżą w ciągłości sedymentacyjnej z różnoziarnistymi piaskami ze żwirem (dane z sondy), oraz obocznie przechodzą w osady piaszczyste ze żwirem można przyjąć, że ich depozycja miała miejsce w przybrzeżnych strefach koryta piaskodennej roztocki. Osady kompleksu **K1** są zaburzone glacitektonicznie, przy czym ich dolna partia została jedynie pochylona i zapada ku północy pod kątem 20°, zaś górna część o miąższości ok. 2,5 m uległa silniejszym deformacjom fałdowym (rys. 23). Wyróżniającą się strukturą jest tu antyklinalny, symetryczny fałd stojący o stopniowo wygasającej w głąb amplitudzie zaburzeń warstw. Płaszczyzna osiowa fałdu ma przebieg WSW–ENE i jest prawie pionowa (rys. 23 – V). Oś fałdu zapada ku WSW pod kątem 8°. W strefie przegubu antykliny występują podrzędne zafaldowania w obrębie warstw mulkowych. Klinencja (wyrażona przez asymetrię) fałdków w obu skrzydłach antykliny skierowana jest generalnie ku przegubom warstw dużej struktury fałdowej. Są to fałdki ciągnięte towarzyszące fałdom ze zginania, a powstałe na granicy ośrodków o różnej podatności na odkształcenia (Jaroszewski 1980).

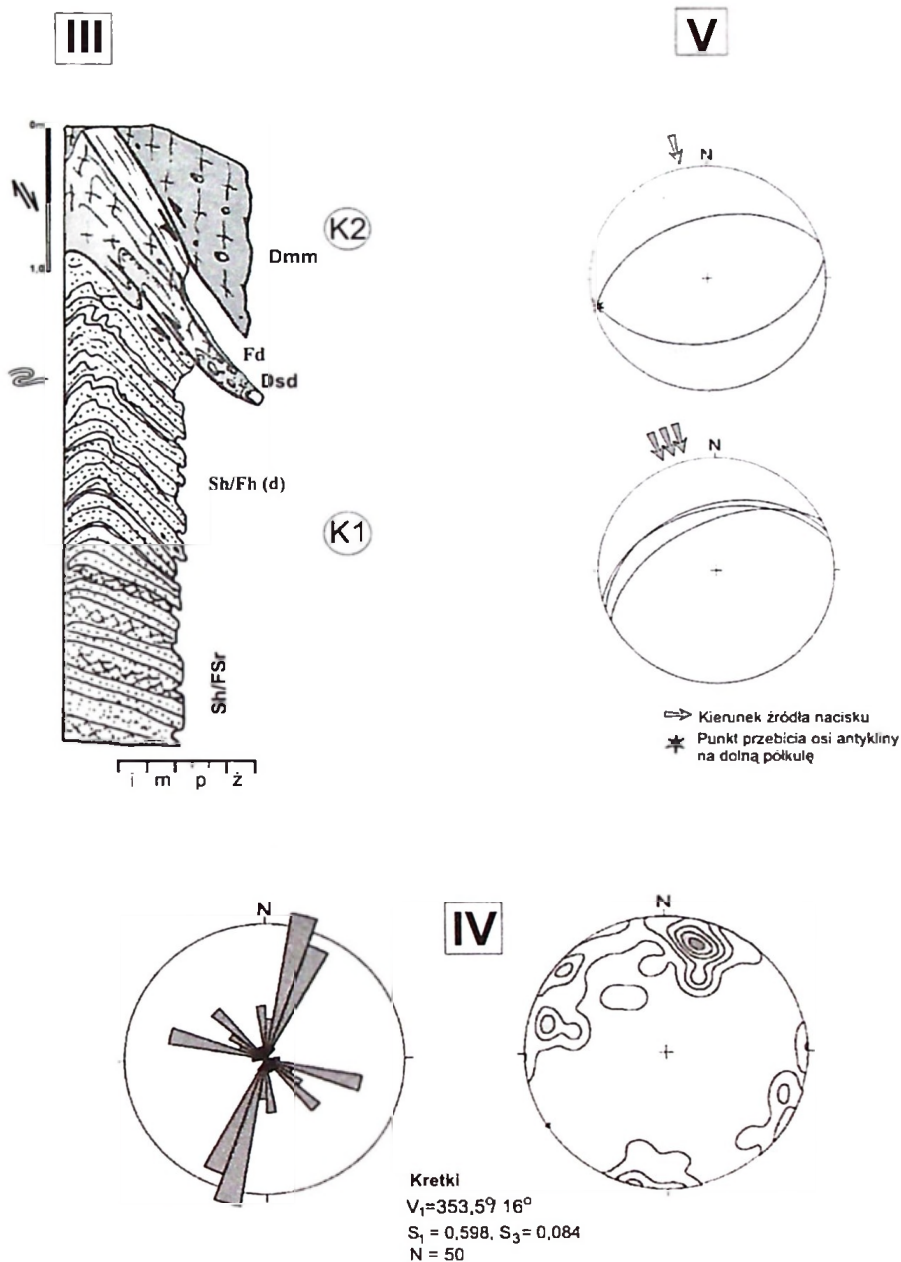
Osady kompleksu **K1** są ścięte i przykryte warstwą diamiktonu (kompleks **K2**) o zróżnicowanej strukturze i miąższości (0,5–2,5 m). W dolnej części kompleksu **K2** występują wyniesione wzdłuż powierzchni ścięte warstwy stratyfikowanego, lokalnie żwirowego diamiktonu o zdeformowanej strukturze (*Dsd*, *DGm*) oraz warstwy mulku (*Fd*) o laminach ułożonych współkształtnie do powierzchni przemieszczeń glacitektonicznych (rys. 23). W warstwie diamiktonu biorącego udział w zaburzeniach, występują podrzędne deformacje w postaci drobnych powierzchni ścięć, rozwiniętych na kontakcie z osadami drobnoziarnistymi kompleksu **K1**, a także „włeczeniowych” struktur fałdowych, rozciągniętych zgodnie z przebiegiem głównych płaszczyzn nasunięć. Górną część kompleksu **K2** stanowi masywny, czerwono-brązowy diamikton z glazami (*Dmm*), który poza strefą zaburzeń buduje gliniastą powierzchnię wysoczyzny.

Zaburzenia ciągle (fałdy ze zginania) stwierdzone w osadach piaszczysto-mulkowych kompleksu **K1** wykazują ścisły związek ze strukturami nasunięć w kompleksie **K2**. Zależność ta wyraża się poprzez zbieżność usytuowania stref największych zaburzeń w osadach obydwu kompleksów, ale przede wszystkim w zgodności przebiegu płaszczyzn ścięcia na granicy kompleksów **K1** i **K2** (75/45N) oraz nasunięć (70/42N, 64/55N) z biegiem płaszczyzny osiowej fałdu



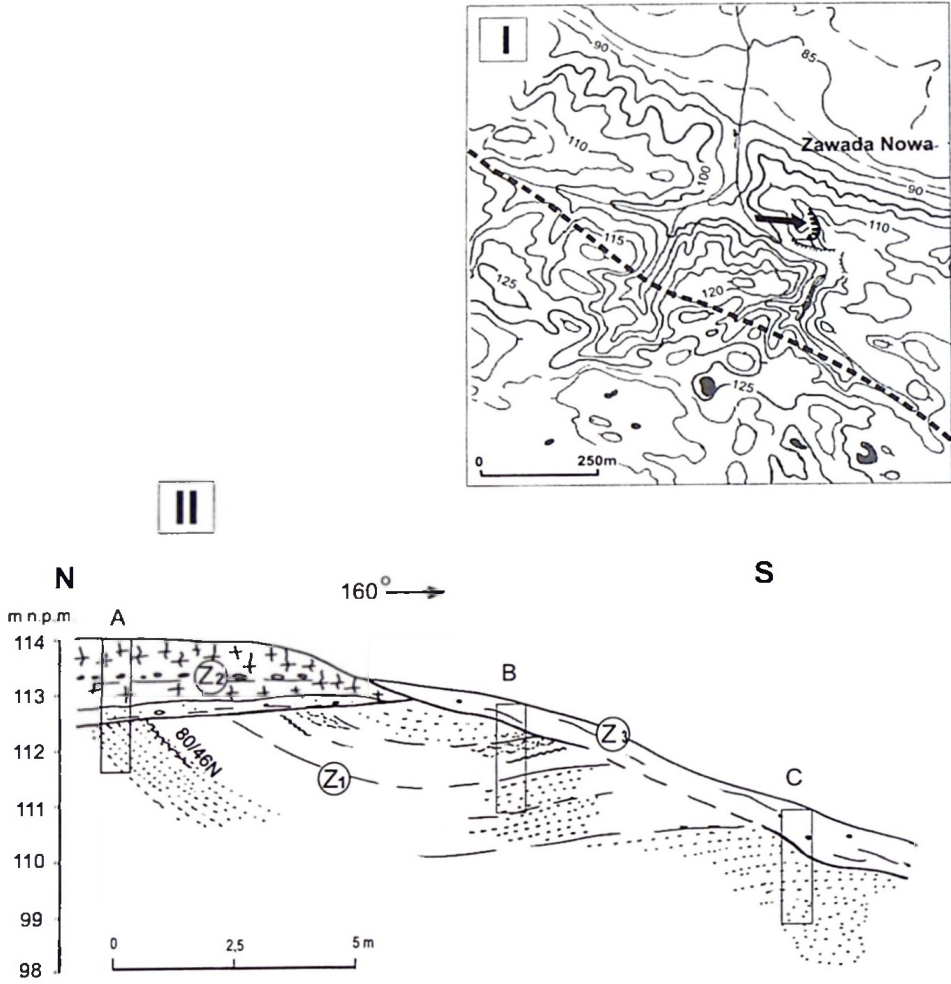
Rys. 23 Krotki. Zaburzenia glicitektoniczne w strefie paleoskłonu obniżenia Kotliny Płockiej

I – sytuacja morfologiczna odsłonięcia, grubą linią przerywaną oznaczono przebieg paleoskłonu; strzałki lokalizują odsłonięcia; II – szereg zachodniej strony odsłonięcia: 1 – piasek drobnoziarnisty laminowany horyzontalnie, żółty; 2 – piasek pylisty z rzadką laminacją rylemnikową; 3 – piasek drobnoziarnisty laminowany horyzontalnie z przewarstwieniami jasnobłękitnego laminowanego mułku, zaburzony; 4 – żwir drobnokłonowy, błękitny; 5 – diamkton ze strukturami doformacyjnymi, brązowy; 6 – mułki laminowane, zaburzone, jasnobłękitny; 7 – piasek mułkowy laminowany, zaburzony, jasnobłękitny; 8 – diamkton masywny, czerwono-brązowy, wapiasty; III – profil litofacialny; IV – orientacja klastów w dolnej partii masywnej gliny łódzowej (*Dłm*); V – rekonstrukcja kierunku głównego źródła nacisku glicitektonicznego na podstawie a – przebiegu osi antykliny, b – powierzchni ścięcia i nasunięć; projekcja na dolną połkulę



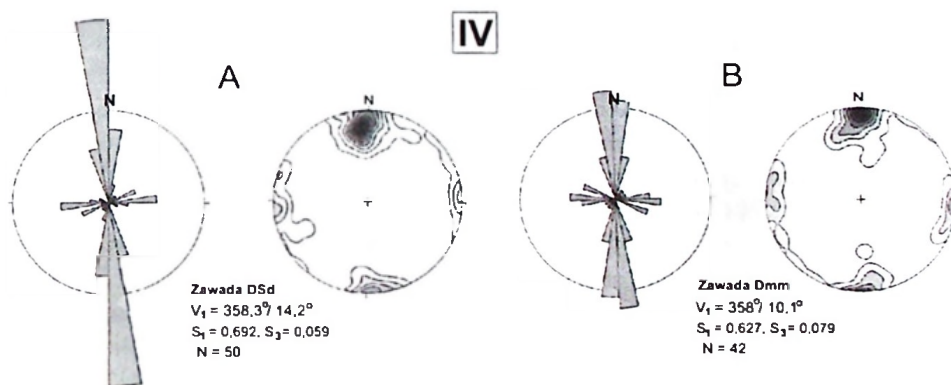
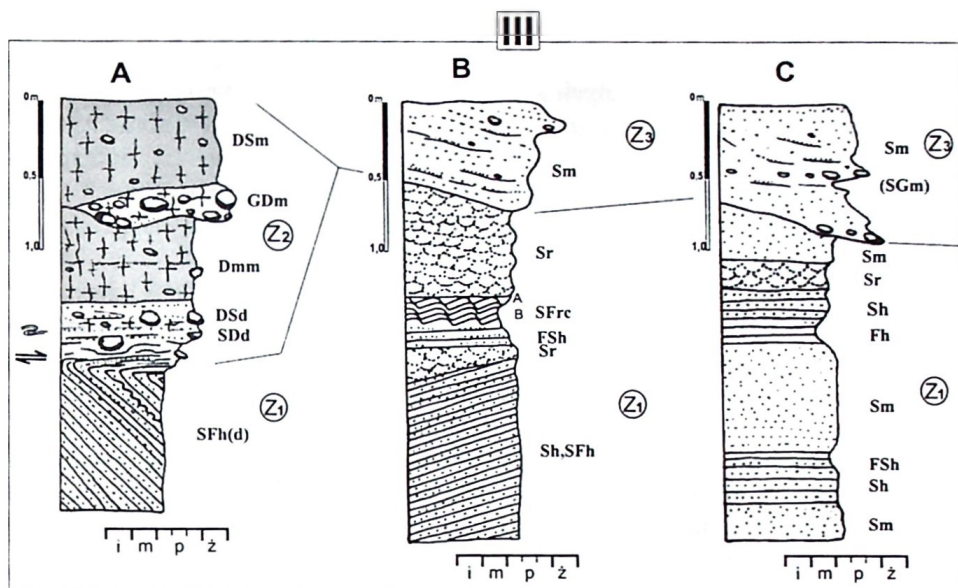
Glaciotectonic deformations in the palaeoslope zone of the Płock Basin's depression

I – morphological situation of the exposure, a bold broken line indicates the palaeoslope orientation, an arrow points to the exposure location; II – sketch of the western wall of the exposure: 1 – yellow, horizontally laminated fine sand, 2 – dusty sand of ripple cross-lamination, 3 – deformed, horizontally laminated fine sand with layers of light brown laminated silt, 4 – brown diamicton gravel, 5 – brown diamicton with deformation structures, 6 – light brown, deformed, laminated silt, 7 – light brown, deformed, laminated silty sand, 8 – red and brown, massive calcareous diamicton; III – lithofacies log; IV – preferred orientation of clasts in the lower part of massive diamicton (*Dmm*); V – direction of the main source of glaciotectonic pressure reconstructed on the basis of: a – orientation of the anticline axis, b – shear and overlap planes; projection in the lower hemisphere



Rys. 24. Zawada Nowa. Struktury glaciektoneczne kontaktu lodowego

I – sytuacja morfologiczna odsłonięcia, linią przerywaną oznaczono przebieg palcosłklonu wysoczyzny środkowopolskiej, sztyrką lokalizację odsłonięcia, II – szkic wschodniej ściany odsłonięcia z lokalizacją profili litofacialnych; III – profile litofacialne; IV – orientacja klastów: A – w glinie deformacyjnej (*SDd*), B – w maszynnej glinie lodowcowej (*Dmm*)



Ice contact glaciotectionic structures

I – morphological situation of the exposure, a broken line indicates the paleoslope orientation, an arrow points to the exposure location; II – sketch of the eastern wall of the exposure and the location of lithofacies logs; III – lithofacies logs; IV – preferred orientation of clasts: A – in the deformed diamicton (*SDd*), B – in the massive diamicton (*Dmm*)

(77/87S, rys. 23 – V), a kierunku ich nachylenia z kierunkiem zapadania warstw w dolnej partii osadów piaszczysto-mułkowych. Na podstawie przeprowadzonych pomiarów elementów strukturalnych, w myśl przyjętych założeń, że rozciągłość zaburzeń glacictektonicznych jest zgodna z przebiegiem krawędzi lądolodu, a ich wergencja z kierunkiem transgresji (R o t n i c k i 1974, 1976) oraz zgodnie z zasadami interpretacji mechanicznej uskoków (J a r o s z e w s k i 1980), dokonano próby odtworzenia głównego kierunku nacisku lądolodu (rys. 23 – V). Uzyskane wyniki świadczą o oddziaływaniu nacisków subhoryzontalnych w zakresie azymutów 334–345° z N ku S.

Pomiary dłuższych osi klastów w masywnym diamiktonie (*Dmm*) wykazały średnio uporządkowany układ *fabric* ($S_1 = 0,598$) z dominującym kierunkiem NNE–SSW w przedziale azymutów 10–25° i podrzędnym WNW–ESE (100–130°). Wektor wypadkowy V_1 wynosi 353,5°, a średnie nachylenie klastów jest wyjątkowo wysokie (16°). Dość znaczny udział klastów zorientowanych poprzecznie do kierunku wypadkowego charakteryzującego kierunek nasuwania lądolodu, może wynikać z obecności przeszkód topograficznych na przedpolu transgredującego lądolodu (O l s z e w s k i , S z u p r y c z y ń s k i 1985).

Odsłonięcie w **Zawadzie Nowej** znajduje się na wysokości około 115 m n.p.m., w górnej części ostrogi wydzielonej w krawędzi wysoczyzny doliną denudacyjną (rys. 24). Głębokość wcięcia doliny wynosi tu do 10 metrów, w związku z czym na jej stokach odsłaniają się spod gliny lodowcowej osady piaszczyste. W dolnej części ściany wyrobiska o wysokości 6 m, w intersekcji NNW–SSE, występują drobnoziarniste piaski o strukturze masywnej (*S_m*) oraz piaski drobnoziarniste i mułkowate o laminacji horyzontalnej (*Sh*, *FSh*) lub riplemarkowej (*Sr*, *FSrc*) (kompleks **Z1**, rys. 24). Litofacje *Sh* są zapisem sedimentacji rytmicznej, co wyraża się powtarzalnością zespołu grubszej laminy drobnopiaszczystej (1–2 cm) i cieńszej (0,5 cm) laminy mułkowej o zdecydowanie ciemniejszej barwie. Depozycja kompleksu **Z1** miała miejsce w płytkim zbiorniku o niskoenergetycznym, cyklicznym przepływie laminarnym (*Sh*, *FSh*) lub prądowym (*SFrc*, *Sr*), być może w środowisku analogicznym jak w przypadku sedimentacji drobnoziarnistych osadów w Kretkach. Utwory kompleksu **Z1** są zaburzone glacictektonicznie w postaci szerokopromiennego, pseudosynklinalnego ugięcia, tak że w południowej części struktury warstwy leżą poziomo (w pierwotnej pozycji sedimentacyjnej), natomiast w jej północnej części uległy one podgięciu do 46° (rys. 24). Biegi podniesionych warstw są zbliżone do kierunku równoleżnikowego (80°), a upady skierowane są ku południowi.

W górnej partii odsłonięcia w **Zawadzie** znajduje się kompleks osadów lodowcowych (**Z2**) o miąższości do 1,5 m, zbudowany z warstw diamiktonu o zróżnicowanych cechach litofacjalnych (rys. 24). Kontakt z zaburzonymi utworami kompleksu **Z1** jest ostry, podkreślony obecnością struktur glacidynamicznych. Od powierzchni występuje masywny, piaszczysty diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym i niewielkiej ilości otoczków (*DSm*). Podściela go warstwa diamiktonu zwirowego (*GDM*) o ograniczonym zasięgu lateralnym i miąższości do 0,3 m, a niżej zalega ciągła, kilkudziesięciocentymetrowa war-

stwa ilastej, masywnej gliny o czerwono-brunatnej barwie (*Dmm*). W spągu kompleksu **Z2** rozpoznano piaszczysty diamikton o strukturze deformacyjnej (*SDd*), zbudowany w zasadzie z „rozsmarowanych” pakietów osadów inkorporowanych z podłoża i warstw diamiktonu wytapianych oddolnie z lądolodu. Charakterystyczne jest tu zagięcie i rozwleczenie ku południowi lamin piaszczysto-mułkowych podścielającego kompleksu **Z1**. Udział warstw bardziej ilastych jak i zawartość materiału grubookruchowego wzrasta ku górze. Przejścia pomiędzy warstwami są niewyraźne. Pierwotne struktury sedymentacyjne piasków stopniowo uległy całkowitemu zatarciu w wyniku glacymlonityzacji (K o z a r s k i , K a s p r z a k 1992). Pomiary dłuższych osi klastów w piaszczystym diamiktonie deformacyjnym wykazały ich wybitne ukierunkowanie ($S_1 = 0,692$) w przedziale azymutów $350\text{--}360^\circ$ przy wektorze wypadkowym $V_1 = 358,3^\circ$ i znacznym średnim nachyleniu klastów $14,2^\circ$ (rys. 24).

Cechy strukturalne i teksturalne analizowanego diamiktonu (litofacji *SDd*) są diagnostyczne dla osadu powstałego subglacialnie w czasie transgresji lodowca, w strefie dynamicznego kontaktu z osadami podłoża podlegającymi intensywnej deformacji. Osad ten jest genetycznie związany z depozycją gliny bazalnej typu *lodgement*. Nosi cechy zarówno egzaracji i glacydynamicznego zaburzania osadów (glacymlonit), jak i depozycji subglacialnej zaznaczonej głównie zgodnym ukierunkowaniem klastów (K a c z m a r e k 1992; B o u l t o n 1996). Analizowany diamikton odpowiada facji deformacyjnej gliny bazalnej, stanowiąc ogniwo przejściowe do całkowicie przeobrażonej homogenicznej gliny *lodgement* (H a r t , B o u l t o n 1991), którą w odsłonięciu w Zawadzie Nowej reprezentuje ilasty diamikton (*Dmm*) (rys. 24 – IIIA). Także i w tej warstwie gliny można przyjąć (nie udało się wykonać wymaganych metodycznie 50 pomiarów) wyraźne ($S_1 = 0,627$), południkowe ukierunkowanie klastów o wektorze wypadkowym $V_1 = 358^\circ$. Średnie nachylenie klastów wynosiło ok. 10° i miało głównie charakter dolodowy (rys. 24 – IVB). Wyżej zalegające warstwy gliny (rys. 24 – IIIA) to efekt wytapiania materiału z lodu lodowcowego (*DSm*) przy lokalnym rozmywaniu deponowanego osadu przez wody pochodzące z ablacji (*GDM*).

Utwory kompleksu **Z3** występują tylko na stoku i u jego podnóża. Miąższość osadów rośnie konsekwentnie z nachyleniem stoku, a nieregularne warstwowanie w obrębie zróżnicowanych litologicznie piasków z domieszką żwiru, bądź pyłu jest współkształtne do skłonu. Powyższe cechy dobrze charakteryzują osady deluwialne (S t o c h l a k 1978, 1996).

Zaobserwowane w Kretkach i Zawadzie Nowej zaburzenia glacitektoniczne to zarówno deformacje kompresyjne (fałdy, nasunięcia) powstałe przed czołem transgredującego lodowca (*proglacial glaciotectionic deformations*), jak i deformacje utworzone pod stopą poruszającego się lądolodu (*subglacial glaciotectionic deformations*), głównie w wyniku tensji (warstwa glacymlonitu) (H a r t , B o u l t o n 1991). Zwraca uwagę zgodność kierunków strukturalnych zaburzeń glacitektonicznych w obu stanowiskach. Z analizy tych struktur wynika, że główny kierunek nacisku działał w płaszczyźnie zbliżonej do poziomu i miał miejsce z N/NNW ku S/SSE. Na taki zwrot działania siły wskazują też drobniejsze struktury

ry glacideformacyjne w spągowej partii gliny w Zawadzie Nowej. Kierunek ruchu lądolodu określony na podstawie orientacji *fabric* w glinach lodowcowych jest niemal identyczny z głównym kierunkiem działania sił glacitektonicznych w przypadku Zawady Nowej, a różny o około 25° w Kretkach. Rozbieżność ta w drugim przypadku wynikać może z faktu, iż masywny diamikton badany w Kretkach jest osadem górnych strumieni lodowych, które nasuwały się na obszar wysoczyzny już po wypełnieniu lodem obniżenia w miejscu obecnej Kotliny Płockiej, natomiast struktury glacitektoniczne powstały w wyniku naporu lądolodu podczas zajmowania tego obniżenia. Powstaniu deformacji glacitektonicznych w Kretkach i Zawadzie Nowej sprzyjała sytuacja paleomorfologiczna – obecność paleoskłonu, ale także zmiana charakteru litologicznego osadów, na które nasuwał się lądolód (por. m.in. B r o d z i k o w s k i 1987; J a r o s z e w s k i 1991). Na uwagę zasługuje brak w glinach bazalnych wtórnych struktur spękaniaowych w postaci sieci uskoków komplementarnych, wskazujących na ich związek z kierunkiem nasuwającego się lądolodu. Zdaniem L i s z k o w s k i e g o (1996) taka sytuacja jest powszechna w przypadku vistuliańskich glin bazalnych środkowej Wielkopolski, związana z niezbyt dużą miąższością lądolodu i znaczną prędkością jego ruchu wynikających z „ciepłego” reżimu termicznego. Za niewielką miąższością lądolodu przemawia ograniczony do paru metrów zasięg wgłębny zaobserwowanych w Kretkach i Zawadzie Nowej zaburzeń glacitektonicznych oraz niewielka miąższość gliny lodowcowej. Również charakter glin bazalnych świadczy o miękkim sposobie ich odkładania przy znacznym nasyceniu wodą ośrodka depozycji (i deformacji) (por. R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1998, 2001). By w subsródownisku podlodowym powstały linearne struktury deformacyjne (jak w Zawadzie Nowej) świadczące o ruchu lądolodu, składowa pozioma (dynamiczna) naprężeń musiała przeważać nad składową pionową (statyczną) wynikającą z nacisku masy lodu. Takiemu układowi sprzyjała sytuacja, kiedy ruch lądolodu był szybki przy stosunkowo małej jego miąższości (B r o d z i k o w s k i 1987).

W podsumowaniu powyższych rozważań należy przyjąć, iż struktury glacitektoniczne w Kretkach i Zawadzie Nowej powstały w okresie transgresji lądolodu o niewielkiej miąższości, nasuwającego się z północy ku południowi zgodnie z podnoszeniem się paleoskłonu wysoczyzny środkowopolskiej.

Strefa czołowomorenowa pagórków szewskich

Pagórki szewskie rozciągają się w północno-zachodniej części analizowanego obszaru strefą o szerokości około 3 km biegnącą przez Szewo, Babią Górę, Dziankowo, Gulewo po Piotrów (rys. 2, 5). Stanowią one wschodni fragment Pagórków Chodeckich (B a r t k o w s k i i in. 1968). Ten wyróżniający się pod względem wysokości, morfologii jak i powierzchniowej budowy geologicznej pas pagórków, nawiązujący swym przebiegiem do kształtu krawędzi lodowej, uznawany był za ciąg moren recesyjnych wyznaczających zasięg lądolodu fazy

poznąńskiej (Galon 1957, 1961, 1967; Galon, Roszkówna 1961, 1967). Wzniesienia w okolicy Chodcza już znacznie wcześniej były włączane w ciągi czołowomorenowe przez Samsonowicza (1922) i Kuźniara (1926).

Domostawska-Baraniecka (1965) uznaje Pagórki Chodeckie i obszar leżący w rejonie Szewa za tzw. „strefę główną zasięgu czoła łądolodu północnopolskiego”, którą uważa za odpowiednik moreny czołowej *sensu stricto*. W następnych latach, ta sama autorka stwierdza, że część form występujących w obrębie falistej wysoczyzny w okolicy Unisławic i Szewa zbudowana jest z utworów piaszczysto-żwirowych z wtrąceniami gliniastych piasków z głazami na powierzchni i klasyfikuje je jako pagórki akumulacji wodnolodowcowej lub wyróżnia jako kemy dodając znak zapytania (Baraniecka 1991, 1993). Również autorka niniejszej pracy pozostała przy takiej otwartej interpretacji morfogenetycznej wyniesień w okolicy Babiej Góry i Gulewa, stanowiących wschodnią część pagórków szewskich (Romań 1999b). Trudności w klasyfikacji genetycznej tych form wynikały z braku odsłonień w ich obrębie oraz rozpoznania ich budowy jedynie płytkimi sondami ręcznymi. Dla lepszego zbadania budowy wewnętrznej omawianych form, w roku 1999 wykonano 28 sond mechanicznych o głębokości 3–14 m wzdłuż dwóch linii przekrojów w okolicy Babiej Góry oraz Piotrowa (rys. 25). W rejonie Babiej Góry (rys. 25) pagórkowatą rzeźbę tworzą od powierzchni piaszczyste osady ze żwirem i pojedynczymi głazami o miąższości do 4,5 m. Poniżej zalega ciągła warstwa czerwono-brązowej, wapnistej gliny lodowcowej o cechach makroskopowych analogicznych do glin budujących wysoczyznę. Miąższość gliny waha się w granicach 1,5–2,5 m w strefie kulminacyjnej pasa wzniesień i wzrasta do około 10 m ku północy i południowi. W osi wyniesionej strefy, pod cienką warstwą gliny, występują zróżnicowane litologicznie osady glacialne: piaski, drobne żwiry, piaski ze żwirem i wkładkami mulków, a także grube żwiry z głazami i wkładkami piaszczysto-żwirowego diamiktonu. Właśnie obecność miąższych (od 1,2 do co najmniej 3,5 m) warstw słabo wysortowanych, a nierzadko diamiktonowych grubych żwirów z głazami o średnicy do 0,3 m, jest specyficzna dla strefy pagórków szewskich. Zdaniem Zielińskiego (2000) tego typu osady są na tyle charakterystyczne dla środowiska glacialnego (terminoglacjalnego), że mogą być uznawane za wskaźnikowe, nawet jeżeli występują w stanie kopalnym i rozpoznane są tylko wierceniami. Ich geneza związana jest głównie z grawitacyjnym przemieszczaniem się materiału supraglacjalnego i składaniem go w strefie bezpośrednio przyległej do czoła łądolodu. Poniżej osadów glacialnych zalega twardeplastyczna, zwięzła szara glina lodowcowa ze zlodowacenia warty (rys. 25).

Do badań litologiczno-strukturalnych dostępny był pagórek w **Piotrowie** (rys. 25, 26), zachowany fragmentarycznie ze względu na prowadzoną w okresie powojennym intensywną eksploatację żwirów i piasków. Jeszcze w latach trzydziestych ubiegłego wieku w miejscu wyrobiska istniało okazałe wzniesienie, na którym zlokalizowany był wiatrak. Obecnie ściany żwirowni o wysokości do 8 m są

Rys. 25. Przekroje geologiczne C-D, E-F przez strefę pagórków szwskich w rejonie Babiej Góry oraz Piotrowa

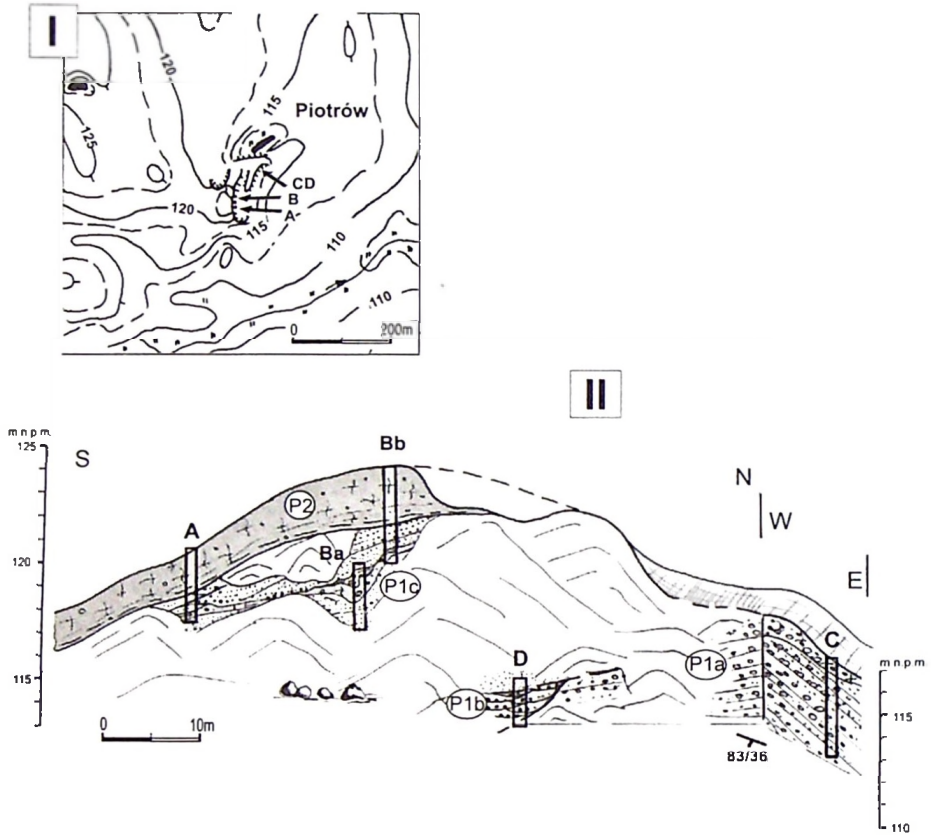
złodowacenie warty: 1 – glina lodowcowa, szara; złodowacenie wisły: 2 – ły i mulki glacialimiczne, 3 – piaski glacialiwalne lokalnie zaburzone, 4 – żwir; piaski z glazami i wkładkami glin sphyrowych i mulkow stozkow glaciomarginalnych, 5 – piaski ze żwirtem glacialiwalne, 6 – glina lodowcowa, czerwono-brązowa, 7 – piaski glacialiwalne, 8 – piaski ze żwirtem i pojedynczymi glazami kamów, 9 – piaski rzeczno-lodowcowe poziomów pradolinnych; holocen: 10 – piaski, piaski mulkowane deliwalne, 11 – piaski i namuly rzeczne, 12 – piaski humusowe i namuly torfiste zagłębieni lezodphywowych

Geologic cross-sections C-D, E-F of the Szewo hillocks near Babia Góra and Piotrow

Wardian Glaciation: 1 – grey till; Vistulian Glaciation: 2 – glaciolimic clays and silts, 3 – glacioluvial sands, locally deformed ones, 4 – gravels, sands with boulders and inserts of flow tills and of silts of glacioluvial fans, 5 – glacioluvial sands with gravel, 6 – red and brown till, 7 – glacioluvial sands, 8 – sand with gravel and individual boulders of kames, 9 – fluvial and glacioluvial sands of pradolina levels; Holocene: 10 – deluvial sands and silty sands, 11 – sands and muds, 12 – humus sands and peaty muds of closet depressions



zakryte przez osypiska i częściowo zarośnięte. Badaniom dostępne były jedynie górne partie zachodniej ściany odsłonięcia oraz fragmenty północno-wschodniej ściany w miejscach wybiórczo prowadzonej eksploatacji żwirów. Obraz budowy wewnętrznej formy uzupełniono poprzez wykonanie wkopów i sond (rys. 25, 26). W północno-wschodniej części odkrywki w Piotrowie odsłania się ławica grubych, diamiktonowych żwirów z otoczkami o średnicy do 0,2 m o słabo zaznaczonym warstwowaniu nachylonym skrajnie wielkiej skali (*GDi*), które ujęto w podkompleks **P1a** (rys. 26 – profil C). Warstwy nachylają się ku południowi pod kątem 36°. W spągu poszczególnych warstw występuje materiał diamiktyczny, przy czym stopień przemycia i segregacji materiału wzrasta każdorazowo ku stropowi warstwy. Stwierdzona miąższość litfacji *GDi* wynosi ponad 4 m. Tego typu litofacje mają duże znaczenie interpretacyjne dla odtwarzania środowiska sedymentacji (Zieliński 2000; Krzyszkowski, Zieliński 2002). Ich akumulacja zachodziła w subsródownisku glacialmarginalnym poprzez nagłe „zamrażanie” spływów o charakterze ziarnowym (*noncohesive debris flow, grain flow*) (Eyles i in. 1983). W redepozycji materiału supraglacialnego dużą rolę odgrywała woda, przy czym oprócz upłynnienia masy diamiktonu następowała jego wstępna selekcja i odprowadzenie części spławialnych. Jest to najbardziej przyłodowy osad subsródowniska glacialmarginalnego, charakterystyczny dla moren czołowych akumulacyjnych (Zieliński 2000; Krzyszkowski 2002; Krzyszkowski, Zieliński 2002). Zdaniem Zielińskiego (2000) tego typu osad można uznać za odpowiednik allochtonicznych glin spływowych w rozumieniu Kasprzaka i Kozarskiego (1984). W stropie litofacji *GDi* występuje warstwa żwirowego diamiktonu o zwartym szkielecie ziarnowym (*DGm*), lecz ze względu na przypowierzchniowe położenie i niezbyt dużą miąższość tej litofacji, a także z uwagi na znaczne przeobrażenia antropogeniczne terenu odkrywki, należało uznać ten osad za nasypowy. Powyżej podkompleksu **P1a** występują średnioziarniste żwiry i żwiry piaszczyste o przekątnym warstwowaniu rynnowym średniej skali (*Gt*) (rys. 26 – profil D). Grubość poszczególnych jednostek sedymentacyjnych wzrasta ku górze profilu od 0,2 do 0,6 m. Jednorodny zespół litofacji *Gt* podkompleksu **P1b** tworzy wydłużony, kanałowy litosom o szerokości co najmniej kilkunastu metrów. Osady te deponowane były w subsródownisku korytowym rzeki roztokowej w wyniku przemieszczania w dnie koryta krętych, żwirowo-piaszczystych megariplemarków o wysokościach do 0,6 m. Warunkiem ich powstania była znaczna głębokość i intensywność przepływu (Zieliński 1993, 1998). Żwirowe osady koryta (*Gt*) przechodzą w zespoły masywnych litofacji piaszczystych (*Sm*) związanych z niższym stanem wód o mniejszej intensywności przepływu. W zachodniej części żwirowni w Piotrowie występuje zespół zróżnicowanych litologicznie osadów tworzących podkompleks **P1c** (rys. 26 – profile: A, Ba, Bb). Są to głównie różnoziarniste piaski ze żwirem o strukturze masywnej (*Sm*) lub o słabo wyrażonym warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*), zaś sporadycznie pojawiają się litofacje piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu nachylonym (*SGi*). Osady są słabo wysortowane, a w poszczególnych ławicach lub drobnych zestawach ławic zaznacza się normalne warstwo-

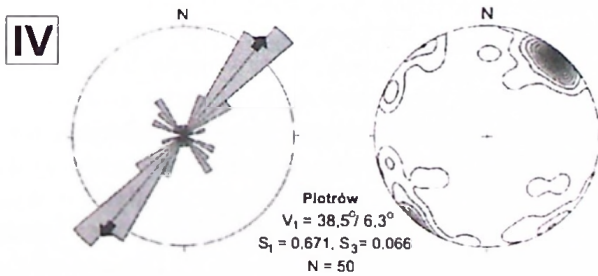
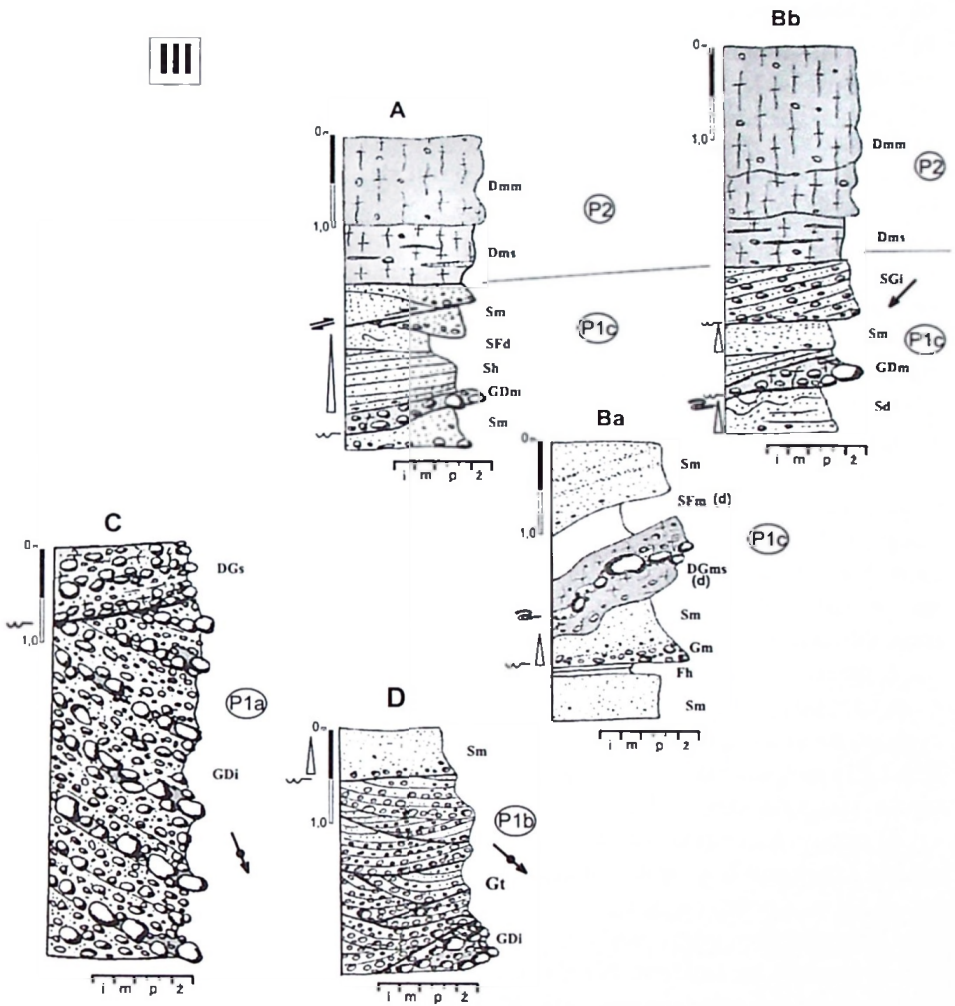


Rys. 26. Piotrow. Osady kopalnego stożka glaciomarginalnego

I – sytuacja morfologiczna odsłonięcia z lokalizacją profili litofacjalnych; II – szkic zachodniej ściany odsłonięcia; III – profile litofacjalne; IV – orientacja klastów w dolnej części gliny lodowcowej (*Dms*)

Sediments of a fossil glaciomarginal fan

I – morphological situation of the exposure and location of lithofacies logs; II – sketch of the western wall of the exposure; III – lithofacies logs, IV – clast fabric in the lower part of massive diamicton (*Dms*)



wanie frakcjonalne, często kończące się warstwą masywnego piaszczystego mulku (*SFm*). Charakterystyczne dla podkompleksu **PIc** jest pojawianie się w obrębie osadów piaszczystych nieregularnych warstw lub soczew żwirowych diamiktonów bądź diamiktonowych żwirów (*DGms*, *GDm*). Utwory diamiktonowe zalegają niezgodnie na podścielających je osadach, a nawet lokalnie je zaburzają (rys. 26 – profil Bb). Spotykane są też sytuacje, w których litofacje diamiktonowe są zaburzone wraz z pokrywającą je warstwą osadów piaszczysto-mułkowych w formie fałdów spływowych (rys. 26 – profil Ba). Osady diamiktonowe składane były na skłonie stożka glaciomarginalnego w wyniku „zamrożenia” spływów grawitacyjnych materiału supraglacialnego. W tym przypadku udział wody ograniczał się do upłynnienia materiału supraglacialnego i częściowego jego przemycia lecz bez segregacji i utworzenia struktur prądowych. Tego typu spływy (*debris flow*, *cohesive debris flow*) oraz odpowiadające im litofacje są powszechne i charakterystyczne dla strefy kontaktu lodowego (L a w s o n 1989; Z i e l i ń s k i 1992b, 2000; Z i e l i ń s k i, V a n L o o n 1996). Depozycja lawic piaszczystych podkompleksu **PIc** następowała w warunkach górnego płaskiego dna z cyklicznych zalewów warstwowych (znaczna rozciągłość lawic przy ich niewielkiej miąższości, brak struktur prądowych, słabo wyrażona cykliczność poprzez normalną gradację ziarna) przy znacznej stromości powierzchni akumulacyjnej (nachylenie lawic, litofacje *SGI*). Kierunek nachylenia lawic oraz wergencja lokalnie wyodrębniających się w osadach diamiktonowych fałdów spływowych wskazują, że transport materiału budującego podkompleks **PIc** odbywał się z północy ku południowi.

