



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY



ANDRZEJ ALBRYCHT

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Polski wschodniej — **A. BAŁUK**

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Sarnaki (531)
(z 1 fig., 2 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2004

Autor: Andrzej ALBRYCHT

Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL SA, Zakład w Lublinie
ul. Budowlana 26, 20-469 Lublin

Redakcja merytoryczna: Dorota WAJCHT

Państwowy Instytut Geologiczny,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Leszek MARKS

ISBN 83-7372-673-X

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 2004

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia.	10
1. Kreda	11
a. Kreda górna	11
Santon+kampan+mastrycht	11
Kampan+mastrycht	11
Mastrycht.	11
2. Trzeciorzęd	13
a. Paleogen.	14
Eocen.	14
Eocen+oligocen	15
b. Neogen	15
Miocen	15
3. Czwartorzęd	16
a. Plejstocen	16
Zlodowacenia południowopolskie.	16
Zlodowacenie Nidy	16
Stadiał dolny	16
Stadiał górny	17
Zlodowacenie Sanu 1	19
Stadiał dolny	19
Interstadiał	20
Stadiał górny	21
Interglacjał ferdynandowski	22

Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)	22
Interglacjał wielki	24
Zlodowacenia środkowopolskie	24
Zlodowacenie Odry	25
Interglacjał lubelski	27
Zlodowacenie Warty	28
Interglacjał eemski	34
Zlodowacenia północnopolskie	35
Zlodowacenie Wisły	35
b. Czwartorzęd nierozdzielony	36
c. Holocen	36
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	38
C. Rozwój budowy geologicznej	41
IV. Podsumowanie	46
L i t e r a t u r a	47

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

Tablica III — Profile geologiczne stanowisk osadów interglacjału eemskiego i zlodowaniania Wisły

I. WSTĘP

Obszar objęty granicami arkusza Sarnaki (531) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 leży we wschodniej części Wysoczyzny Siedleckiej. Jedynie północno-wschodni, niewielki jego fragment, znajduje się w obrębie Podlaskiego Przełomu Bugu. Obie krainy geograficzne wchodzi w skład Niziny Południowopodlaskiej, w pasie Nizin Środkowopolskich (Kondracki, 2000). Granice arkusza wyznaczają współrzędne geograficzne: $52^{\circ}10'$ – $52^{\circ}20'$ szerokości geograficznej północnej oraz $22^{\circ}45'$ – $23^{\circ}00'$ długości geograficznej wschodniej.

Pod względem administracyjnym obszar niniejszego opracowania należy do województwa mazowieckiego, powiatu Łosice. Jest to region typowo rolniczy, o glebach słabej i średniej jakości. Rejon doliny Bugu posiada duże walory przyrodnicze i krajobrazowe. Tutaj też zgrupowane są największe kompleksy leśne, objęte w części strefą chronionego krajobrazu z wydzielonym rezerwatem przyrody.

Budowa geologiczna obszaru arkusza Sarnaki jest bardzo skomplikowana, co związane jest z silnym zaangażowaniem glacitektonicznym złożonych tu osadów (strefa: Mielnik–Kornica–Łosice). Południowa i wschodnia część obszaru badań posiada budowę łuskową i łuskowo-wałdową. Deformacje glacitektoniczne obejmują nie tylko utwory czwartorzędowe, ale także trzeciorzędowe i kredowe, które miejscami wypiętrzone są do powierzchni terenu. Poza obszarami wychodni osadów kredy i trzeciorzędu powierzchnia terenu pokryta jest utworami czwartorzędowymi, związanymi głównie, z ostatnim na tym obszarze, zlodowaceniem Warty. W północno-zachodniej części obszaru są to głównie gliny zwałowe, a w południowej i wschodniej również, zróżnicowane litologicznie, osady form marginalnych i szczelinowych. Piaski i żwiry eksploatowane są miejscami w różnej wielkości wyrobiskach na potrzeby lokalne. W okolicy Kornicy i Zieni wydobywana jest, obecnie na niewielką skalę, kreda pisząca. Obszary wychodni kredy piszącej w okolicy Kornicy posiadają szczegółową dokumentację złożową, gdyż w latach 1960–1990 podlegały intensywnej eksploatacji (Kornickie Zakłady Kredowe).

Liczne, szczególnie w okolicy Kornicy, archiwalne otwory wiertnicze przebijają osady czwartorzędowe, których miąższości są bardzo zróżnicowane, od 0 do ponad 150 m. W profilach wierceń, zlokalizowanych w strefie największych zaburzeń glacitektonicznych powszechnie są odwrócenia następstwa stratygraficznego osadów.