Z przeprowadzonych badań osadów trójdzielnego kompleksu **PI** wynika, że kompleks ten powstał w subsródownisku glaciomarginalnym, a depozycja składających się na niego osadów związana była z akumulacją nasady stożka (podkompleks **PIa** i **PIc**) lokalnie poprzerwanego przez kanały dystrybucyjne odpływu wód roztopowych (podkompleks **PIb**).

W przypowierzchniowej partii zachodniej ściany żwirowni w Piotrowie odsłania się czerwono-brązowa, wapnista glina lodowcowa (kompleks **P2**) o miąższości ok. 2 m, spoczywająca ciąglą powłoką na osadach podkompleksu **PIc** (rys. 26). Kontakt pomiędzy osadami jest ostry, a spąg gliny równy, układający się konsekwentnie ze stokiem. Na granicy gliny i piasków pojawiają się pojedyncze subhoryzontalne powierzchnie ścięcia występujące również w stropie piaszczystych osadów podkompleksu **PIc** (rys. 26 – profil A). Płaszczyzny ścięć są lekko nachylone ku północy (8–12°), a ich biegi są zbliżone do kierunku równoleżnikowego. Dolną partię gliny buduje zwarty, warstwowany ilasty diamikton (*Dms*) z rozwleczonymi warstwami różnoziarnistych piasków o zatartej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej. Ciała piaszczyste przyjmują niekiedy formę fałdków wlezeniowych o wergencji południowej. Wyżej zalega piaszczysty masywny diamikton (*Dmm*) ze strukturami otulania gładzików powstałymi w wyniku powolnego wytapiania z lodu i osiadania masy formującego się diamiktonu (por. R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1998). Pomiaru ułożenia dłuższych osi klastów w glinie, wykonane na głębokości 1,7–2,1 m (litofacja *Dms*), wykazują wysoki stopień uporządkowania ich orientacji ($S_1 = 0,671$) o dominującym kierunku

NE/NNE–SW/SSW (rys. 26 – IV). Średnie nachylenie klastów, głównie w stronę proksymalną wynosi 6,3°.

Cechy strukturalne jak i wysokie uporządkowanie *fabric* w dolnej partii gliny wskazują, że jej depozycja miała miejsce w środowisku subglacialnym. Powstanie fałdków wleczeniowych, podobnie jak i drobnych subhoryzontalnych powierzchni ścieć, jest związane z działaniem w podłożu lądolodu nacisku bocznego (ścinającego, dynamicznego) wywołanego ruchem lodu. Wergencja fałdków może określać kierunek tego ruchu (Bertelsen 1978; Liszkowski 1996) jako skierowany generalnie ku południowi. Kiedy obciążenie pionowe (statyczne) przewyższało wartość naprężenia działającego w układzie poziomym, następowała depozycja bazalnego diamiktonu (*Dms*) o silnie wyrażonym uporządkowaniu klastów. Tę dolną partię warstwowanej gliny lodowcowej o miąższości 0,2–0,5 m zinterpretować można jako bazalną z odłożenia (*lodgement till*), wyżej zalega glina wytopnieniowa (*melt-out till*). Wyinterpretowany na podstawie przesłanek sedimentologicznych (ukierunkowanie *fabric*) i morfologicznych (przebieg osi rynien w obszarze wysoczyznowym) kierunek płynięcia lądolodu można określić zasadniczo jako z NE na SW.

W wyniku przeprowadzonych badań geologicznych i litofajalnych w obrębie linearniej formy dużej skali jaką jest strefa pagórków szewskich ustalono, iż są to formy poligenetyczne związane przede wszystkim z transgresją lądolodu i utworzeniem zespołu stożków glacialmarginalnych w okresie stagnacji jego czoła. W efekcie na znacznej długości (Chodecz (?) – Szewo – Piotrów) powstał pas moren akumulacyjnych, po czym nastąpił awans lądolodu i ścięcie górnych partii utworzonych na przedpolu form. Taki typ glacji zdaniem Kasprzaka (2000) związany jest z dłuższymi postojami transgredującego lądolodu i prowadzi do utworzenia powierzchni pagórkowatych o wyraźnej lineacji morfologicznej. Obecność w podłożu lądolodu wyniesienia w postaci wału moren akumulacyjnych o znacznej rozciągłości wpłynęła w istotny sposób na charakter późniejszej deglacacji i transformację rzeźby tego obszaru. W efekcie trzon pasa pagórków szewskich budują osady transgresywnych stożków glacialmarginalnych, które przykryte są bazalną gliną lodowcową, a pagórkowatą rzeźbę tworzą (np. w okolicach Babiej Góry) osady glacialflualne kemów (rys. 6, 25).

Dla pełniejszego wyjaśnienia genezy pagórków szewskich (czy raczej chodecko-szewskich) należałoby rozszerzyć badania o strefę wzniesień występujących w rejonie Chodcza. Zadanie to wykracza jednak poza zakres niniejszej pracy.

MAKSYMALNY ZASIĘG OSTATNIEGO ŁĄDOLODU

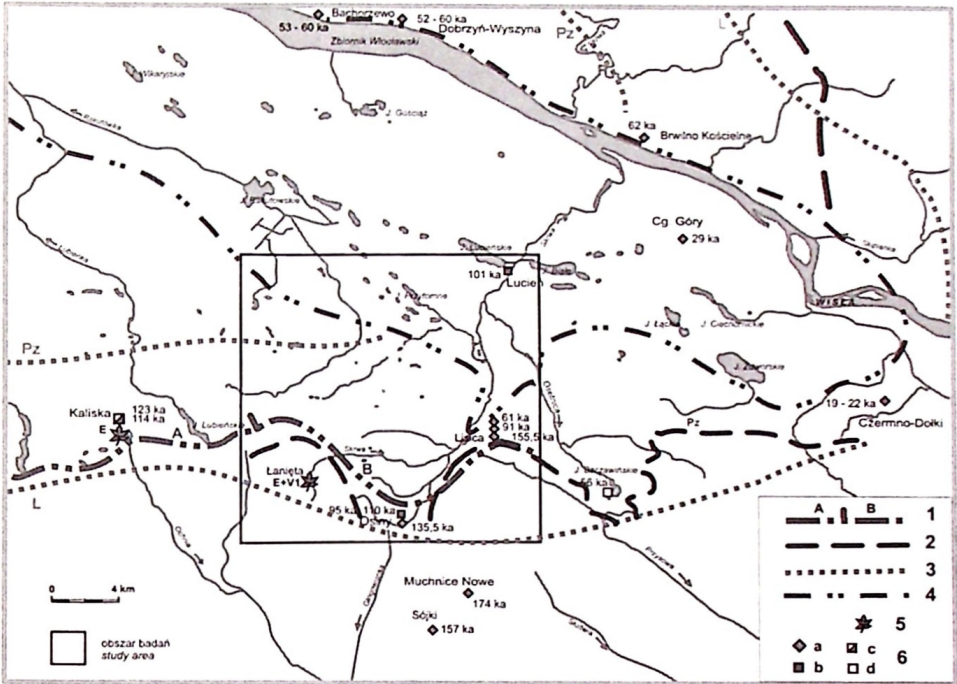
Rozwój poglądów na temat zasięgu ostatniego lądolodu we wschodniej części Kotliny Płockiej

Istotnym zagadnieniem dla obszaru badań jak i całej wschodniej części Kotliny Płockiej jest ustalenie ilości i wieku transgresji oraz maksymalnego zasięgu

łądolodu ostatniego zlodowacenia – LGM (*Last Glacial Maximum*). O „wielkiej oscylacji” obejmującej obniżenie Kotliny Płockiej pisał Lenciewicz (1927), a za wkroczeniem lodowca sięgającego po okolice Gąbina i Gostynina miały przemawiać: obecność jezior rynnowych, świeżość form lodowcowych (Lenciewicz 1927, 1929, 1936), a także odrębna powłoka gliny lodowcowej (Lewiński 1924; Lenciewicz 1927). Koncepcja zlodowacenia dolinowego w Kotlinie Płockiej przetrwała aż do opublikowania prac Łyczewskej (1960) i Mojskiego (1960), którzy w świetle przeprowadzonych szczegółowych badań geologicznych zgodnie stwierdzili, że wysoczyznę w rejonie Kowala na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej (poziom kowalski) pokrywa glina związana z nasunięciem łądolodu północnopolskiego, a zatem zasięg łądolodu nie ograniczał się jedynie do doliny.

W rejonie Gostynina brak jest form czołowomorenowych, jednak różnice w morfologii i typie osadów na północ i południe od linii Gostynin – Gąbin sprawiły, że większość badaczy tędy prowadzi granicę zasięgu ostatniego łądolodu (Woldstedt 1932, 1935; Galon 1957, 1965; Galon, Roszkówna 1961, 1967), mniej więcej zgodną z zasięgiem wyznaczonym przez Majdaniowskiego (1947, 1948) po południowej granicy występowania jezior rynnowych. Na podstawie analizy geomorfologicznej Galon (1961 – rys. 8, 1967) oraz Galon i Roszkówna (1961, 1967) wyznaczają w okolicy Gostynina przebieg stref marginalnych obu faz (stadiałów) ostatniego zlodowacenia: leszczyńskiej i poznańskiej (rys. 27). Pogląd ten podtrzymują m.in. Dylkowa i Olaczek (1984). Dopiero Skompski (1969) i Baraniecka (Domosławska - Baraniecka 1965; Baraniecka 1989, 1993) uwzględniając kryteria geologiczne, uściślają przebieg zasięgu łobu płockiego w tym rejonie (rys. 27). Domosławska - Baraniecka (1965) tłumaczy pasowe zróżnicowanie rzeźby w rejonie Chodcza nie stopniowym, frontalnym zanikiem łądolodu i jego postojem na linii fazy poznańskiej, a zonalnym zróżnicowaniem działalności morfotwórczej łądolodu w strefie marginalnej.

Na ogół przyjmowano, że ostatni łądolód tylko raz wkroczył na obszar południowej części Kotliny Płockiej pozostawiając glinę, której poeemski wiek bezspornie udokumentowano w Kaliskiej (Domosławska - Baraniecka 1965; Janczyk - Kopykova 1965). Rozbieżne stanowiska zajmowano co do fazowego wieku tej transgresji. Opowiadano się za przynależnością łobu płockiego do fazy poznańskiej (frankfurckiej, stadiału wielkopolsko-dobrzyńskiego) (Woldstedt 1932; Mojski 1960, 1969; Łyczewska 1960; Domosławska - Baraniecka 1965; Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978; Kozarski 1986) lub uznawano łob płocki (koniński) za związany z fazą leszczyńską (brandenburską, stadiałem południowo-wielkopolskim) (Różycki 1961, 1972 – rys. 48; Kotarbiński, Urbaniak - Biernacka 1975; Mojski 1984; Baraniecka 1989, 1993). W rejonie Dobrzyń, Skompski (1969) wyróżnił w obrębie fazy poznańskiej dwa epizody glacialne – subfazę gąbińską i płocką, którym odpowiadają gliny lodowcowe rozdzielone osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi. Mojski (1984, str.



Rys. 27. Poglądy na zasięg lądolodu ostatniego zlodowacenia w rejonie Gostynina

zasięg lądolodu wg. 1A – Baranieckiej (1991, 1993), 1B – Roman (1999b), 2 – Skompskiego (1969), 3 – Galona (1961), Galona i Roszko (1961, 1967): L – faza leszczyńska, Pz – faza poznańska, 4 – Lenczewicza (1936); 5 – stanowiska osadów interglacialnych: E – eemskich i najniższej części vistulianu, E+V₁ – eemskich i wczesnovistuliankich; 6 – wyniki datowań TL wg: Prószyńskiego, Stańskiej-Prószynskiej (1980), Brykczyńskiego (1982b), Brykczyńskiego i in. (1987), Drozdowskiego, Federowicza (1985), Prószyńskiej-Bordas i in. (1991), Klatkowej (1992), Baranieckiej (1993), Szalamachy G. (1996), Roman, Turkowskiej (1998)

Ideas on the extent of the last ice sheet in the vicinity of Gostynin

ice sheet extent after: 1A – Baraniecka (1991, 1993), 1B – Roman (1999b), 2 – Skompski (1969), 3 – Galon (1961), Galon and Roszko (1961, 1967): L – Leszno phase, Pz – Poznań phase, 4 – Lenczewicz (1936); 5 – sites of interglacial sediments: E – Eemian and lowest Vistulian, E+V₁ – Eemian and Early Vistulian; 6 – TL dates for: a – tills, b – glaciolinnic sediments, c – glaciolinnic sediments overlying Eemian sediments, d – glacioluvial sediments; location of sites and TL dates after: Prószyński, Stańska-Prószynska (1980), Brykczyński (1989b), Brykczyński et al. (1987), Drozdowski, Federowicz (1985), Prószyńska-Bordas *et al.* (1991), Klatkowa (1992), Baraniecka (1993), Szalamacha G. (1996), Roman, Turkowska (1998)

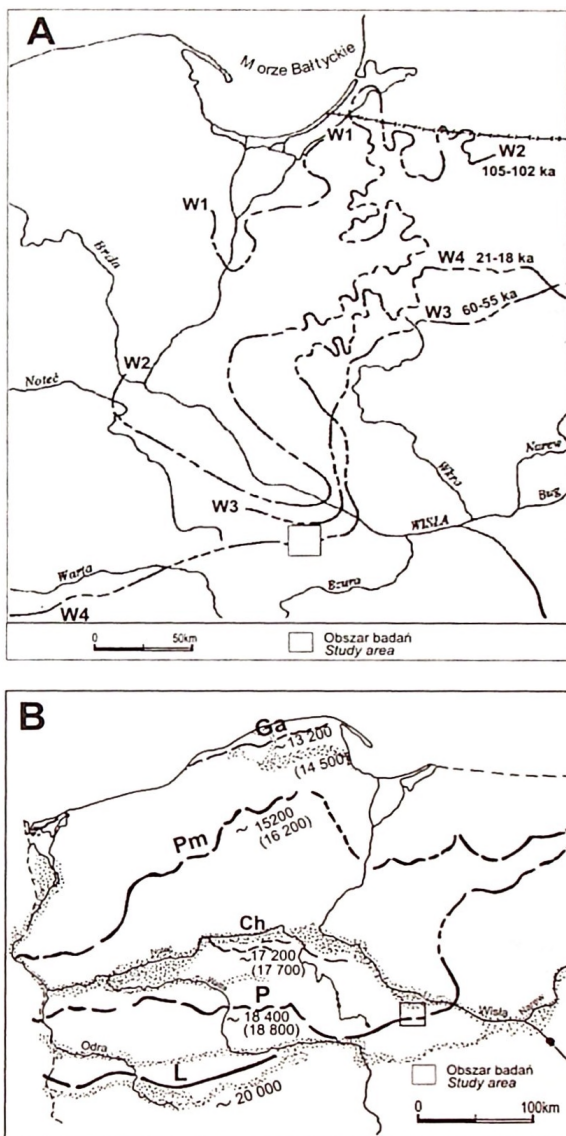
241) wyraża pogląd, że lądolód fazy leszczyńskiej wyznaczył maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia w Kotlinie Płockiej, lecz jednocześnie koreluje wyróżnione przez Skompskiego (1969) podfazy gabińską i płocką odpowiednio z fazami poznańską i leszczyńską. Zważywszy, że lądolód podfazy gabińskiej sięgał dalej na południe (Skompski 1969), niejasny wydaje się przytoczony wyżej pogląd Mojskiego (1984).

M a r k s (1988, 1991) rozważał możliwość wkroczenia starszych łądolodów zlodowacenia wisły W2 i W3 (w okresach: 105–102 ka i 65–55 ka) aż po rejon Torunia i północnej części Kotliny Płockiej (rys. 28). Najdalej na południe w tej części Polski miał sięgnąć łądolód W4 w okresie 21–18 ka. Przyjmując, że w południowo-zachodniej części Mazur maksymalny zasięg zlodowacenia wisły wyznaczył łądolód W3, M a r k s (1988, 1991) postuluje, że asynchroniczność maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia należy rozpatrywać w znacznie szerszym zakresie czasowym niż dotychczas, oraz widzi konieczność zarzucenia stosowania w sensie stratygraficznym tradycyjnych nazw faz (leszczyńskiej, pomorskiej).

Stanowisko Lisica – różnicowanie kompleksów glacygenicznych
i maksymalny zasięg ostatniego łądolodu w rejonie Gostynina

Granice maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu wyznaczono na podstawie analizy rozprzestrzenienia bazalnej gliny lodowcowej w nawiązaniu do stanowisk osadów eemskich, a także posłużono się kryteriami geomorfologicznymi, polegającymi na prześledzeniu przebiegu proksymalnych części sandrów, dystalnych części rynien, przebiegu form marginalnych. Glina lodowcowa, budująca powierzchnię młodziej wysoczyzny oraz zalegająca powyżej osadów eemskich w Kaliskiej, ma specyficzne cechy makroskopowe i litopetrograficzne, różniące ją od glin starszych. W trakcie prac terenowych starano się rozpoznać typ facjalny gliny, w celu wyodrębnienia obszaru występowania glin bazalnych świadczących o pokryciu terenu przez łądolód. Było to możliwe do przeprowadzenia w nielicznych odsłonięciach oraz we wkopach. Kluczowym stanowiskiem dla obserwacji i badań różnicowania osadów lodowcowych występujących w rejonie Gostynina jest stanowisko w Lisicy, gdzie odsłaniają się trzy pokłady glin lodowcowych.

Stanowisko Lisica (rys. 29) znajduje się w dawnym wyrobisku cegielni ok. 2 km na południe od Gostynina, tuż na zapleczu maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu (rys. 27). Takie położenie oraz fakt występowania w Lisicy kilku glin lodowcowych było powodem, że odsłonięcie to budziło zainteresowania geologów prowadzących prace kartograficzne (S k o m p s k i , K a w e c k a 1962; S k o m p s k i 1970; R o m a n 1999b) oraz zajmujących się badaniem cech osadów morenowych (K l a t k o w a 1992; C z u b l a 2001). Dotychczasowy zakres badań osadów w Lisicy obejmował analizę litologiczną i badania ułożenia dłuższej osi klastów w glinach (S k o m p s k i 1969; K l a t k o w a 1992), datowania wieku glin metodą TL (K l a t k o w a 1993), analizę litofacjalną i analizę kopalnych struktur peryglacialnych (R o m a n 1998, 1999a) oraz uproszczoną analizę składu petrograficznego żwirów frakcji >20 mm z glin lodowcowych z wydzieleniem erratyków przewodnich (C z u b l a 2001). W 2000 roku, w ramach niniejszego opracowania, zostały przeprowadzone badania petrograficzne drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych, wykonane przez Gronkowską-Krystek w firmie Petrogeo. Wyniki tych badań zestawiono



Rys. 28. Położenie obszaru badań na tle zasięgów lądolodów zlodowacenia wisły wg Marksa (1988) oraz głównych faz recesyjnych ostatniego lądolodu wg Kozarskiego (1986, 1995)

A – zasięg i szacunkowy wiek w tysiącach lat BP lądolodów zlodowacenia wisły wg Marksa (1988); B – zasięg i szacunkowy wiek w latach BP głównych faz recesyjnych ostatniego lądolodu wg Kozarskiego (1986), w nawiasach podano izochrony deglacjacji wg Kozarskiego (1995); L – faza leszczyńska, P – faza poznańska, Ch – subfaza chodzieska, Pm – faza pomorska, Ga – faza gardzieńska; pola zakropkowane znaczą przebieg pradolin vistuliańskich wg Kozarskiego (1988)

Location of the study area against the extents of the Vistulian ice sheets after Marks (1988) and the main recessional phases of the last ice sheet after Kozarski (1986, 1995)

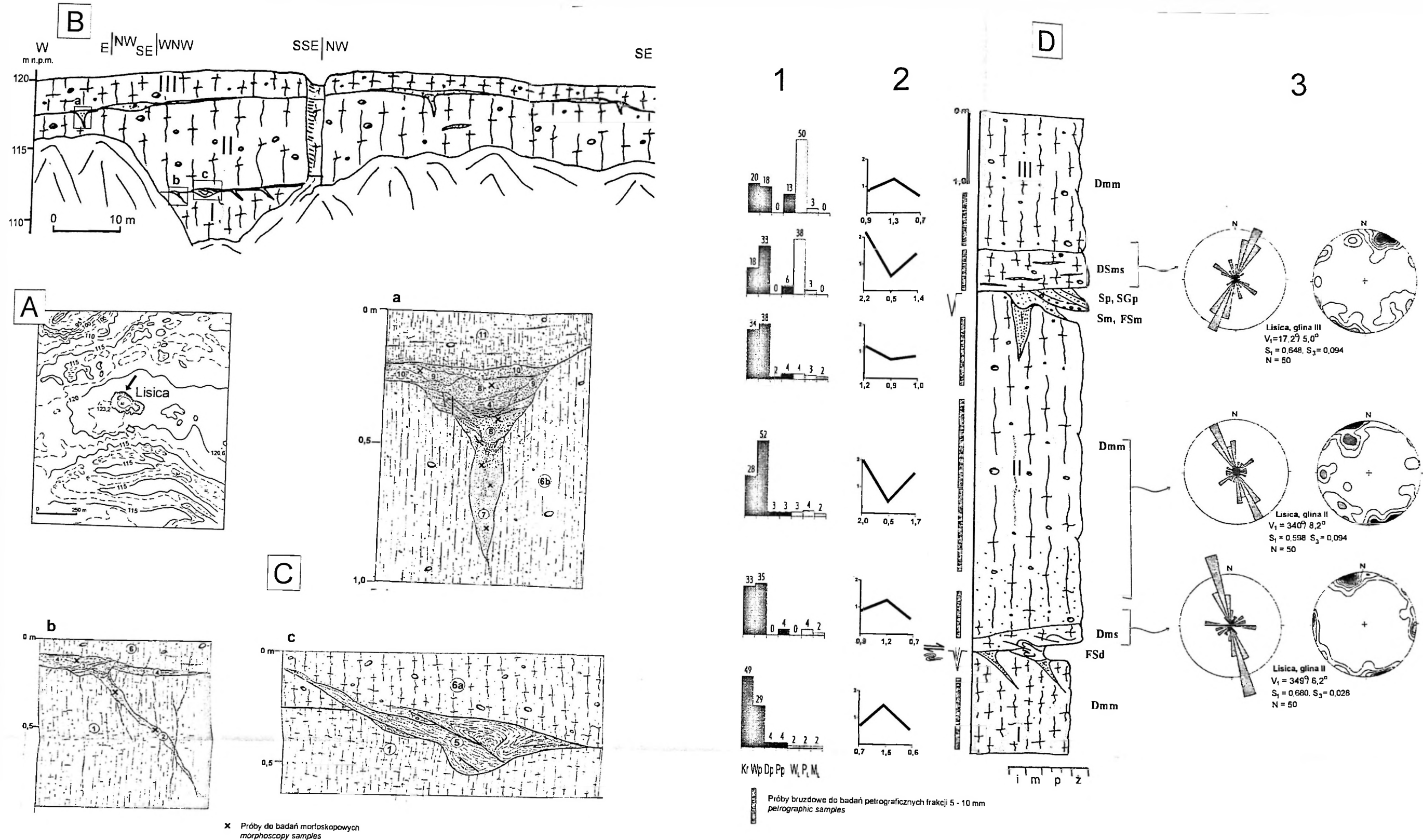
A – extent and age estimates in thousands years BP of the Vistulian ice sheets after Marks (1988); B – extent and age estimates in years BP of main recessional phases of the last ice sheet after Kozarski (1986), in brackets isochrones of deglaciation after Kozarski (1995); L – Leszno phase, P – Poznań phase, Ch – Chodzież subphase, Pm – Pomeranian phase, Ga – Gardno phase; dotted areas mark Vistulian pradolinas after Kozarski (1988)

i przedyskutowano pod kątem ustaleń stratygraficznych (R o m a n , L i s i c k i 2000). W sezonie badawczym 2001 roku ponownie pomierzono ułożenie klastów dla wyróżnionych litofacji diamiktonów (rys. 29).

Eksploatację glin w odkrywce cegielni w Lisicy prowadzono już w latach czterdziestych ubiegłego wieku i kontynuowano do 1985 roku. Wyrobisko osiągnęło głębokość kilkunastu metrów lecz obecnie wypełnione jest wodą do głębokości 9,5 m, a znaczna część ścian jest zapełniona. W północnej ścianie glinianki o wysokości 9 m, odsłaniają się trzy gliny lodowcowe o różnych cechach strukturalnych i teksturalnych (rys. 29). Granice pomiędzy poszczególnymi pokładami glin są wyraźne, podkreślone powierzchniami ścięcia. Gliny rozdzielone są pakietami zaburzonych osadów mulkowo-piaszczystych, bądź piaszczysto-żwirowymi osadami glaci-fluwalnymi. Ponadto w stropie dolnej i środkowej gliny lodowcowej stwierdzono obecność struktur peryglacialnych. Sytuację geologiczną występujących w Lisicy osadów ilustruje przekrój V (rys. 13).

Dolny kompleks glacigeniczny I (rys. 29) występuje od głębokości 6,5 m i odsłania się jedynie na przestrzeni około 12 m. Do badań dostępna była tylko górna partia gliny o grubości do 1,5 m. Kompleks I buduje ilasty, masywny diamikton o brunatnej barwie i wyjątkowo niskiej zawartości materiału żwirowego. Przesuszony diamikton wykazuje płytkowo-gruzelkową oddzielność. Według K l a t k o w e j (1992) glinę tego poziomu cechuje bardzo wyraźna orientacja dłuższej osi klastów, co przy wysokim stopniu ilastości wskazuje, że jest to glina bazalna, odłożona pod stopą aktywnego lądolodu. W trakcie prac w odsłonięciu w Lisicy autorka nie znalazła w tym kompleksie glacigenicznym ani jednego klastu, który mógłby podlegać pomiarom orientacji *fabric*. Również C z u b l a (2001) nie przeprowadził badań petrograficznych ze względu na brak odpowiednio dużych żwirów w tym pokładzie gliny. Na podstawie analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej 5–10 mm określono wartości wskaźników petrograficznych: $O/K = 0,7$, $K/W = 1,5$, $A/B = 0,6$ (rys. 29 D), które zdaniem Lisickiego (2001; R o m a n , L i s i c k i 2000) mogą odpowiadać litotypowi S_1 gliny starszego stadiału zlodowacenia sanu. Należy dodać, iż frekwencja analizowanych ziaren żwiru była mała (52 sztuki), a mimo to pewne tendencje w składzie petrograficznym zarysowały się wyraźnie: m.in. znaczna przewaga skal krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi, przy czym skały krystaliczne stanowią prawie 50% całego spektrum petrograficznego.

W stropie kompleksu I (na głębokości 6,5 m p.p.t.) rozpoznano struktury szczelinowe kontrakcji termicznej w postaci klinów z pierwotnym wypełnieniem z charakterystyczną, równoległą do ścian struktury laminacją piasków o wzrastającej gradacji ziarna ku wnętrzu i górnej części klinów. Ze względu na charakter odsłonięcia niemożliwe było prześledzenie poligonalnego układu tych struktur w rzucie poziomym. W ścianie odkrywki występują one co 1,5–2,5 m, co dla glin jest charakterystyczne (por. G o ź d z i k 1973). Długość struktur waha się od 0,6 do 0,9 m. W stropie gliny I zachowały się jedynie korzeniowe partie klinów. Podczas transgresji lądolodu odpowiedzialnego za złożenie gliny II, ich górne części zostały ścięte, a płaszczyzny pęknięć kontrakcyjnych wychylone z pierwotnego położenia



Rys. 29. Lisica. Zróznicowanie kompleksów glacyogenicznych

A - sytuacja morfologiczna wyrobiska cegielni w Lisicy; B - schematyczny rysunek północnej ściany wyrobiska: I, II, III - kompleksy glacyogeniczne; C - szczegółowe rysunki fragmentów północnej ściany wyrobiska a, b, c (jak na szkicu B): 1 - diamicton ilasty masywny (Dmm), brunatny o oddzieleniu kostkowej, 2 - piasek drobno- i średnioziarnisty laminowany równoleżnikowo do ścian szczeliny, 3 - il laminowany mulkiem, 4 - mulk laminowany piaskiem pylastym, 5 - il laminowany mulkiem, zaburzony, z widocznymi powierzchniami zlustrowania, 6a - diamicton z laminami piasku pylastego (Dms), brązowy, 6b - diamicton masywny (Dmm), brązowy, 7 - piasek drobno- i średnioziarnisty z domieszką drobnoziarnistą, laminowany pionowo (współkształtnie do ścian szczeliny), 8 - piasek różnoziarnisty ze żwirem, masywny, 9 - piasek ze żwirem przebiegający warstwowo, 10 - piasek i żwir gliniasty, 11 - diamicton warstwowany (Dms), czerwono-brązowy; D - syntetyczny profil litofacjalny: 1 - procentowy skład petrograficzny frakcji 5-10 mm (Kr - skały krystaliczne, Wp - wapień północne, Dp - dolomity północne, Pp - piaskowce i kwarcyty północne, Wl - wapień lokalne, Pl - piaskowce lokalne, Ml - mulowce i ilowce lokalne), 2 - wykresy współczynników petrograficznych, 3 - diagramy ułożenia klastów w glinach lodowcowych

Differentiation of glaciogenic complexes

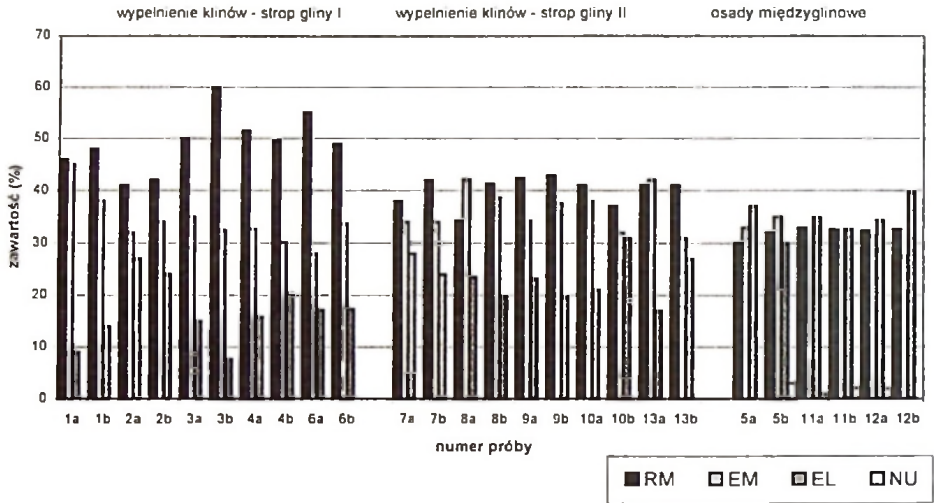
A - morphological situation of the clay-pit at Lisica; B - scheme of the northern wall of the pit: I, II, III - glaciogenic complexes; C - detailed drawings of parts of the northern wall of the pit a, b, c (as in B): 1 - brown massive clay rich diamicton (Dmm) with cube-shaped joining, 2 - fine and medium sand laminated parallelly to fissure walls, 3 - clay laminated with silt, 4 - silt laminated with dusty sand, 5 - deformed clay laminated with silt with clay-lined shear planes, 6a - brown diamicton with laminae of dusty sand (Dms), brown, 6b - brown massive diamicton (Dmm), brown, 7 - red and brown stratified diamicton (Dms); D - synthetic lithofacies log: 1 - percentual petrographic composition of 5-10 mm fraction (Kr - crystalline rocks, Wp - northern limestones, Dp - northern dolomites, Pp - northern sandstones and dolomites, Wl - local limestones, Pl - local sandstones, Ml - local siltstones and claystones) 2 - charts of petrographic coefficients, 3 - clast fabric

(rys. 29 – Cb). Analiza morfoskopowa ziaren kwarcu z 5 próbek piasków pobranych z wypełnień klinów wykazała ich wysoki stopień eolizacji (średnio: ok. 49% ziaren RM, 23% EL, 1,5% NU – rys. 30). Fakt ten w powiązaniu z typem opisanych struktur peryglacialnych dowodzić może intensywnej kontrakcji termicznej w warunkach agradacji wieloletniej zmarzliny przy dużej suchości klimatu (por. P é w é 1959; G ó z d z i k 1970, 1973, 1987; M u r t o n 1996).

Środkowy kompleks glacialny II zbudowany jest z piaszczystego diamiktonu o strukturze masywnej z głazami o średnicy do 1 m. Diamikton jest wapnisty, szaro-brązowy w spągu, a wyżej brązowy. W ścianie odsłonięcia wykazuje oddzielność blokową, a pionowe szczeliny pęknięć obejmują całą miąższość warstwy wynoszącą około 4 m. Granica pomiędzy glinami I i II jest ostra. W spągu gliny II lokalnie występuje cienka warstwa zaburzonych mulków laminowanych piaskiem pylastym (rys. 29 – Cc). Deformacje mają postać dysharmonijnych załadowań poprzerrywanych subhoryzontalnymi powierzchniami ścięć, podkreślonymi występowaniem zlustrowań. Diamikton kompleksu II zawiera w spągu rozwleczone laminy ilasto-mułkowe lub piaszczysto-mułkowe będące wyrazem glacytonityzacji (por. K o z a r s k i, K a s p r z a k 1992, 1994). Ich występowanie ograniczone jest do wąskiej (15–20 cm) strefy kontaktu, a ułożenie laminy jest do tej strefy równoległe. Niewielki jest kontrast litologiczny pomiędzy laminami a otaczającym je diamiktonem, co wskazuje na wysoki stopień homogenizacji bazalnej gliny lodowcowej. W wyższych partiach gliny kompleksu II występują drobne porwaki piaszczyste o ostro zarysowanych krawędziach z zachowaną pierwotną strukturą sedymentacyjną. Są to tzw. *glacio-erosional rafts* pobrane z podłoża lodolodu w wyniku przymarznięcia, transportowane w stanie zamrożonym i zdeponowane poprzez powolne wytapianie z lodu (R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1987). W środkowej partii gliny II stwierdzono także żwirowo-piaszczyste wypełnienia kanałów wód inglacialnych.

Dla stropowej partii gliny, zwłaszcza we wschodniej części odsłoniętej ściany, charakterystyczne są smugi piaszczystego lub piaszczysto-żwirowego diamiktonu z głazami oraz przelawienia słabo wysortowanego materiału piaszczysto-żwirowego o niewyraźnym warstwowaniu poziomym. Na podstawie zaobserwowanych, uznawanych za diagnostyczne (B o u l t o n 1976; R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1998; L i s z k o w s k i 1996; S t a n k o w s k i 1996) struktur, wstępnie wyróżniono podstawowe litofacje gliny, a następnie dokonano pomiarów ułożenia klastów dla poszczególnych litofacji. Ukierunkowanie klastów jest najsilniejsze w spągowej partii kompleksu II (rys. 29 – Da), co wyraża wartość $S_1 = 0,680$. Kierunek wektora wypadkowego wynosi 349° przy średnim nachyleniu klastów $6,2^\circ$. W zalegającej wyżej partii gliny uporządkowanie klastów wyraźnie spada ($S_1 = 0,598$), a ich średnie nachylenie wzrasta do $8,2^\circ$, przy zachowanym wypadkowym ukierunkowaniu ($V_1 = 340^\circ$).

Z przeprowadzonych badań wynika, że pozornie jednolity kompleks glacialny II obejmuje cienką warstwę (ok. 0,25 m) gliny bazalnej z odłożenia oraz spoczywającą na niej glinę wytopnieniową z pokrywą gliny ahłacyjnej z wytopnienia. Wobec powyższego nie można się zgodzić z K l a t k o w ą (1992), która



Rys. 30. Porównanie obróbki ziaren kwarcowych z wypełnień klinów i osadów międzyglinowych odsłonięcia w Lisicy (Roman, Lisicki 2000)

analizy morfoskopowe wg metody Cailleux w modyfikacji Goździka (1980) i Klatkowej (1982); ziarna frakcji 0,8–1,0 mm (próbki a) i 0,6–0,8 mm (próbki b)

typy ziaren: RM – kuliste matowe, charakterystyczne dla obróbki eolicznej, EM – pośrednie, częściowo matowe ze śladami nakładania się dwóch środowisk transportu, EL – stępione błyszczące, obrabiane w warunkach wody płynącej, NU – świeże, angularne, nieobrobione; liczebność każdej próbki co najmniej 100 ziaren

Comparison of quartz grain abrasion derived from wedge cast infills and intertill sediments at the Lisica site (Roman, Lisicki 2000)

morphoscopic method by Cailleux modified by Goździk (1980) and Klatkova (1982); grains of 0.8–1.0 mm (sample a) and 0.6–0.8 mm (sample b)

grain types: RM – round mat, characteristic of aeolian abrasion, EM – transitional, partly mat with traces of two environments, EL – polished dull-abraded in the running water environment, NU – fresh, angular; at least 100 grains in each sample were examined

na podstawie badań ułożenia klastów i masywnego charakteru gliny uznała, że pokład II z Lisicy jest w całości zbudowany z gliny subglacjalnej z wytopienia (por. Roman, Lisicki 2000).

Z kompleksu II pobrano 4 próbki bruzdowe do badań petrograficznych frakcji 5–10 mm. Otrzymana charakterystyka petrograficzna jest bardzo różnorodna (rys. 29 D). W dolnej próbce ilość żwirów wapieni paleozoicznych jest zbliżona do ilości skał krystalicznych i brak jest dolomitów. W dwóch próbkach środkowych dominują wapienie paleozoiczne w ilości ponad 50%. Górna próbka charakteryzuje się nieznaczną przewagą wapieni nad skałami krystalicznymi, co zgodne jest z wynikami badań wykonanych przez Czublę (2001). Dolna próbka została pobrana ze spągowej partii gliny środkowej (II), reprezentowanej przez glinę bazalną z odłożenia. Petrograficzny skład drobnej frakcji żwirowej wykazuje podo-

bieństwo do gliny dolnej (I), co sugeruje wymieszanie materiału skalnego gliny II i gliny ją podścielającej. Dwie próbki środkowe charakteryzują litotyp O2 ułożsamiiany w dorzeczu Wisły z gliną młodszego stadiału zlodowacenia odry (L i - s i c k i 2000, 2001). Próbką górna należy do litotypu W_2 , reprezentującego glinę młodszego stadiału zlodowacenia warty.

W stropie II pokładu gliny rozpoznano struktury kontrakcji termicznej w postaci epigenetycznych klinów ze złożonym wypełnieniem (R o m a n 1998, 1999a). Dolne części klinów wypełnione są laminowanymi współkształtnie do ścian szczeliny piaskami, zaś ich górne partie stanowi zróżnicowany litologicznie materiał z nadległej warstwy ze śladami zaburzeń grawitacyjnych (rys. 29 – Ca). Piaski z dolnej części klinów wykazują średni stopień eolizacji ziaren kwarcu (średnio: 40,1% ziaren RM, 23,4% EL, brak NU), jednak wyraźnie wyższy niż osady międzyglinowe (średnio: 32,1% RM, 34,8% EL, 1,3% NU) (rys. 30).

W Niedrzakowie, około 6 km na południe od Lisicy, gdzie glina środkowego (II) kompleksu glacialnego z Lisicy buduje powierzchnię zdenudowanej wysoczyzny, struktury kontrakcyjne tworzą siatkę mocno rozbudowanych epigenetycznych klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym.

Górnym kompleks glacialny III występuje w postaci ciągłego pokładu o miąższości 2–2,5 m, który można śledzić na długości ok. 90 m (rys. 29). Kompleks glacialny III buduje piaszczysty, warstwowany w spągu (*Dms*), a wyżej masywny (*Dmm*) diamikton o charakterystycznym czerwono-brązowym zabarwieniu. Liczne są w nim jasnoszare konkracje, rizokracje oraz naskorupienia węgla wapnia, przy czym przypowierzchniowa warstwa gliny jest odwapniona i zwietrzała do głębokości około 1,3 m. Kontakt z gliną środkowego pokładu jest ostry. Lokalnie gliny II i III rozdziela warstwa piaszczysto-żwirowych osadów glacialfluwalnych, najczęściej ściętych wyrównaną powierzchnią spągu górnej gliny. Dolną część kompleksu III stanowi niewyraźnie warstwowany diamikton (*Dms*), a w skrajnych przypadkach warstwowa struktura dolnych partii gliny wyrażona jest w postaci wzajemnych przewarstwień masywnego diamiktonu i piaszczysto-żwirowych osadów o zatartej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej. R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h (1998, 2001) określa ten typ osadu jako glinę miękkiego odkładania (*soft lodgement till*), deponowaną pod stopą lodu w warunkach dostatecznego nawodnienia środowiska subglacialnego. Pozostałą część kompleksu stanowi masywny diamikton wykazujący w stanie suchym gruzelkową oddzielność. Uwzględniając głębokość strefy przemarzania, pomiarów ułożenia klastów dokonano na głębokości 1,8–2,1 m, a więc w spagowej partii kompleksu III. Występuje tu znaczna koncentracja dłuższych osi klastów ($S_1 = 0,648$) z maksimum o kierunku NNE–SSW ($V_1 = 17,2^\circ$). Na podstawie opisanych cech spagową partię gliny zinterpretowano jako bazalną z odłożenia, a pozostałą część kompleksu III stanowi prawdopodobnie glina wytopnieniowa.

W Gostyninie (ok. 1 km na północ od Lisicy), we wkopie o głębokości 3 m stwierdzono, że glina lodowcowa odpowiadająca kompleksowi III z Lisicy ma miąższość 2,5 m i zalega na drobnoziarnistych piaskach glacialfluwalnych. Na

spągowej powierzchni gliny obserwowano zadziór gliniasty (*edge*) wykształcony w postaci wypukłości o szerokości 30 i wysokości 25 cm, silnie wydłużonej zgodnie z azymutem 12°. Kierunek rozciągłości tej struktury jest według Ehlersa i Stephana (1979) wskaźnikiem ruchu lądolodu. Uzyskany pomiar kierunkowy nawiązuje do wyników ukierunkowania *fabric* w kompleksie glaciegenicznym III z Lisicy oraz przebiegu rynny gostynińskiej.

Badania petrograficzne drobnej frakcji żwirów z dolnej części pokładu gliny III wykazały duży udział skal lokalnych, co potwierdzają również wyniki Czubi (2001). Ilość tych skal przekracza 40%, a wśród zespołu skal skandynawskich przeważają wapienie paleozoiczne (rys. 29 – D). Górna partia gliny jest zwietrzała, tutaj skały krystaliczne przeważają nad wapieniami paleozoicznymi lecz udział skal lokalnych jest bardzo wysoki (ok. 50%). Gлина III odpowiada litotypowi B2 wyróżnianemu w dorzeczu Wisły przez Lisickiego (2000, 2001) i wiązanemu stratygraficznie z młodszym stadiem zlodowacenia wisły.

Według Klattkowej (1992) górny pokład glin lodowcowych z Lisicy ma charakter ablacyjny, za czym przemawiać miał niski stopień uporządkowania klastów w powiązaniu z ich dystalną inklinacją oraz gruzelkową strukturą gliny. W świetle aktualnie przeprowadzonych badań litofacjalnych i ułożenia *fabric* w dolnej partii gliny, wniosek Klattkowej (1992) należy zakwestionować. Rozbieżność wyników dotyczących orientacji klastów w górnej glinie z Lisicy przedstawionych przez Klattkową i obecnie prezentowanych (rys. 29 – D) wynika przypuszczalnie ze sposobu, a ściślej głębokości przeprowadzonych pomiarów. Należy zwrócić uwagę również na szeroki zasięg lateralny gliny o charakterze i miąższości podobnej jak gliny należącej do kompleksu III z Lisicy, co zostało stwierdzone w trakcie kartowania geologicznego (Roman 1999b). W odsłonięciach położonych na południe od strefy krawędzi Kotliny Płockiej obserwowano zróżnicowanie pionowe w obrębie najmłodszej gliny, wyrażające się podobnie jak w Lisicy obecnością warstwowanej gliny poniżej typowej gliny wytopnieniowej (np. w Piotrowie, rys. 26). Charakterystyczne facje gliny ablacyjnej spływowowej, ze strukturami grawitacyjnego przemieszczania, rozpoznano tylko w otulinach form szczelinowych, w morenach martwego lodu, pagórkach po wałach lodowo-morenowych oraz w apeksach stożków sandrowych.

Badania Klattkowej (1992) nad ułożeniem klastów w glinach morenowych miały służyć nie tylko wydzieleniom facjalnym, lecz poprzez wyznaczenie lokalnych kierunków transportu lodowego śledzonych w skali regionalnej, również wnioskowi stratygraficznemu. W odniesieniu do Lisicy autorka sugerowała możliwość złożenia glin I, II i III jako odmian facjalnych w jednym cyklu depozycyjnym ostatniego zlodowacenia lub proponowała rozdzielenie wiekowe gliny I (prawdopodobnie warciańskiej) od glin II i III złożonych w trakcie jednego, wistuliankiego nasunięcia lądolodu. Uściśleniu powyższych sugestii stratygraficznych miały służyć badania TL, których wyniki Klattkowa (1993) zamieściła

w zbiorczej tabeli lecz szerzej ich nie komentowała. W niniejszej pracy wyniki datowań TL glin z Lisicy uwzględniono w tabeli 1.

S k o m p s k i (1969) wyróżnił w odsłonięciu w Lisicy dwa poziomy glin lodowcowych, z których górny miał sięgać do głębokości ok. 6,5 m (obejmowałby zatem gliny kompleksów II i III). Po wyznaczeniu azymutu głównego kierunku dłuższych osi gładzików w glinach i porównaniu z badaniami regionalnymi, S k o m p s k i (1969) określił, że orientacja klastów górnej gliny odpowiada kierunkowi transgresji łądolodu północnopolskiego zaś dolnej jest charakterystyczna dla nasunięcia łądolodu środkowopolskiego. Badania dolnej gliny S k o m p s k i wykonał dla osadów z głębokości 13–14 m (obecnie ta część odsłonięcia jest zalana wodą).

C z u b l a (2001) z odkrywki w Lisicy pobrał dwie próbki gładzików o średnicy ponad 20 mm, z górnego (III) i środkowego (II) pokładu gliny. Wyniki badań przewodnich erratyków krystalicznych skał fennoskandzkich i bałtyckich skał węglanowych wskazały na przesunięcie ku zachodowi obszaru alimentacyjnego łądolodu, który zakumulował górną glinę lodowcową (III), w stosunku do łądolodu, który pozostawił glinę środkową (II). C z u b l a (2001) zwraca uwagę na wysoką zawartość skał lokalnych oraz krzemieni i czertów, stwierdzoną w obu glinach z Lisicy, która zdaniem autora jest cechą glin ostatniego zlodowacenia, wyróżniającą je od utworów warciańskich ubogich w skały lokalne. Gliny z Lisicy, mogą być zdaniem C z u b l a (2001) odpowiednikiem wydzielonych przez S k o m p s k i e g o (1969) dla okolic Dobrzynia, glin dwu subfaz: gąbińskiej i płockiej, w obrębie fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia (należy dodać, że konsekwencją tego stwierdzenia jest przesunięcie zasięgu podfazy płockiej aż na południe od Gostynina).

Jak wynika z przedstawionego przeglądu badań nad osadami glacialnymi z Lisicy, ich wąskie ukierunkowanie może prowadzić do różnych wniosków stratygraficznych i paleogeograficznych. Z wieloma z przytoczonych wniosków nie można się obecnie zgodzić.

W świetle dotychczasowych badań przeprowadzonych w dawnym wyrobisku cegielni w Lisicy oraz na podstawie całości materiałów geologicznych zebranych w ramach niniejszej rozprawy należy przyjąć, że:

1. Odsłaniające się w Lisicy gliny lodowcowe reprezentują trzy odrębne epizody glacialne. Przemawia za tym obecność glin bazalnych w obrębie każdego z pokładów, występowanie epigenetycznych struktur peryglacialnych rozwiniętych na powierzchni dolnego i środkowego pokładu glin oraz różnice w składzie petrograficznym drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych. Struktury peryglacialne zachowane w stropie gliny II w postaci klinów ze złożonym wypełnieniem są świadectwem nie tylko rozwoju kontrakcji termicznej w warunkach suchego, zimnego klimatu w obecności wieloletniej zmarzliny (piaszczyste wypełnienie pierwotne), lecz świadczą również o zaistnieniu warunków sprzyjających degradacji wieloletniej zmarzliny (wypełnienie wtórne) (por. m.in.: D y l i k 1966; G o ź -

dzik 1973, 1978, 1987; Klatkova 1990; Murton 1996). Można zatem przyjąć, że interwał czasowy pomiędzy złożeniem II i III pokładu glin był znaczny.

2. Przynależność najmłodszego kompleksu glacialnego (III) do okresu fazy głównej ostatniego zlodowacenia nie budzi wątpliwości. Gлина tego kompleksu buduje powierzchnię wysoczyzny z zachowanymi jeszcze jeziorami rynnowymi i oczkami wytopiskowymi, co wobec efemeryczności tego typu zbiorników wodnych dowodzi pośrednio młodości osadów budujących wysoczyznę polodowcową. Ten pokład gliny lodowcowej kontynuuje się w Kaliskiej, gdzie załaga ponad eemskimi osadami jeziornymi. Według Baranieckiej (1993) jest to przypuszczalnie ten sam pokład gliny, który występuje w Koninie-Malińcu i podścielony jest namulami organicznymi datowanymi metodą radiowęglową na 22 000 lat BP (Pazdur, Walanus 1979; Stankowski 1979; Tobolski 1979; Pazdur i in. 1980; Stankowska, Stankowski 1987). Południowa granica rozprzestrzenienia gliny kompleksu III, przebiega około 1,5 km na południe od Lisicy i wyznacza maksymalny zasięg łądolodu ostatniego zlodowacenia (rys. 6).

3. Gлина środkowa (II) z Lisicy buduje powierzchnię zdenudowanej wysoczyzny znajdującej się na południe od granicy rozprzestrzenienia gliny górnej. Zagłębienia pojezierne występujące w obrębie tej wysoczyzny wypełnione są osadami eemskimi i wczesnovistuliańskimi (Baraniecka 1989; Bałwierz, Roman 2002). Na podstawie składu petrograficznego frakcji 5–10 mm górną partię gliny II z Lisicy można korelować z szeroko rozpowszechnionymi glinami na powierzchni Równiny Kutnowskiej i Wysoczyzny Kłodawskiej, z gliną z Bab Dolnych występującą pod przykryciem młodszych osadów glacialnych oraz z gliną spod jeziornych osadów eemskich w Kaliskiej (Baraniecka 1993; Szalamacha G. 1996; Roman 1999b). W świetle powyższego glina II nie może być wiązana z okresem zlodowacenia wisły, jak uważała Klatkova (1992) i Czubla (2001). Jest to zarazem jednoznaczne z odrzuceniem wcześniejszych przypuszczeń autorki o możliwości wkroczenia łądolodu starszego stadium zlodowacenia wisły po rejon Lisicy (Roman 1999a). Należy przyjąć, że środkowy pokład gliny z Lisicy został złożony przez łądolód zlodowacenia warty.

4. Określenie przynależności stratygraficznej dolnej gliny (I) z Lisicy stwarza największe trudności. W oparciu o wyniki analizy petrograficznej frakcji 5–10 mm można przyjąć, że glina ta została złożona przez łądolód zlodowacenia sanu i wtedy zajmuje wyjątkowo wysokie, jak na glinę zlodowaceń południowopolskich, położenie w profilu osadów czwartorzędowych rejonu Gostynina (por. Roman, Lisicki 2000). Można też, kierując się ogólną sytuacją geologiczną przypuszczać, że glina (I) związana jest ze starszym epizodem glacialnym zlodowaceń środkowopolskich (rys. 13). W przyszłości rozwiązaniu tej kwestii być może posłużą badania osadów organogenicznych występujących w pozycji międzyglinowej w Sierakówku, na południe od Lisicy, poza zasięgiem zlodowacenia wisły.

Badania geologiczne wykazały, że na południe od Gostynina najmłodsza glina lodowcowa (bazalna) nie tworzy ciągłej pokrywy w strefie bliskiej maksymalnego

zasięgu ostatniego lądolodu (LGM), lecz występuje płatami, których miąższość nie przekracza 2,5 m. Jednocześnie wyraźna jest zależność przebiegu południowej granicy rozprzestrzenienia gliny od występowania wyniesień (garby Suchodębia i Sierrakowa) i obniżień (obszar zbiornika osińskiego) w powierzchni wysoczyzny środkowopolskiej (por. rys. 5, 6 i 20). Najdalej na południu, w okolicy Dendyi, występuje płat gliny zalegającej na serii osadów zastoiskowych z Osin, który zachowany jest w formie szczątkowej, pod przykryciem piaszczysto-żwirowych osadów sandru Skrwy (rys. 6). Silne rozczłonkowanie pokrywy gliniastej w dużej mierze wynika z intensywnej działalności erozyjnej wód roztopowych w okresie deglacjacji. Ma to szczególny wyraz w strefach ujściowych rynien subglacialnych: lubieńskiej i gostynińskiej, u wylotu których formowały się sandry o złożonej budowie. Najwyższy poziom sandrowy związany był z okresem maksymalnego zasięgu lądolodu, a zachowane fragmenty proksymalnych części tego poziomu wyznaczają zasięg czoła lądolodu (rys. 6). W okolicy Antoniewa (około 4 km na północ od Łaniąt) występują dwa krótkie, połączone ze sobą i słabo wyrażone w morfologii stożki sandrowe. Ich apeksy zbudowane są z osadów piaszczystych, w których występują pojedyncze glazy oraz warstwy piaszczystych diamiktonów ze strukturami splywowymi. Wyraźne jest drobnienie osadów i zanikanie wkładek diamiktonów ku południowi. Proksymalne części stożków wyznaczają tu przebieg czoła lądolodu, co potwierdza również pojawienie się w miarę zwartej pokrywy gliny na północ od tych form. Większe trudności w wyznaczeniu przebiegu maksymalnego zasięgu lądolodu napotkano na południe od stanowiska w Lisicy. Tutaj glina ostatniego zlodowacenia (poziomu III) początkowo występuje pod cienką powłoką osadów sandrowych, a dalej ku południowi pojawia się już tylko w dnie doliny marginalnej odpływu wód roztopowych na północ od Leśniewic, gdzie buduje powierzchnię wałowych pagórków o wysokości 5–7 m i równoleżnikowym przebiegu. Wały te określone były przez Skompskię (1963) jako ozy erozyjne wycięte w starszych glinach lodowcowych. Z aktualnie przeprowadzonego rozpoznania budowy wewnętrznej tych form wynika, że miąższość pokrywającej je gliny sięga 1,5 m po czym pojawia się warstwa bruku morenowego lub cienka warstwa piaszczysto-żwirowych osadów glacialfluwialnych, a niżej występuje szaro-brązowa, zwarta glina o miąższości ponad 3 m. W świetle powyższego można się jedynie zgodzić, że są to formy erozyjne, chociaż z pewnością nie ozowe.

Granice maksymalnego zasięgu lądolodu w zachodniej części sandru Skrwy (rejon Sokolów – Dendyja) wyznaczono na podstawie rozpoznanych tu form marginalnych wyrażonych w postaci ciągów wytopisk i pagórków po wałach lodowcowo-morenowych. Formy te związane są już z etapem zaniku lądolodu i omówione będą w rozdziale następnym.

Podsumowując powyższe rozważania należy stwierdzić, że lądolód zlodowacenia wisły dotarł do linii wyznaczonej przez miejscowości: Wola Olszowa – Antoniewo – Sokolów – Osiny – Leśniewice. Wyraźna jest zależność kształtu linii maksymalnego zasięgu lądolodu od ukształtowania jego bezpośredniego przedpola (por. rys. 6 i 20).

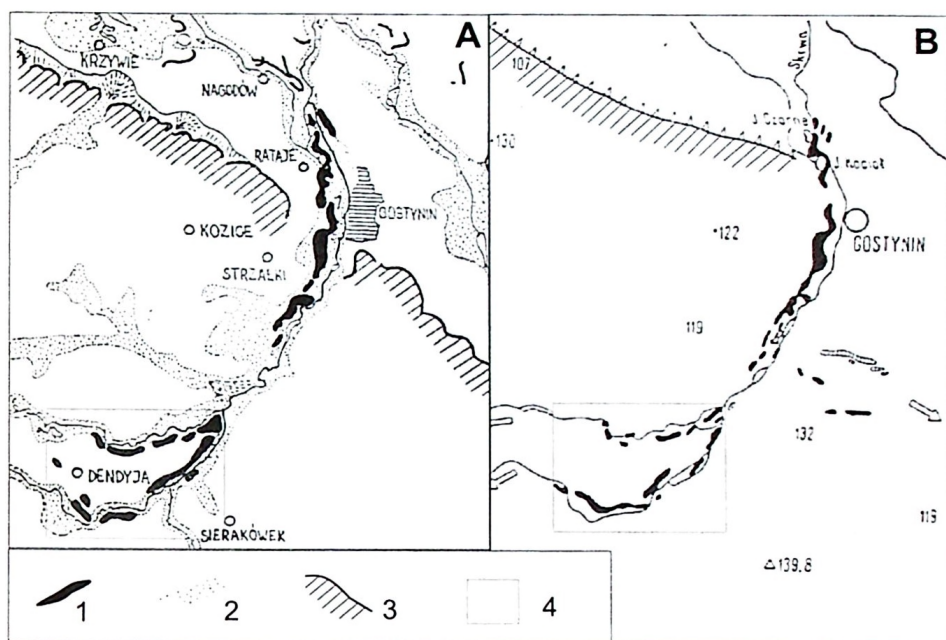
ZANIK OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU

Obszar Sokołów – Sierakówek;
 formy reliktowe po walach lodowo-morenowych oraz sandr Skrwy

Obszar Sokołów – Sierakówek (rys. 2, 5, 6) położony jest w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu w obrębie lobu Skrwy i obejmuje część rozległego sandru uformowanego u wyloty rynny gostynińskiej oraz zespół wydłużonych pagórków i towarzyszących im ciągów ukierunkowanych wytopisk, występujący w zachodniej części sandru w rejonie Sokołowa – Dendyi. W stosunku do głównych elementów paleorzeźby sprzed nasunięcia ostatniego łądolodu rozpatrywany obszar znajduje się w miejscu rozległego obniżenia zbiornika osińskiego, pomiędzy dwoma elewacjami wysoczyzny środkowopolskiej (rys. 20). Obniżenie to istniało już u schyłku zlodowacenia warty i zostało prawdopodobnie wykorzystane w eemie przez rzekę. Śladem erozji rzecznej jest bruk korytowy nawiercony w Sokołowie poniżej serii zastoiskowych zbiornika osińskiego. Transgresja łądolodu w okresie fazy głównej zlodowacenia wisły poprzedzona była erozją wód roztopowych. Otwartość topomorfologiczna przedpola łądolodu była przyczyną wkroczenia tu lobu lodowcowego sięgającego po okolice Osin (lob Skrwy), a jednocześnie warunkowała swobodny odpływ wód roztopowych ku południowi i utworzenie rozległego sandru Skrwy, przedłużającego się ku południowi jako sandr doliny Głogowianki.

Szczegółowsze dane dotyczące budowy geologicznej i geomorfologii omawianego obszaru po raz pierwszy znaleźć można na mapie geologicznej Kotliny Płockiej L e n c e w i c z a (1936), który kreśli tu rozległy fragment zdenudowanej, piaszczystej moreny otoczonej (również od północy) wyniesieniami moreny dennej starszego zlodowacenia. Piaszczystą morenę rozcinają torfowe obniżenia doliny Skrwy, której od wysokości Reszki (już poza granicami obszaru Sokołów – Sierakówek) zaczyna towarzyszyć oz gostyniński. Inny obraz znajdujemy na mapie Ł y c z e w s k i e j (1948), która w obrębie rozległego sandru wyróżniła szereg wałów ozowych o przebiegu równoległym do głównych obniżen dolinnych rozcinających sandr m.in. w okolicy Dendyi, Sierakówka i Techman. Sandr otaczają od wschodu i zachodu starsze, zdenudowane wysoczyzny morenowe, a od północy młodsza wysoczyzna polodowcowa. Taki generalny obraz przypowierzchniowej budowy geologicznej obszaru Sokołów – Sierakówek utrzymany jest w pracach W a d a s a (1962), S k o m p s k i e g o (1963, 1969), B a r a n i e c k i e j i S k o m p s k i e g o (1978) (rys. 31).

Dopiero T u r k o w s k a (inf. ustna) prowadząc w latach 1996–1998 prace kartograficzne do arkusza Gostynin Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, zakwestionowała ozową genezę pagórków w okolicy Techman i Wąwrowej. W związku z tymi wątpliwościami autorka niniejszej pracy podjęła szczegółowe badania geologiczne i geomorfologiczne w obszarze Sokołów – Sierakówek, które rzuciły nowe światło na genezę niektórych form i pozwoliły



Rys. 31. Występowanie ozów w rejonie Gostynina

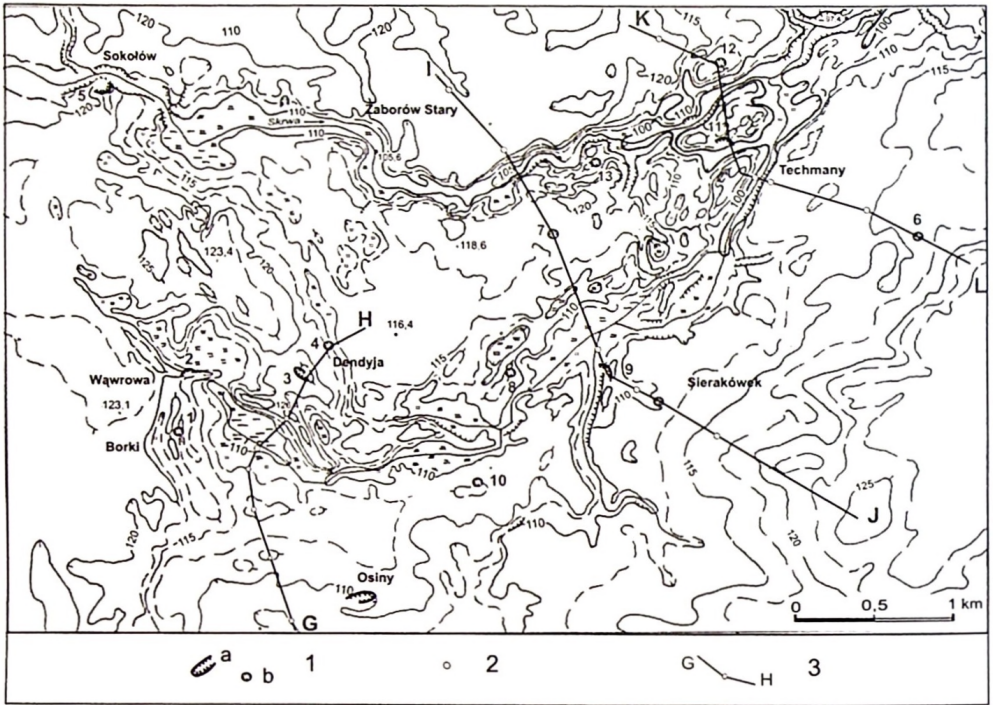
A – wg W a d a s a (1962 – rys. 5); B – wg S k o m p s k i e g o (1963)
 1 – ozy; 2 – sandry; 3 – strefa krawędzi wysoczyzny; 4 – granice obszaru szczególnych badań Sokółów – Sieraków

Distribution of eskers in the vicinity of Gostynin

A – after W a d a s (1962 – Fig 5); B – after S k o m p s k i (1963)
 1 – eskers; 2 – outwash; 3 – plateau edge; 4 – case study area Sokółów – Sieraków

na sformułowanie odmiennego poglądu na morfogenezę tego obszaru od dotychczas przyjętego. Analizę obszaru Sokółów – Sieraków przedstawiono oddzielnie dla zespołu obniżen i pagórków w strefie Sokółów – Dendyja oraz dla sandru Skrwy (rys. 32, 33). Było to podyktowane odmienną morfologią, budową geologiczną oraz rozmieszczeniem analizowanych form w stosunku do form otaczających i względem dawnej krawędzi lądolodu. Można zatem sądzić, że oba zespoły form podporządkowane były innym procesom morfogenetycznym.

Charakterystyczne dla rzeźby rejonu Sokółów – Dendyja są szeregowo ułożone wałowe pagórki o rozciągłości NW–SE porozdzielane ciągami wydłużonych zagłębień o nieregularnych kształtach (rys. 32). Pagórki mające długość od 0,5 do 1,5 km przy szerokości 150–650 m osiągają wysokość 120–126,5 m n.p.m. i wyraźnie dominują w morfologii tego obszaru. Wydłużone współkształtnie do przebiegu pagórków obniżenia mają zazwyczaj podmokłe dna, zalegające na 108–112 m n.p.m. Stoki pagórków są bardziej strome od strony zagłębień,



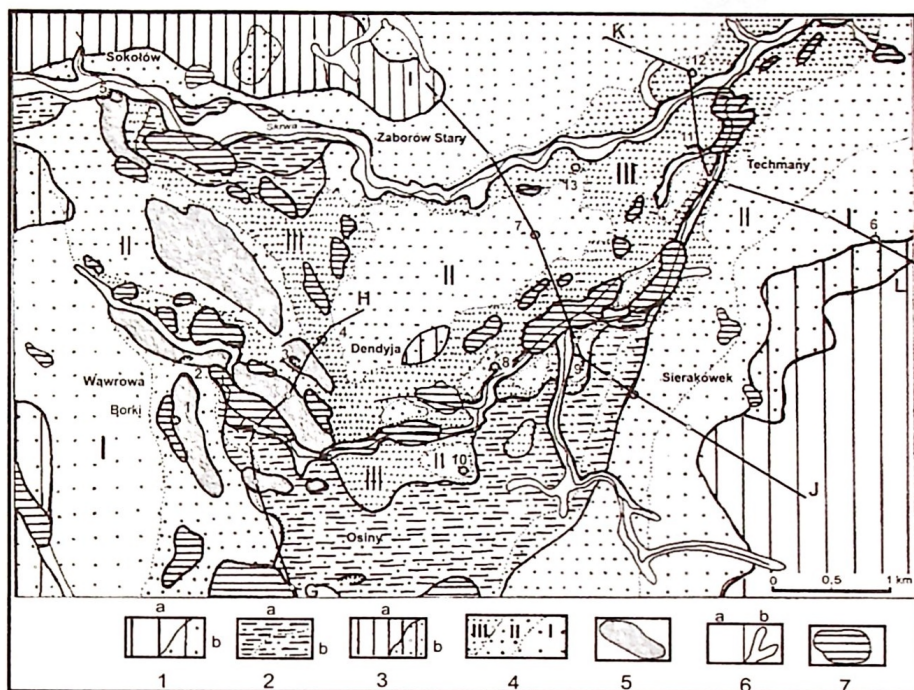
Rys. 32. Rzeźba obszaru Sokolów – Sierakówek

1 – odsłonięcia (a) i wkopy (b) wraz z numerem; 2 – sondy; 3 – przekroje geologiczne

Configuration of the case study area Sokolów – Sierakówek

1 – exposures (a) and dug holes (b) and their ordinal number; 2 – boreholes; 3 – geologic cross-sections

natomiast stoki „zewnętrzne” łagodnie opadają zlewając się z powierzchnią sandru. Pagórki cechuje odmienny w stosunku do otaczającego sandru charakter przypowierzchniowej budowy geologicznej, co wyraża się dużym zróżnicowaniem litologicznym osadów, znacznie większym udziałem materiału grubookruchowego i obecnością wkładek gliniastych (rys. 33). Charakterystyczny jest kierunek NW–SE zespołu omawianych form nawiązujący do przebiegu krawędzi lądolodu lobu Skrzy (rys. 34). Taki charakter rzeźby określany jest terminem *controlled hummocky relief* (Boulton 1972). Cechy morfologiczne oraz piaszczysto-zwirowy charakter osadów budujących wały w rejonie Wąwrowej i Dendzji zadecydowały o uznaniu tych form za ozy (Łyczewska 1948; Wadas 1962 – rys. 5; Skompski 1963, 1969; Baraniecka, Skompski 1978), a w konsekwencji rozdzielających je obniżen za rynny polodowcowe (Skompski 1969) (rys. 31).



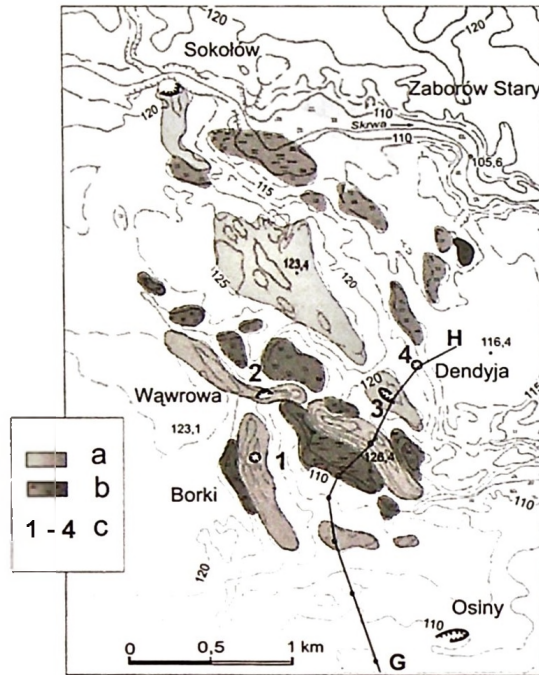
Rys. 33. Szkic geologiczny obszaru Sokolów – Sierakówek

I – glina zwałowa zlodowacenia warty (a), pod przykryciem piasków glaciofluwialnych (b); 2 – ły i mułki zastoiskowe (a), pod przykryciem piasków glaciofluwialnych (b); 3 – glina zwałowa zlodowacenia wisły (a), pod przykryciem piasków glaciofluwialnych (b); 4 – piaski i żwiry glaciofluwialne poziomów I, II, III sandru Skrwy; 5 – piaski i żwiry, mułki oraz gliny spływowe pagórków po walach lodowo-morenowych; 6 – piaski i mady rzeczne (a) oraz piaski humusowe den dolinnych (b); 7 – gytja, masyły torfiaste i torfy rytnien i zagłębien bezodpływowych
numery stanowisk dokumentacyjnych i przekroje geologiczne jak na rys. 32

Geology of the area Sokolów – Sierakówek

I – Wartan till (a) overlain by glaciofluvial sands (b); 2 – ice-dammed clays and silt (a) overlain by glaciofluvial sands (b); 3 – Vistulian till (a) overlain by glaciofluvial sands (b); 4 – glaciofluvial sands and gravels of the levels I, II, III of the Skrwa outwash; 5 – sands and gravels, silts and flow tills of hillocks of ice cored moraine ridges; 6 – sands and flood plain deposits (a) and humus sands (b); 7 – gyttja, peaty muds of tunnels and closed depressions
for numbers of sites and cross-sections see Fig. 32

W obszarze Sokolów – Dendýja zbadano 3 większe odsłonięcia, wykonano 6 wkopów oraz 62 sondy ręczne i mechaniczne. Wiercenia wykonane w dnach obniżen wykazały, że miąższość osadów biogenicznych nie przekracza tam 2 metrów, a poniżej występuje warstwa mułkowatego piasku ze żwirem i cienka (0,7–1,5 m) warstwa piaszczystej gliny z glazami, pod którą lokalnie nawiercano laminowane ły zastoiska osińskiego (rys. 35). Charakter wypełnien analizowanych obniżen wskazuje, że nie są to formy powstałe w wyniku głębokiej erozji subglacialnej, a raczej skutek wytopienia brył lodu lodowcowego. Interesująca jest budowa wewnętrzna form wałowych, najlepiej rozpoznana w Wawrowej i w Sokolowie.



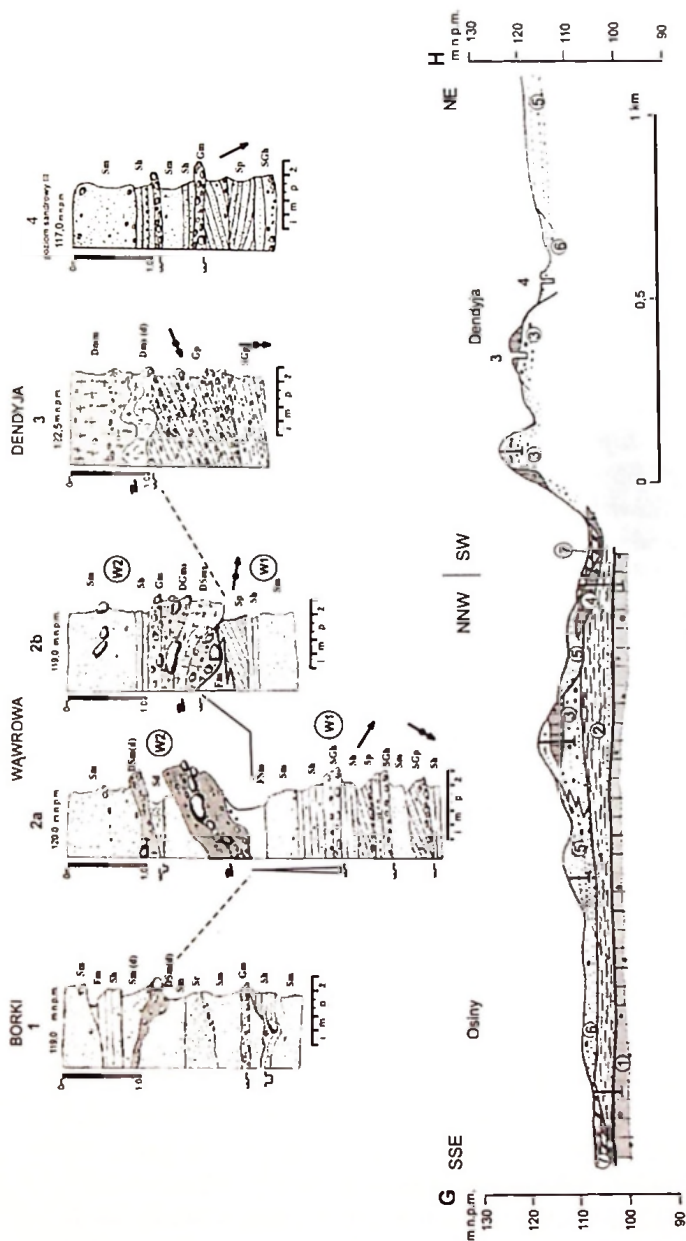
Rys. 34. Występowanie pagórków oraz ciągów wytopisk po wałach lodowo-morenowych w rejonie Sokolowa – Dendyja

a – pagórki; b – ukierunkowane wytopiska w zespole form reliktowych po wałach lodowo-morenowych; c – numery odsłoneń i wkopów dla których wykonano profile litofacjalne zamieszczone na rys. 35

Occurrence of hillocks and a train of kettle holes left behind by ice cored moraine ridges in the vicinity of Sokolów – Dendyja

a – hillocks; b – oriented kettle holes in the relicts of ice cored moraine ridges; c – numbers of exposures and dug holes for which lithofacies logs shown in Fig. 35 were constructed

W **Wąwrowej** (rys. 35 – profile 2a, 2b) wykonano dwa wkopy w ścianie dawnej żwirowni założonej w grzbietowej części wałowego pagórka. Do głębokości 4,5 m rozpoznano kompleks osadów glacyfluwialnych (W1), zalegający pod osadami ablacyjnymi o charakterze spływowym (W2). Kompleks W1 reprezentuje zespół litofacji piaszczysto-żwirowych o warstwowaniu horyzontalnym lub płaskim warstwowaniu przekątnym (*SGh*, *Sh*, *SGp*, *Sp*), zwieńczony masywnymi osadami drobnoziarnistymi (*Sm*, *FSm*) o malejącej gradacji ziarna. Pomierzone kierunki paleoprądów w strukturach płaskich warstwowań przekątnych wskazują na przepływ wód ku SE (pojedyncze pomiary też na SSW), a więc zgodny z przebiegiem omawianych form i ogólnym nachyleniem terenu. Depozycja osadów zachodziła w środowisku korytowym dość płytkiej roztoki w wyniku przyrostu dystalnego odsypów poprzecznych (litofacje *Sp*, *SGp*), natomiast w płytszych strefach koryta przepływy przejściowe do nadkrytycznych tworzyły płaskie dno (*Sh*).



Rys. 35. Przekrój geologiczny G–H przez zespół form reliktowych po wałach lodowo-morenowych w rejonie Sokolowa – Dendyja oraz profile litofacijsne ważniejszych odsłonięć i wkopów

złodowacenie warty: 1 – glina lodowcowa, szara; złodowacenie wisły: 2 – ily i mulki glaciolimniczne, 3 – piaski i żwiry, gliny spływowe oraz mulki pagórków po wałach lodowo-morenowych, 4 – glina lodowcowa, czerwono-brązowa, 5 – piaski poziomu sandrowego II, 6 – piaski i żwirny poziomu sandrowego III; Holocen: 7 – igit, namulki torfiste i torfy rynnien i zagłębien bezodpływowych; lokalizacja przekroju geologicznego i punktów dokumentacyjnych jak na rys. 32 – 34

Geologic cross-section G–H of relicts of ice cored moraine ridges in the vicinity of Sokolów – Dendyja and lithofacies logs of major exposures and dug holes
 Wartyan Glaciation: 1 – grey till; Visulian Glaciation: 2 – glaciolimnic clays and silts, 3 – sands and gravels, flow tills and silts of hillocks of ice cored moraine ridges, 4 – red and brown till, 5 – sands of the outwash level II, 6 – sands and gravels of the outwash level III; Holocene: 7 – peaty muds and peats of subglacial channels and closed depressions
 for location of the section and the documentation points see Figs 32–34

Najwyższą część profilu w Wąwrowej (rys. 35 – profile 2a, 2b) zajmuje kompleks ablacyjnych osadów spływowych **W2** o miąższości 1,5–2,0 m. Charakterystyczne jest występowanie tego typu utworów w przyszczytowej partii wałowego pagórka, od strony towarzyszącego mu od północy zagłębienia. Zwraca uwagę zmniejszanie się ich miąższości zgodnie ze skłonem stoku. Kompleks osadów spływowych (**W2**) to zespół warstw piaszczystego lub żwirowego diamiktonu z soczewkami piasku często o potokowej, inwolucyjnej strukturze (*D_{Sm}*, *GD_{ms}*) oraz masywnych piasków (*Sm*) z glazami o średnicy do 0,3 m. W spągu diamiktonu pojawiają się warstwy drobnego piasku o zaburzonej ondulacyjnej strukturze. Warstwy diamiktonu dostawały się do osadu w postaci subaeralnych spływów kohezyjnych typu *debris flow*. Przy większym udziale wody w transporcie materiału gliniastego, ulegał on lokalnie rozmywaniu, czego wyrazem jest obecność żwirowo-glazowych soczew i pokryw w stropie diamiktonu. Sposób rozprzestrzenienia diamiktonów spływowych (górne partie pagórka od strony wytopiska) pozwala wiązać ich występowanie z procesami wytapiania i redepozycji materiału morenowego z otaczających zbiornik sedymentacyjny ścian i stoków lodowych, a jednocześnie wskazuje na krótki transport materiału spływowego.

W Borkach i Dendyi (rys. 35 – profile 1, 3) stwierdzono podobne zróżnicowanie osadów na serie glacifluwalne i ablacyjno-spływowe. W osadach ablacyjnych w Dendyi występują struktury grawitacyjne w postaci lobów spływowych. Kształt lobów i wergencja drobnych fałdów piaszczystych wskazują, że spływy diamiktonu miały miejsce z kierunków północnych od strony obecnie występującego tam zagłębienia. Podobnie jak w Wąwrowej, rozkład serii ablacyjnych ograniczony jest do górnych partii pagórków, natomiast w strefach podstokowych osady diamiktonowe nie występują.

Stanowisko **Sokolów** znajduje się w północnej części wałowego pagórka o kilkumetrowej wysokości i południkowym przebiegu (rys. 34, 36 – I). Od strony zachodniej pagórek praktycznie nie zaznacza się w morfologii, natomiast wyraźnie różni się litologią od otaczającego go sandru (rys. 33). Północną część pagórka rozcina dolina Skrwy, która oddziela go od rozciągającej się na północy młodej wysoczyzny polodowcowej. Wysoczyznę buduje czerwono-brązowa glina lodowcowa o miąższości nie przekraczającej 3 m, lokalnie przykryta osadami glacifluwalnymi. Na wschód od pagórka w Sokolowie rozciąga się rozległe obniżenie o podmokłym dnie, w którym pod cienką (0,5 m) warstwą osadów biogenicznych występuje piaszczysty mułek oraz gliniasty żwir o łącznej miąższości 1,2 m, a następnie laminowane ropy i mułki zastoiskowe.

W obrębie odsłaniających się w Sokolowie osadów stwierdzono charakterystyczną trójdzielność profilu, na który składają się 3 kompleksy litofacjalne właściwe dla odmiennych środowisk sedymentacji: **S1** – kompleks glacifluwalny, **S2** – kompleks glacialimniczny i **S3** – kompleks spływowych osadów ablacyjnych.

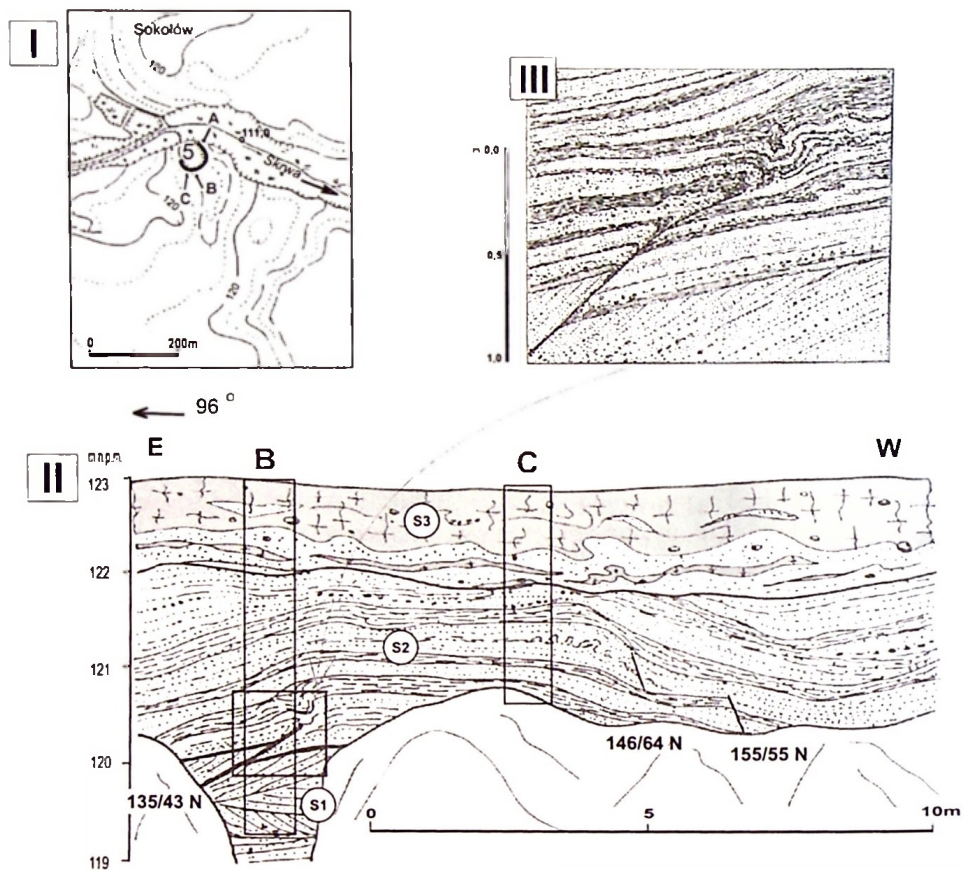
Kompleks **S1** to głównie średnioziamiste, rzadziej żwirowate piaski o płaskim warstwowaniu przekątnym średniej skali (*Sp*, *SGp*), lokalnie o niskokątowym nachyleniu (*Sl*) lub o strukturze masywnej (*Sm*). W stropie kompleksu stwierdzono synsedymentacyjny uskok odwrócony wygasający już wśród nadległych osadów

glacilimnicznych (rys. 36 – III). Cechy litologiczno-strukturalne (por. Zieliński 1993, 1998) osadów kompleksu **S1** wskazują, że ich depozycja miała miejsce w środowisku korytowym stosunkowo płytkiej, piaskodennej roztoki w postaci odsypów poprzecznych (*Sp*, *SGp*), a lokalnie w płytszych, przybrzeżnych strefach koryta zachodziła depozycja w warunkach górnego płaskiego dna (*Sl*, *Sm*). Analiza paleoprądów odczytanych z płaskich warstwowań przekątnych pozwoliła odtworzyć kierunki transportu materiału glacifluwianego, określając jako dominujący kierunek południowy z odchyleniem ku wschodowi ($V = 152,7^\circ$) (rys. 36 – V). Stwierdzony synsedymentacyjny uskok odwrócony wskazywać może na kontakt osadów z żywym czołem lądolodu i niewielkie pchnięcie osadu, przy czym kierunek działania siły zaburzającej był z NE ku SW.

Kompleks **S2** stanowią wapieniste, mułkowate piaski i mułki o laminacji horyzontalnej, wykazujące pewne cechy sedimentacji cyklicznej (*SFh/Fh*), przechodzące obocznie w piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej (*SFr*). W osadach tych sporadycznie występują kanałowe rozmycia wypełnione materiałem piaszczysto-żwirowym o warstwowaniu horyzontalnym i normalnej gradacji ziarna. Wśród litofacji *SFh* pojawiają się gliniaste klasty o ostro zarysowanych krawędziach i średnicy kilkunastu centymetrów. Miąższość osadów wynosi około 2 m w centralnej części pagórka i zmniejsza się do ok. 0,5 m w kierunku znajdującego się na północy obniżenia. W kompleksie **S2** występują synsedymentacyjne uskoki grawitacyjne o niewielkim zrzucie oraz szerokopromienne fałdy obejmujące całość osadów glacilimnicznych (rys. 36 – II, IV). Depozycja osadów zachodziła w płytkim zbiorniku z niskoenergetycznymi przepływami o charakterze laminarnym (*SFh*) i okresowo zamierającym przepływie, kiedy następowała drobnoziarnista depozycja zawieszinowa lamin mułkowych.

Uskoki normalne w osadach glacilimnicznych kompleksu **S2** mogą być efektem osiadania osadu na skutek zaniku lodu, kompaktacji osadu albo, co wydaje się bardziej prawdopodobne, utraty podpory bocznej w postaci krawędzi lodowej. Zanik tej podpory następował synchronicznie z akumulacją glacilimniczną. Biegi płaszczyzn uskokowych są zgodne z rozciągłością pagórka, a ich upady skierowane są w stronę proksymalną (rys. 36 – IV). Szerokopromienne fałdy obejmujące kompleks glacilimniczny w zestawieniu z obecnością synsedymentacyjnego uskoku odwróconego na granicy kompleksów **S1** i **S2** są efektem pchnięcia osadów w wyniku niewielkiej oscylacji czoła lądolodu. Opisane zaburzenia świadczą o bliskiej obecności krawędzi „żywego” czoła lądolodu, które podlegało drobnym fluktuacjom (por. Kasprzak 1985, 1988; Kłysz 1990, 2001).

Na kompleks **S3** składają się naprzemiennie ułożone warstwy diamiktonu (*Dms*, *DSm*) oraz masywnego, różnoziarnistego piasku (*Sm*) lub niewyraźnie warstwowanego piasku o zaburzonej pierwotnej strukturze sedimentacyjnej (*Sd*). Miąższość osadów wynosi około 1 m. Charakterystyczne dla tego kompleksu są wtórne struktury splywowe świadczące o redepozycji materiału. Układ łobów splywowych wskazuje, że materiał diamiktyczny przemieszczał się ku SW. Depozycja litofacji *Dms* zachodziła w wyniku „zamrożenia” subaeralnych splywów



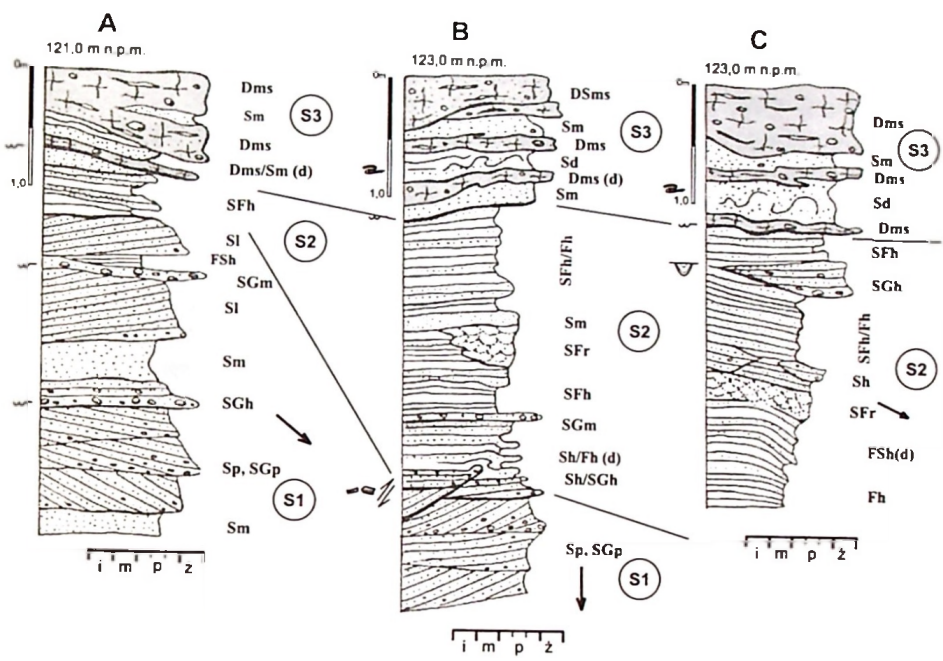
Rys. 36. Sokółów. Budowa pagórka po wałach lodowo-morenowych

I – sytuacja morfologiczna stanowiska z lokalizacją profili A–C; II – rysunek południowej ściany odsłonięcia z zaznaczonymi profilami litofacjalnymi; III – szczegółowy rysunek fragmentu południowej ściany – synsedymencyjny uskók odwrócony na granicy litokompleksów S1 i S2; IV – profile litofacjalne A–C; V – rozkład kierunków paleoprądów w kompleksie osadów glacyfluwialnych S1; VI – projekcja biegunów płaszczyzn uskoków normalnych i odwróconego

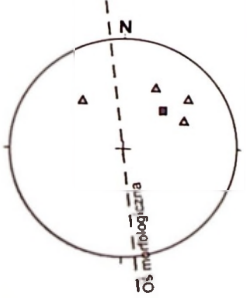
Structure of a hillock left behind by ice moraine ridges

I – morphological situation of the site with location of profiles A–C; II – drawing of the southern wall of the exposure with lithofacies logs marked; III – detailed drawing of the part of the southern wall – synsedimentary reversed fault at the border of lithocomplexes S1 and S2; IV – lithofacies logs A–C; V – distribution of the directions of paleocurrents in the complex of glaciofluvial deposits S1; VI – projection of poles to normal and reversed faults surfaces

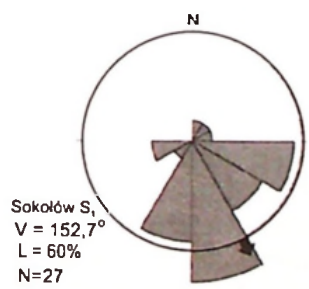
IV



VI



V



kohezyjnych typu *grain flow*. Warstwy różnoziarnistego, źle wysegregowanego piasku o strukturze masywnej (*Sm*) zawierają niekiedy horyzonty otoczków o średnicy do 0,15 m – przypuszczalny ślad silnego rozmycia gliniastego koluwium. Cechy litofacjalne w powiązaniu z charakterem zaburzeń osadów oraz sytuacja geomorfologiczna stanowiska wskazują, że transport materiału diamiktycznego był krótki, a jego redepozycja następowała z żywego czoła łądolodu. Osady kompleksu **S3** odpowiadają allochtonicznym glinom spływowym (por. Boulton 1968; Kasprzak, Kozarski 1984; Zieliński, Van Loon 1996).

Na podstawie cech rzeźby analizowanego obszaru oraz przeprowadzonych badań litofacjalnych w zespole wałowych pagórków i towarzyszących im ciągów wytopisk należy przyjąć, że rzeźba analizowanego obszaru została uformowana w wyniku oddzielania się od głównej czasy łądolodu wałów lodowo-morenowych (*ice cored moraine ridges; death ice-moraine ridges*), a następnie ich degradacji na skutek wytopienia się trzonów lodowych. W efekcie, obecnie zaznaczone w morfologii wały są zbudowane z osadów deponowanych w zagłębieniach pomiędzy uformowanym wałem lodowo-morenowym a czołem zanikającego łądolodu, albo już tylko pomiędzy wałami sukcesywnie wyodrębnianymi od krawędzi lodowej. W strefach obniżień pomiędzy wałem lodowo-morenowym a czołem łądolodu, lub pomiędzy wałami lodowo-morenowymi, miały miejsce przepływy wód proglaacialnych kierujących się generalnie ku SE. W płytkich korytach rzek roztokowych zachodziła sedimentacja osadów piaszczysto-żwirowych i piaszczystych, przy czym przepływy stopniowo zamierały na skutek sukcesywnej recesji czoła i zmian drożności pierwotnego systemu odwodnienia. Gdy w obniżeniach międzywałowych przepływ równoległy zanikał, miała miejsce sedimentacja glacialimniczna. Strefy aktywności odpływu migrowały w stronę czoła lodowca, a nowo wyodrębnione wały lodowo-morenowe stanowiły barierę dla swobodnego odpływu wód roztopowych wypływających na przedpole. Procesy stokowe, nasilone głównie w końcowych etapach ewolucji wałów z trzonami lodowymi, wyrażone były głównie w postaci spływów materiału ablacyjnego, co prowadziło do odsłaniania trzonów lodowych i ułatwiało ich destrukcję. Redepozycja pokrywy ablacyjnej przy małym udziale wody była możliwa w warunkach bezpośredniego sąsiedztwa źródła zasilania, które stanowiła w tym przypadku powierzchnia stoku lodowego. W miarę zaniku trzonów lodowych następowała inwersja rzeźby, a osady ablacyjne zaczęły zmierzać ku powstającemu zagłębieniu, otulając w rezultacie niższe partie tworzonych pagórków. Obecne ciągi eliptycznie wydłużonych wytopisk ułożone współkształtnie do wałowych pagórków (oraz dawnej krawędzi łądolodu) są efektem zaniku trzonów lodowych w wałach lodowo-morenowych. Natomiast obecność w dnach wytopisk (poniżej serii organogenicznych), mułkowych piasków ze żwirem oraz piaszczystej gliny z gładzami jest śladem po wytopieniu się pogrzebanego trzonu lodowego. Jest to zgodne z opinią Kłyszka (2000, 2001), że po wytopieniu się lodowego wnętrza pierwotnie okazałych wałów lodowo-morenowych pozostaje osad wykazujący wyraźną dwudzielną: górną część profilu buduje osad drobny, a część dolną gruby ru-

mosz zatopiony w drobnoziarnistym materiale. Pierwotny obraz form powstałych w strefie formowania i zaniku wałów lodowo-morenowych ulegał szybkim przeobrażeniom w wyniku działalności wód roztopowych w dalszych etapach deglacjacji, z którymi związane było powstanie najniższego poziomu sandrowego (rys. 33). Przedstawiony powyżej obraz morfogenezy obszaru Sokolów – Dendycja odpowiada w głównych zarysach modelowi przedstawionemu przez Kasprzaka (1988). Główną cechą diagnostyczną przy wydzielaniu form po wałach lodowo-morenowych jest zdaniem Kasprzaka i Kozarskiego (1984) sytuacja morfologiczna form, tj. uporządkowanie w wały okalające zagłębienia wytopiskowe zorientowane zgodnie z linią krawędzi lodowca. Pagórki po wałach lodowo-morenowych wykazują zdaniem Kasprzaka (1988, 1996) typową trójdzielną profilu pionowego wyrażoną obecnością sekwencji osadów glacialifluwialnych, glacialimicznych i pokrywy ablacyjnych osadów spływowych.

Szerokość strefy zespołu form po wałach lodowo-morenowych w rejonie Sokolów – Dendycja, wynosząca około 1–1,5 km (rys. 33, 34) jest zbliżona do szerokości stref występowania wałów lodowo-morenowych w obszarach współczesnych lodowców (m.in.: Szupryczyński 1963, 1966; Jewtuchowicz 1972, 1973; Kozarski, Szupryczyński 1973; Kozarski 1974b; Karczewski, Wiśniewski 1977; Kłysz 1978; Andrzejewski, Stankowski 1981; Kłysz, Lindner 1982; Lindner i in. 1982b, 1990; Wiśniewski 1984; Ostaficzuk i in. 1990; Szczęsny i in. 1990). Charakter rzeźby i rozmiary form powstałych po zaniku trzonów lodowych rozpoznane w analizowanym obszarze są porównywalne z opisanymi z terenów dawnych, plejstocenijskich zlodowaceń (m. in.: Eyles, Slatt 1977; Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988, 1991; Kłysz 1990; Molewski 1999; Weckwerth 2000). W nazewnictwie geomorfologicznym brak jest jednoznacznych określeń dla wyróżnionego typu form. Między innymi stosowane są nazwy: „wały okolne” (Kasprzak, Kozarski 1984), „wzniesienia po wałach lodowo-morenowych” (Molewski 1999), „obniżenia i wały po trzonach lodowo-morenowych” (Karczewski 2001 – rys.1) czy „ukierunkowane wytopiska” oraz „wały i pagórki marginalne” (Weckwerth 2000). Autorce wydaje się najodpowiedniejszym termin: formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych.

Proces wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych z brzeżnych stref lodowców został dobrze poznany, a obszerny zestaw literatury tematu przedstawili Kasprzak (1988) oraz Kłysz (1990, 2001). Mechanizm formowania wałów z lodowym jądrem tłumaczono wyodrębnianiem się partii brzeżnych lodowca wskutek zmiennej ablacji jego powierzchni, wynikającej z przykrycia wychodni powierzchni ścięcia materiałem mineralnym (ablacyjnym) i izolowania tych partii lodu przed ablacją. W przypadku analizowanego obszaru oddzielaniu się wałów lodowo-morenowych sprzyjała sytuacja paleomorfologiczna. W rejonie Sokolów – Dendycja powierzchnia terenu zajmowanego przez łądolód nachylała się ku SE co sprawiło, że przebieg krawędzi lodowej na tym odcinku był równoległy do głównego kierunku odpływu wód lodowcowych podążających ku

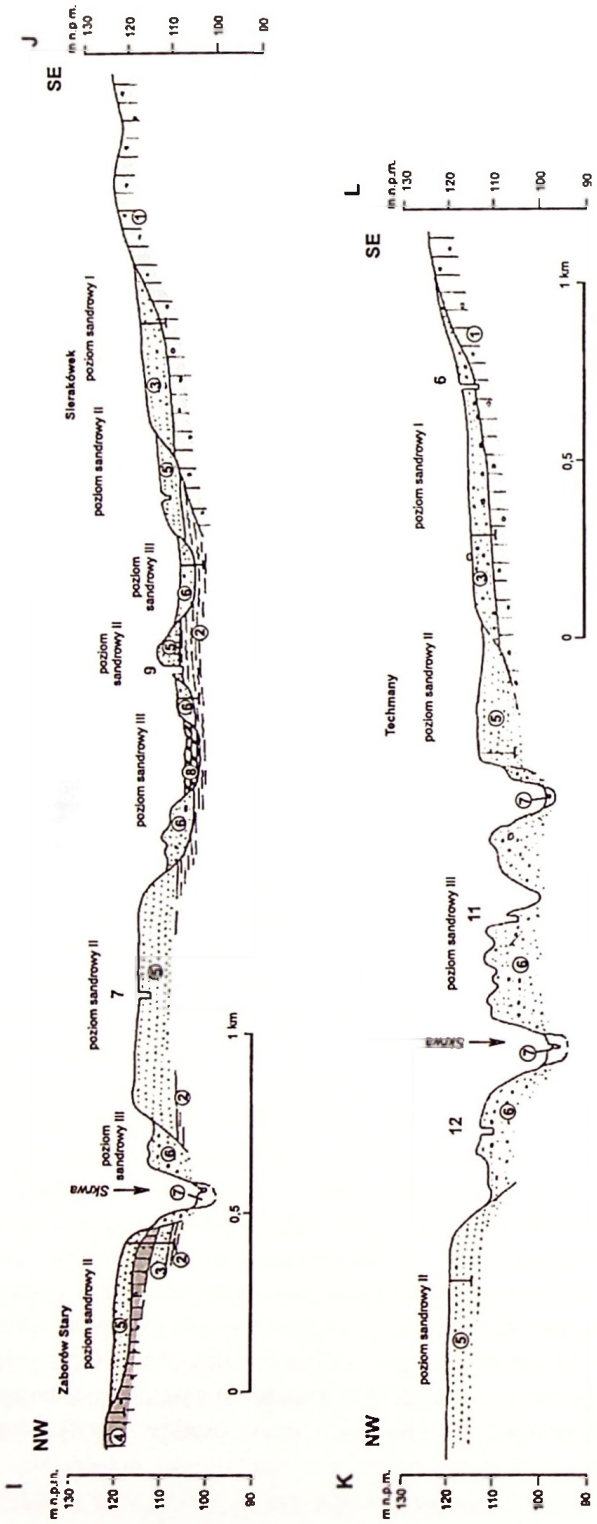
SE zgodnie z predyspozycją przedpola. Natomiast napór mas lodowych skierowany ku SW napotykał przeszkodę w postaci garbu Suchodębia. To podnoszenie się przedpola było istotnym czynnikiem dla kompresyjnego ruchu lodu i powstania płaszczyzn ścięcia w łądolodzie. Przedstawiona sytuacja paleomorfologiczna stwarzała dogodne warunki dla oddzielania się wałów lodowo-morenowych przy dużym udziale erozji mechanicznej i termicznej wód roztopowych (por. J e w t u c h o w i c z 1962, 1971, 1972, 1973; K o z a r s k i, S z u p r y c z y ń s k i 1973; P a u l 1983).

Opisane z rejonu Sokolów – Dendyja formy strefy krawędziowej łądolodu wskazują, że proces deglacjacji analizowanego obszaru przebiegał w wyniku powolnej recesji frontalnej z zachowaniem żywego czola łądolodu (K a s p r z a k 1988, 1991), przy czym podstawowym mechanizmem deglacjacji było sukcesywne wyodrębnianie się z czola łądolodu wałów lodowo-morenowych (B o u l t o n 1967; K o z a r s k i, S z u p r y c z y ń s k i 1973).

Dominacji sandrów w rejonie Sierakówka sprzyjała otwartość topomorfologiczna przedpola łądolodu i jego nachylenie w kierunku dystalnym oraz usytuowanie tego obszaru u wylotu rynny gostynińskiej, gdzie rozwinął się jeden z głównych systemów odpływu wód proglacialnych formujący rozległy sandr Skrwy. Powierzchnia sandru znajduje się na wysokości ponad 120 m n.p.m. w części północnej, a następnie obniża się ku południowi i południowemu zachodowi do 107 m n.p.m. Również położone skrajnie na wschodzie i zachodzie fragmenty sandru osiągają wysokość około 120 m n.p.m. (rys. 32, 33). Dość monotonna powierzchnię sandru urozmaicają dwa łukowato wygięte ku południowi, współkształtne do siebie obniżenia „dolinne”, które zbiegają się w okolicy Techman na osi rynny gostynińskiej. Położone na północy obniżenie wykorzystuje obecnie Skrwa, zaś to położone na południu odwadniane jest szeregiem drobnych cieków kierujących swe wody, podobnie jak Skrwa, ku północnemu wschodowi. W dnach obniżen można wyróżnić szereg przewężeń i rozszerzeń, przy czym w miejscach rozszerzeń dna występują osady organogeniczne o największej miąższości (do 2,5 m). Obniżeniom towarzyszy pas silnie urozmaiconej rzeźby w postaci licznych owalnych pagórków, zwykle wydłużonych zgodnie z przebiegiem obniżen. Formy te określane były niejednokrotnie jako wały i pagórki ożowe (Ł y c z e w s k a 1948; W a d a s 1962; S k o m p s k i 1963, 1969; B a r a n i e c k a, S k o m p s k i 1978) (rys. 31). Powierzchnie szczytowe pagórków znajdują się na podobnych wysokościach i położone są o kilka metrów niżej w stosunku do wyrównanej powierzchni sandru. Względem pozostałej części sandru pagórki wyróżnia także znaczny udział grubszego materiału żwirowego i gwałowego w ich budowie, a jednocześnie zawartość grubszych frakcji maleje wraz z oddalaniem się ku południowemu-zachodowi od miejsca zbiegania się obniżen w okolicy Techman. Ku południowi sandr Skrwy przechodzi w sandr dolinny towarzyszący Głogowiance, który następnie łączy się z doliną proglacialną Ochni (W i ś n i e w s k i, A n d r z e j e w s k i 1994).

W obrębie sandru Skrwy, na podstawie cech morfologicznych, litologicznych, rozkładu kierunków paleoprądów oraz ogólnej sytuacji w stosunku do innych

form wyróżniono trzy poziomy sandrowe (rys. 33, 37). Poziom **I** – najstarszy, związany jest z transgresją i maksymalnym zasięgiem lądolodu wisły. Jego fragmenty zachowały się w zachodniej i wschodniej części sandru Skrzywy i przylegają bezpośrednio do starszej, warciańskiej wysoczyzny. W budowie tego poziomu biorą udział grubolawicowe piaski o płaskich warstwowaniach przekątnych (*Sp*) (rys. 38 – profil 6), w których występują wkładki masywnych żwirów (*Gm*) o kilkunastocentymetrowej miąższości. Ku stropowi uziarnienie osadu nagle maleje: masywne piaski żwirowate (*SGm*) przechodzą w laminowane mułki (*FSh*) i drobnoziarniste piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej lub strukturze masywnej (*Sr*, *Sm*). W strefie przypowierzchniowej występują różnoziarniste, masywne piaski (*Sm*). W spagu serii glacyfluwialnej zalega lawica grubych żwirów z pojedynczymi głazami o średnicy 30 cm. Na kontakcie z podścielającym szarym diamiktonem, żwiry nabierają cech podłoża. Pomierzone w strukturach płaskich warstwowań przekątnych (*Sp*) kierunki paleoprądów wskazują na odpływ wód ku W i SW (rys. 38 – profil 6). Osady deponowane były w środowisku korytowym piaskodennej roztoki o dość intensywnych, niewyrównanych, acz stopniowo malejących przepływach. Na uwagę zasługuje fakt, że kierunki paleoprądów mierzone w obrębie struktur przekątnych warstwowań płaskich w zachodnim fragmencie **I** poziomu sandrowego wskazują na południowy, z odchyleniem ku wschodowi kierunek odpływu wód (rys. 38). Granica pomiędzy poziomem sandrowym **I** a **II** jest słabo czytelna w morfologii. Poziom **II** ma najszersze rozprzestrzenienie i przechodzi ku północy w pokrywę glacyfluwialną młodej wysoczyzny polodowcowej, zaś ku południowi w sandr dolinny towarzyszący Głogowiance. Powierzchnia tego poziomu jest wyrównana, łagodnie pochylona w kierunku dystalnym (rys. 32, 37). Znaczną część sandru pokrywają kompleksy leśne. Brak jest na tym terenie większych odkrywek, stąd rozpoznania budowy geologicznej dokonano głównie dzięki wkopom i płytkim wierceniom. We wszystkich profilach (rys. 38 – profile 7–10) występuje przypowierzchniowa warstwa bezstrukturalnych piasków z pojedynczymi otoczkami i domieszką pyłu o miąższości do 1 m. Poniżej zalegają osady piaszczyste (głównie piaski średnioziarniste) o płaskich warstwowaniach przekątnych średniej skali (*Sp*), rzadziej warstwowane horyzontalnie (*Sh*) czy o strukturze masywnej (*Sm*). Udział materiału żwirowego jest bardzo niski. Żwir występuje głównie w postaci domieszek w piaskach, choć sporadycznie w dolnych partiach profili pojawiają się cienkie warstwy masywnych żwirów (*Gm*, *SGm*). Dla większości analizowanych profili charakterystyczne jest zmniejszanie skali jednostek depozycyjnych ku górze oraz wzrost udziału osadów drobnoziarnistych o strukturze masywnej (*SFm*, *Fm*) lub laminacji horyzontalnej (*FSh*). Częstym zjawiskiem jest występowanie w górnej części profili piasków o rytmicznej laminacji riplemarkowej (*Sr*). Cechy strukturalne i uziarnienie osadów w analizowanych profilach wskazują, iż ich depozycja zachodziła w środowisku korytowym piaskodennych roztok o stopniowo zmniejszającej się dynamice i głębokości przepływu. Cechy osadów są typowe



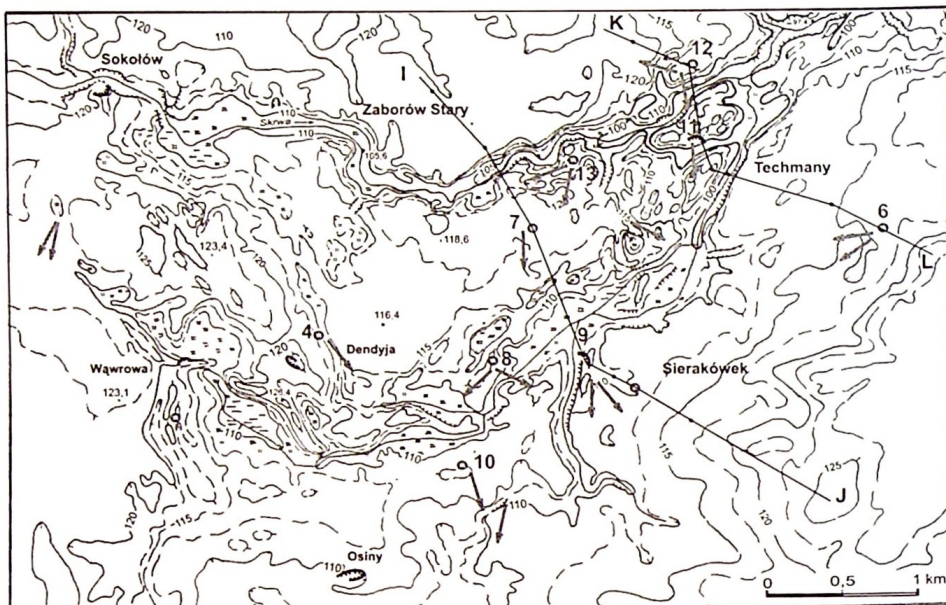
Rys. 37. Przekroje geologiczne I-J i K-L przez sandr Skrzywy w rejonie Sierakówka

zlodowacenie: warty: 1 - glina lodowcowa, szara; zlodowacenie wisly: 2 - ily i mulka glaciolinniczne, 3 - piaski i zwny wodnolodowcowe podglimowe oraz poziomu sandrowego I, 4 - glina lodowcowa, czerwono-brązowa, 5 - piaski poziomu sandrowego II, 6 - piaski i zwny poziomu sandrowego III, holocen: 7 - piaski i mudy rzeczne, 8 - gyttja, namuly torfiste i torfy rymien i zagłębien bezodpływowych

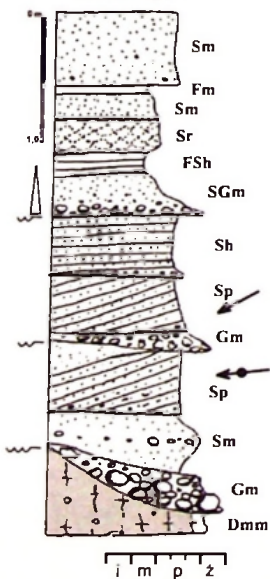
Geologic cross-sections I-J and K-L of the Skrzywa outwash in the vicinity of Sierakówek

Warian Glaciation: 1 - grey till; Visulian Glaciation: 2 - glaciolinnic clays and silts, 3 - glaciolinnic sands and gravels underlying tills and of the outwash level I, 4 - red and brown till, 5 - sands of the outwash level II, 6 - sands and gravels of the outwash level III; Holocene: 7 - fluvial sands, 8 - gyttja, peaty muds and peats of subglacial channels and closed depressions

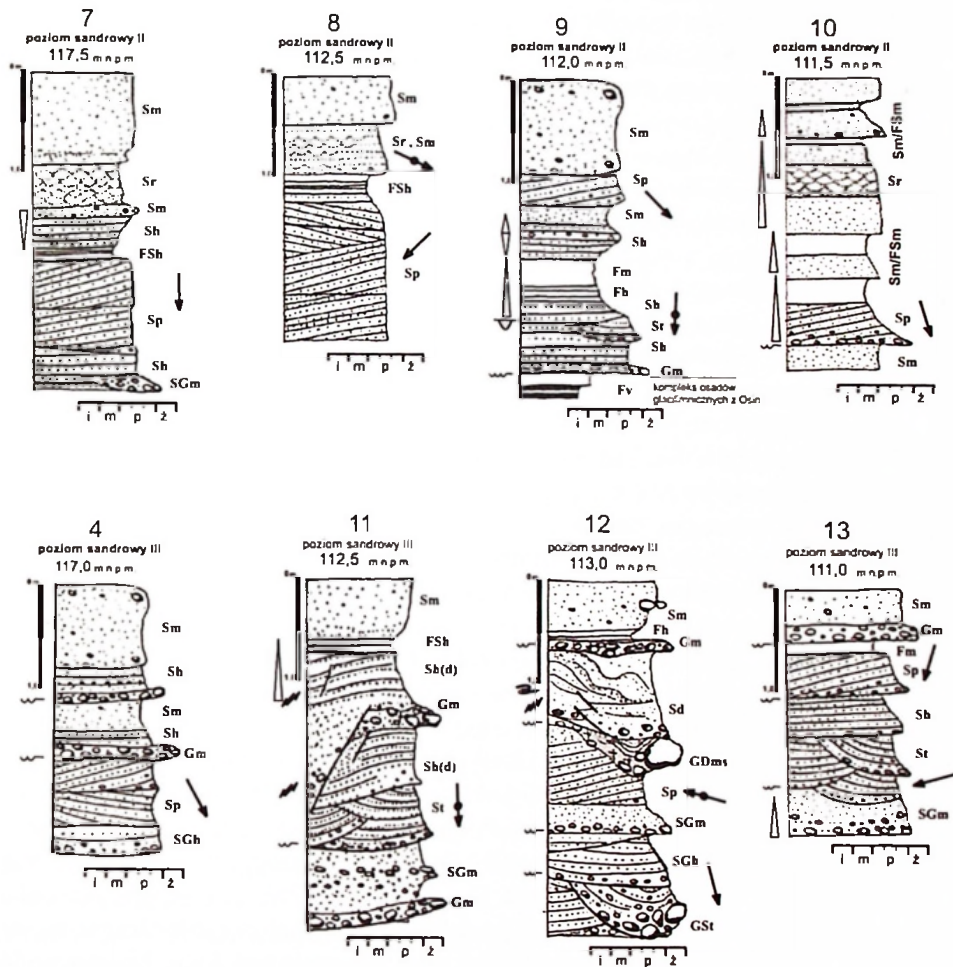
dla aluwiiów dystalnych koryt sandrowych (por. Zieliński 1993). Największe zróżnicowanie rzeźby i zmienność litofacjalna osadów cechują poziomy sandrowy III. Poziom ten w części północno-wschodniej sandru Skrwy wyraźnie wcina się w monotonną powierzchnię poziomu II i występuje tu w postaci szlaku towarzyszącego rynnie gostynińskiej, a następnie ciągowi obniżenia na jej przedłużeniu ku południowemu zachodowi. Uderzający jest kontrast w morfologii powierzchni obu poziomów. Rzeźba niższego z nich jest niezwykle urozmaicona istnieniem ogromnej ilości drobnych, owalnych pagórków o kilkumetrowej wysokości, przy czym w strefach rozcięć dolinnych czy większych wytopisk deniwelacje sięgają kilkunastu metrów (rys. 32, 37). Taki charakter rzeźby sandru tłumaczony był działalnością strumieni sandrowych, wytapianiem brył martwego lodu lub lodu zimowego (Wiśniewski 1971), akumulacją glaci-fluwialną na lodzie, którego zaleganie warunkowane było rzeźbą podłoża (Bartkowski 1967; Wiśniewski, Karczewski 1978), wytapianiem brył lodu zalegającego w rynnach subglacialnych (Liberacki 1958), wypływami wód subglacialnych w obręb uformowanego na przedpolu sandru (Bogacki 1976), spławianiem i osadzaniem allochtonicznych brył lodowych w korytach rzek sandrowych (Olszewski, Wecławert 1998) czy skutkami wytapiania się nalodzi (Kozarski 1975). W zachodniej części sandru Skrwy poziom III występuje wąską strefą wzdłuż ciągów ukierunkowanych wytopisk po wałach lodowo-morenowych (rys. 33). Na południe od Sierakówka oba poziomy sandrowe zlewają się tworząc wspólną powierzchnię. Charakterystyczny dla budowy tego poziomu jest znaczny udział grubookruchowego materiału oraz występowanie głazów nawet o średnicy powyżej 1 m, przy czym zaznacza się drobnienie osadów w miarę oddalania od stref źródłowych, szczególnie widoczne u ujścia rynny gostynińskiej. W obrazie strukturalnym osadów zwraca uwagę większa skala jednostek sedymentacyjnych oraz występowanie grawitacyjnych zaburzeń (rys. 38 – profile: 4, 11–13). Wśród osadów piaszczysto-żwirowych dominują struktury masywne (*SGm*, *Gm*, *Sm*), oraz wielko- i średnioskalowe przekątne warstwowanie rynnowe (*St*) lub płaskie (*Sp*). W górnej części profili, poniżej warstwy piasków o zatartych pierwotnych strukturach sedymentacyjnych, pojawia się cienka warstwa osadów drobnoziarnistych, najczęściej w postaci laminowanych lub masywnych mulków (*Flh*, *Fm*), czasem w towarzystwie ławicy masywnych żwirów (*Gm*). Lokalnie, w osadach piaszczystych występują soczewy diamiktonu, na którym zalegają niewyraźnie warstwowane piaski o zdeformowanej pierwotnej strukturze (rys. 38 – profil 12). Deformacje mają charakter grawitacyjnych przemieszczeń w wyniku osiadania z jednoczesnym przemieszczaniem materiału po stoku. Występują tu drobne, kilkucentymetrowe przesunięcia po płaszczyznach uskoków normalnych skierowanych dośrodkowo ku największemu ugięciu warstwy podścielającego diamiktonu, a jednocześnie zauważalne jest przesunięcie i lekkie zafałdowanie całej warstwy piaszczystej w kierunku obniżenia. W diamiktonie występuje głaz o średnicy 0,3 m. W osadach sandrowych odsłaniających się na stoku wytopiska (rys. 38 – profil 11) stwierdzono synsedymen-tacyjne uskoki normalne (grawitacyjne) o zrzucie 0,2–1,2 m. Interpretując powyższe



6
poziom sandrowy I
117,5 m n.p.m.



| | | | |
|----------|---|---|---|
| 4, 6 -13 | a | b | 1 |
| | | | 2 |



Rys. 38. Zróżnicowanie morfologiczne i litofacjalne sandru Skrwy

1 – sytuacja morfologiczna oraz numery odsłoneń (a) i wkopów (b) dla których wykonano profile litofacjalne; 2 – kierunki paleoprądów odczytane ze struktur kierunkowych w osadach glacialfluwialnych sandru Skrwy

Morphological and lithofacies differentiation of the Skrwa outwash

1 – morphological situation and the numbers of exposures (a) and dug holes (b) for which lithofacies logs were constructed; 2 – palaeocurrents derived from directional structures in glaciofluvial sediments of the Skrwa outwash

obserwacje można stwierdzić, iż depozycja osadów sandrowych miała miejsce w środowisku korytowym piaskodennej roztoki o intensywnym przepływie przy średniej głębokości koryta (litofacje *St*, *SGt*). Sedymentacja zespołu *St*, *SGt* zachodziła w warunkach lokalnej erozji rozmyć dennych, które zapelniane były osadem warstwowanym przekątnie w wyniku migracji dużych, trójwymiarowych riplemarków w dnie koryta. W warunkach przejściowych do górnego płaskiego dna następowało rozmywanie wydm dennych i akumulacja żwirowo-piaszczystych pokryw (*Gm*, *SGm*, *SGh*). W okresach niższych stanów wód intensywność, wydolność i głębokość przepływu malały i wówczas miała miejsce intensywna akumulacja w formie odsypów poprzecznych (litofacje *Sp*), a w płytszych strefach koryta w warunkach zbliżonych do górnego płaskiego dna deponowane były litofacje *Sh*. Skutkiem intensywnych, krótkotrwałych przepływów wezbraniowych było złożenie litofacji *Gm*. Akumulacja osadów odbywała się częściowo na lodzie, który ulegał stopniowej degradacji, o czym świadczą synsedymencyjne struktury grawitacyjne. Jednocześnie w obręb osadów korytowych dostarczane były allochtoniczne bryły lodowe. Śladem ich wytapiania może być warstwa piaszczystego diamiktonu oraz zaburzenia kolapsyjne zalegających powyżej osadów.

Kierunki paleoprądów pomierzone w strukturach warstwowań przekątnych zestawiono na rys. 38. Dyspersja kierunków paleoprądów pomierzonych w strukturach przekątnych warstwowań rynnowych jest znaczna, stąd na rysunku zaznaczono kierunki wypadkowe z tych badań, natomiast w przypadku pomiarów dokonanych w płaskich warstwowaniach przekątnych dużej skali (jako najbardziej wiarygodnych – por. Zieliński 1993) zaznaczono kierunki paleoprądów nawet z pojedynczych pomiarów. Generalnie odpływ wód sandrowych skierowany był ku SW i S we wschodniej części sandru i ku S i SE w jego zachodniej części.

Sandr Skrwy formowany był głównie przy udziale wód subglacialnych wpływających u wylotu rynny gostyńskiejskiej, dlatego też zmiany położenia bazy erozyjnej (na skutek stopniowego zaniku łądolodu) zapisane zostały w rzeźbie w postaci poziomów sandrowych (por. Bogacki 1976). Ich analiza pozwala ustalić etapy zaniku łądolodu. Prawdopodobnie proksymalne części fragmentów poziomu sandrowego I wyznaczają dawny przebieg czoła łądolodu. Należy podkreślić, iż nie stwierdzono tutaj typowych stref kontaktu lodowego, natomiast godny odnotowania jest fakt obecności, wśród osadów glacialfluwialnych, przelawiceń gliniastych (stwierdzanych sondami) oraz występowania głazów na powierzchni sandru. Początkowo deglacja odbywała się w wyniku powolnej recesji frontalnej poprzez wyodrębnianie wałów lodowo-morenowych. Obszar działalności wód roztopowych stopniowo powiększał się o tereny świeżo pozabawione zwartej pokrywy lodowej i tu formowany był poziom sandrowy II. Obecność łądolodu w obszarze występowania tego poziomu dokumentuje cienki (do 1 m) płat gliny lodowcowej z warstwą zaglinionych żwirów i otoczków w stropie, podścielający osady sandrowe na wschód od Dendyi (rys. 33). Już na etapie tworzenia poziomu II zanik łądolodu przybiera charakter powierzchniowy. Strefa działalności wód sandrowych rozszerza się na północ, a jednocześnie wyraźne jest zamieranie przepływów w korytach rzek proglacialnych sandru Skrwy. Na li-

nii głównego wypływu wód lodowcowych rynną gostynińską w wyniku ścienienia czoła łądolodu dochodzi do otwierania się wypływów w niższych jego partiach, co powodowało rozcinanie osadów sandrowych złożonych wcześniej (B o g a c k i 1976; M a r k s 1984; R o m a n 1990). Następnie dochodzi do zapadania stropu tunelu. Na przedłużeniu rynny istniały dogodne warunki hydrogeologiczne dla głębszego drenażu wód, które nadal mogły wypływać na przedpole w formie wywierzysk. W etapie formowania III poziomu sandru wody proglacjalne wykorzystywały pogłębiające się termokrasowo (poprzez wytapianie po-grzebanych brył) niecki na linii rynny, a ascensyjne wypływy wód subglacjalnych dopełniały niszczenia osadów przedpola. Tego typu wypływy wód są stosunkowo stałe i ograniczone do wąskich stref (B o g a c k i 1976), a ich rola morfolotwórcza jest dwójaka. Następuje silne niszczenie wcześniej złożonych na przedpolu osadów, zaś z drugiej strony przy wypływie wód pod ciśnieniem hydrostatycznym tworzą się pagórki zbudowane z wymywanego materiału składanego w sposób nieuporządkowany (W i ś n i e w s k i, K a r c z e w s k i 1978). Odpływ wód proglacjalnych w poziomie III odbywał się początkowo wąskim szlakiem, o znacznej intensywności przepływu. Ma to wyraz w znacznym udziale materiału żwirowego w osadach glacyfluwalnych. W miarę oddalania od głównego źródła wypływu, a także dzięki możliwości szerokiego rozprowadzenia koryt sandrowych, dynamika wód gwałtownie malała, prowadząc do intensywnej akumulacji osadów piaszczystych. W zachodniej części sandru Skrwy, zasilanie wód sandrowych zachodziło głównie ze strumieni supraglacjalnych, których rola zmniejszała się w miarę postępującej deglacji. Wylania się zatem problem, czy występowanie tutaj najniższego poziomu sandrowego to efekt przepływu wód, czy też wytopienia martwych lodów. Na podstawie wkopu (rys. 38 – profil 4) sądzić można, że poziom III formowany był przez erozję i akumulację wód roztopowych, z drugiej zaś strony w dnach obecnych wytopisk nie stwierdzono osadów piaszczystych odpowiadających akumulacji sandrowej na bryłach martwego lodu. Występowanie poziomu III w zachodniej części obszaru Sokołów – Sierakówek (rys. 33) nawiązuje do przebiegu ciągu wytopisk, co sugeruje że podczas formowania poziomu III w tej części sandru doszło już do częściowej inwersji rzeźby w obszarze występowania wałów lodowo-morenowych (Sokołów – Dendya). Z drugiej zaś strony, by mogły zachować się ciągi wytopisk we współczesnej rzeźbie, przepływy wód roztopowych w poziomie III musiały zaniknąć przed całkowitym wytopieniem się trzonów lodowych. A zatem powstanie poziomu III rejestruje bardzo krótki epizod rozwoju rzeźby tego terenu.

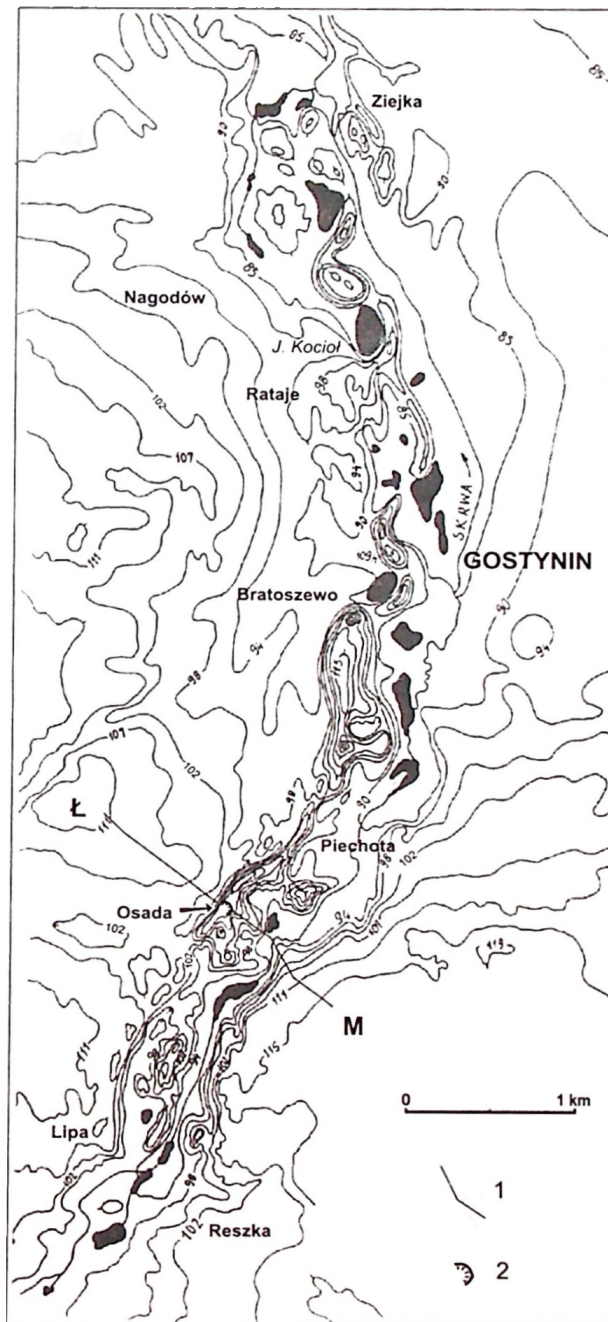
Oz gostyniński

Oz gostyniński został po raz pierwszy opisany przez R u t k o w s k i e g o (1916), który podał jego ogólne cechy morfologiczne. Badacz ten widział jednakże kontynuację ozu w morenach kutnowskich okolic Sierakowa. Z poglądem tym nie zgadzał się L e n c e w i c z (1927) wskazując na odrębność genetyczną

obu form. Szczegółowy opis ozu gostynińskiego z dokładną dokumentacją rysunkową istniejących niegdyś w jego obrębie licznych (20), chociaż głównie płytkich odkrywek zamieścił w swojej pracy W a d a s (1962). Z przedstawionego przez autora szkicu (W a d a s 1962 – rys. 35) ilustrującego sposób rozwoju ozu wynika, że forma ta nie ma zakorzenienia (choć autor wspomina, iż spąg osadów ozu leży poniżej poziomu otaczającego terenu) oraz, że uformowana została głównie w otwartej szczelinie. Prawie w tym samym czasie co opracowanie W a d a s a ukazała się praca S k o m p s k i e g o (1963), który na podstawie badań ozów Kotliny Płockiej (m.in. ozu gostynińskiego w ujęciu jak na rys. 31) wyraził pogląd, że formy te mają dwa ogniwa stratygraficzne: starsze – właściwe, utworzone z osadów wodnolodowcowych osadzonych subglacialnie i młodsze związane z zanikiem pokrywy lodowej nad ozami, składające się z piasków i glin lodowcowych z glazami i znaczną domieszką pyłów. Z najniższej części ozu w Gostyninie M a k o w s k a (1964) opisała znalezisko ślimaka *Paludina polita*. Fakt ten odnotowany został jako wyjątkowy, wskazujący na możliwość występowania tego mięczaka również w chłodnych wodach z okresu ostatniego zlodowacenia. Wydaje się jednak, że występowanie *Paludina polita* dotyczyło starszych (ze schyłku zlodowacenia warty) osadów chłodnych wód. Utwory takie powszechnie występują w podłożu rynny gostynińskiej (R o m a n 1999b, rys. 11, 39, 40), a dla nich wspomniana fauna jest charakterystyczna (A l e k s a n d r o w i c z 1987; S k o m p s k i 1996).

Dobrze wykształcony ciąg ozowy towarzyszy rynnie gostynińskiej na długości 8 km pomiędzy Nagodowem a Lipą (rys. 39). Składa się na niego szereg wałów i owalnych pagórków o wysokościach od kilku do ponad 30 m względem dna rynny. Na ogół grzbiet ozu występuje powyżej 100 m n.p.m., a jego podstawa ma od 100 do 500 m szerokości. Dość jednolity wał ozowy występuje pomiędzy Bratoszewem a Lipą, gdzie wysokości ozu są największe, a maksymalne nachylenie zboczy sięga 20°, przy przeważających wartościach w granicach 10–12°. Kulminacje sięgają tu 121,7 m n.p.m., a więc grzbiet ozu położony jest o kilkanaście metrów wyżej od powierzchni wysoczyzny polodowcowej. Fragment ozu między Bratoszewem a Lipą został objęty ochroną jako pomnik przyrody nieożywionej. W przebiegu ozu (podobnie jak i rynny gostynińskiej) zaznacza się zmiana kierunku z NNW–SSE na NNE–SSW, mniej więcej na wysokości Bratoszewa (rys. 39).

Jedyna czynna obecnie żwirownia funkcjonuje w południowej części wału ozowego we wsi **Osada** (rys. 39, 40, 41). W północnej ścianie żwirowni o wysokości do 12 m, występują żwiry i piaski glacialfluwalne odsłonięte na długości około 50 m. Wiercenie wykonane w dnie żwirowni wykazało, że miąższość żwirowo-piaszczystych osadów ozu wynosi jeszcze 7 m (w sumie 19 m), co oznacza zakorzenienie ozu rzędu wysokości analizowanej formy (rys. 41). Profil osadów w stanowisku w Osadzie jest trójdzielny. Część dolna (podkompleks **O1a**) wypełniająca rynnowe zagłębienie na linii ozu, zbudowana jest ze źle wysortowanych żwirów z pojedynczymi glazami o średnicy dochodzącej do 0,4 m. Ławicę żwirowo-kamienistą budują warstwowane przekątnie (*Gp*) lub horyzontalnie (*Gh*) formy

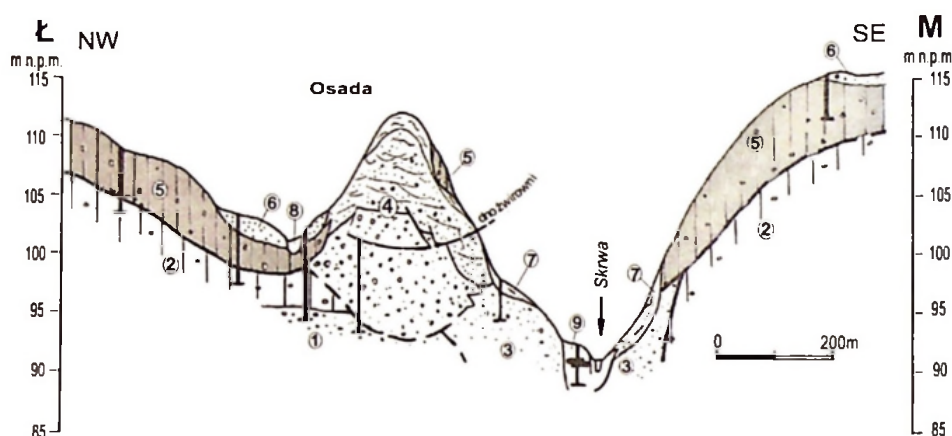


Rys. 39. Rzeźba ozu i rynny gostynińskiej

1 – linia przekroju geologicznego; 2 – odkrywka w Osadzie

Configuration of the Gostynin esker and the Gostynin subglacial channel

1 – line of the geologic cross-section; 2 – exposure at Osada



Rys. 40. Przekrój geologiczny L-M przez oz. w rejonie Osady

złodowacenie warty: 1 – piaski glacialfluwalne, 2 – glina lodowcowa; złodowacenie wisty: 3 – piaski ze zwirow glacialfluwalne (rynnowe), 4 – zwirow i piaski ozu, 5 – glina lodowcowa, 6 – piaski glacialfluwalne (sandrowe); holocen: 7 – piaski i mulki deluwialne, 8 – piaski humusowe den dolinnych, 9 – torfy, gytja i namuly rynnien i zagłębien bezodpływowych

Geologic cross-section L-M of the esker in the vicinity of Osada

Wartian Glaciation: 1 – glaciofluvial sands, 2 – till; Vistulian Glaciation: 3 – glaciofluvial (of subglacial channel) sands with gravel, 4 – gravels and sands of the esker, 5 – till, glaciofluvial (outwash) sands; Holocene: 7 – deluvial sands and silts, 8 – humus sands of floodplains, 9 – peats, gytja and muds of subglacial channels and closed depressions

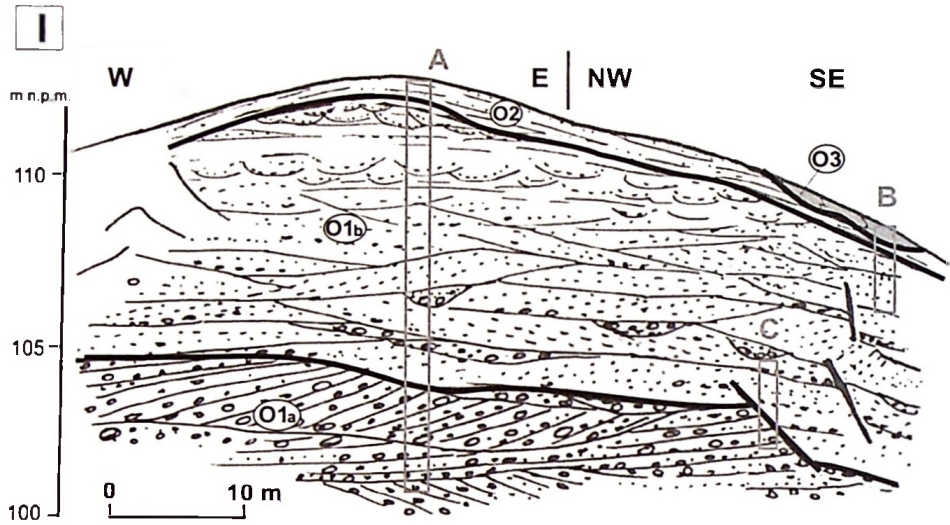
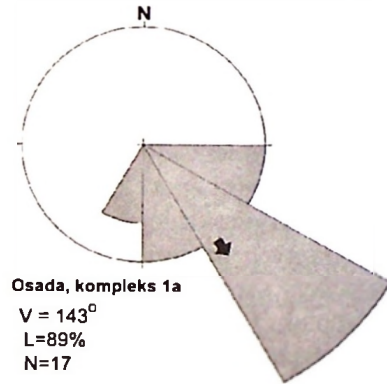
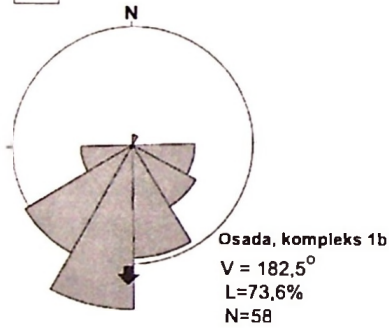
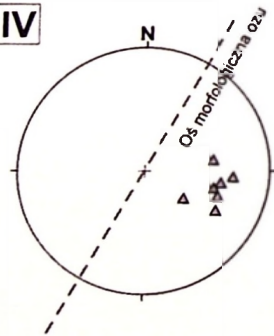
depozycyjne skrajnie wielkiej skali (miąższość zestawów do 2,5 m) o rozciągłości kilkudziesięciu metrów. Powstanie mięszszych, rozległych litofacji *Gp* interpretować można tylko jako efekt zaprądowej progradacji wielkich, żwirowych form koryta – odsypów przyrostu dystalnego (*foreset bar*), reprezentujących głębokie, proksymalne koryto roztokowe o katastrofalnych przepływach wezbraniowych (por. Zieliński 1992b). Z fazami narastania wezbrania wiązać należy żwirowo-głazowe litofacje *Gh*. Nagłe, bardzo intensywne przepływy charakterystyczne są dla wypływów wód w strefie glacicmarginalnej, mogą też cechować wody pod ciśnieniem. Pomiary paleoprądów (rys. 41 – III) wskazały, że progradacja czoła delty odbywała się ku południowemu-wschodowi; taki był główny kierunek odpływu wód.

Część środkową profilu stanowi podkompleks **O1b** zbudowany przede wszystkim z osadów piaszczystych o miąższości około 7 m, które charakteryzuje zmniejszanie się w górę profilu skali jednostek sedymentacyjnych jak i udziału materiału żwirowego (rys. 41). Podkompleks **O1b** to głównie średnioziarniste, czasem żwirowate piaski z pojedynczymi otoczakami o średnicy nawet do 0,25 m, budujące jednostki dużej skali o niskokątowym (*Sl*) lub przekątnym warstwowaniu płaskim (*Sp*). Osady są dobrze przemyte jednak słabo wysortowane. Charakterystyczne jest pojawianie się pojedynczych, dużych (do 15 cm) otoczaków

wśród pozornie jednorodnych ławic średnioziarnistego piasku. W górnej części podkompleksu występują piaski w zestawach przekątnych warstwowań rynnowych średniej skali (*St*) przechodzące wraz ze zmniejszaniem się ziarna w osady laminowane riplemarkowo (*Sr*). W pojedynczych litofacjach lub ich zestawach często spotykane jest normalne uziarnienie frakcjonalne. Litofacje żwirowe występują tylko w dolnej i środkowej partii podkompleksu w postaci cienkich masywnych warstw (*Gm*) lub jako wypełnienia kanałowych rozmyć o pokroju soczew (*GSr*), osiągających miąższość około jednego a szerokość kilku metrów. Wypełnienia kanałów cechuje normalne uziarnienie frakcjonalne oraz występowanie otoczków o rozmiarach do 15 cm. Podobną wielkość mają spotykane tu uzbrojone toczne ilaste uformowane z bezwapiennych, seledynowych ilów serii poznańskiej, lecz także z wapnistych, czekoladowo-brązowych ilów pochodzących prawdopodobnie z erozji serii zbiornika gostyńskiego. Pomiar paleoprądów zestawione dla całego podkompleksu **O1b** (rys. 41 – III) wskazują jako wypadkowy południowy kierunek odpływu wód ($V = 182,5^\circ$), przy wysokiej zawartości rozkładu ($L = 73,6\%$) mimo znacznego rozrzutu kierunków paleoprądów w zakresie 180° . Akumulacja osadów podkompleksu **O1b** zachodziła w środowisku korytowym o dość znacznej głębokości (wielkoskalowe litofacje *Sl*, *Sp*) i gwałtownych zmianach warunków hydrodynamicznych. Świadczą o tym: obecność litofacji żwirowo-kamienistych (*Gm*), kanałowych rozmyć wypełnionych gruboziarnistym materiałem, wtrąceń dużych otoczków wśród litofacji piaszczystych oraz toczeciów ilastych. Kompleks osadów glacialfluwialnych wieńczą zespoły litofacji *Sm*(*Sh*)→*St*→*Sr* o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Rejestrują one sedymentację w korycie piaskodennej roztoki w warunkach opadającej fali wezbraniowej (por. Zieliński 1997). Cykl rozpoczyna się akumulacją w warunkach płaskiego dna (litofacje *Sm*, *Sh*) poprzez depozycję w wyniku wędrówki krętych megariplemarków w dnie kanału międzyodsypowego (litofacje *Sr*), a kończy się rytmiczną akumulacją na równi przykorytowej (litofacje *Sr*).

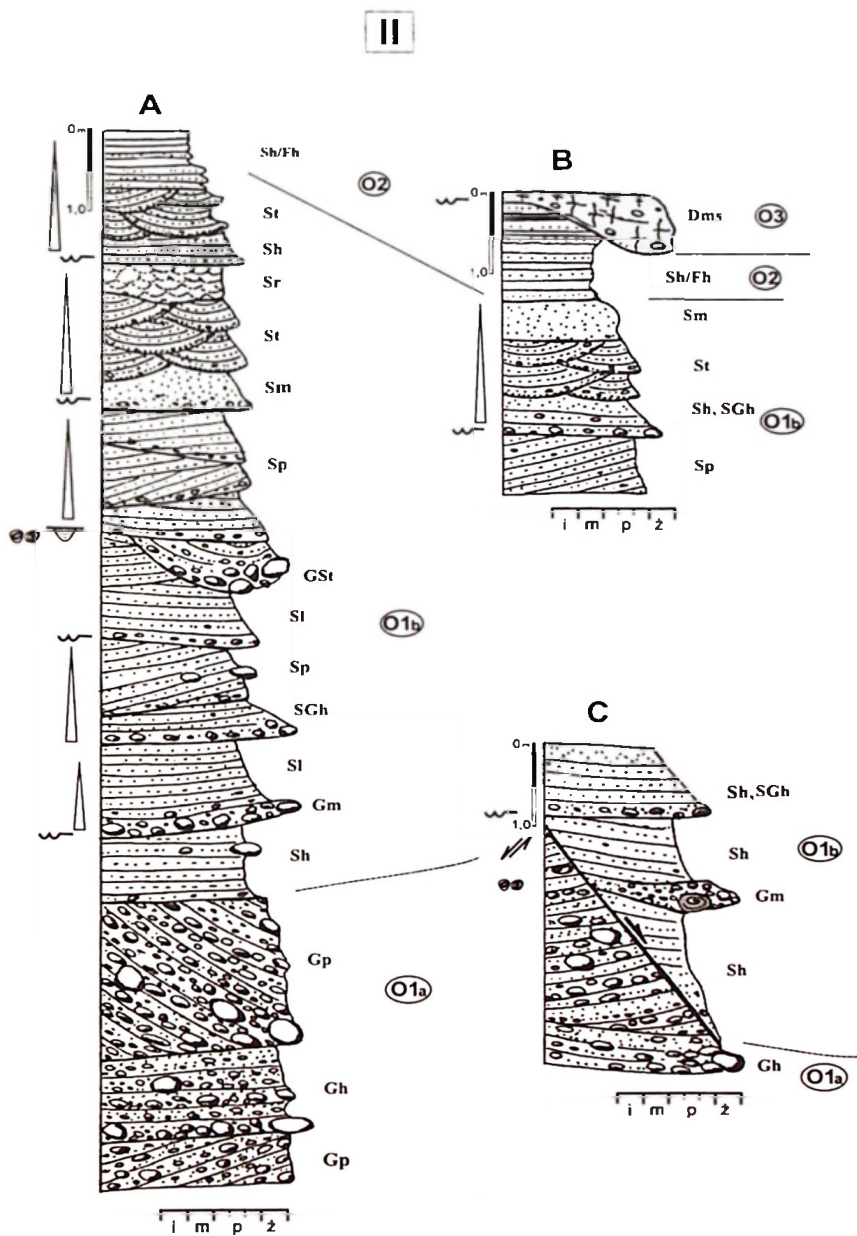
Kompleks **O2** (rys. 41) to zespół naprzemiennie występujących litofacji drobnoziarnistych osadów o laminacji horyzontalnej (*Sl*/*Fl*). Zaznacza się tu pewna rytmiczność sedymentacji wyrażona przemiennym występowaniem warstewek laminowanego pylastego piasku i laminowanego mułku lub masywnego mułku piaszczystego. Osady deponowane były w zbiorniku wód stagnujących głównie w wyniku opadania zawieszin, których dostawa miała charakter pulsacyjny, mogący wynikać z sezonowych zmian ablacji.

W szczytowej części pagórka ozowego od strony rynny występuje płat czerwono-brązowego, masywnego diamiktonu o niewielkiej miąższości (do 0,8 m) – kompleks **O3** (rys. 40, 41). Rozciągłość płata gliniastego wynosi kilkadziesiąt metrów po długości formy. Z osadem tym związane jest występowanie głazów na powierzchni. Cienkie, nieregularne pokrywy gliniaste występują i w innych częściach ozu gostyńskiego m.in. w Piechocie, Dybance i Bratoszewie. Według Skompski i g o (1963) występowanie gliny i głazów na powierzchni dowodzi subglacialnego pochodzenia ozu gostyńskiego, natomiast W a d a s (1962) tłumaczy obecność pokryw gliniastych zsuwaniem materiału ablacyjnego ze

**III****IV**

Rys. 41. Osada. Zróżnicowanie litofacjalne osadów osu gostynińskiego

I – szkic północnej ściany odsłonięcia z lokalizacją profili litofacjalnych; II – profile litofacjalne; III – zbiorcze diagramy rozkładu kierunków paleoprądów dla kompleksów O1a i O1b; IV – projekcja biegunów płaszczyzn uskoków grawitacyjnych występujących we wschodniej części odsłonięcia



Lithofacies differentiation of sediments of the Gostynin esker

I – sketch of the northern wall of the exposure and the location of lithofacies logs; II – lithofacies logs; III – resultant diagrams of palaeocurrents of the complexes O1a and O1b; IV – projection of poles to gravitational fault surface in the eastern part of the exposure

ścian lodowej szczeliny. Ważne z uwagi na rozpatrywanie genezy formy są post-sedymencyjne zaburzenia osadów występujące we wschodniej części odkrywki od strony skłonu formy ku rynn timerostynińskiej. Są to uskoki grawitacyjne o rzucie do 2 m, przebiegające prawie równolegle do osi morfologicznej ozu i zapadające zgodnie z kierunkiem nachylenia zbocza formy (rys. 41 – IV). Podobne struktury zaobserwował W a d a s (1962) w kilku odsłonięciach w obrębie ozu podkreślając, że występują one wyłącznie na stokach. Cechy budowy wewnętrznej badanej formy oraz relacje do form otoczenia świadczą o jej związku z okresem formowania rynny subglacialnej jak i z wczesnym etapem deglacjacji. Depozycja osadów odbywała się w różnych środowiskach akumulacji glacialfluwialnej, które rozwinęły się na linii wcześniejszej erozji subglacialnej (zakorzenie ozu). Sedymencja glacialfluwialna zachodziła w warunkach ograniczonej przestrzeni, „wymuszonej” poprzez istnienie kontaktu lodowego, co jest warunkiem formowania ozów (A s h l e y, W a r r e n 1997; O w e n 1997). Obecność tunelu, czy już tylko ścian lodowych otwartej szczeliny determinowały przebieg sedymencji, wpływając na charakter osadu jak i kształt całej formy, a także przyczyniając się do powstania zaburzeń grawitacyjnych w miarę zaniku podpór lodowych. W Osadzie nie stwierdzono zaburzeń osadów wywołanych zapadnięciem się stropu lodowego nad utworami ozowymi, lecz struktury takie opisane były z górnych partii odkrywek w Bratoszewie i Piechocie przez W a d a s a (1962). Z kolei S k o m p s k i (1963) obserwował uskoki zapadowe w głębszych partiach ozu w odkrywce w Piechocie. Ich geneza mogła być związana z „quasi-subglacialnym” charakterem tunelu na pewnych odcinkach formowania ozu, kiedy to dochodziło do akumulacji osadów na podłożu lodowej (por. B o r ó k a 1974; K ł y s z 1986).

Na podstawie badań W a d a s a (1962), S k o m p s k i e g o (1963) oraz własnych spostrzeżeń autorki, należy stwierdzić, że w profilu podłużnym ozu nie ma wyraźnej tendencji do zmian wielkości ziarna. Również w profilach pionowych poszczególnych odkrywek brak prawidłowości w następstwie i udziale litofacji wskaźnikowych dla różnych (sub)środowisk sedymencji glacialfluwialnej czy zbiornikowej. Ten brak prawidłowości przy znacznym zróżnicowaniu litologicznym osadów jest charakterystyczny dla ozów poligenetycznych, których poszczególne fragmenty powstawały w oddzielnych etapach erozji i akumulacji subglacialnej, i tylko niektóre z nich przechodziły przez stadium akumulacji w otwartej szczelinie (M i c h a l s k a 1971). Do tego typu należy zaliczyć oz gostyniński. Zapis litofacyjny utworów z Osady przedstawia regresywną megasekwencję osadów tunelu, a następnie szczeliny lodowej. Sugeruje to zmiana glacialfluwialnego środowiska depozycyjnego ze skrajnie proksymalnego na dystalne z przejściem aż do akumulacji zbiornikowej, oraz ograniczone do strefy stoku występowanie materiału ablacyjnego wskazujące, że źródłem materiału były powierzchnie lodowe z otoczenia zbiornika depozycyjnego. Z ich degradacją należy zapewne wiązać powstawanie uskoków grawitacyjnych w zewnętrznych częściach ozu. Głębokie występowanie tego typu deformacji w osadach, przy coraz większym rozprzerstrenieniu młodszych osadów glacialfluwialnych (rys. 40), wskazuje na stopniowe

poszerzanie się tunelu/szczeliny lodowej z postępującą lateralnie sedymentacją w środowisku o niższej energii przepływu.

Zakwestionowany został pogląd, iż pagórkowata rzeźba w okolicy Techman i Sierakówka (rys. 31, 33) to szereg wałów ozowych leżących na przedłużeniu rynny i ozu gostyńskiego (L y c z e w s k a 1948; W a d a s 1962; S k o m p - s k i 1963, 1969; B a r a n i e c k a, S k o m p s k i 1978). Jednocześnie wspomniane formy ujęto jako poziom III sandru Skrzy (rys. 33, 37). Za taką klasyfikacją oprócz cech morfologicznych jak: podobne wysokości pagórków tworzące powierzchnię „włożoną” w poziom otaczającego sandru, nachylenie tej powierzchni ku południowemu-zachodowi, przemawia między innymi wyraźne drobnienie osadów w kierunku dystalnym. Cech takich nie wykazuje oz gostyński. W tym miejscu należy podkreślić, że jako oz rozumiano wydłużone formy zbudowane z osadów traktu glacyfluwialnego funkcjonującego w obrębie kanału subglacialnego lub rozwiniętego na linii ograniczonej ścianami lodowymi (por. B r e n n a n d 1994; A s h l e y, W a r r e n 1997). B r e n n a n d (1994) wskazuje, że formy ozowe mogą mieć bardziej złożoną budowę i oprócz wału(ów), zbudowanego z podstawowego kompleksu glacyfluwialnego, mogą występować w nim jako elementy oboczne osady stożków czy wrót lodowcowych, zaś szeregowie powielanie takich układów prowadzi do powstania tzw. ozu perełkowego. W takim ujęciu być może słusznym by było włączenie proksymalnej, pagórkowatej części poziomu III sandru Skrzy do formy ozowej.

Kemy i moreny martwego lodu

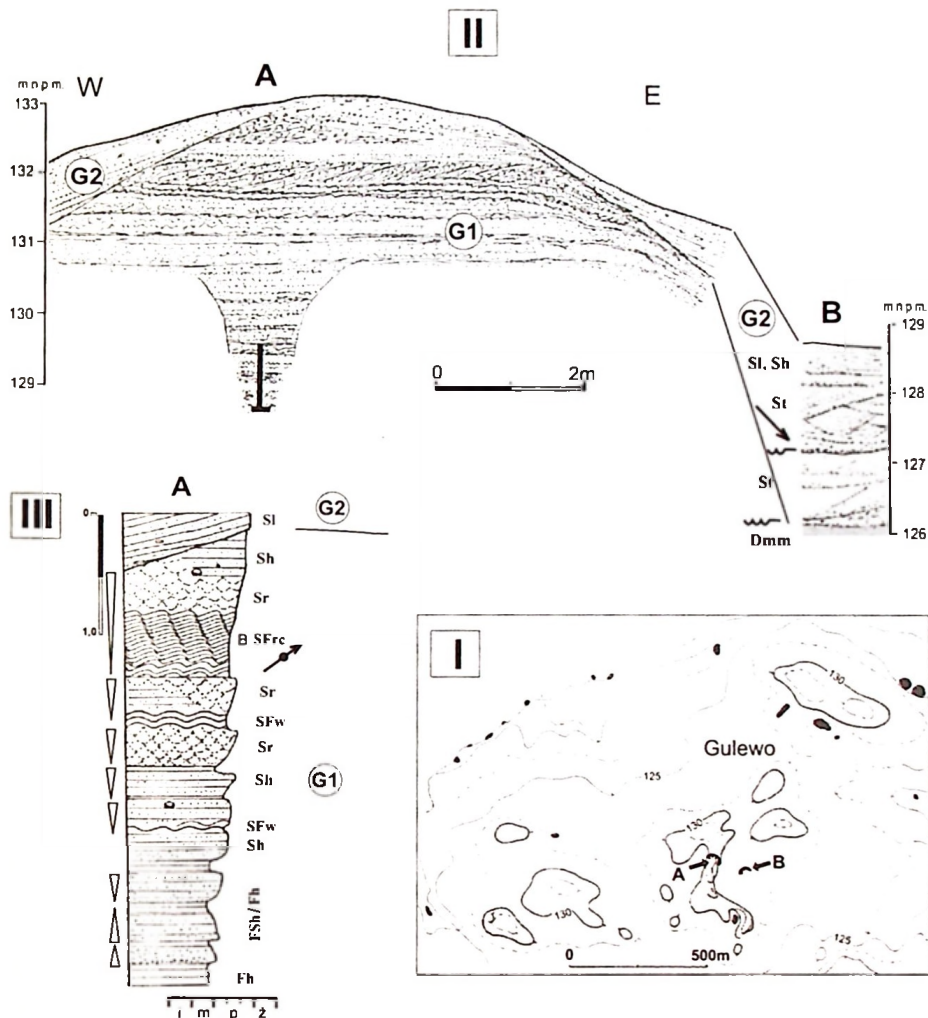
Z postępującą deglacjacją w obszarze wysoczyznowym i rozpadem łądolodu na strefy stagnującego, a następnie na poszczególne bryły martwego lodu, związane było powstanie moren martwego lodu i kemów. Charakter wykształcenia poszczególnych form, które rozwijały się punktowo w pewnej izolacji od siebie, uzależniony był od warunków lokalnych. Mimo to ich występowanie przypisane jest do stref predysponowanych niekiedy rzeźbą podłoża. Zaznacza się to wyraźnie w kulminacyjnych partiach omówionych wcześniej pagórków szewskich (rys. 25), oraz na terenach przyległych do tej strefy (Gulewo, Babska Huta).

W obrębie wysoczyzny polodowcowej położonej w rejonie Gulewa, na wysokości 122–126 m n.p.m., występuje zespół połączonych pagórków o wysokości 4–6 m i rozciągłości około 0,5 km. Najwyższe spośród nich osiągają 132,5 m n.p.m. Formy te wyróżnia drobnoziarnisty charakter budujących je osadów. W brzeżnych partiach pagórków, od strony znajdującego się na północy rozległego wytopiska, stwierdza się lokalne występowanie cienkich pokryw materiału ablacyjnego w postaci gliniastych piasków i żwirów. W głębokim na 3 m przekopie przez jeden z pagórków w **Gulewie** odsłaniają się na przestrzeni 7 m piaszczyste i piaszczysto-mułkowe utwory, które ujęto w dwa kompleksy litofacjalne (rys. 42). Kompleks **G1**, tworzący trzon pagórka, to drobnoziarniste piaski i piaski pylaste o laminacji horyzontalnej (*Sh*) oraz przekątnej laminacji riplemarkowej (*Sr*, *Src*).

Lokalnie wśród wymienionego zespołu litofacji występują cienkie warstwy laminowanego riplemarkowo lub faliście piaszczystego mulku (*FSr*, *FSw*) o ciemniejszej, na tle piasków, barwie. Zwraca uwagę brak wewnętrznych powierzchni czołowych oraz stopniowe zmniejszanie udziału najdrobniejszych frakcji w górę profilu. Często notowane jest odwrócone uziarnienie frakcjonalne (rys. 42 – III). W centralnej części pagórka warstwy zalegają poziomo i uginają się grawitacyjnie ku zewnętrznym jego partiom. Utwory drobnoziarniste o dużym udziale mulków, stwierdzono sondą jeszcze do głębokości 2,3 m poniżej dna odsłonięcia (rys. 42 – II). Kompleks **G2** reprezentuje w odsłonięciu jedynie litofacja *Sl* – średnio- i drobnoziarnistych piasków o płaskim, niskokątowym warstwowaniu przekątnym. Litofacja *Sl* zajmuje przystokowe położenie w profilu osadów odsłaniających się w Gulewie i przechodzi obocznie w średniej skali litofacje *St* – piaski z domieszką drobnego żwiru o przekątnym warstwowaniu rynnowym (wkop u podnóża pagórka) (rys. 42 – II).

Depozycję osadów kompleksu **G1** charakteryzują przeważnie rytmiczne cykle sedymentacji z okresów wezbrań i opadania wód w płytkim przepływowym zbiorniku. Przepływy były niskoenergetyczne lecz o zmiennej intensywności. Akumulacja następowała w warunkach górnego płaskiego dna (litofacje *Sh*) lub słabego przydenne go prądowania (litofacje *Sr*, *Src*, *SFr*). Znacznie większy udział odwróconego uziarnienia frakcjonalnego niż sekwencji o uziarnieniu normalnym wskazuje na warunki narastania intensywności przepływu (Brodzickowski, Zieliński 1992). Zasięg paraglacjalimnicznych osadów kompleksu **G1** jest ograniczony do pagórkowatego wzniesienia, co wiąże się z dawną architekturą zbiornika. Ugięcie warstw osadów drobnoziarnistych w zewnętrznych partiach formy i ich lekkie nachylenie konsekwentnie ze stokiem, może być świadectwem stopniowego zaniku podparcia lodowego. W miarę zwiększania się przestrzeni wolnej od lodu, na skutek szybko postępującej degradacji brzeżnych partii stoków lodowych, następowała organizacja odpływu coraz większej ilości wód roztopowych i zmienił się charakter deponowanych osadów. Uwalniane od lodu miejsca były areną akumulacji osadów kompleksu **G2**, która zachodziła już w śródowisku korytowym piaskodennej roztoki. Litofacje *Sl* charakterystyczne są dla peryferyjnych stref koryta o płytkich, niskoenergetycznych przepływach natomiast depozycja litofacji *St* zachodziła w wyniku przemieszczania się po dnie sinusoidalnych diun w warunkach pełnokorytowych lecz płytkich przypluwów. Pomiarów kierunków paleoprądów z przekątnych warstwowań rynnowych wskazały jako wypadkowy południowo-wschodni kierunek odpływu wód. Glacifluwalne osady kompleksu **G2** mają szerokie rozprzestrzenienie w otoczeniu wypukłych form zbudowanych zasadniczo z osadów kompleksu **G1**. Miąższość utworów glacifluwalnych jest największa w strefach zazębiania się kompleksów (ponad 2,5 m), a na pozostałym obszarze waha się w granicach 0,5–2,0 m, przy czym bezpośrednio pod tymi utworami występuje glina zwałowa.

Sytuacja geologiczno-morfologiczna stanowiska w Gulewie, warunki środowiskowe depozycji analizowanych w nim osadów oraz zasięg poszczególnych kompleksów litofacyjnych, przemawiają za uznaniem całego zespołu pagórków



Rys. 42. Gulewo. Budowa pagórka kemowego

I – szkic hipsometryczny okolic Gulewa z lokalizacją odsłonięć; II – szkic północnej ściany odkrywki A oraz profil wkopu B;
 III – profil litofacyjny osadów odkrywki A

Structure of a kame hillock

I – morphological sketch of the Gulewo environ and the location of exposures; II – sketch of the northern wall of the exposure A and of the dug hole B; III – lithofacies log of the exposure A

w Gulewie za kemy limnoglacialne (wg klasyfikacji N i e w i a r o w s k i e g o 1963), występujące w otulinie glacialfluvialnych osadów sandrów wewnętrznych. Większy udział grubszych frakcji w osadach budujących stropowe partie pagórków, związany był ze zmianą sedymentacji zbiornikowej na akumulację w wa-

runkach wód płynących. Było to konsekwencją wzrostu tempa ablacji. Taki model pionowej zmienności materiału budującego kemy K l a j n e r t (1978) określił jako „wstępujący”, a jest on powszechny w kemach Wysoczyzny Skierniewickiej i dorzecza górnej Rawki (K l a j n e r t 1978; R d z a n y 1997).

W przypadku kemów stanowiących kulminacje w obrębie strefy pagórków szewskich w okolicach Babiej Góry oraz na północ od Piotrowa (rys. 6, 25), nie stwierdzono wyżej opisanych prawidłowości w budowie wewnętrznej. Ścisły jest natomiast związek występowania tych form z przebiegiem strefy wyniesionego podłoża lądolodu, którą był pas akumulacyjnych moren czołowych z okresu transgresji. Piaszczysto-żwirowy charakter utworów budujących pagórki kemowe wskazuje na ich akumulację w środowisku wód płynących, a pojawiające się w osadzie i na powierzchni form glazy mogą być śladem bliskości krawędzi lodowych. Brak odsłoneń uniemożliwił bliższe określenie stylu budowy wewnętrznej omawianych form, jak i warunków sedymentacji budujących je osadów. Potwierdza się w tym przypadku opinia (m.in.: K l i m e k 1969; K l a t k o w a 1972; K l a j n e r t 1978, 1998; M u s i a ł 1983; R d z a n y 1996, 1997), że istotnym czynnikiem wpływającym na procesy formowania kemów, a zatem i sposób ich rozmieszczenia jest rzeźba bezpośredniego podłoża lądolodu. Zważywszy, że wysokość dawnych form czołowomorenowych była zaledwie rzędu 10–20 m, a mimo to w istotny sposób wpłynęły one na sposób zaniku lądolodu, można przypuszczać, że jego miąższość była niewielka.

W rejonie **Babskiej Huty** występuje zespół owalnych pagórków o spłaszczonej powierzchni szczytowej i wysokości 5–11 m. Pagórki te zajmują obszar około 1,5 km² (rys. 6). Z rozpoznania geologicznego wynika, że w ich budowie biorą udział przede wszystkim piaszczyste osady glacyfluwialne, którym towarzyszą wkładki żle wysegregowanego, lokalnie gliniastego, piasku ze żwirem i glazami o średnicy dochodzącej do 0,5 m. Występowanie wkładek utworów grubookruchowych i gliniastych ograniczone jest do stref przystokowych (zewnątrznych) pagórków, od strony otaczającej je gliniastej wysoczyzny połodowcowej, zaś część centralną budują przemyte osady piaszczyste. Ze sposobu rozmieszczenia i charakteru litologicznego osadów można wnosić, iż żle wysortowany materiał gruboziarnisty pochodził z ablacji pokrywy lodowej otaczającej zbiornik sedymentacyjny, w którym miała miejsce akumulacja osadów piaszczystych.

We wkopie o głębokości 2,8 m, znajdującym się w północno-wschodniej części rozległego pagórka w Babskiej Hucie, rozpoznano dwie ławice złożone z naprzemianległych, cienkich zestawów piasków średnio- i drobnoziarnistych o wielkoskalowym warstwowaniu nachylonym (litofacje *S1*). W obrębie poszczególnych zestawów warstw zaznacza się normalne uziarnienie frakcjonalne. Wśród piasków sporadycznie pojawiają się pojedyncze żwiry oraz otoczaki osiągające wielkość 10 cm. Powierzchnia międzyławicowa jest płaska i skłania się ku południowi pod kątem 27°. Górna partia osadów (ok. 1 m) została usunięta w wyniku prowadzonej eksploatacji, ale z charakteru litologicznego obecnych tu nasypów można wnosić, że warstwa utworów budujących niegdyś powierzchnię pagórka była wzbogacona w materiał żwirowy. Z przeprowadzonych w Babskiej Hucie

obserwacji wynika, że depozycja piaszczystych osadów (litofacji *Si*) zachodziła w następstwie progradacji czoła delty w ośrodku wodnym. Indeksowe są tu litofacje wielkoskalowych warstwowań nachylonych (*Si*), upady lawic odpowiadające kątowni naturalnego zsypania piasku w warunkach podwodnych, a także sekwencje normalnego uziamienia frakcjonalnego, wskazujące na grawitacyjną sedymentację na stromym stoku podwodnego stożka (Brodzickowski, Van Loon 1987; Brodzickowski, Zieliński 1992; Wysota 1992). Upady warstw wskazują na generalny kierunek narastania delty ku południowi, a więc zasilanie zbiornika następowało przez strumienie napływające z północy. Grubokruchowy materiał dostawał się do zbiornika przypuszczalnie w postaci spływów materiału supraglacialnego i ulegał redepozycji w środowisku wodnym. W odległym o 50 m wkopie znajdującym się na wschodnim stoku pagórka, odsłaniają się do głębokości 2,1 m średnio- i drobnoziarniste piaski o płaskim warstwowaniu niskokątowym. W osadach tych stwierdzono trzy uskoki grawitacyjne w rozstawie około 0,7 m, zrzucie 0,2–0,3 m i równoległych powierzchniach przesunięć. Zaburzenia te czytelne są dopiero poniżej 1 m od powierzchni terenu i obejmują całą miąższość odsłaniających się niżej osadów. Upady płaszczyzn uskokowych skierowane są na zewnątrz formy. Obecność opisanych struktur może sugerować, iż akumulacja osadów piaszczystych miała miejsce w sąsiedztwie podparcia lodowego lub odbywała się na lodzie. Słabe odkrycie terenu nie pozwala na dokładniejsze ustalenie przyczyny wtórnych zaburzeń osadów. Na tle ogólnej sytuacji geologiczno-morfologicznej i charakteru rozpoznanych osadów można wskazać na związek pagórkowatych form w Babskiej Hucie z sedymentacją glacideltową w środowisku przetajny lodowej, a więc typową dla rozwoju form kemowych (por. Baraniecka 1969; Karczewski 1971; Rdzanny 1997; Terpiłowski 2000). Stwierdzone w obrębie stoków zaburzenia grawitacyjne, w powiązaniu z peryferyjnym rozkładem materiału ablacyjnego biorącego udział w budowie pagórków sugerują, iż osady glacyfluwialne kemów akumulowane były w zbiorniku ograniczonym stokami lodowymi (por. Klajner 1966, 1984).

W okolicy **Nurowic i Ruszkówka** (rys. 6), odległych od siebie o około 1,5 km, występują wzniesienia o wysokości dochodzącej do 8 m względem znajdującej się na północ od nich wysoczyzny polodowcowej, a położone zaledwie o 4 m wyżej w stosunku do otaczającego je od południa sandru. Powierzchnię sandru urozmaicają dość rozległe i liczne wytopiska ułożone południkowo. Między strefą wytopisk a wysoczyzną występują piaszczysto-żwirowe kulminacje Nurowic i Ruszkówka. Wyniesienia osiągają rozmiary 300x500 do 500x800 m i układają się współkształtnie do przebiegu granicy między wysoczyzną a sandrem. Odrębność tych form podkreśla duży udział materiału żwirowo-kamienistego i pojedynczych głazów na ich powierzchni. Rozpoznaniu budowy wewnętrznej posłużyły jedynie płytkie wkopy pogłębione sondą. W Ruszkówku dla obserwacji dostępna była przypowierzchniowa warstwa osadów do głębokości 1,5 m złożona z masywnych, słabo wysortowanych piasków ze żwirem i otoczakami zalegających na żwirowo-piaszczystym diamiktonie o miąższości 0,3 m. Pod tą war-

stwą osadów ablacyjnych stwierdzono za pomocą sondy średnioziarniste piaski ze żwirem, których miąższość wynosi co najmniej 3 m.

Podobny charakter mają osady budujące zespół kopulastych pagórków w rejonie Nurowic. Formy te zajmują obszar ok. 2 km² i stanowią wypukłość o wysokości 6–8 m. Również i tu, w obrębie najbardziej na północ wysuniętego pagórka, stwierdzono występowanie osadów o charakterze ablacyjnym wykształconych w postaci masywnych, źle wysortowanych piasków ze żwirem i otoczkami oraz wkładkami gliniastych żwirów z pojedynczymi glazami o średnicy 0,4 m. Osady te występują płatowo, głównie w północnej części zespołu pagórków i osiągają miąższość do 1,5 m. Pod nimi (lub bezpośrednio od powierzchni) występują glacyfluwalne piaski z wkładkami żwirów. Ich miąższość, stwierdzona sondą wykonaną w kulminacyjnej partii jednego z pagórków, wynosi co najmniej 4,5 m.

Brak głębszych odsłonień uniemożliwił przeprowadzenie badań litofacyjnych, lecz na podstawie posiadanych danych geologicznych i analizy geomorfologicznej można przypuszczać, że pagórki okolic Nurowic i Ruskówka to kemy glacyfluwalne, lub przypisując większe znaczenie liniowemu rozmieszczeniu tych form, nawiązującemu do przebiegu krawędzi jeszcze dość zwartej pokrywy lodowej, można je uznać za moreny martwego lodu (por. N i e w i a r o w s k i 1959). Za taką klasyfikacją przemawia odmiennosc budowy geologicznej obszaru leżącego na północ i na południe od linii występowania omawianych form. Generalnie wyraża się to występowaniem gliniastych wysoczyzn z ogromną ilością drobnych wytopisk na zapleczu wyniesień Nurowic i Ruskówka, a na południu od nich piaszczystych równin glacyfluwalnych (sandrów wewnętrznych) z dość rozległymi, ułożonymi południkowo wytopiskami (rys. 6). Niezależnie jednak od klasyfikacji opisanych form i uznaniu ich za kemy czy moreny martwego lodu, ich obecność świadczy o powierzchniowym rozpadzie czaszy lodowej (por. m.in. N i e w i a r o w s k i 1959, 1965; K ł a t k o w a 1972; K ł y s z 1990).

Deglacjacja obszaru w otoczeniu środkowej i północnej części rynny
gostynińskiej oraz kształtowanie poziomów rzeczno-lodowcowych

W obrębie rynny gostynińskiej wyróżnić można trzy odcinki: południowy – leżący w otoczeniu sandru Skrwy i silnie przeobrażony przez wody roztopowe, środkowy – o przebiegu NE–SW, któremu towarzyszy dobrze wykształcony wał ozowy i odcinek północny, położony w otoczeniu poziomów pradolinnych, a mający przebieg NNW–SSE. Rynna gostynińska kończy się w rejonie Ziejki (rys. 6, 40).

W otoczeniu środkowego i części północnego odcinka rynny gostynińskiej występuje lejkowato rozszerzona ku pradolinie powierzchnia niższego stopnia wysoczyzny. Stanowi ona fragment poziomu ciechomickiego, który jest charakterystycznym elementem rzeźby we wschodniej części Kotliny Płockiej (L e n c e w i c z 1927; S k o m p s k i 1960, 1961b, 1969; U r b a n i a k 1965, 1967; K o t a r b i ń s k i, U r b a n i a k - B i e r n a c k a 1975). Na podstawie ogólnej

sytuacji geomorfologicznej, rozpoznania wglębnej i przypowierzchniowej budowy geologicznej oraz w nawiązaniu do odtworzonego na podstawie wierceń obrazu paleopowierzchni śródczwartorzędowych wysnuto wnioski, że obniżenie terenu towarzyszące północnej i środkowej części rynny jest formą dziedziczną co najmniej od okresu poprzedzającego wkroczenie lądolodu zlodowacenia warty i w pewnym stopniu predysponowaną tektonicznie (rys. 11, 13).

Wyrównana powierzchnia niższego stopnia wysoczyzny (poziomu ciechomiczego) położona jest na 96–90 m n.p.m., a więc o 10–15 m niżej w stosunku do właściwej powierzchni wysoczyzny oraz występujących na niej sandrów. Granicę morfologiczną między tymi powierzchniami stanowi niewyraźna krawędź łagodnie opadająca ku północy, a na południe od Rataji i Gostynina nachylająca się ku rynnie. Krawędź ta nie ma charakteru erozyjnego, a jest formą uwarunkowaną ukształtowaniem podłoża sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu. Z analizy wierceń i dokumentacji archiwalnych oraz danych z 76 sond o głębokości 2–5 m wynika, że poziom ciechomiczy buduje czerwono-brązowa glina zwałowa pokryta najczęściej cienką (0,5–2,0 m) powłoką piaszczystych osadów glacyfluwialnych lub ablacyjnych piasków z domieszką żwirów i otoczków. Na północ od Nagodowa i Gostynina powierzchnia poziomu ciechomiczego łagodnie przechodzi w piaszczyste poziomy pradolinne (rys. 6, 11, 13). W obrębie stopnia wysoczyznowego występującego na zachód od rynny gostynińskiej wydzielić można część zewnętrzną, położoną wyżej, którą buduje glina z cienką powłoką osadów ablacyjnych i niższą część, przyległą do rynny, gdzie na glinie występują piaszczyste osady wodnolodowcowe. Granicą między nimi jest łagodne zbocze o wysokości 3–5 m biegnące równoległe do rynny na odcinku Osada – Rataje. Na mapie geomorfologicznej (rys. 6) tę niższą strefę przyległą bezpośrednio do rynny i ozu gostynińskiego zaznaczono jako erozyjny poziom wód rzeczno-lodowcowych. Podobne przestrzenne zróżnicowanie budowy geologicznej w obrębie poziomu ciechomiczego zaznacza się i na wschód od rynny, jednak jest zatarte przez antropogeniczne przeobrażenie terenu w obrębie Gostynina. Powierzchnia poziomu erozyjnego jest wyrównana, położona na wysokości 93–88 m n.p.m. i nachylona ku północy. Pokrywa osadów rzeczno-lodowcowych osiąga tu miąższość do 2,0 m, a w jej spągu występują gliniaste żwiry z otoczkami – przypuszczalny efekt rozmycia zalegającej poniżej gliny. W miejscach, gdzie brak jest osadów piaszczystych, glina tworzy płaskie, wyrównane erozyjnie powierzchnie, których obecność podkreślona jest występowaniem głazów na powierzchni. Miąższość gliny lodowcowej występującej na poziomie erozyjnym jest podobna jak w obrębie całego poziomu ciechomiczego oraz wysoczyzny i wynosi przeciętnie 6–8 m (rys. 11, 13). Zatem obecne w otoczeniu rynny gostynińskiej stopnie morfologiczne mają charakter przetrwały, uwarunkowany rzeźbą sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu, a głębokość erozji wód płynących w poziomie 93–88 m n.p.m. była niewielka. Na południu poziom ten bierze początek mniej więcej od linii wyznaczonej występowaniem moren martwego lodu w rejonie Ruszkówka, a na północy jego powierzchnia zlewa się z najwyższym poziomem rzeczno-lodowcowym pradoliny Wisły. Rzeźbę tego poziomu formującego się w sąsiedztwie

konserwowanej martwym lodem rynny gostynińskiej modelowały wody roztopowe, a zapewne i rzeczne kierujące się już ku północy. O takim kierunku odwodnienia świadczy nachylenie powierzchni poziomu erozyjnego. Pomiar paleoprądów wykonane we wkopach w Ratajach i w zachodniej części Gostynina, w obydwu przypadkach na podstawie kierunku zapadania warstw w piaskach o płaskim warstwowaniu przekątnym, potwierdziły północny kierunek odpływu wód. Mała miąższość piasków (1,5–1,7 m) oraz zatarcie struktur sedimentacyjnych w ich górnych partiach umożliwiły wykonanie zaledwie pojedynczych pomiarów. Pod osadami piaszczystymi w Ratajach i Gostyninie występowała glina lodowcowa z otoczkami w stropie.

Dalszy kierunek wód, płynących początkowo ku północy po powierzchni ujawniającego się stopnia terenowego w sąsiedztwie rynny gostynińskiej, jest trudny do określenia. Zakładając, że znaczna część Kotliny Płockiej wypełniona była jeszcze lodem można przypuszczać, że wody szukały ujścia ku wschodowi (por. K o t a r b i ń s k i, U r b a n i a k - B i e r n a c k a 1975), bądź kierowały się na północ ku zamarłej pokrywie lodowej, wnikając w rozpadliny oraz dawne kanały in- i subglacjane. Taką ewentualność sugerował W i ś n i e w s k i (2000) w odniesieniu do możliwości odpływu wód z zastoiska warszawskiego do zajętej przez łądolód Kotliny Płockiej. Zwracając jednak większą uwagę na relacje wysokościowe i płynne przejście poziomu erozyjnego w wyższy poziom pradolinny (86–83 m n.p.m.) na północ od Gostynina, można sądzić, iż poziomy te należały do jednego systemu hydrologicznego. Wody formujące wyższy poziom kierowały się na zachód, co jest powszechnie przyjmowane, a odpływ wód w tym kierunku uwarunkowany był możliwością odwodnienia obniżenia Kotliny Płockiej. Mogło się ono odbywać pradoliną Noteci-Warty po opuszczeniu jej przez łądolód fazy kujawsko-dobrzyńskiej (M o j s k i 1960; S k o m p s k i 1969; U r b a n i a k 1965; K o t a r b i ń s k i, U r b a n i a k - B i e r n a c k a 1975). Jednak już wcześniej, w początkowych etapach deglacjacji przełomowego odcinka Wisły między Kotliną Płocką a Toruńską, wody rzeczno-lodowcowe kierowały się na zachód doliną marginalną Bachorzy, o czym świadczą występujące w niej poziomy 80–81 i 75–77 m n.p.m. (W i ś n i e w s k i 1974, 1976) lub tylko poziom 79–80 m n.p.m. (N i e w i a r o w s k i 1983). Dolina Bachorzy odprowadzała wody do południkowo biegnącego obniżenia, w osi którego położona jest obecnie rynna Gopła. Tutaj następowało tamowanie wód, a następnie odprowadzenie ich nadmiaru ku północnemu-zachodowi obniżeniem wykorzystanym przez dolinę Noteci (N i e w i a r o w s k i 1978; M o l e w s k i 1999).

Na obszarze badań wyższy poziom rzeczno-lodowcowy (86–83 m n.p.m.) zajmuje południową, przystokową część kotliny i stopniowo, bez wyraźnych granic morfologicznych, przechodzi w poziom 81–78 m n.p.m., położony bliższej osi pradolinny (rys. 6). Ich powierzchnie nachylają się generalnie ku północnemu zachodowi. Obydwa te poziomy odpowiadają tzw. obniżeniu rakutowskiemu wyróżnionemu przez M o j s k i e g o (1960) w południowej części Kotliny Płockiej, a poziomom łąckiemu – III i lipianeckiemu – IV (odpowiednio: 85 i 81 m n.p.m.) wydzielonym przez S k o m p s k i e g o (1969).

Brak wyraźnych załomów morfologicznych pomiędzy poziomami pradolinowymi sprawiał trudności przy ich wydzieleniu. Pomocne okazało się tu kryterium geologiczne, gdyż powierzchnię poziomu 86–83 m n.p.m. budują głównie średnioziarniste piaski z niewielką domieszką drobnego żwiru, natomiast poziom 81–78 m n.p.m. drobnoziarniste piaski i piaski mulkowate. W północno-zachodniej części terenu badań, w okolicy Kłotna, piaski rzeczno-lodowcowe pokrywa warstwa szaro-zielonkawych, wapnistych ilów i piaszczystych mulków o miąższości do 3,0 m. Są to osady relikтового jeziora rakutowskiego, które powstało wraz z zanikiem przepływów w końcowym etapie formowania niższego poziomu pradolinowego. W granicach obszaru opracowania znajdował się południowo-wschodni fragment tego zbiornika, a śladem po nim w obecnej rzeźbie jest równina jeziorna (rys. 6), występująca w okolicach Kłotna na wysokości 77–74 m n.p.m. Równina jest częścią poziomu V (goreńskiego – 75 m n.p.m.) wyróżnionego przez Skompskiego (1969), a leży w obrębie tarasu IX w ujęciu Wiśniewskiego (1976 – rys. 1). Zdaniem Wiśniewskiego (1976, 1982, 1990) dopiero w poziomie tego tarasu, na wysokości 70–72 m n.p.m. nastąpiło przelanie się wód z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej.

Wgląd w budowę geologiczną wyższego poziomu pradolinowego (86–83 m n.p.m.) i możliwość przeprowadzenia badań litofacjalnych dało odsłonięcie w **Patrówku**. Stanowisko oddalone jest o około 1 km na północ od krawędzi wysoczyzny i leży w zasięgu dystalnej części stożka napływowego uformowanego u jej podnóża (rys. 5, 6). W częściowo eksploatowanym, rozległym wyrobisku o głębokości 4 m i rozmiarach 200 na 40 m odsłaniają się monotennie wykształcone piaszczyste osady z niewielką domieszką żwirów. Wyraźny jest spadek udziału żwirów w górę profilu. Podobną tendencję wykazuje skala jednostek sedymentacyjnych (rys. 43). Dominującymi litofacjami są tu średnioziarniste piaski o płaskim warstwowaniu przekątnym średniej skali (*Sp*) i rozciągłości lateralnej litosomów od kilku do kilkunastu metrów, rzadziej występują przekątne warstwowania rynnowe (*St*, *SGt*), z którymi związany jest wzrost grubości ziarna i domieszek żwiru w osadach piaszczystych. Udział litofacji *St*, *SGt* maleje ku górze. W górnych partiach profilu lokalnie pojawiają się horyzontalnie warstwowane piaski (*Sh*), a nawet piaszczyste mulki o laminacji poziomej (*SFh*). Charakterystyczne jest występowanie zespołów litofacji *St*, *Sp*, *Sh* lub *SGt*, *Sp* o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Wśród żwirów spotykane są toceńce ilaste uformowane prawdopodobnie w związku z erozją osadów zastoiskowych wypełniających obniżenie kotliny, a obecnie odsłaniających się w krawędzi wysoczyzny oraz występujących w podłożu osadów rzeczno-lodowcowych na wschód od doliny Skrwy (rys. 8, 9, 13, 25).

Dominujące w odsłonięciu w Patrówku litofacje *Sp* interpretowane są jako osad koryta o niewielkiej głębokości i intensywności przepływu, deponowany w wyniku progradacji odsypów poprzecznych. Z lokalnymi pływami koryta związane było powstawanie litofacji *Sh* odkładanych w warunkach górnego piaskiego dna. Zestawy litofacji *St* rozpoczynające się powierzchnią erozyjną to efekt intensywnych rozmyć dennych, które szybko zapełniane były osadem war-

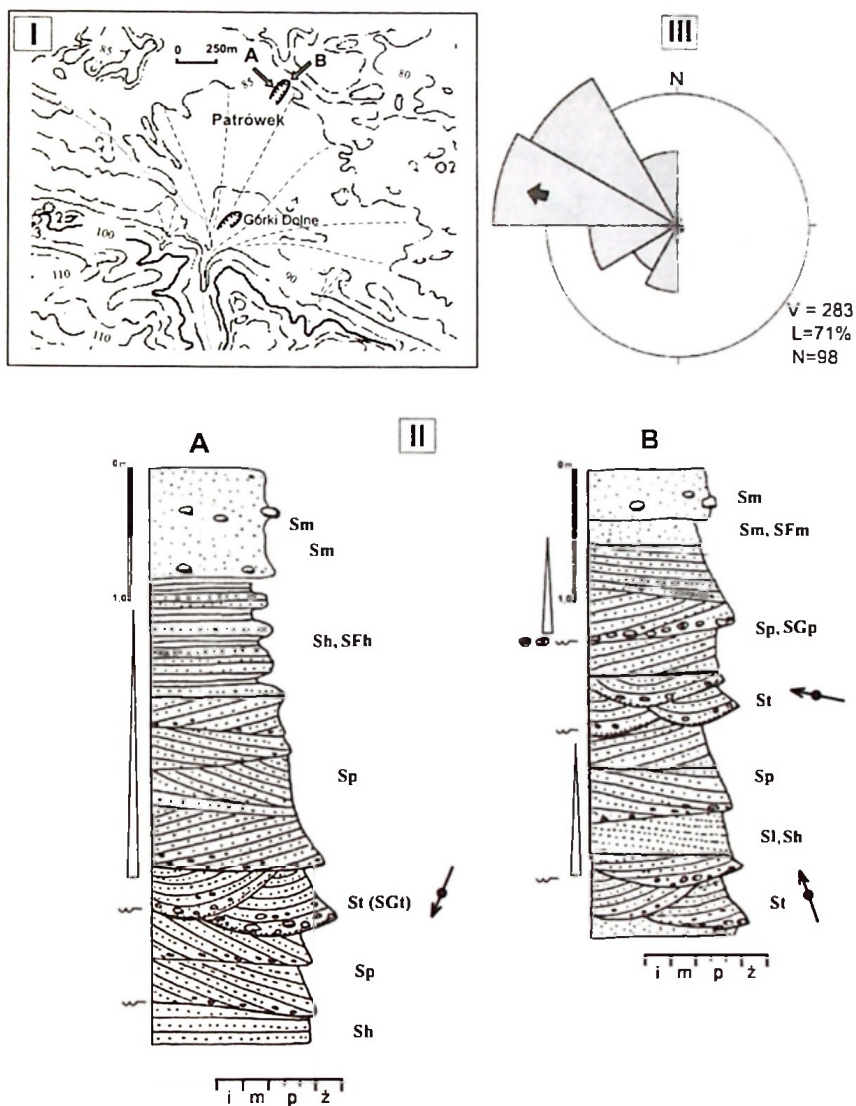
stwowanym poprzecznie, rzadziej masywnym, w wyniku przemieszczania się w dnie krętych megariplemarków. Litofacje *St* (*SGt*) są wskaźnikowe dla głębszych stref koryta i intensywniejszych przepływów właściwych dla kanałów międzyodsypowych (Zieliński 1993, 1998). Pomiary kierunków paleoprądów w strukturach płaskich warstwowań przekątnych wykazały, że odpływ wód odbywał się ku zachodowi i północnemu zachodowi (rys. 43 – III). Wypadkowy kierunek V wynosi 283° przy wysokim współczynniku zwartości (*L*) osiągającym 71%. Pojedyncze pomiary paleoprądów odczytane na podstawie rynnowego warstwowania przekątnego wykazały kierunki 203 , 280 i 333° (rys. 43).

W przypowierzchniowej strefie wyrobiska w Patrówku występuje kilkudziesięciocentymetrowa warstwa masywnych piasków ze żwirem i otoczkami osiągającymi wielkość 15 cm (rys. 43 – II). Tak grubego materiału nie spotyka się w głębszych partiach profilu. Miąższość tej warstwy, jak i wielkość spotykanych w niej otoczek wzrasta ku południowi, w stronę krawędzi wysoczyzny. Sytuacja geologiczno-morfologiczna stanowiska w Patrówku wskazuje na istnienie związku między występowaniem materiału grubookruchowego w stropowej partii odsłonięcia a rozwojem stożka napływowego u podnóża krawędzi wysoczyzny. W proksymalnej części stożka, w żwirowni w Górkach Dolnych (por. rys. 43 – I), występują wśród różnoziarnistych piasków ławice źle wysegregowanego żwirowo-kamienistego materiału z głazami o średnicy dochodzącej do 0,5 m. Grubość ziarna, podobnie jak i miąższość osadów proluwialnych wyraźnie maleje w kierunku dystalnym.

Z przeprowadzonych w stanowisku w Patrówku badań wynika, że analizowane osady akumulowane były w płytkim korycie piaskodennej rzeki roztokowej, w jej dystalnym odcinku (por. Zieliński 1993). Głębokość koryt odpowiadała wysokości odsypów przyrostu dystalnego (Mali 1996), a więc wynosiła 0,4–0,6 m. Odpływ wód odbywał się ku zachodowi i północnemu-zachodowi i stopniowo tracił na intensywności. Spadek energii środowiska rzeczno-głazowego jest malejącą wielkością ziarna i miąższości litofacji ku górze oraz stopniowym zmniejszaniem ilościowego udziału litofacji *St*, *SGt*. Zjawisko to można tłumaczyć m.in. migracją osi doliny ku północy zgodnie z postępującym zanikiem martwych lodów, zalegających wówczas w obniżeniu Kotliny Płockiej. Wskazuje na to pochylenie powierzchni poziomu rzeczno-lodowcowego, a także oboczne przechodzenie ku północy litofacji *Sp* w litofacje *St*, obserwowane w dolnej partii odsłonięcia w Patrówku. Na zaleganie płatów martwego lodu w kotlinie jeszcze w czasie formowania odpływów pradolinnych zwracali uwagę Mójski (1960) i Wiśniewski (1976).

Występujące w przypowierzchniowej części odkrywki piaszczyste osady z otoczkami związane są z akumulacją proluwiołów u wylotu doliny erozyjnej rozcinającej stok wysoczyzny. Rozprzestrzenienie tego typu osadów jest ograniczone i sięga ku północy około 0,25 km od odsłonięcia w Patrówku.

Budowę niższego poziomu pradolinnego (81–78 m n.p.m.) poznano z wierceń, sond i nielicznych, płytkich wkopów. Zwraca tu uwagę drobnoziarnistość osadów piaszczystych przy znacznej domieszce pyłów (mułków). Z tego względu



Rys. 43. Patrówek. Budowa wyższego poziomu pradolinowego (86–83 m n.p.m.)

I – sytuacja morfologiczna stanowiska, strzałki wskazują lokalizację profili litofacjalnych A, B; II – profile litofacjalne; III – zbiorczy diagram kierunków paleoprądów na podstawie pomiarów struktur warstwowania przekątnego w całym stanowisku

Structure of the higher pradolina level (86–83 m a.s.l.)

I – morphological situation of the site, arrows show the location of lithofacies logs A, B; II – lithofacies log; III – resultant diagram of paleocurrents on the basis of measurements of cross-stratified structures at the site

wyróżniony poziom określany bywa jako zastoiskowy (Wiśniewski 1997). Wśród drobno- i bardzo drobnoziarnistych piasków typowe są struktury masywne, rzadziej występują warstwowania poziome, a sporadycznie laminacja riplemarkowa. Powyższe cechy osadów przy braku większych odsłonieć uniemożliwiły zbadanie kierunków przepływu wód kształtujących niższy poziom pradolinny. Z nachylenia jego powierzchni ku północnemu-zachodowi można sądzić o takim właśnie kierunku odwodnienia, na co zwracali już uwagę Mojski (1960), Skompski (1969), Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka (1975). Z profili wierceń archiwalnych wynika, że poniżej drobnoziarnistych osadów charakterystycznych dla niższego poziomu, zalegają piaski z domieszką żwirów – przypuszczalnie te same (sądząc po wysokości ich spągu), które budują poziom wyższy. Na granicy obu serii nie stwierdzono śladów erozji (rys. 8, 9, 13). Miąższość osadów drobnych wynosi od 2 do 6 m i wzrasta ku rynnom polodowcowym rozcinającym powierzchnię poziomów pradolinnych. Można więc przypuszczać, że synchronicznie z formowaniem powierzchni niższego poziomu rozpoczął się już etap powolnego wytapiania lodów konserwujących rynnę. Warto jeszcze raz podkreślić brak wyraźnych załomów między poziomami pradolinnymi, co wynika z przekraczającego charakteru zalegania serii drobnoziarnistych, w stosunku do osadów budujących wyższy poziom. Akumulacja piaszczysto-mułkowa związana była z okresem tamowania wód w pradolinie Wisły i powstaniem rozległego przepływowego zbiornika, co zdaniem Mojskiego (1960), Skompskiego (1969), Kotarbińskiego i Urbaniak-Biernackiej (1975) przypadało na okres postoju lądolodu na linii moren fazy pomorskiej. W świetle uzyskanych wyników badań autorce brak jest argumentów do podjęcia dyskusji na temat wieku wydzielonych poziomów pradolinnych. Należy podkreślić fakt, że były one kształtowane przez wody kierujące się ku zachodowi i północnemu-zachodowi (co potwierdziły badania w stanowisku w Patrówku), a niższy z nich ma charakter rzeczno-jeziorny. Akumulacja poziomu wyższego poprzedzona była erozją, której zasięg wgłębny określić można na 8–12 m, zważywszy że rozcinaniu podlegało dawne obniżenie dolinne. Erozja sięgnęła zatem 70 m n.p.m. Podobne wartości podają Mojski (1960, 1970) i Skompski (1969).

Na podstawie analizy budowy geologicznej, cech litofacjalnych osadów, a także wzajemnych relacji rozprzestrzenienia obu poziomów pradolinnych można stwierdzić, iż stanowią one zapis jednego cyklu erozji i akumulacji rzeki roztokowej, której oś doliny stopniowo przesuwała się ku północy. Akumulacja osadów niższego poziomu zachodziła w warunkach utrudnionego przepływu, przy podniesionym stanie wód, a następowała właśnie w miejscach położonych najniżej, bliższych ówczesnemu przebiegowi osi doliny. Wody rzeczno-lodowcowe kształtujące poziomy odpływały generalnie ku zachodowi, kierując się do doliny Bachorzy. Z takim planem odpływu wód z Kotliny Płockiej Wiśniewski (1976) wiąże poziom lipianecki w Kotlinie Płockiej (IV – 81 m n.p.m. wg Skompskiego 1969). Należy za Wiśniewskim (1976) podkreślić, iż funkcjonowanie doliny Bachorzy związane było z okresem, kiedy nie nastąpiło

jeszcze przelanie się wód z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej, a tym przełomowym odcinkiem doliny Wisły płynęły wody roztopowe ku południowi. Przełom nastąpił po fazie pomorskiej w poziomie terasy IX (70–72 m n.p.m.), którą autor koreluje z poziomem goreńskim V – 75 m n.p.m. wg Skompskiego (1969). Po otwarciu przepływu wód między Kotlinami Płocką i Toruńską nastąpiło szybkie wcinanie się Wisły. Od tego momentu powstało szereg teras erozyjnych, i jeszcze w późnym glacie Wisła osiągnęła poziom współczesnego dna doliny (Wiśniewski 1987, 1990, 1997, 2000; Andrzejewski 1994).

ETAPY ROZWOJU RZEŻBY GLACJALNEJ

Historię rozwoju rzeźby glacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia odtworzono głównie na podstawie badań strukturalno-litofacjalnych przeprowadzonych w kluczowych odsłonięciach, analizy geomorfologicznej i szczegółowego kartowania geologicznego posiłkując się wynikami analiz laboratoryjnych. Wyróżniono główne etapy kształtowania się rzeźby młodoglacjalnej zestawione w formie szkiców paleomorfologicznych (rys. 44). Rozdział ten jest próbą usystematyzowania przedstawionych wcześniej wyników badań i spostrzeżeń.

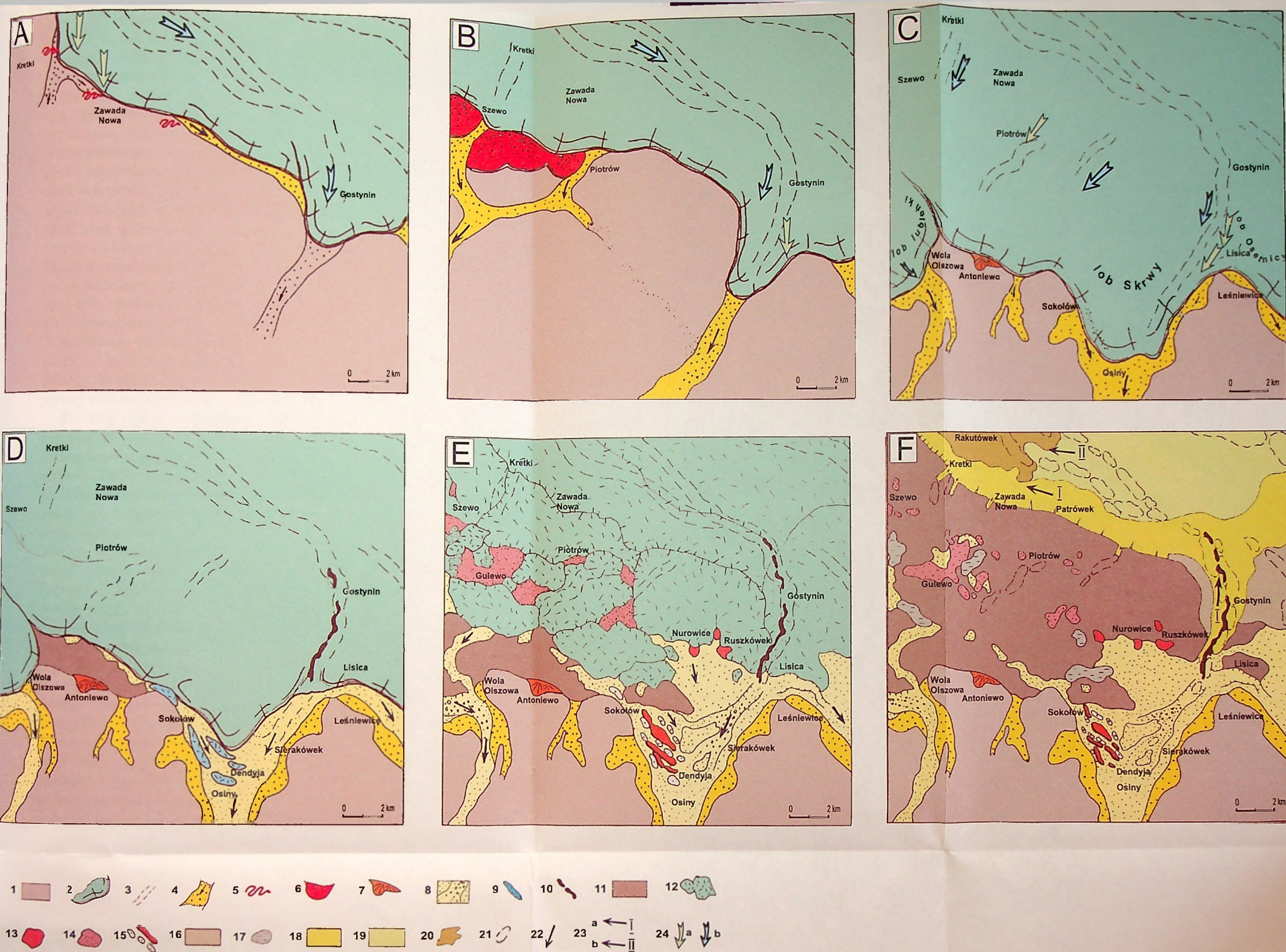
A. Wkroczenie lądolodu na teren Kotliny Płockiej poprzedzone było erozją i akumulacją glacyfluwialną rozwiniętą wzdłuż szlaków wcześniejszych przepływów wód rzecznych bądź lodowcowych. Lądolód pierwotnie nasuwał się z NW zajmując obniżenie Kotliny Płockiej (rys. 20, 44A), a następnie „przełał się” ku południowi na obszar wysoczyznowy. W podłożu lądolodu funkcjonował system drenażu kanalowego o przebiegu NW–SE, a później także młodszy o kierunku NE–SW. Rozwojowi tuneli subglacialnych sprzyjała obecność w podłożu ilasto-mułkowego „ekranu” ograniczającego rozwój i wydajność drenażu rozproszonego. Wody roztopowe odpływały między krawędzią lodu a skłonem wysoczyzny środkowopolskiej. Przepływy te stopniowo zamierały w miarę postępującej transgresji i dzięki udroźnieniu systemu odwadniania subglacialnego kanałami o kierunku NE–SW.

B. Pokonywaniu przeszkody w postaci paleosklonu obniżenia Kotliny Płockiej towarzyszyło powstanie zaburzeń glacitektonicznych w świeżo złożonych osadach wodnolodowcowych (Kretki, Zawada Nowa). Charakter deformacji, sposób transgresji, na który duży wpływ miała rzeźba przedpola, a także natura gliny bazalnej i jej kontaktu z osadami podłoża wskazują, że miąższość i dynamika lądolodu była niewielka. Po wkroczeniu na wysoczyznę czoło lądolodu stacjonowało na linii Szewo – Babia Góra – Piotrów, a u jego krawędzi odbywała się akumulacja stożków glacimarginalnych (rys. 44B). Wody proglacialne kierowały się ku południowi wyraźnie zarysowanymi dolinami sandrowymi omijając wyniesienia w obrębie wysoczyzny środkowopolskiej. Obniżenie doliny pra-

-Skrwy zajęte zostało przez wąski lob lodowcowy, którego wody subglacjane erodowały rynnę gostynińską odpreparowując dawne drogi odpływu. Otwartość przedpola sprawiła, iż tędy skierowany był główny szlak odpływu wód progla-cjalnych, a jednocześnie nie było sprzyjających warunków dla akumulacji stoż-ków marginalnych.

C. Dalsze nasuwanie się lądolodu przebiegało poprzez wydzielenie lobów (je-zorów): lubieńskiego, Skrwy i Osetnicy, a granice między nimi przebiegały na przedłużeniu osi garbów wysoczyzny środkowopolskiej (por. rys. 20). Lądolód przekroczył pas szweskich moren akumulacyjnych i dotarł do linii wyznaczonej miejscowościami Wola Olszowa – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Leśniewice (rys. 44C). Rzeźba przedpola wymuszała zatem lokalne kierunki transgresji lądo-lodu, jak i wpłynęła na zarys jego krawędzi. Z krótkim okresem postoju lądolodu na linii jego maksymalnego zasięgu związane było powstanie najwyższego po-ziomu sandrowego, a także drobnych stożków marginalnych w rejonie Anto-niewa. W odwodnieniu lądolodu najważniejszą rolę spełniały rynny: gostynińska i lubieńska, u wylotu których biorą swój początek sandr Skrwy i dolina progla-cjalna Lubieńki.

D. Deglacjacja przebiegała w sposób zróżnicowany czasowo i przestrzennie. Pierwotnie miała charakter frontalny, a z czoła lądolodu w rejonie Sokołowa – Dendyi sukcesywnie wyodrębniały się wały lodowo-morenowe. Pomiędzy nimi a krawędzią lodu zachodziła akumulacja glacialfluwialna, następnie glacialimiczna oraz deponowane były spływy materiału supraglacjalnego (rys. 44D). W później-szych etapach deglacjacji następowała inwersja rzeźby w wyniku degradacji trzo-nów lodowych. W rezultacie powstał zespół pagórków i ciągów ukierunkowa-nych wytopisk po wałach lodowo-morenowych (rys. 44E). Nasilenie działalności wód roztopowych przejawiało się usypaniem rozległego stożka sandrowego u wylotu rynny gostynińskiej (poziom II sandru) (rys. 44D). Jego akumulacja od-bywała się częściowo na martwym lodzie wypełniającym dawny kanał subgla-cjalny. Przypuszczalnie w tym okresie, w warunkach powolnego zamierania cza-szy lodowej i przy wzrastającej ilości wód roztopowych, doszło do szybkiego za-pełniania kanałów podlodowych materiałem ozowym (por. Menzies, S h i l t s 1996; P i o t r o w s k i 1997); dalsze etapy kształtowania ozu zwią-zane były już z okresem zaawansowanego procesu deglacjacji i akumulacją w otwartej szczelinie. Intensywna erozja i akumulacja glacialfluwialna miała miejsce również u wylotu rynny lubieńskiej, skąd wody płynęły wąskim szlakiem ku po-łudniowi. Pozostawione na przedpolu platy lodu, spoczywające na wyniesieniu garbu Suchodębia, ulegały szybkiemu zanikowi zostawiając cienki pokład gliny lodowcowej. Wraz z postępującą deglacjacją rozszerzał się ku północy obszar działalności wód sandrowych i powstała rozległa równina, której powierzchnia zlewa się z położonym na południe od niej stożkiem sandru Skrwy (rys. 44E). W tym też czasie uformowany został sandr Osetnicy, którego fragment znajduje się przy wschodniej granicy badanego terenu. U wylotu rynien gostynińskiej i lubieńskiej miały miejsce intensywne wypływy wód subglacjalnych, a ich od-prowadzanie ku południowi odbywało się początkowo wąskimi kanałami naśla-



Rys. 44. Szkice paleogeomorfologiczne okolic Gostynina w okresie ostatniego zlodowacenia

A, B – podczas transgresji lądolodu; C – w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu; D – w okresie deglacjacji frontalnej; E – w czasie deglacjacji arealnej; F – podczas etapów deglacjacji Kotliny Plockiej; 1 – wysoczyzna polodowcowa, środkowopolska; 2 – lądolód; 3 – rynny subglacjalne; 4 – sandry z transgresji i maksymalnego zasięgu lądolodu; 5 – strefy zaburzeń glaciotektonicznych; 6 – stożki glaciomarginalne; 7 – krótkie stożki sandrowe; 8 – sandry i równiny sandrowe; 9 – wały lodowo-morenowe; 10 – ozy; 11 – wysoczyzna polodowcowa; 12 – płyty i bryły martwego lodu; 13 – moreny martwego lodu; 14 – kemy; 15 – zespół form reliktowych po wałach lodowo-morenowych; 16 – poziom ciechomiccki (niższy stopień wysoczyzny); 17 – zbiorniki wytopiskowe; 18 – wyższy poziom pradolinny oraz poziom erozyjny wód rzeczno-lodowcowych; 19 – niższy poziom pradolinny; 20 – obszar akumulacji jeziorzyskowej; 21 – pogrzebane bryły martwego lodu; 22 – kierunki odpływu wód roztopowych; 23 – kierunki odpływu wód rzeczno-lodowcowych: a – w czasie formowania wyższego poziomu pradolinnego, b – w czasie formowania niższego poziomu pradolinnego; 24 – kierunki nasunięcia lądolodu określone na podstawie: a – ułożenia klastów, struktur glaciotektonicznych, zadziórów na spągowej powierzchni gliny, b – przebiegu rynien

Palaeogeomorphological sketches of the Gostynin environs during the last glaciation

A, B – during ice sheet transgression; C – during ice sheet maximum; D – during frontal deglaciation; E – during areal deglaciation; F – during deglaciation stages of the Plock Basin; 1 – glacial plain of Middle Polish Glaciation age; 2 – ice sheet; 3 – subglacial channels; 4 – outwash of ice sheet transgression and maximum; 5 – zones of glaciotektonic deformations; 6 – glaciomarginal fans; 7 – short outwash fans; 8 – outwash and outwash plains; 9 – ice cored moraine ridges; 10 – eskers; 11 – glacial plain; 12 – dead ice patches and blocks; 13 – dead ice moraines; 14 – kames; 15 – relicts of ice cored moraine ridges; 16 – Ciechomice level (lower interfluvial level); 17 – kettle holes; 18 – higher pradolina level and erosional level of fluvio-glacial waters; 19 – lower pradolina level; 20 – area of lake accumulation; 21 – buried dead ice blocks; 22 – directions of meltwater flow; 23 – directions of flow of glaciofluvial waters: a – during the formation of upper pradolina level, b – during the formation of lower pradolina level; 24 – directions of ice sheet advance on the basis of: a – clast fabric, glaciotektonic structures, till edges at the till bottom, b – course of subglacial channels

dującymi przebieg dawnych fragmentów tych rynien. W tych warunkach powstaje III poziom sandru Skrzy.

E. W kolejnym etapie deglacjacja przybrała już charakter arealny (rys. 44E), a sposób rozpadu czaszy lodowej na poszczególne fragmenty w znacznym stopniu uwarunkowany był rzeźbą podłoża. W rejonie Nurowic i Ruszkówka, w obecności jeszcze dość zwartej pokrywy lodowej, powstają moreny martwego lodu. Ich akumulacji sprzyjała południowa ekspozycja stoków lodowych, gdzie gromadzony materiał ablacyjny ulegał szybkiej redepozycji, nawet po stokach o niewielkim nachyleniu. Na linii szwskich moren akumulacyjnych stanowiących podlodową wypukłość, tworzyły się przetainy i szczeliny, w których zachodziła akumulacja osadów kemowych. Z zanikiem pokrywy lodowej na obszarze wysoczyznowym związane jest pozostawienie jednego, stosunkowo ciągłego pokładu gliny lodowcowej o rosnącej ku północy miąższości (do ok. 10 m). Końcowym efektem deglacjacji na wysoczyźnie było powstanie w rozległych zagłębieniach powytopiskowych płytkich zbiorników, w których zachodziła akumulacja drobnoziarnistych osadów mineralnych. Z formowaniem wysoczyzny związane było ujawnianie się na powierzchni przetrwałego obniżenia, stanowiącego we współczesnej rzeźbie stopień wysoczyznowy – tzw. poziom ciechomicki. W sąsiedztwie środkowego i północnego odcinka rynny gostynińskiej, po powierzchni tego stopnia płynęły wody rzeczne i roztopowe, kierujące się już ku północy. Wody te dołączały do głównych strumieni rzeki roztokowej formującej wyższy poziom pradolinny.

F. Deglacjacja przebiegała odmiennie na obszarze wysoczyznowym i w obniżeniu Kotliny Płockiej. Zdecydowały o tym miąższość pokrywy lodowej uwarunkowana rzeźbą podłoża, jego litologia oraz obecność sieci rynien subglacialnych. Obniżoną o około 20–25 m w stosunku do otaczających obszarów wysoczyznowych nieckę Kotliny Płockiej stosunkowo długo wypełniały masy stagnującego, a następnie martwego lodu. Silnemu uszczelinieniu i rozpadowi na poszczególne płyty martwego lodu sprzyjała obecność licznych rynien i tuneli lodowych. W strefie paleoskłonu, który wraz z postępującą deglacjacją wysoczyzny zaczął ujawniać się również na powierzchni, zaczęły migrować wody roztopowe. Początkowo odpływ tych wód był niezdecydowany w sensie siły i kierunku. Pierwotnie, mogły się one kierować tylko ku wschodowi i południowi, lecz wraz z uwalnianiem od lodu północnej części Kotliny Płockiej zaistniała możliwość odwodnienia ku zachodowi. Z tą sytuacją związana była intensywna erozja, która poprzedziła akumulację piaszczystych osadów wyższego poziomu pradolinnego (86–83 m n.p.m.) (rys. 44F). Wody rzeczno-lodowcowe pogłębiały i poszerzały, również termokrasowo, przestrzeń między skłonem wysoczyzny a płatami martwego lodu. W początkowych fazach przepływów pradolinnych utworzona zostaje erozyjna krawędź wysoczyzny ciągnąca się na zachód od Wrzącej. Uformowane zbocze szybko poddane zostało poprzecznemu rozcinaniu, a materiał pochodzący z jego niszczenia doprowadzany był do koryt rzeki roztokowej płynącej w pradolinie. Zamieranie przepływów w wyższym poziomie rozległych stożków naczało możliwość gromadzenia proluwii i formowania rozległych stożków na-

plywowych. Kształtowanie wyższego poziomu odbywało się przy narastającej ilości wód w pradolinie i stopniowym przesuwaniem się osi doliny ku północnemu-wschodowi. Akumulacja osadów budujących powierzchnię niższego poziomu pradolinowego (81–78 m n.p.m.) zachodziła już w warunkach utrudnionego przepływu, w wyniku tamowania wód w kotlinie. Depozycja piaszczysto-mułkowa miała miejsce na obszarach najniżej wówczas położonych, a więc bliższych osi pradoliny. Lokalnie formowały się płytkie zbiorniki, w których zachodziła akumulacja mineralnych osadów jeziorzyskowych (np. w obniżeniu rakutowskim – rys. 5, 6). W rynnach i zagłębieniach eworsyjnych pozostawały jeszcze martwe lody pogrzebane pod powłoką piaszczystych osadów pradolinnych, a na obszarze wysoczyzny głównie pod przykryciem glin lodowcowych. Zakończenie formowania się rzeźby glacialnej okolic Gostynina miało miejsce z chwilą ich ostatecznego wytopienia.

UWAGI O PRZEKSZTAŁCENIU RZEŻBY W PÓŻNYM GLACJALE I HOLOCENIE

Istotne znaczenie dla transformacji rzeźby okolic Gostynina po ustąpieniu lądolodu fazy głównej zlodowacenia wisły miał zanik pogrzebanych martwych lodów, procesy eoliczne, fluwialne i stokowe. Procesy te były szczególnie efektywne u schyłku glacialu. Wykształcone wówczas formy rzeźby zajmują znaczniejsze powierzchnie jedynie na obszarze Kotliny Płockiej i w strefie krawędzi wysoczyzny. Schyłek plejstocenu zapisał się w historii geologicznej badanego obszaru osadami akumulowanymi w trzech okresach fazowych i dwóch interfazowych. W okresach chłodnych ukształtowały się wydmy i pokrywy eoliczne, powstały akumulacyjne terasy nadzalewowe Skrwy i Osetnicy, a w dolnych partiach stoków, poddanych silnej denudacji, gromadziły się pokrywy kongeliflukcyjne i deluwalne. Nie widocznym w rzeźbie, lecz o istotnej wymowie paleogeograficznej, świadectwem morfogenezy okresów chłodnych są również struktury peryglacialne. Należą tu struktury kontrakcji termicznej, rozpoznane w stropie gliny lodowcowej budującej wysoczyznę w rejonie Kowala i Piotrowa, wykształcone w postaci epigenetycznych klinów z wtórnym wypełnieniem (M o j s k i 1970; R o m a n 1999a). Dowodzą one ekspansji wieloletniej zmarzliny w czasie postglacialnych ochłodzeń (por. K o z a r s k i 1974a, 1993), a przetrwanie tych struktur wskazuje, iż późniejsza degradacja powierzchni wysoczyzn była niewielka. Kontekst peryglacialny mają struktury krioturbacyjne występujące na powierzchni niższego poziomu pradolinnego, opisane przez M o j s k i e g o (1958a) z okolic Rakutowa, których powstanie wiązał autor z młodszym dryasem (M o j s k i 1960).

W okresach interfazowych (ciepłych) powstawały jeziorne osady organiczne, a w dolinach rzecznych zaznaczyła się intensywna erozja. Wytapianie lodów pogrzebanych w rynnach subglacialnych, prowadziło jednocześnie do wyznaczenia linii wzmożonych procesów erozyjnych. Niewątpliwie rozwijała się wówczas pokrywa glebowa.

Wytapianie się pogrzebanych brył lodu zamykało okres formowania się rzeźby glacialnej. W świetle przeprowadzonych badań w rejonie Gostynina, można przyjąć, że inicjalny etap zaniku pogrzebanych lodów nastąpił bezpośrednio po opuszczeniu tego obszaru przez lądolód. Zjawisko to, jak wcześniej podkreślano, mogło zachodzić synchronicznie z formowaniem niższego poziomu pradolinnego, a nawet już we wczesnym okresie deglacjacji (akumulacja III poziomu sandru Skrwy). Na przypadający na bölling początek wytapiania martwych lodów w Kotlinie Płockiej wskazują badania paleobotaniczne warstewek torfu spoczywają-

cych w dnach jezior Gościąż i „Na Jazach” (Więcowski 1993). Znany jest profil z Łącka rejestrujący rozpoczęcie sedymentacji jeziornej w rynn timer Łąckozdwojskiej przypadające na alleröd (Borówko-Dłużakowa 1961; Skompski 1961b), a według interpretacji Wasylikowej (1964) nawet na starszy dryas. Zanikanie pogrzebanych lodów, zwłaszcza konserwujących formy rynnowe, prowadziło do silnego zróżnicowania morfologii pierwotnie płaskich poziomów pradolinnych oraz w miarę wyrównanej powierzchni wysoczyzny. Ujawniane obniżenia szybko włączane były w system odpływu powierzchniowego, a w dalszej kolejności w niektórych z nich powstały jeziora. Proces wytapiania pogrzebanych lodów zachodził w warunkach, gdy w południowej części Kotliny Płockiej dominującą rolę morfotwórczą odgrywały procesy eoliczne i rzeczne, i kontynuował się jeszcze po zakończeniu głównego okresu wydmołwórczego przypadającego na starszy dryas (por. Dylkowa 1967; Urbania 1967; Manikowska 1985, 1992; Nowaczyk 1986; Kozarski, Nowaczyk 1992). Przemawiają za tym argumenty natury morfologicznej, gdyż rynny „rozcinają” łuki wydm parabolicznych (np. w Smolarni i na północ od Zuzinowa – rys. 6) (por. Mojski 1960; Urbania 1967). Dyskusyjny jest wiek ostatecznego wytopienia się pogrzebanych brył lodu (m.in. Nowaczyk 1994; Marks 1996). Według Marksa (1996) ich wytapianie zakończyło się na długo przed początkiem holocenu, a prawdopodobnie nie później niż na początku allerödu. Z tym samym okresem co wytapianie martwych lodów wiązany jest także zanik wieloletniej zmarzliny, która od starszego dryasu występowała w północnej Polsce już tylko w postaci nieciągłej (por. Kozarski 1995; Marks 1996). Obydwa procesy miały istotne znaczenie dla urozmaicenia rzeźby glacialnej, a także prowadziły do nagłych zmian stosunków hydrogeologicznych, a w konsekwencji przekształceń sieci hydrograficznej badanego obszaru.

Wydmy i pokrywy eoliczne, ze względu na zajmowaną powierzchnię, należy traktować jako najważniejszą część składową rzeźby peryglacialnej (por. Kozarski 1995). Akumulowane były w okresach półsuchego, zimnego klimatu w starszym i młodszym dryasie, z wyraźnie większą wydajnością depozycji pierwszego z wymienionych okresów (Dylkowa 1967; Urbania 1967; Manikowska 1985, 1992; Nowaczyk 1986). Zdaniem Mojskiego (1960) główny etap formowania wydm w Kotlinie Płockiej przypadał na młodszego dryasu, natomiast Skompski (1969) nasilenie procesów wydmołwórczych przypisywał okresom najstarszego i starszego dryasu. Piaski eoliczne występują na powierzchni poziomów pradolinnych tworząc klasyczne wydmy paraboliczne (Zuzinów, Smolarnia, Helenów) osiągające wysokość nawet do 20 m, a także pokrywy o miąższości do 2,5 m (rys. 6). W osadach eolicznych nie stwierdzono przerw sedymentacyjnych w postaci poziomów glebowych czy bruków deflacyjnych. Piaski wydmore zawierają domieszkę pyłu, a ziarna kwarcowe wykazują słabe zmatowienie. Potwierdza to wcześniejsze spostrzeżenia, że transport materiału eolicznego był krótki, a jego źródłem były położone w sąsiedztwie piaszczyste równiny sandrowe i poziomy rzeczno-lodowcowe (por.

M o j s k i 1960; S k o m p s k i 1969; U r b a n i a k 1967). Na obszarze wysoczyznowym ślady działalności eolicznej zaznaczone są jedynie w postaci cienkich pokryw piaszczystych, które występują pasem od Zawady Nowej do Górek Dolnych, na skłonie wysoczyzny morenowej ku pradolinie Wisły.

W schyłkowej części glacjału organizuje się sieć odpływu rzecznego Skrwy i Osetnicy, kształtuje się terasa nadzalewowa. Dobrze wykształcona, rozległa terasa akumulacyjna o wysokości 2–3 m n.p.rz. towarzyszy rzekom dopiero na obszarze Kotliny Płockiej, po opuszczeniu przez nie obniżen rynnowych (rys. 6). Na wysokości Helenowa, gdzie Skrwa zbiera wody Osetnicy, terasa nadzalewowa położona jest o około 2–3 m niżej w stosunku do otaczających poziomów pradolinnych, a jej szerokość dochodzi nawet do 1 km. Terasę nadzalewową Skrwy i Osetnicy budują piaski średnioziarniste z niewielką domieszką żwirów, a następnie piaski drobnoziarniste z wkładkami mulków, stanowiące główną część aluwioów. Miąższość osadów terasy nadzalewowej wynosi około 4 m. W górnym odcinku doliny Skrwy, koło Zaborowa Starego utwory rzeczne, odpowiadające zapewne osadom budującym terasę nadzalewową, występują w formie kopalnej, pod aluwiami holocenijskimi, na głębokości 8,3–4,3 m. Rozpoznane osady to głównie dronoziarniste piaski z przewarstwieniami mulków podścielone jedynie cienką warstwą piasków ze żwirem.

Tak drobnoziarnisty charakter aluwioów wskazuje na dużą rolę transportu poprzecznego w dostawie materiału do doliny, aktywnego dzięki procesom intensywnego splukiwania na stokach (por. T u r k o w s k a 1988). Serię kopalnych osadów rzecznych zwieńcza warstwa mulków organicznych, których wiek określono metodą radiowęglową na $10\ 380 \pm 180$ BP (R o m a n 1999b). Obecność głęboko wciętej doliny rzecznej w górnym biegu Skrwy, a więc powyżej odcinka, gdzie rzeka wykorzystuje rynnę gostynińską może wskazywać, iż w okresie formowania doliny doszło już do znacznego wytopienia się martwego lodu konserwującego rynnę. Przypadałoby to na okres wcześniejszy niż wskazuje otrzymana data ^{14}C . Po tym okresie w dolinie Skrwy nastąpiła ponowna erozja, której śladem jest bruk korytowy w spągu holocenijskich aluwioów, a następnie miała miejsce akumulacja piasków i piaszczystych mad współczesnego dna doliny.

Od momentu włączenia Skrwy do systemu odpływu Wisły, co nastąpiło przypuszczalnie w okresie erozji poprzedzającej akumulację terasy nadzalewowej, jej rozwój przebiegał w ścisłym związku z kształtowaniem się doliny rzeki głównej. Wielkość wspomnianej erozji w dolinie Skrwy i Osetnicy można określić na 6–7 m, natomiast jej wiek należy wiązać z okresem formowania teras erozyjnych w dolinie Wisły. Terasy te powstały po uzyskaniu przez Wisłę możliwości odpływu z Kotliny Płockiej ku północy (por. W i ś n i e w s k i 1987, 1988, 1990).

Intensywnej denudacji w warunkach peryglacjalnych poddane zostało zbcze wysoczyzny, a także zarysowane w nim doliny erozyjne odzwierciedlające organizację spływu powierzchniowego z wysoczyzny ku pradolinie jeszcze z okresu deglacjacji. O efektywności denudacji świadczy powszechność osadów stokowych przemieszczonych w wyniku soliflukcji (kongeliflukcji) i powierzchniowego splukiwania. Śladem peryglacjalnej denudacji są pokrywy kongeliflukcyjne

złożone u podnóża zbocza wysoczyzny w rejonie Kowala (M o j s k i 1958a). Także zaburzenia soliflukcyjne rozpoznane w Baruchowie (rys. 16 – kompleks B4) przypuszczalnie są efektem spływanania warstwy czynnej po stoku.

Pokrywy deluwialne powszechnie występują na stokach (por. rys. 24 – kompleks Z3) i w dnach suchych dolin, lecz największą miąższość (ponad 6 m) osiągają u podnóża stoku wysoczyzny. Przypuszczalnie większa ich część powstała u schyłku vistulianu, choć przykładem znacznej efektywności procesów stokowych także w holocenie jest profil we Wrzącej. W obrębie występujących tam osadów deluwialnych o miąższości 5,2 m, nawiercono na głębokości 3,5–3,7 m namuły torfiaste, których wiek określono metodą radiowęglową na 9150 ± 180 BP (R o m a n 1999b). Zatem pokrywy deluwialne o znacznej miąższości (co najmniej 3,5 m) akumulowane były także w holocenie. Denudacja doprowadziła do przemodelowania profilu stoku, a także poszerzenia występujących w nim inicjalnych dolin. Drugim z procesów kształtujących obecnie suche doliny była erozja, działająca w osi tych form. Proces ten występował epizodycznie i prowadził do pogłębiania dolin oraz umożliwiał częściowe odprowadzanie produktów denudacji na zewnątrz zbocza. Tutaj akumulowane były stożki napływowe „drugiej generacji” o niewielkim udziale materiału grubookruchowego.

W holocenie zmiana procesów rzeźbotwórczych wynikała z pokrycia obszaru przez roślinność i rozwoju pokrywy glebowej, ograniczających denudację stoków i procesy eoliczne w pradolinie. Jest to okres rozcięcia terasy nadzalewowej Skrzy i Osetnicy oraz kształtowania den dolinnych wszystkich cieków współczesnego odpływu powierzchniowego. Stopniowemu zapelnianiu i zarastaniu ulegają w tym okresie misy jeziorne, a u podnóżu stoków nadal gromadzą się deluwia. Na zboczach o dużym nachyleniu (głównie w rynnach polodowcowych) ma miejsce erozja wąwozowa i ruchy masowe. Lokalnie na stoku wysoczyzny rozwijają się nisze źródłiskowe sukcesywnie pogłębiane głównie w wyniku suffozji.

Chociaż pojawienie się człowieka na obszarze Kotliny Płockiej nastąpiło już w paleolicie (K o z ł o w s k i 1964 za S k o m p s k i m 1969; S c h i l d 1964; P e l i s i a k , R y b i c k a 1993), to jednak zmiany roślinności uchwycone w diagramach pyłkowych osadów dennych Jeziora Gościąż, sugerujące antropogeniczne przekształcenia środowiska, odnoszą się do różnych okresów poczynając dopiero od ok. 6700 lat BP (R a l s k a - J a s i e w i c z o w a , V a n G e e l 1992). Przypuszczalnie od tego momentu (chronologicznie odpowiadajacemu mezolitowi) rozpoczęła się holocenińska faza przekształceń rzeźby wywołanych gospodarczą działalnością człowieka.

Uogólniając można przyjąć, iż u schyłku vistulianu rzeźba glacialna uległa ożywieniu i urozmaiceniu, natomiast morfogeneza holocenińska prowadziła do złagodzenia deniwelacji terenu i zatarcia jej mniej wyraźnych elementów. Zdarzenia morfogenezy postglacialnej najwyraźniej zaznaczyły się w przeobrażeniu szeroko rozumianych obszarów dolinnych i stref krawędziowych, pozostając prawie niezauważalne w obszarze wysoczyznowym.

WNIOSKI I GŁÓWNE WYNIKI BADAŃ

Przeprowadzona analiza powierzchni paleostrukturalnych oraz osadów i form składających się na plejstoceniską rzeźbę okolic Gostynina prowadzi do wymienionych niżej wniosków dotyczących rozwoju tej rzeźby.

1. Obecne makroformy okolic Gostynina zostały ukształtowane pod wpływem zjawisk neotektonicznych (ruchy tektoniczne i glaciostatyczne) związanych z planem strukturalnym podłoża mezozoicznego. Współczesna rzeźba wykazuje wyraźne związki z reliefem powierzchni kopalnych, przede wszystkim powierzchni podczwartorzędowej (zwłaszcza erozyjnej), choć także nawiązuje do przebiegu struktur tektonicznych w podłożu mezozoicznym.

2. W górnym plejstocenie wpływ na ukształtowanie współczesnej powierzchni wywarł przede wszystkim charakter rzeźby i litologii bezpośredniego podłoża łądolodu, natomiast wpływ zjawisk tektonicznych był już znikomy.

3. W vistulianie tylko łądolód fazy głównej (ca 20–18 ka BP) sięgnął po okolicę Gostynina, wyznaczając maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia.

4. Transgresja przebiegała etapami: łądolód wypełnił pierwotnie obniżenie Kotliny Płockiej, wkroczył na obszar wysoczyzny znacząc postój ciągiem moren akumulacyjnych w strefie pagórków szewskich, przekroczył tę strefę i dotarł najdalej na południe do linii wyznaczonej miejscowościami: Wola Olszowa – Antoniewo – Sokółów – Osiny – Leśniewice.

5. Pokrywa ostatniego łądolodu była cienka, a postój na linii maksymalnego zasięgu krótki. Strefa marginalna łądolodu jest słabo wyrażona w morfologii, a na jej przebieg wpływ miało ukształtowanie przedpola.

6. Zanik łądolodu w rejonie Gostynina wykazywał przestrzenne i czasowe zróżnicowanie. Proces deglacjacji przebiegał początkowo w wyniku powolnej recesji frontalnej z zachowaniem żywego czoła łądolodu, przy czym podstawowym mechanizmem było wyodrębnianie się z czoła łądolodu wałów lodowo-morenowych. W dalszym etapie zanik łądolodu przybrał charakter arealny, a rzeźba bezpośredniego podłoża wpływała na przebieg pęknięć i przetain w lodzie, a w konsekwencji na rozmieszczenie form martwego lodu i kierunki odpływu wód ablacyjnych.

7. Rzeźba podłoża odegrała zdecydowaną rolę w kształtowaniu odpływu wód rzeczno-lodowcowych w sąsiedztwie rynny gostynińskiej i w pradolinie Wisły. Poziomy pradolinne wyróżnione na obszarze badań formowane były przez wody kierujące się ku zachodowi do doliny Bachorzy.

8. Postglacjalne procesy rzeźbotwórcze odegrały istotną rolę w przekształceniu rzeźby glacialnej tylko na obszarze dolinnym i w strefie krawędzi pradoliny Wisły.

W świetle dotychczasowych, niezwykle bogatych studiów plejstocenu Kotliny Płockiej, można wymienić szereg nowych osiągnięć badawczych wynikających z realizacji podjętego tematu, choć nie zawsze wprost związanych z ewolucją rzeźby.

1. Wskazanie na inny od dotychczas przyjmowanego charakter genetyczny obniżen podłoża podczwartorzędowego w rejonie Sierakowa i Krzywia; wykazano, że są to formy erozyjne (glacidepresja i dolina rzeczna), nie zaś czwartorzędowe rowy tektoniczne, a w ich rozwoju zjawiska tektoniczne odegrały pośrednią rolę.

2. Udokumentowanie w Baruchowie, na powierzchni terenu, preglacjalnych osadów rzecznych.

3. Udokumentowanie w Laniętach nowego stanowiska osadów wczesnego wistulianu, zalegających w ciągłości sedimentacyjnej z eemskimi utworami jeziornymi (badaniami palinologicznymi rozpoznano interstadiały brörup i odderade oraz dwa okresy chłodne).

4. Określenie, że poziom ciechomicki stanowiący charakterystyczny element rzeźby we wschodniej części Kotliny Płockiej jest reliktem rzeźby sprzed nasunięcia lądolodu warty, nie zaś formą uwarunkowaną erozją rzeczną w eemie.

5. Uściślenie przebiegu maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia na tym terenie.

6. Podważenie zasadności wyznaczania fazy recesyjnej lądolodu wisły przebiegającej poprzez strefę pagórków szewskich; wykazano, że formy te są poligenetyczne i związane przede wszystkim z transgresją lądolodu.

7. Przedstawienie odmiennej od dotychczas przyjmowanej interpretacji genetycznej pagórkowatej rzeźby okolic Sokółowa – Dendyi i wykazanie, iż występujące tam wałowe pagórki i towarzyszące im ciągi wytopisk, to zespół form reliktowych po wałach lodowo-morenowych, nie zaś formy ozowe.

Autorka ma nadzieję, że zebrane i przedstawione fakty dotyczące geologii i geomorfologii okolic Gostynia zostaną uznane za wnoszące istotny wkład w blisko stuletnim dążeniu do poznania paleogeografii tego obszaru.

*Praca przedstawiona na posiedzeniu
Komisji Geograficznej Wydziału III ŁTN w dniu 18 czerwca 2002 r.*

LITERATURA

- Aber J. S., 1982 – Model for glaciectonism. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 30: 79-90.
- Alexandrowicz S. W., 1987 – Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 12, 1-2: ss. 240.
- Andrzejewski L., 1994 – Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. *Rozprawy UMK*: ss. 112.
- Andrzejewski L., Stankowski W., 1981 – Recesja lodowca Vitkovski na tle analizy jego strefy marginalnej (południowy Spitsbergen). *Mat. VIII Sympozjum Polarnego*, 1, Sosnowiec: 139-142.
- Ashley G. M., Warren W. P., 1997 – The ice-contact environment. *Quater. Sci. Rev.*, 16: 629-634.
- Atlas Geostrukuralny i Naftowy 1:200 000 cz. III. Ropo- i gazonośność wału kujawskiego i obszarów przyległych na tle budowy geologicznej, Sokolowski J. (red.), 1971 – Inst. Geol., Warszawa.
- Balwierz Z., Roman M., 2002 – A new Eemian Interglacial to Early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geol. Quart.*, 46, 2: 207-217.
- Baraniecka M. D., 1969 – Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. *Kwart. Geol.*, 13, 2: 442-458.
- Baraniecka M. D., 1975a – Fazy tektoniczne w czwartorzędzie środkowej części Nizy Polskiego. I Krajowe Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, I. Wyd. Geol., Warszawa: 185-195.
- Baraniecka M. D., 1975b – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizy Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288: 5-97.
- Baraniecka M. D., 1979a – Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Płock. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1979b – Quaternary dislocation zones along main structural-tectonic borders of Polish Lowland. *Quater. St. Pol.*, 1: 5-14.
- Baraniecka M. D., 1980 – Geneza elementów wklęsłych podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 322: 31-64.
- Baraniecka M. D., 1981 – Faza małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. III Krajowe Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, 4. Wrocław: 183-193.
- Baraniecka M. D., 1989 – Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *St. Mat. Ocean.*, 56, *Geol. Morza*, 4: 131-135.
- Baraniecka M. D., 1990 – Propozycja nowelizacji stratygraficznej czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, 34, 1: 149-164.
- Baraniecka M. D., 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1995 – Quaternary tectonic structures of the margins of the Kujavian ridge, Polish Lowland. *Folia Quater.*, 66: 39-49.
- Baraniecka M. D., Makowska A., Mojski J. E., Nowak J., Sarnacka Z., Skompski S., 1978 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306: 5-113.
- Baraniecka M. D., Skompski S., 1978 – Mapa geologiczna w skali 1:200 000, ark. Płock., wyd. A i B. Wyd. Geol., Warszawa.
- Bartkowski T., 1967 – O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 7, 1: ss. 260.

- Bartkowski T., 1968 – Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 21: 7-77.
- Bartkowski T., Karczewski A., Marsz A., Stankowski W., Żynda S., 1968 – Podział Polski północno-zachodniej na regiony fizycznogeograficzne. *UAM, Ser. Geogr.*, 4: ss. 260.
- Behre K-E., 1989 – Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quater. Sci. Rev.*, 8: 25-44.
- Behre K-E., Lade U., 1986 – Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 36: 11-36.
- 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: ss. 89.
- Berthelsen A., 1978 – The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 27: 25-38.
- Bogacki M., 1976 – Współczesne sandry na przedpolu Skeidarárjökull i plejstocenijskie sandry w Polsce północno-zachodniej. *Rozprawy UW*: ss. 132.
- Borówka K. R., 1974 – Oz skocko-wągrowiecki. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 27: 7-38.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1961 – Badania palinologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem. *Biul. Inst. Geol.*, 169: 107-130.
- Boulton G. S., 1967 – The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sorbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen. *J. Glaciol.*, 6: 717-736.
- Boulton G. S., 1968 – Flow tills and related deposits on same Vestspitsbergen glaciers. *J. Glaciol.*, 7: 391-412.
- Boulton G. S., 1972 – Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *J. Geol. Soc. London*, 128: 361-396.
- Boulton G. S., 1976 – A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. W: W. Stankowski (red.) Tills – its genesis and diagenesis. *Zesz. Nauk. UAM*, 12: 65-80.
- Boulton G. S., 1996 – The origin of till sequences by subglacial sediment deformation beneath mid-latitude ice sheets. *Ann. Glaciol.*, 22: 75-84.
- Boulton G. S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2001 – Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quater. Sci. Rev.*, 20: 591-625.
- Boulton G. S., Hindmarsh R.C.A., 1987 – Sediment deformation beneath glaciers: rheology and sedimentological consequences. *J. Geophys. Res.*, 92: 9059-9082.
- Brennan T. A., 1994 – Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedimentary Geol.*, 91: 9-55.
- Brodzickowski K., 1987 – Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 934, *Stud. Geogr.*, 43: ss. 331.
- Brodzickowski K., 1992a – Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych w geologii i geomorfologii glacialnej. *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo 1992*, Łódź: 7-56.
- Brodzickowski K., 1992b – Przestrzenne zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w zbiornikach glacialimicznych. *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo 1992*, Łódź: 89-119.
- Brodzickowski K., 1993 – Sedymentacja glacialimiczna cz. I. *Acta Geogr. Lodz.*, 62: ss. 162.
- Brodzickowski K., Van Loon A. J., 1987 – A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 24: 297-381.
- Brodzickowski K., Van Loon A. J., 1991 – Glacigenic sediments. *Developments in Sedimentology*, 49: ss. 674.

- Brodzickowski K., Zieliński T., 1992 – Cechy transgresywnych, zastoiskowych osadów terminoglacjalnych w warunkach drobnofrakcyjnej dostawy materiału (na przykładach z obszaru rowu Kleszczowa). *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo 1992. Łódź: 167-186.
- Brykczyński M., 1982a – Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. *Pr. Muzeum Ziemi*, 35: ss. 68.
- Brykczyński M., 1982b – Korelacja profilów plejstocenu w prawej krawędzi doliny Wisły (zachodnia część Kotliny Płockiej). *Kwart. Geol.*, 26, 2: 431-441.
- Brykczyński M., Fedorowicz S., Olszak I. J., 1987 – First TL datings of Vistulian sediments in the Vistula valley near Włocławek. *Zesz. Nauk. Polit. Śl.*, 56. *Geochronometria*, 4: 93-100.
- Brzeziński M., 1998 – Kopalne doliny rzeczne a stratygraficzne rozpoznanie regionalne czwartorzędu. V Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Iznota 1–4 września 1998: 53-55.
- Ciuk E., 1954 – Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego w okolicy Gostynina. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ciuk E., 1969 – Sprawozdanie z poszukiwań złóż węgla brunatnych w rejonie Gostynina i Łowicza. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ciuk E., 1970 – Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizy Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14, 4: 754-768.
- Collinson J., 1994 – Sedimentary deformational structures. W: A. Maltman (red.) *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall Publ.: 95-125.
- Curray J. R., 1956 – The analysis of two-dimensional orientation data. *J. Geol.*, 64: 117-131.
- Czubla P., 2001 – Erytyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80: ss. 174.
- Dadlez R., Marek S., 1969 – Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Nizy Polskiego. *Kwart. Geol.*, 13, 3: 543-565.
- Dadlez R., Marek S., 1983 – Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Dębski J., 1963 – Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Łanięta. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., 1995 – Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 – Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1959 – Z zagadnień stratygrafii czwartorzędu Łęczy. *Prz. Geol.*, 12: 552-554.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1961a – Przebieg sedymentacji i kształtowanie kutnowskich moren czołowych w okolicy Sławęcina. W: S. Z. Różycki (red.) *Prace o plejstocenie Polski środkowej*. Komitet Geol. PAN, Warszawa.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1961b – Sławęcín. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion “From the Baltic to the Tatras”, 2, Middle Poland. Łódź: 11-13.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1961c – The limit of the last Glaciation near Chodecz (Eastern Kujawy). VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion “From the Baltic to the Tatras”, 1, North Poland. Łódź: 139-141.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 85-106.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1969 – Ze stratygrafii i rozwoju czwartorzędu Południowych Kujaw. *Przew. XLI Zjazdu PTG*, sierpień 1969, Konin. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 49-58.

- Domosławska-Baraniecka M. D., Mojski E., 1960 – Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. *Prz. Geol.*, 4: 195-200.
- Dowdeswell A. J., Sharp J. M., 1986 – Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacial sediments. *Sedimentology*, 33: 699-710.
- Drozdowski E., Federowicz S., 1985 – Nowe datowania termoluminescencyjne osadów zlodowacenia vistulianu nad dolną Wisłą. *Prz. Geogr.*, 57, 4: 599-609.
- Dylik J., 1966 – Znaczenie peryglacialnych elementów w stratygrafii plejstocenu. *Czas. Geogr.*, 37: 131-151.
- Dylikowa A., 1952 – O metodzie badań strukturalnych w geomorfologii glacialnej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 3: ss. 74.
- Dylikowa A., 1967 – Wydmy sródlądowe i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 353-371.
- Dylikowa A., Olaczek R., 1984 – Środowisko geograficzne i przyrodnicze. W: A. Dylikowa (red.), Województwo płockie. Monografia regionalna. Uniw. Łódzki: ss. 487.
- Ehlers J., Stephan H.-J., 1979 – Forms at the base of till strata as indicators of the ice movement. *J. Glaciol.*, 22 (87): 345-356.
- Ehlers J., Stephan H.-J., 1983 – Till fabric and ice movement. W: J. Ehlers (red.) Glacial deposits in North-West Europe. A. A. Balkema, Rotterdam: 267-274.
- Eyles N., Eyles C. H., Miall A. D., 1983 – Lithofacies and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequence. *Sedimentology*, 30: 393-410.
- Eyles N., Slatt R. M., 1977 – Ice marginal sedimentary, glaciotectionic and morphologic features of Pleistocene drift: an example from Newfoundland. *Quater. Sci. Rev.*, 8: 267-281.
- Galon R., 1957 – Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos*, B, 3, 3: 219-236.
- Galon R., 1961 – General Quaternary problems of North Poland. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras", 1, North Poland. Łódź: 9-53.
- Galon R., 1965 – Some new problems concerning subglacial channels. *Geogr. Pol.*, 6: 19-28.
- Galon R., 1967 – Czwartorzęd Polski Północnej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 106-166.
- Galon R., 1983 – On the origin of subglacial channels. W: D. J. Briggs, R. S. Waters (red.) Intern. Symposia Ser. Norwich: 85-95.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski w świetle analizy form marginalnych lodolodu. *Prz. Geogr.*, 33, 3: 347-364.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 18-38.
- Goździk J., 1970 – Geneza szczelin zmarzlinowych w regionie łódzkim w świetle analizy ich wypełnień. *Acta Geogr. Lodz.*, 24: 181-196.
- Goździk J., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: ss. 117.
- Goździk J., 1978 – Detailed analysis of fossil contractional frost fissures. An instruction. *Biul. Perygl.*, 27: 172-175.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”. *St. Region.*, 4(9): 101-114.
- Goździk J., 1987 – Osady i struktury peryglacialne w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski. *Kwart. Geol.*, 31, 1: 175-184.
- Goździk J., Zieliński T., 1996 – Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykłady z kopalni Belchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 67-77.
- Goździk J., Zieliński T., 1997 – Zasadnicze etapy sedymentacji vistuliańskiej w rejonie KWB Belchatów. Mat. Konf. „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”, 6-8 maja 1997, Łódź: 7-8.

- Grabowska I., 1964 – Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Łanięta-4. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986 – Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa: ss. 628.
- Hart J. K., Boulton G. S., 1991 – The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quater. Sci. Rev.*, 10: 335-350.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. 1996 – Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Janczyk J. (red.), 1987 – Atlas Jezior Polski. IMGW. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Janczyk - Kopikowa Z., 1965 – Flora interglacjału eemskiego z Kaliskiej koło Chodczana Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 107-118.
- Jaroszewski W., 1980 – Tektonika uskoków i faldów. Wyd. Geol., Warszawa: ss. 360.
- Jaroszewski W., 1991 – Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glaukitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61: 153-206.
- Jaskowiak - Schoenichowa M., Marek S., 1974 – Mapa geologiczna bez kenozoiku. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Gopło – Ponętów – Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, 80.
- Jewtuchowicz S., 1962 – Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu. *Acta Geogr. Lodz.*, 11: ss. 75.
- Jewtuchowicz S., 1970a – Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaczeniu środkowopolskim. *Pr. Geogr. IG PAN*, 85: ss. 79.
- Jewtuchowicz S., 1970b – Strukturalne zaburzenia w morenie kutnowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 24: 239-248.
- Jewtuchowicz S., 1971 – Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidárarjökull na Islandii. *Acta Geogr. Lodz.*, 27: ss. 52.
- Jewtuchowicz S., 1972 – Glacialne problemy plejstocenu a badania lodowców współczesnych. *Prz. Geogr.*, 44, 2: 195-235.
- Jewtuchowicz S., 1973 – The present-day marginal zone of Skeidárarjökull. *Geogr. Pol.*, 26: 115-137.
- Kaczmarek L., 1992 – Zapis procesów erozji i depozycji subglacialnej w vistuliańskich osadach glacialnych koło Śmigła (faza leszczyńska). Przew. Seminarium Sedymentologicznego „Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym”. Poznań: 66
- Karczewski A., 1971 – Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 11, 3: ss. 57.
- Karczewski A., 2001 – Morfologiczna krawędź sedymentacyjna fazy pomorskiej w Starkowie koło Ińska (Pomorze Zachodnie). W: A. Karczewski. Z. Zwoliński (red.) Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfodynamicznych – monitoring, ochrona, edukacja. Poznań: 177-187.
- Karczewski A., Wiśniewski E., 1977 – The relief of the marginal zone of the Torell Glacier (Austre Torell) in terms of its recession (SW Spitsbergen). *Acta Univ. Wratisl.*, 387: 37-62.
- Kasprzak L., 1985 – A model of push moraine development in the marginal zone of the Leszno phase, west central Poland. *Quater. St. Pol.*, 6: 23-54.
- Kasprzak L., 1988 – Dyferencjacja mechanizmów formowania się stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowaczenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 5–6: ss. 159.
- Kasprzak L., 1991 – Zróżnicowanie dynamiki czoła ostatniego lądolodu fazy poznańskiej na zachód od Poznania. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 50: 67-76.
- Kasprzak L., 1996 – Współczesne i plejstoceńskie wały lodowo-morenowe, aktualistyczny model facjalny. Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. *Mat. V Krajowego Spotkania Sedymentologów*, 17–21 czerwca 1996: 14 R.

- Kasprzak L., 2000 – Próba oceny względnego tempa transgresji i recesji czola lodolodu wistuliańskiego na podstawie analizy efektywności depozycyjnej. Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. Lublin 2000: 36-40.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984 – Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Zesz. UAM, Ser. Geogr.*, 29: 1-54.
- Klajnert Z., 1966 – Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 23: ss. 134.
- Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38: ss. 149.
- Klajnert Z., 1984 – Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions. *Boreas*, 13: 95-109.
- Klajnert Z., 1998 – Wpływ rzeźby podlodowej na przebieg ostatniej deglacjacji systemu zlewni między Bzurą a Pilicą. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 58: 97-110.
- Klatkowska H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: ss. 228.
- Klatkowska H., 1982 – Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 45: ss. 75.
- Klatkowska H., 1990 – Sedimentary frost cracks of the Warta cold sub-stage and their palaeogeographical significance. *Quater. St. Pol.*, 9: 33-50.
- Klatkowska H., 1992 – Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39-80.
- Klatkowska H., 1993 – Niektóre cechy glacygenicznych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 99-140.
- Klimmek K., 1969 – Wpływ rzeźby podłoża lodolodu na wykształcenie i budowę form kemoowych w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej. *Folia Quater.*, 30: 13-16.
- Kłysz P., 1978 – Zjawiska glacialne w strefie marginalnej lodowców Tryggve i Sander (rejon Austfiordu – Spitsbergen). *Mat. V Sympozjum Polarnego*, 2, Gdańsk–Gdynia: 33-46.
- Kłysz P., 1986 – Wybrane problemy dotyczące genezy ozów na przykładzie ozu halinowskiego (SE Wielkopolska). *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 36: 75-94.
- Kłysz P., 1990 – Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 47: ss. 236.
- Kłysz P., 2000 – Morfogeneza kulminacyjnej części Garbu Pojeziernego w rejonie Toporzyka (Pojezierze Drawskie). *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 51: 21-32.
- Kłysz P., 2001 – Waly lodowo-morenowe na obszarach zlodowaconych współcześnie a moreny ablacyjne plejstocenyjskich stref marginalnych (na przykładzie Pojezierza Drawskiego). W: A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.) *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*. Poznań: 225-236.
- Kłysz P., Lindner L., 1982 – Evolution of the marginal zone and the forefield of the Bunge Glacier, Spitsbergen. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4: 253-266.
- Kondracki J., 1978 – Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa: ss. 463.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975 – Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia. *Czas. Geogr.*, 46, 1: 37-55.
- Kozarski S., 1966/67 – The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain. *Bull. Soc. Amis Sc. Lett. Poznań*, B, 20: 21-36.
- Kozarski S., 1974a – Evidences of late-würm permafrost occurrence in north-west Poland. *Quaest. Geogr.*, 1: 65-86.
- Kozarski S., 1974b – Procesy powstawania i zaniku pagórków lodowo-morenowych (*ice covered moraines*) w strefach brzeżnych niektórych lodowców rejonu Hornsundu. *Mat. Sympozjum Spitsbergeńskiego*. 6-7 kwiecień 1972, Uniw. Wrocław.: 25-27.
- Kozarski S., 1975 – Oriented kettle-holes in outwash plains. *Quaest. Geogr.*, 2: 99-112.

- Kozarski S., 1986 – Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim. *Czas. Geogr.*, 57, 2: 247-270.
- Kozarski S., 1988 – Origin of pradolinias: a discussion of mistaken ideas. *Z. Gletsch. Glazialged.*, 24, 1: 75-92.
- Kozarski S., 1993 – Late Plenivistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72, 2: 143-157.
- Kozarski S., 1995 – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (ok. 20ka–10 ka BP). *Dok. Geogr. IGI PAN*, 1: ss. 82.
- Kozarski S., Goner P., Antczak B., 1988 – Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of Warta River (Poland). W: Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 Years. Proc. INQUA/IGCP 158 Meeting. Balkema, Rotterdam: 185-203.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1992 – Glacyndynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro- i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej. *Prz. Geogr.*, 64, 1-2: 95-118.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1994 – Dynamics of the last Scandinavian ice-sheet and glacioidislocation metamorphism of unconsolidated deposits in west central Poland: a terminological approach. *Z. Geomorph. N.F.*, 95: 49-58.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1992 – Późnovistuliańskie i holocenijskie zjawiska coliczne w regionie dolnej Odry i dolnej Warty. W: T. Szczypek (red.) Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej. Wyd. Uniw. Śl.: 37-114.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973 – Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. *Geogr. Pol.*, 26: 255-311.
- Krzyszowski D., 2002 – Sedimentary successions in ice-marginal fans of the Late Saalian glaciation, southwestern Poland. *Sedimentary Geol.*, 149: 93-109.
- Krzyszowski D., Zieliński T., 2002 – The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geol.*, 149: 73-92.
- Kurzawa M., 1999 – O zróżnicowaniu pokrywy plejstoceńskiej nad wybranymi formami tektoniki salinowej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 47,5: 489-498.
- Kuźniar Cz., 1926 – Mapa geologiczna Rzeczypospolitej Polskiej w skali 1:750 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Lawson D. E., 1989 – Glacigenic resedimentation: classification concepts and application to mass-movement processes and deposits. W: R. P. Goldthwait, C. L. Matsch (red.) Genetic classification of glacigenic deposits. A.A. Balkema, Rotterdam: 147-169.
- Lencewicz S., 1922 – O wieku środkowego Powiśla. *Posiedz. Nauk Państw. Inst. Geol.*, 3: 21-28.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 2: 66-226.
- Lencewicz S., 1929 – Jeziora Gostyńskie. *Prz. Geogr.*, 9: 87-136.
- Lencewicz S., 1936 – Mapa geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lewiński J., 1924 – Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2: 497-549.
- Liberacki M., 1958 – Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. *Zesz. Nauk UMK, Ser. Geogr.*, 4.
- Limanowski M., 1922 – O znaczeniu ilów wstęgowych (warwowych) Chelмна dla stratygrafii dyluwialnej polskiego Pomorza. *Posiedz. Nauk Państw. Inst. Geol.*, 1: 8.
- Limanowski M., 1923 – Łądolód na Niziu Polskim i jego stosunek do złodowceń na zachodzie i wschodzie. *Prz. Geogr.*, 4.
- Lindner L., Lamparski Z., Dąbrowski S., 1982a – Rivers valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4: 179-190.
- Lindner L., Marks L., Ostaficzuk S., 1982b – Evolution of the marginal zone and the forefield of the Torell, Nann and Tone glaciers in Spitsbergen. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4: 268-278.

- Lindner L., Marks L., Szczęsny R., 1990 – Quaternary landforms and sediments and morphogenetic evolution of the Hilmarfjellet region (Sørkapp Land, Spitsbergen). *Pr. Geogr. UJ*, 81(103): 65-76.
- Lisicki S., 2000 – Kryteria stosowania litotypów stratygraficznych glin lodowcowych w badaniach czwartorzędu. *Prz. Geol.*, 48,4: 368-370.
- Lisicki S., 2001 – Korelacja litostratygraficzna wybranych profilów osadów czwartorzędowych dorzecza środkowej i dolnej Wisły. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 64: 249-259.
- Liszkowski J., 1975 – Wpływ obciążenia lodem na plejstocenią i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. I Krajowe Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej”, I. Wyd. Geol., Warszawa: 254-277.
- Liszkowski J., 1982 – Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Rozprawy UW*: ss.179.
- Liszkowski J., 1993 – The effects of Pleistocene ice sheet loading – deloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quater.*, 64: 5-23.
- Liszkowski J., 1996 – Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych wistulianu środkowej Wielkopolski. *Geologos*, 1: 159-175.
- Lyczewska J., 1948 – Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:300 000, wyd. A, ark. Płock. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lyczewska J., 1959 – Utwory trzeciorzędowe Kujaw środkowych i wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 130: 41-157.
- Lyczewska J., 1960 – Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 245-255.
- Lyczewska J., Pożaryski W., 1948 – Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:300 000, wyd. B, ark. Płock. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Majdanowski S., 1947 – Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Nizie Polskim. *Prz. Geogr.*, 21: 37-69.
- Majdanowski S., 1948 – Granice zlodowacenia bałtyckiego na Nizie Europejskim w świetle zasięgu rynien jeziornych. *Spraw. PTPN*, 1.
- Makowska A., 1964 – Neue Spezies der pleistozanen Paludinen und ihre Verbreitung im Gebiet Mitteleuropas. Rep. of the VIth INQUA Congress, 2. Warsaw 1961. Łódź: 535-541.
- Makowska A., Skompski S., 1962 – Główne problemy stratygrafii na pograniczu Kotliny Płockiej i Warszawskiej. *Kwart. Geol.*, 6, 4: 750-751.
- Mamałkowska K., 1986 – Lower boundary of the Vistulian and the Early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian-Early Vistulian pollen sequence in Poland. *Quater. St. Pol.*, 7: 51-63.
- Mamałkowska K., 1988 – Pollen stratigraphy of the Eemian and adjoining glacial deposits based on continuous sequences in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, 36, 3-4: 299-307.
- Mamałkowska K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, 29, 1: 11-176.
- Manikowska B., 1982 – Upfreezing of stones in boulder clay of Central and North Poland. *Biul. Perygl.*, 29: 87-115.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52: ss. 137.
- Manikowska B., 1992 – Procesy eoliczne w okresie 20 000–8 000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydym w Polsce. *Prz. Geol.*, 40, 10: 595-596.
- Marciniak W., 1983 – Dokumentacja badań geoelektrycznych dla zaopatrzenia w wodę rejonu wsi: Dąbrowice, Nowe Ostrowy, Łanięta. „Bipromel”, Warszawa.
- Marek S., 1968 – Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeźnej. *Kwart. Geol.*, 12, 2: 345-368.
- Marek S., 1969 – Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. *Kwart. Geol.*, 13(1).
- Marek S., 1971 – Atlas Ropo- i gazonośność wału kujawskiego i obszarów przyległych na tle budowy geologicznej. Cz. I. Budowa geologiczna. Pr. Geostr. Inst. Geol., Warszawa.

- Mark S. (red.), 1983 – Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, 103.
- Mark S., Raczyńska A., 1974 – Lokalne formy strukturalne Polski Środkowej. W: W. Pozaryski (red.) Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 2. Inst. Geol., Warszawa: 279-313.
- Mark S., Znosko J., 1972 – Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16, 1: 1-18.
- Mark S., Znosko J., 1983 – Pozycja geotektoniczna i granice niecki warszawskiej (płockiej). *Pr. Inst. Geol.*, 103: 15-21.
- Markiewicz A., Piotrowski A., 1999 – Wpływ tektoniki soli cechszczyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Prz. Geol.*, 47, 10: 937-941.
- Marks L., 1984 – Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdoma (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Biul. Geol. UW*, 28: 133-176.
- Marks L., 1988 – Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 14, 1: ss. 76.
- Marks L., 1991 – Zasięgi zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 50: 531-538.
- Marks L., 1996 – Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 179-191.
- Marks L., 2002 – Last Glacial Maximum in Poland. *Quater. Sci. Rev.*, 21: 103-110.
- Marks L., Ber A. (red.), 1999 – Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa: ss. 90.
- Marks L., Pavlovskaya I. E., 2000 – Sieć rzeczna interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego) w środkowo-wschodniej Polsce i zachodniej Białorusi. VII Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 4–8 wrzesień 2000: 20-21.
- Menzies J., Shilts W. W., 1996 – Subglacial Environments. W: J. Menzies (red.) Glacial Environments, 2. Butterworth-Heinemann, Oxford: 15-136.
- Merta T., 1978 – Extraglacial varved deposits of the Warsaw Ice-Dammed Lake (Younger Pleistocene) Mazovia Lowland, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 28, 2: 241-272.
- Merta T., 1996 – Architektura plejstocenijskich utworów zastoiskowych, odmiany facjalne a rekonstrukcje paleogeograficzne zbiorników. Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. Mat. V Krajowego Spotkania Sedymentologów, 17–21 czerwca 1996: 35 R.
- Miall A. D., 1996 – The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer (Berlin, Heidelberg, New York): ss. 582.
- Michałska Z., 1971 – Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z Polski środkowej. *Acta Geol. Pol.*, 36: ss. 152.
- Mojski J. E., 1958a – Struktury krioturbacyjne na tarasach Wisły w okolicy Włocławka. *Biul. Perygl.*, 6: 145-152.
- Mojski J. E., 1958b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. ark. Włocławek. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., 1960 – Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. *Kwart. Geol.*, 4, 4: 1025-1039.
- Mojski J. E., 1969 – Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niziny Polskiej i wyżyn środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 115-174.
- Mojski J. E., 1970 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. ark. Włocławek. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., 1984 – Neoplejstocen. Zlodowacenie północnopolskie. W: J. E. Mojski (red.) Budowa Geologiczna Polski, 1, 3b. Wyd. Geol., Warszawa: 218-255.
- Mojski J. E., 1999 – Drobnie jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybałtyckim. *Prz. Geol.*, 47, 3: 247-254.
- Molewski P., 1999 – Rynna Gopla problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia vistuliańskiego. *St. Soc. Sci. Torun., Geogr. et Geol.*, 10, 6: ss. 196.

- Murton J. B., 1996 – Morphology and palaeoenvironmental significance of Quaternary sand veins, sand wedges and composite wedges, Tuktoyaktuk Coastland, Western Arctic Canada. *J. Sed. Res.*, 66, 1: 17-25.
- Musiał A., 1983 – Rozwój rzeźby glacialnej Wysoczyzny Kolneńskiej. PWN, Warszawa: ss. 201.
- Niewiarowski W., 1959 – Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chelmińskiej. *St. Soc. Sci. Torun. Sec. C*, 4, 1: ss. 171.
- Niewiarowski W., 1963 – Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. Rep. of the VIth INQUA Congress, 3, Warsaw 1961. Łódź: 475-485.
- Niewiarowski W., 1965 – Conditions of occurrence and distribution of kame landscapes in the Peribalticum within area of the last glaciation. *Geogr. Pol.*, 6: 7-18.
- Niewiarowski W., 1978 – Fluctuation of water-level in the Gopło Lake and their reasons. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25, 1-2: 301-306.
- Niewiarowski W., 1983 – Postglacialne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. *Prz. Geogr.*, 55, 1: 13-31.
- Niewiarowski W., 1992 – Morphogenesis of the Żnin channel as an example of subglacial channel of complex origin in the Polish Lowland. *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 3: 131-142.
- Niewiarowski W., 1995 – Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glaciofluvial origin exemplified by channels of the Chelmno-Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands. *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 4: 225-231.
- Nowaczyk B., 1986 – Wiek wydm ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 28: ss. 245.
- Nowaczyk B., 1994 – Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *Acta Univ. Nicol. Copern., Ser. Geogr.*, 27, 92: 97-110.
- Odrzywska-Bieńkowska E., 1972 – Orzeczenie mikropaleontologiczne 4 prób z wiercenia Łanięta 4. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Olszewski A., Szupryczyński J., 1985 – Tekstura współczesnych osadów morenowych strefy czołowej lodowca Werenskiölda (Spitsbergen). *Prz. Geogr.*, 57, 4: 645-670.
- Olszewski A., Weckwerth P., 1998 – Charakterystyka i ewolucja wybranych wytopisk na sandrze w południowej części przedpola Höfdabrekkujökull. Seminarium „Badania geomorfologów z Inst. Geogr. UMK na Islandii w latach 1995–1997”, Toruń 28–29 maja 1998: 53-60.
- Orska J., 1979 – Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w kategorii C1 w wysadzie solnym Lubień. Zjedn. Kop. Sur. Chem. w Krakowie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ostaficzuk S., Lindner L., Marks L., 1990 – Photogeological Map of the Bungebreen forefield (West Spitsbergen), scale 1:10 000. *Pr. Geogr. UJ*, 81: zał.
- Owen G., 1997 – Origin of an esker-like ridge – erosion or channel-fill? Sedimentology of the Monington “Esker” in Southwest Wales. *Quater. Sci. Rev.*, 16: 675-684.
- Parecka K., 1980 – Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Łanięta w kat. C₁, KG Północ ZPiDG Warszawa.
- Pasierbski M., 1977 – Recent research on structures of selected examples of end moraines from the area of the last glaciation in Poland. *Z. Geomorph. N. F.*, 27: 46-58.
- Paul M. A., 1983 – The Supraglacial Landsystem. W: N. Eyles (red.) *Glacial Geology*. Pergamon Press: 71-90.
- Pazdur M., Stankowski W., Tobolski K., 1980 – Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malinco koło Konina. *Bad. Fizjogr. Pol. Zuch.*, 33: 79-88.
- Pazdur M., Walanus A., 1979 – The Konin-Maliniec site: age assessment by radiocarbon method. Guide-book of excursion. Symposium on Vistulian Stratigraphy. Warszawa.

- Pelisiak A., Rybicka M., 1993 – Wstępne wyniki badań archeologicznych w otoczeniu Jeziora Gościąż. *Pol. Bot. Stud., Guidebook Ser. 8*: 63-74.
- Peteccki Z., 1999 – Mapa wysokościowa cieniowana w skali 1:200 000, ark. Płock. Zakł. Geofiz. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Péwé T. L., 1959 – Sand-wedges polygons (tessellations) in McMudro Sound Region. Antarctica – a progress report. *Amer. J. Sci.*, 257: 545-552.
- Pietrenko W., 1961 – Kształtowanie się wału kujawsko-pomorskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 172.
- Pilaciński T., Rogala S., 1983 – Dokumentacja badań geoelektrycznych dla zaopatrzenia w wodę rejonu gmin: Gostynin, Rataje, Duninów. „Bipromel”, Warszawa.
- Piotrowski J. A., 1997 – Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quater. Sci. Rev.*, 16: 169-185.
- Piotrowski J. A., 1999 – Channelized subglacial drainage under soft-bedded ice sheets: evidence from small N-channels in Central European Lowland. *Geol. Quart.*, 43, 2: 153-162.
- Piotrowski J. A., Kraus A. M., 1997 – Response of sediment to ice sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier bed stability. *J. Glaciol.*, 43: 495-502.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 – Litostratygrafia i poziomy spórowo-pyłkowe neogenu na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, 43, 11: 916-927.
- Pozaryski W., 1952 – Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 55: ss. 48.
- Pozaryski W., 1964 – Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niziu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 8, 1.
- Pozaryski W., 1974 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: W. Pozaryski (red.) Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika, cz. 1. Niz Polski. Inst. Geol., Warszawa: 24-34.
- Prószyńska-Bordas H., Stańska-Prószyńska W., Prószyński M., 1991 – Datowanie termoluminescencyjne osadów ze stanowisk „ostatniego” interglacjalu. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk UAM, Ser. Geogr.*, 50: 539-550.
- Prószyński M., Stańska-Prószyńska W., 1980 – Termoluminescencyjne wskaźniki wieku. *Spraw. Bad. KBN PAN*, 3: 65-103.
- Prószyński M., Stańska-Prószyńska W., 1986 – Wyniki oznaczenia wskaźnika wieku bezwzględnego TL z miejscowości Kaliska. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Van Geel B., 1992 – Early human disturbance of the natural environment recorded in annually laminated sediments of Lake Gościąż, central Poland. *Vegetatin history and Archeobotany*, 1: 33-42.
- Rdzany Z., 1996 – Wpływ rzeźby podłoża lądolodu warciańskiego na przestrzenny rozkład skutków deglacacji i późniejsze przekształcenie rzeźby w okolicach Rawy Mazowieckiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 193-205.
- Rdzany Z., 1997 – Kształtowanie rzeźby terenu między górą Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73: ss. 144.
- Roman M., 1990 – Złodowacenie Wisły w rejonie Bramki w zachodniej części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, 34, 2: 325-338.
- Roman M., 1998 – Kopalne ślady środowiska peryglacjalnego w odsłonięciu cegielni Lisica. *Mat. Konf. „Rola plejstocenich procesów peryglacjalnych w modelowaniu rzeźby Polski”*, 7-8 grudnia 1998, Łódź: 51.
- Roman M., 1999a – Buried periglacial structures near Gostynin and their palaeogeographical significance. Symposium “Periglacial Environments: Past, Present and Future”, 27-30 September 1999, Łódź: 32-33.
- Roman M., 1999b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gostynin wraz z objaśnieniami. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

- Roman M., 2002 – Zaburzenia pokrywy kenozoicznej nad wysadami solnymi Laniąt i Lubienia Kujawskiego. IX Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 3–7 wrzesień 2002, Borne Sulinowo.
- Roman M., Balwierz Z., 2000 – Nowe stanowisko interglacjalu eemskiego i wczesnego wistulianu w NE części Wysoczyzny Kłodawskiej. VII Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 4–8 wrzesień 2000, Łączyń: 58.
- Roman M., Lisicki S., 2000 – Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacialnych z Lisicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 73–88.
- Roman M., Turkowska K., 1998 – Wczesnovistuliańskie osady zastoiskowe w rejonie Gostynina. V Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 1–4 wrzesień 1998, Iznota: 92.
- Rotnicki K., 1974 – Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glaciektonicznych. W: *Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glaciektonicznie Ziemi Lubuskiej, Zielona Góra*: 41–59.
- Rotnicki K., 1976 – The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Quaest. Geogr.*, 3: 103–139.
- Różycki S. Z., 1961 – Middle Poland. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion „From Baltic to the Tatras”, 2 (1) Warszawa: ss. 103.
- Różycki S. Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa: ss. 316.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1987 – The origin of glacial rafts: detachment, transport, deposition. *Boreas*, 16: 101–112.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998 – Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedimentacyjne i postsedymenacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW, Warszawa: 13–40.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 2001 – „Lodgement till” and „deformation till”. *Quater. Sci. Rev.*, 20: 579–581.
- Rutkowski F., 1916 – Spostrzeżenia z dyluwium okolic Gostynina. *Tow. Nauk. Warsz. 1914–1916 Spraw.*, 7: 644–652.
- Rzechowski J., 1971 – Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 111–155.
- Samsonowicz J., 1922 – Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, 4–6: 373–404.
- Schild R., 1964 – Chronologie du mazovien. Rep. of the VIth INQUA Congress, 4, Warsaw 1961. Łódź: 363–383.
- Skompski S., 1960 – Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina. *Prz. Geol.*, 7: 385–386.
- Skompski S., 1961a – Quaternary of the eastern part of the Płock Basin. Abstr. of pap., VIth INQUA Congress, Warszawa 1961. Łódź.
- Skompski S., 1961b – Sytuacja geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem i Włocławkiem. *Biul. Inst. Geol.*, 169: 91–106.
- Skompski S., 1963 – Ozy Kotliny Płockiej. *Prz. Geogr.*, 35, 3: 363–387.
- Skompski S., 1968 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 175–258.
- Skompski S., 1970 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gąbin. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1971 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1996 – Wzorcowe zespoły malakofauny w różnych ogniwach stratygraficznych czwartorzędu. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 151: ss. 47.
- Skompski S., Kawecka A., 1962 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąbin. Inst. Geol., Warszawa.

- Skompski S., Słowański W., 1962 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Płock. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., Słowański W., 1970 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., Słowański W., 1979 – Vistulian in Płock Basin. Guide-book of excursion. Symposium on Vistulian Stratigraphy. Warszawa: 1-17.
- Stankowska A., Stankowski W., 1987 – ^{14}C and TL datings of Neopleistocene sites in the Konin region. *Zesz. Nauk. Polit. Śl.*, 56, *Geochronometria*, 4: 85-92.
- Stankowski W., 1979 – Konin. The outline of geological structure and geomorphology of the Konin surrounding. Symposium on Vistulian Stratigraphy. Warszawa.
- Stankowski W., 1996 – Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. *Geologos*, 1: 149-158.
- Steinsund P. I., 1995 – StereoNet for Windows, version 3.0.
- Stochlak J., 1978 – Struktury i tekstury młodoplejstocenijskich osadów deluwialnych. *Biul. Inst. Geol.*, 306: 115-174.
- Stochlak J., 1996 – Osady deluwialne nieodłączny efekt procesu splukiwania i propozycja ich podziału. Mat. Sympozjum "Ochrona agrokompleksów zagrożonych erozją", 11-13 września 1996, Puławy: 111-132.
- Szalamacha B., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Żychlin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szalamacha B., 2001 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Żychlin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szalamacha G., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kutno. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szalamacha G., 2001 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kutno. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szczęsny R., Lindner L., Marks L., 1990 – Photogeological Map of the Hilmarfjellet Region (Sörkapp Land, Spitsbergen), scale 1:10 000. *Pr. Geogr. UJ*, 81: zał.
- Szupryczyński J., 1963 – Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Pr. Geogr. IG PAN*, 39: ss. 163.
- Szupryczyński J., 1966 – Przebieg deglacji na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie fiordu Bock. *Prz. Geogr.*, 38, 3: 405-428.
- Tarka R., 1988 – Postglacialne dźwiganie wysadów solnych w Inowrocławiu i Górze – fenomen szybkości. *Prz. Geol.*, 36, 2: 105.
- Terpiłowski S., 2000 – Środowisko depozycyjne osadów kemów glacialdeltowych. Stanowisko Ilesionka. Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glajomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. Lublin 2000: 118-120.
- Tobolski K., 1979 – Fossil flora in the Maliniec site. Symposium on Vistulian Stratigraphy. Warszawa.
- Tobolski K., 1991a – Biostratygrafia interglacjalu eemskiego i vistulianu Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr., 50: 573-583.
- Tobolski K., 1991b – Biostratygrafia i paleoekologia interglacjalu eemskiego i zlodowacenia Wisły regionu konińskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. UAM, Poznań: 45-87.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Gogr. Lodz.*, 57: ss. 157.
- Urbaniak U., 1965 – Przyczynek do paleogeografii Kotliny Płockiej. *Prz. Geogr.*, 37, 4: 651-658.
- Urbaniak U., 1967 – Wydmy Kotliny Płockiej. *Pr. Geogr. IG PAN*, 61.
- Wadas S., 1962 – Oz gostyniński. *Acta Geogr. Lodz.*, 14: ss. 71.
- Wasylkowa K. (1964) – Roślinność i klimat późnego glacialu w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Perygl.*, 13: 257-418.

- Weckwerth P., 2000 – Geneza wyższych poziomów terenowych w południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego. Przewodnik wycieczek terenowych. V Zjazd Geomorfologów Polskich. 11–14 września 2000, Toruń: 232–240.
- Więckowski K., 1993 – Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych jezior „Na Jazach” – cechy makroskopowe. W: M. Ralska-Jasiewiczowa (red.) Jezioro Gościąg – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym. *Pol. Bot. St., Guidebook Ser. 8*: 77–92.
- Wiśniewski E., 1971 – Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. *Pr. Geogr. IG PAN*, 83: ss. 95.
- Wiśniewski E., 1974 – Dolina Bachorzy – problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesnośredniowiecznym. *Prz. Geogr.*, 46, 2: 263–279.
- Wiśniewski E., 1976 – Rozwój doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. *Pr. Geogr. IG PAN*, 119: ss. 124.
- Wiśniewski E., 1982 – The geomorphological evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years. *Geogr. Stud., Spec. Issue*, 1: 93–107.
- Wiśniewski E., 1984 – Wały lodowo-morenowe lądolodu Antarktydy na kontakcie z Oazą Bungera. *Prz. Geogr.*, 56, 3–4: 91–102.
- Wiśniewski E., 1987 – Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Plock Basins during the last 15 000 years. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II. *Geogr. Stud., Spec. Issue*, 4: 171–187.
- Wiśniewski E., 1988 – Environmental changes and human impact in the Vistula Basin between Warsaw and Toruń. Excursion Guide Book, Symposium “Lateglacial and Holocene Environmental Changes, Vistula Basin”. Wyd. AGH: 117–123.
- Wiśniewski E., 1990 – The lower Vistula Valley. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. *Geogr. Stud., Spec. Issue*, 5: 146–153.
- Wiśniewski E., 1997 – Dolina dolnej Wisły podczas górnego plenivistulianu. Warsztaty terenowe „Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Niziny Polskiego”, 18–21 czerwca 1997, Toruń–Słupsk: 19–23.
- Wiśniewski E., 2000 – Zagadnienie kanału ulgi z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. Streszczenia referatów, V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000, Toruń: 137–141.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 – The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 95: 141–149.
- Wiśniewski E., Karczewski A., 1978 – O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie. *Prz. Geogr.*, 50, 2: 269–292.
- Woldstedt P., 1932 – Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 52: 98–104.
- Woldstedt P., 1935 – Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000. Preuss Geol. L.-A.
- Woodcock N. H., Naylor M. A., 1983 – Randomness testing in three-dimensional orientation data. *J. Struct. Geol.*, 5, 5: 539–548.
- Wysota W., 1992 – Cechy sedymentacyjne delty glacialimnicznej w rynnicy Brynicy, Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie. Przew. Seminarium Sedymentologicznego „Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym”. Poznań: 97–98.
- Zieliński T., Brodzikowski K., 1992 – Cechy przykładowych sekwencji osadów glacialimnicznej środowiska przyujściowego (z obszaru rowu Kleszczowa). *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo 1992*. Łódź: 143–157.
- Zieliński T., 1992a – Analiza sedymentologiczna – dane kierunkowe, pomiary terenowe. *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo 1992*. Łódź: 294–296.

- Zieliński T., 1992b – Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚ*, 1325: ss. 95.
- Zieliński T., 1993 – Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚ*, 1398: ss. 96.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiallo, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW, Warszawa: 220-235.
- Zieliński T., 1997 – Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Geologia*, 14: 68-117.
- Zieliński T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiallo (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW, Warszawa: 195-260.
- Zieliński T., 2000 – Czy możliwa jest identyfikacja środowiska glacialnego na podstawie kryterium litologicznego? Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glacialnej na Nizinie Podlaskiej”, Lublin 2000: 84-87.
- Zieliński T., Van Loon A.J., 1996 – Characteristics and genesis of moraine-derived flow till varieties. *Sed. Geol.*, 101: 119-143.
- Znosko J. (red.), 1998 – *Atlas Tektoniczny Polski*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Małgorzata Roman

DEVELOPMENT OF THE PLEISTOCENE RELIEF IN THE VICINITY OF GOSTYNIN

Summary

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Location of the study area against major physico-geographical units
2. Documentation map
3. Key to sedimentary logs
4. Key to structural diagrams
5. Morphological map
6. Geomorphological map
7. Geological-structural sketch of the sub-Cainozoic surface
8. Geologic cross-section I (Suchodębie – Kazimierzów)
9. Geologic cross-section II (Wola Olszowa – Jez. Trzebowskie)
10. Synthetic geologic profile of the sub-Quaternary sediments
11. Geologic cross-section III (Dziankowo – Gostynin)
12. Geologic cross-section IV (Grodno – Klotno)
13. Geologic cross-section V (Sieraków – Lucień)
14. Geological map without Quaternary sediments and relief of the sub-Quaternary surface
15. Thickness map of Quaternary sediments
16. Baruchowo. Lithofacies differentiation of preglacial and Middle Pleistocene sediments exposed at the edge of the Vistula pradolina
17. Skrzany. Structure of a dead ice moraine hillock
18. Geologic cross-section A–B of the fossil lake basin at Lanięta
19. Pollen diagram of deposits of the fossil Eemian-Early Vistulian basin from Lanięta
20. Range of Vistulian glaciolimnic basins against the major palaeolandforms before the last ice sheet advance
21. Osiny. Sediments of a glaciolimnic basin
22. Comparison of present relief with relief of the sub-Quaternary surface in the vicinity of Gostynin
23. Kretki. Glaciotectonic deformations in the palaeoslope zone of the Plock Basin's depression
24. Ice contact glaciotectonic structures
25. Geologic cross-section C–D, E–F of the Szewo hillocks near Babia Góra and Piotrów
26. Piotrów. Sediments of a glaciomarginal fan

27. Ideas on the extent of the last ice sheet in the vicinity of Gostynin
28. Location of the study area against the extents of the Vistulian ice sheet after Marks (1988) and the main recessional phases of the last ice sheet after Kozarski (1986, 1995)
29. Lisica. Differentiation of glaciogenic complexes
30. Comparison of quartz grain abrasion derived from wedge cast infills and intertill sediments at the Lisica site
31. Distribution of eskers in the vicinity of Gostynin
32. Configuration of the case study area Sokolów – Sierakówek
33. Geology of the area Sokolów – Sierakówek
34. Occurrence of hillocks and a train of kettle holes left behind by ice cored moraine ridges in the vicinity of Sokolów – Dendyja
35. Geologic cross-section G–H of relicts of ice cored moraine ridges in the vicinity of Sokolów – Dendyja and lithofacies logs of major exposures and dug holes
36. Sokolów. Structure of a hillock left behind by ice moraine ridges
37. Geologic cross-section I–J and K–L of the Skrwa outwash in the vicinity of Sierakówek
38. Morphological and lithofacies differentiation of the Skrwa outwash
39. Configuration of the Gostynin esker and the Gostynin subglacial channel
40. Geologic cross-section of L–M of the esker in the vicinity of Osada
41. Osada. Lithofacies differentiation of sediments of the Gostynin esker
42. Gulewo. Structure of a kame hillock
43. Patrówek. Structure of the high pradolina level (86–83 m a.s.l.)
44. Palaeogeomorphological sketches of the Gostynin environs during the last glaciation

Tables

1. Comparison of TL datings for the study area and the Kaliska site
2. Correlation of local pollen assemblage zones from Łanięta with regional pollen assemblage zones for the Konin region, with chronostratigraphy

ABSTRACT

This study is concerned with the origin and development of the relief near Gostynin in the Pleistocene time and an impact of neotectonics and palaeorelief on it. Particular emphasis is put on the reconstruction of stages of glacial morphogeny during the main phase of the Vistulian Glaciation. Palaeostructural surfaces have been interpreted on the basis of archive geologic data, while development of the fresh glacial relief has been reconstructed through detailed geological mapping and complex lithofacies analyses.

It has been proved that the present microforms of the Gostynin vicinity were influenced by neotectonics (tectonic and glacioisostatic movements) connected with structural plan of the Mesozoic. The Vistulian morphogenesis was controlled primarily by configuration of the direct ice sheet substrate, while neotectonics was of minor importance.

It has been determined that in the Vistulian merely the ice sheet of the main phase (ca 20–18 ka BP) reached as far as Gostynin and its maximum extent has been delimited from Wola Olszowa through Antoniewo, Sokolów, Osiny, Leśniewice. Location of the recessional phase of the Vistulian ice sheet within the Szewo hillocks has appeared unjustified. These forms are regarded polygenetic, connected primarily with ice sheet transgression.

The deglaciation process in the plateau area was different from the one in the Plock Basin. The stage of frontal recession with conditions favourable to isolation of ice cored moraine ridges at the margin of the ice sheet, and the stage of areal deglaciation have been distinguished. The hillocky relief of the Sokolów – Dendyja area has been regarded as relicts of ice cored moraine ridges, not as esker forms. Deglaciation of the Plock Basin was largely dependent on ice substrate morphology. The pradolina levels in the Plock Basin have been formed by waters flowing westwards to the Bachorza valley, with gradual shifting of the axis of the Warsaw-Berlin pradolina northeastwards.

Postglacial processes remodelled merely the relief of the valley area and the edge of the Vistula pradolina.

INTRODUCTION

The study area, covering 375 square kilometres, is located about 100 km north of Łódź, at the border of four physiogeographical mesoregions (Fig. 1). Its southern part is a denuded till plateau that belongs to the Klodawa Plateau and the Kutno Plain, whereas the northern and central part is a diversified area within the Kujawy Lakeland and the Płock Basin (Figs 1, 5, 6). Between these two different regions lies the line of the last glaciation maximum (LGM).

The location of the study area in the marginal zone of the last ice sheet together with particularly intensive salt tectonics favour the question about the role of tectonics in shaping of the present relief in the vicinity of Gostynin, and on the other hand, about the role of matter circulation under influence of external factors in this process.

The southern part of the Płock Basin and adjacent plateaux played an important role in the reconstruction of the Quaternary history in the investigations carried out before the Second World War (Rutkowski 1916; Lenczewicz 1922, 1927, 1929, 1936; Lewiński 1924). More detailed geologic descriptions concerned with the origin and development of the relief near Gostynin were undertaken in 1960's and 1970's (Lyczewska 1960; Mojski 1960; Domośławska-Baraniecka 1961c, 1965; Skompski 1961a, 1963, 1969; Wadas 1962; Urbaniak 1965, 1967; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975), while later studies (Baraniecka 1989, 1991, 1993) are based on data collected before 1986.

New palaeogeomorphic problems, which arose during mapping for the Detailed Map of Poland at the scale of 1:50 000, Gostynin sheet (Roman 1999b) and which might have been resolved by studying of collected data and the application of most recent sedimentological methods, have motivated the author to undertake the study.

The aim of this study is the reconstruction of the Pleistocene glacial environments near Gostynin, with special reference to the Vistulian morphogenesis, as well as the determination of the influence of geological structure, neotectonics and palaeorelief on the relief formation. Besides, the maximum extent of the Vistulian ice sheet was re-surveyed here.

The research methods comprised: fieldwork, laboratory investigations and office work. First, the study area underwent detailed geomorphic and geologic mapping on the basis of 1105 documentation points of the depth of 2–12 m, and afterwards deliberately chosen areas and key sites were subjected to complex geological and lithofacies investigations (Fig. 2).

In the lithofacies analyses the emphasis was on the examination of structural properties (sedimentary and postsedimentary structures) and of directional elements (palaeocurrent directions in glaciofluvial and fluvial sediments, clast fabric, orientation of kinematic structures in glacial diamictons and at the contact with their substrate). The results are presented as uniform sedimentary logs (Fig. 3) with code signs by Miall and Rust modified by Zieliński (1995). Palaeocurrent directions have been compared on asymmetrical rose diagrams with mean vector (azimuth of palaeocurrent) and coefficient of concentration L [%] for a particular set of data (Fig. 4). Clast fabric has been presented in symmetrical rose diagrams and contour diagrams based on the Schmidt's grid (Fig. 4). For each set of data (at least 50 measurements) mean vector V_1 , its azimuth and inclination [in °] and S_1 and S_3 eigenvalues after Woodcock and Naylor (1983) have been determined. Directional diagrams and structural data have been studied with a use of computer program StereoNet Version 3.0 (Steinsund 1995).

Laboratory investigations were as follow:

- lithologic-petrographic analyses according to the procedure for the Detailed Geologic Map of Poland at the scale of 1:50 000 (40 samples);
- quartz grain abrasion by modified Cailleux method (20 samples);
- TL datings (9 samples);
- palynological analyses (15 full analyses of lake sediments and 4 short expertises).

On the basis of archive data, e.g. 274 borehole records (147 of them reached the Quaternary substrate) and 35 geological specifications, the author made an attempt to reconstruct palaeostructural surfaces (sub-Cainozoic, sub-Quaternary, mid-Pleistocene ones) and correlate key Pleistocene horizons. Sedimentary observation carried out at key sites and chosen areas enabled to reconstruct the

stages in development of fresh glacial landforms being the forefield and/or the direct substrate of the last ice sheet.

In the present study the author adopted a stratigraphic division used for the Detailed Geologic Map of Poland (Baraniecka 1990; Instrukcja... 1996), whereas a scheme of the Vistulian Glaciation proposed by Mojski (1999). Sites of the Eemian Interglacial at Kaliska (Domowska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965) and at Lanięta (Balwierz, Roman 2002) were key ones in the stratigraphy of the Upper Plenivistulian.

RELATIONS OF PRESENT RELIEF WITH GEOLOGIC STRUCTURE AND BASEMENT DYNAMICS

The analysis of chosen palaeosurfaces against the development of the Cainozoic cover as well as the nature of the present relief have shown a general concordance of main morphologic elements with structural plan of the Mesozoic surface (Figs 7, 14, 22). It is indirect evidence for substrate activity as one of factors modifying the Cainozoic morphogeny. The general arrangement of linear relief units corresponds with the pattern of main directions of tectonic structures (NW–SE and NE–SW) within the sub-Cainozoic surface.

The sub-Quaternary configuration is related to the tectonic development of salt anticlines and the destruction of dome bodies (Figs 8, 9, 10) and also to Quaternary erosive phenomena although strictly connected with structural plan of the substrate. The permanency of linear forms (axes of anticlines, lines of tectonic discontinuity, valley forms, edge zones) and the differentiation into two morphostructural regions: plateaux and river valleys, are distinctive. This tendency persisted throughout the considerable part of the Pleistocene and reflects in the present relief.

The analysis of evolution of the Quaternary sedimentary cover indicates that within valley depressions were favourable conditions of the formation of ice-dammed lakes, extensive outwashes, accumulation of fluvio-glacial sediments, while during interglacials a river network could have developed. Interfluvial areas are dominated by tills; edge zones and previous moraine arcs are characterized by the recurrence of glaciotectonic disturbances. The development of the Quaternary sedimentary cover was strongly influenced by basement dynamics. Main periods of activation of these phenomena coincide with the Kujawian and Mazovian tectonic phases (of older and middle Pleistocene age) distinguished by Baraniecka (1975, 1981). These phases were caused not only by neotectonic movements but also by loading and unloading by ice bodies, inducing vertical movements in the existing zones of dislocations.

The contemporary landscape is strictly connected with the palaeorelief of the sub-Quaternary surface (Fig. 22). These relations are most pronounced in the course of fossil valleys (Krzywie, Gostynin) and the arrangement of present river valleys, subglacial channels and eskers. Tectonic elevations correspond in the present morphology with ridge areas, forming local watershed zones. Both, a network of subglacial channels and extensive outwash plains are absent here. Culminations within the plateau area lie along the axes of elevations connected with the uplift of salt anticlines (Fig. 20).

RELIEF FORMATION DURING THE MAIN PHASE OF THE VISTULIAN GLACIATION

The northern and central part of the investigated area was occupied by the last ice sheet. The ice sheet advanced onto the older (of Wartian age) glacial plateau with a diversified relief, distinctly differentiated into a higher till plateau (120–140 m asl.) and a depression of the Plock Basin (80–70 m asl.) (Fig. 20). Within the former one, two elevations dominated: the Suchodębic ridge, with depressions filled up with peat – as an evidence of a post-Eemian lakeland, and the Sieraków ridge where hillocks of dead ice moraine occurred. The ridges were separated with the pra-Skrwa depression, occupied by a glaciolacustrine plain of the Osiny basin. Glaciolacustrine sediments were present also in

the Plock Basin. A predominant feature of the last ice sheet forefield was a tilly slope of the plateau declining towards a depression of the Plock Basin.

In the development of the fresh glacial relief near Gostynin one may distinguish the following stages: transgression (Fig. 44A, B), maximum extent (Fig. 44C), frontal recession (Fig. 44D), areal deglaciation (Fig. 44E), and the formation of pradolina levels in the Plock Basin (Fig. 44F).

A. Ice sheet advanced on an area of the diversified landscape which influenced the direction of ice streams and determined an outline of the ice front. The ice sheet transgressed from NW to SE, entered the Plock Basin (Fig. 44A) and afterwards "flew" to the south onto the plateau. Beneath the ice sheet functioned a system of tunnel drainage oriented NW-SE, and then the younger one oriented NE-SW. The development of subglacial tunnels was favoured by the occurrence of clayey-silty "screen" preventing from too efficient diffuse drainage. Meltwaters flew between the ice margin and the plateau slope. The flow gradually decayed as the transgression progressed and a system of NE-SW subglacial drainage opened.

B. When ice sheet passed across a field obstacle in the shape of the palaeoslope of the Plock Basin, glacial sediments were deformed. The nature of deformations registered at Kretki and Zawada Nowa (Figs 23, 24, 44A), the manner of transgression, which was largely dependent on forefield morphology, and also the properties of basal till and its contact with the substrate suggest that both the thickness and the dynamics of the ice body was insignificant. After entering the plateau, the ice sheet stopped at the line Szewo - Piotrów, and at a stationary ice sheet front glacio-marginal fans accumulated (Figs 25, 26, 44B). Proglacial waters flowed southwards in distinctive outwash valleys, omitting elevations within the plateau of Middle Polish Glaciation age. A depression of the pra-Skrwa valley was occupied by a narrow ice lobe, whose subglacial waters eroded the Gostynin channel.

C. Further ice sheet advance occurred in lobes (tangles) of Lubień, Skrwa and Osetnica. Borders between them were concordant with an extension of axes of the elevations within the existing plateau. Ice sheet overridden the belt of the Szewo accumulation moraines and moved farthest southwards and reached the Wola Olszowa, Antoniewo, Sokolów, Osiny and Leśniewice areas (Fig. 44C). The last glacial maximum (LGM) has been delimited by the extent of a basal till in relation to the Eemian key sites, and on the basis of geomorphic criteria (Fig. 27). The short standstill position led to the formation of the highest outwash level and small marginal fans near Antoniewo. Ice sheet was drained by the Gostynin channel and the Skrwa channel, at outlets of which the Skrwa outwash and the Lubieńka proglacial valley originated.

D. Deglaciation proceeded in a varying way. Frontal deglaciation occurred initially. In the vicinity of Sokolów - Dendyja, from the ice sheet front ice cored moraine ridges were isolated. The zone between the ridges and the ice margin was filled with deposits (Fig. 44D). Later on the degradation of ice core remnants caused an inversion of the relief. In consequence, a set of hillocks and a train of oriented kettle holes left behind by ice cored moraine ridges were formed (Figs 34, 35, 36, 44E). Activation of meltwaters resulted in the extensive outwash fan at the outlet of the Gostynin channel (the II outwash level) (Figs 37, 38, 44D). Under conditions of the slowly decaying ice and the increasing amount of meltwaters, the subglacial channels became quickly filled with esker material (Menzies, Shilts 1996; Piotrowski 1997). Further stages of the formation of the Gostynin esker were associated with accumulation in an open crack (Figs 39, 40, 41). Intensive erosion and glaciofluvial accumulation took place also at the outlet of the Lubień channel, from which waters flowed in a narrow route southwards. Remaining ice patches, resting on the elevation of the Suchołębie ridge quickly vanished, leaving behind a thin till horizon.

E. Successively areal deglaciation occurred. The ice body disintegration was largely conditioned by the substrate relief. As the ice degradation progressed, outwash waters spread widely to the north and built up an extensive plain, the surface of which joins with the Skrwa outwash fan (Fig. 44E). At the outlets of the Gostynin and Lubień channels, intensive flow of subglacial waters occurred, which migrated southwards, initially along the former fragments of these channels, and formed the II level of the Skrwa outwash. Near Nurowice and Ruszkówiek, at the presence of a quite compact ice cover, dead ice moraines were formed (Fig. 44E). In the area of the Szewo accumulation moraines, being a

subglacial convexity in that time, there were formed melt depressions and cracks, in which deposition of kame material occurred (Fig. 42).

The final stage of deglaciation in the plateau exposed shallow basins within the extensive kettle holes, being filled with fine mineral sediments (Fig. 44F). Ice sheet retreat from the plateau was indicated by a relatively continuous till horizon of a thickness growing northwards (up to 10 m).

On the plateau surface there was exposed a depression which in the present relief form the Ciechomicze level (Fig. 44F). This surface was occupied by river and melt waters, which at that time flowed northwards. The waters joined the main streams of a braided river forming the upper pradolina level.

F. Deglaciation in the plateau area and in the depression of the Plock Basin proceeded in a different way. It was due to thickness of the ice cover conditioned by the substrate relief, lithology of the substrate and the presence of subglacial channels. The depression of the Plock Basin was occupied by masses of stagnant ice, then of dead ice for a relatively long time.

Within the zone of the palaeoslope, which as the deglaciation progressed appeared at the surface, meltwaters started to operate. Initially their flow was unordered, but after the northern part of the Plock Basin had been released from ice, drainage to the west was possible. At the same time, intensive erosion occurred, preceded by accumulation of sandy sediments of the higher pradolina level (86–83 m asl.) (Fig. 44F). First the erosional edge of the plateau to the west of Wrząca was formed. The slope was quickly subjected to the transverse cutting. The formation of the higher level occurred in conditions of the increasing amount of waters in the pradolina and gradual shifting of the valley axis northeastwards, whereas the lower pradolina level (81–78 m asl.) was formed under impeded flow conditions when waters in the basin were dammed. In the areas lying at that time at the lowest altitudes, thus near the pradolina axis, sandy-silty deposition took place. Locally, there were formed small reservoirs where mineral lake deposits accumulated (Fig. 44F).

In channels and moulin potholes there was still dead ice, buried either under sandy pradolina sediments or under till. The formation of the glacial relief in the vicinity of Gostynin was completed as soon as dead ice blocks ultimately melted out.

The Pleistocene decline is indicated by accumulation of sandy-gravelly and sandy-silty alluvia in the valleys of the Skrwia and Osetnica rivers, then by development of dry valleys, accumulation of fans, deluvial covers and by activation of aeolian processes resulting in the formation of dunes and aeolian covers. The landforms of that age are more common entirely in the Plock Basin and the plateau edge.

During the Holocene, changes in the morphological processes resulted from the presence of vegetation and soil cover formation which limited slope denudation and aeolian processes in the pradolina, and from the gradually increasing role of the man's interference in the natural environment.

CONCLUSIONS

From the analysis of palaeosurfaces and also sediments and forms creating the Pleistocene relief near Gostynin, the following conclusions may be drawn:

1. The present morphology in the vicinity of Gostynin shows distinct relationships with the relief of fossil surfaces, primarily with the sub-Quaternary surface (especially erosive one), although connected also with tectonic plan of the Mesozoic.
2. The present landscape was in the Upper Pleistocene controlled by nature and lithology of the direct ice sheet substrate, while the influence of tectonic phenomena was less important.
3. During the Vistulian, only ice sheet of the main phase (ca 20–18 ka BP) reached the Gostynin vicinity. It is the maximum extent of the last glaciation.
4. The transgression proceeded in a few stages. First the ice sheet entered the depression of the Plock Basin, then moved onto the plateau area and marked its stationary position with a train of accumulation moraines in the zone of the Szewo hillocks, afterwards overridden this zone and advanced farthest to the south from Wola Olszowa through Antoniewo, Sokolów, Osiny, Leśniewice.

5. The thickness of the ice sheet was not large. The ice sheet stopped in its maximum position for a short time. The marginal zone is poorly expressed in the morphology and dependent on forefield configuration.

6. Decay of the ice sheet near Gostynin varied in space and time. The deglaciation process occurred initially by slow frontal recession, with the active ice sheet front, and isolation of ice cored moraine ridges from the ice sheet front. Then the areal type of deglaciation followed. The substrate relief controlled the orientation of cracks and melt depressions, and in consequence distribution of dead ice forms and directions of ablation waters.

7. The substrate relief played an essential role in the formation of flow of river and glacial waters in the vicinity of the Gostynin channel and in the Wisła pradolina. The pradolina levels distinguished in the study area have been produced by waters flowing westwards to the Bachorza valley.

8. Postglacial morphogenetic processes remodelled glacial landforms only in the valley area and the edge zone of the Wisła pradolina.

Besides conclusions on the relief evolution, the author of the present work is able to formulate some other achievements:

1. It has been proved that depressions in the sub-Quaternary surface in the vicinity of Sieraków and Krzywie are erosional forms (glacidepression and river valley, respectively), not Quaternary grabens; the contribution of tectonics was here of marginal importance.

2. At Baruchowo, preglacial river sediments were recorded at the surface.

3. The Łanięta site with lake deposits continuing from the Eemian Interglacial to the Early Vistulian (interglacials Brörup and Odderade and two cold periods have been distinguished by means of palynological analyses) was documented.

4. The Ciechomice level, being an outstanding feature of the relief in the eastern part of the Płock Basin, is the relict of pre-Wartian age, not a form produced due to river erosion in the Eem.

5. The maximum extent of the last glaciation has been defined precisely in the study area.

6. The investigations within the Szewo hillocks have shown that they are polygenetic forms, connected largely with ice sheet transgression, therefore the delimitation of recessional phase of the Vistula ice sheet is here unjustified.

7. The author has presented different genetic interpretation of the hillocky area near Sokółów – Dendyja: the ridges and accompanying kettle holes are relicts of ice cored moraine ridges, not esker forms.

W serii ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
w ostatnich latach ukazały się tomy:

76. *Zbiorowy*, 1999 – Rola plejstoceńskich procesów peryglacjalnych w modelowaniu rzeźby Polski
77. *Kobojek E.*, 2000 – Morfogeneza doliny Rawki
78. *Zbiorowy*, 2000 – Przykłady badań geomorfologicznych w regionie łódzkim
79. *Tomaszewski E.*, 2001 – Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990
80. *Czubla P.*, 2001 – Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne
81. *Papińska E.*, 2001 – Wpływ antropopresji na przemiany środowiska geograficznego województwa łódzkiego (w granicach z lat 1975-1998)
82. *Majchrowska A.*, 2002 – Wpływ antropopresji na przemiany środowiska przyrodniczego zachodniej części województwa łódzkiego
83. *Petera J.*, 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa pelogeograficzna

Poszczególne tomy serii AGL można nabywać:
Łódzkie Towarzystwo Naukowe
ul. M. Skłodowskiej-Curie 11, 90-505 Łódź

ISSN 0065-1249

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