Historia zainteresowania obszarem niniejszego opracowania w aspekcie jego budowy geologicznej sięga XIX wieku i dotyczy głównie wychodni skał kredowych (Giedroyć, 1886). Tematyce kredowej poświęcone są także najwcześniejsze publikacje z XX wieku (Siemiradzki, 1906, 1909). Do pierwszych opracowań, poświęconych problematyce czwartorzędowej i geomorfologii należą prace Samsonowicza (1917); Lewińskiego i Samsonowicza (1918); Zaborskiego (1927) i Kondrackiego (1933). Znaczny rozwój wiedzy o budowie geologicznej omawianego obszaru nastąpił w okresie powojennym, głównie w związku z prowadzonymi pracami kartograficznymi i geologiczno-złożowymi. W 1954 r. Bitner opracował paleobotaniczny profil osadów interglacjału eemskiego w Horoszkach Dużych na wschód od Nowych Litewnik. W pracy Rühlego i Zwierza (1961), przedstawiony został szczegółowy przekrój geologiczny wzdłuż linii Mielnik–Horoszki.

Prace dokumentujące złoża kredy piszącej w okolicy Kornicy, prowadzone od lat 50-tych, dostarczyły bogatego materiału do szczegółowego rozpoznania struktur glacitektonicznych w strefie wychodni osadów kredy (Aleksandrowicz, Ślusarczyk, 1963; Aleksandrowicz, Radwan, 1983, 1992). Zagadnienia glacitektoniki oraz zależności wykształcenia osadów czwartorzędu od struktur i dynamiki podłoża oraz poglądy na genezę form rzeźby terenu przedstawiła Nowak (1972, 1977), a w odniesieniu do terenów sąsiednich także Baraniecka (1975) i Ruszczyńska-Szenajch (1976). Duże znaczenie dla rozwoju wiedzy o budowie i historii geologicznej południowego Podlasia miało odkrycie i paleontologiczne udokumentowanie w latach 80 i 90-tych licznych stanowisk interglacjału wielkiego i eemskiego. Pozwoliło to na znowelizowanie stratygrafii utworów czwartorzędowych oraz uściślenie poglądów na zasięg i charakter zlodowaceń środkowopolskich (Krupiński, Marks, 1993; Lindner, Marciniak, 1997; Albrycht i inni, 1997). Wyczerpujący opis stratygrafii i paleomorfologii osadów plejstocenu, z uwzględnieniem uwarunkowań tektonicznych i neotektonicznych zawarty jest w pracy Nitychoruka (1995).

Pierwszym ujęciem geologiczno-kartograficznym, obejmującym obszar arkusza Sarnaki była Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, arkusz Biała Podlaska, wydanie A i B (Zwierz, 1949, 1954). Punktem wyjścia dla niniejszego opracowania była, jako najbardziej dotychczas aktualne opracowanie kartograficzne, Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Siedlce wraz z objaśnieniami (Nowak, 1970, 1971). Bardzo pomocne przy realizacji omawianego arkusza były sąsiednie arkusze: Łosice (Albrycht, 1997) oraz Swory (Dyjur, Brzezina, 1999) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000.

Arkusz Sarnaki Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 wykonany został na podstawie Projektu badań geologicznych, opracowanego przez Albrychta w 1991 r., zatwierdzone-

go przez Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją numer KOPBG/015/3353/91. W ramach prac terenowych, prowadzonych w latach 1996–1999, przeprowadzono niezbędne obserwacje geologiczne i geomorfologiczne, opisano wszystkie dostępne odsłonięcia oraz wykonano sondy marszrutowe (ręczne) o głębokości 2,0 m, w ogólnej ilości 1405 punktów dokumentacyjnych. Ponadto wytypowano i odwiercono 199 sond mechanicznych WH o głębokości od 6,0 do 15,0 m, co pozwoliło na wyjaśnienie wielu, pojawiających się w trakcie kartowania, problemów interpretacyjnych. Punkty dokumentacyjne umieszczone na mapie przedstawia [tabela 1](#).

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych (sond)

Numer punktu		Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Rodzaj punktu
na mapie dokumentacyjnej	na mapie geologicznej				
N-58	1	Toroszyn	129,00	9,00	sonda mechaniczna
N-59	2	Czuchów-Pienki	133,00	12,00	sonda mechaniczna
N-60	3	Nowe Litewniki	170,00	12,00	sonda mechaniczna
N-50	4	Horoszki Duże	168,00	13,50	sonda mechaniczna
N-67	5	Stare Szpaki	164,00	2,00	sonda ręczna
N-43	6	Walim	164,50	15,00	sonda mechaniczna
N-65	7	Wółka Nosowska	158,00	15,00	sonda mechaniczna
N-66	8	Dubicze	166,00	15,00	sonda mechaniczna

W granicach obszaru badań wykonano (sp. c. „Szat-Kor” Krosno) pięć pełnordzeniowanych otworów kartograficznych, przebijających osady czwartorzędowe: w Sarnakach (otw. 6) o głębokości 116,0 m, w Kolonii Płosków (otw. 10) o głębokości 157,0 m, w Nowych Litewnikach (otw. 36) o głębokości 120,0 m, w Walimiu (otw. 39) o głębokości 85,0 m oraz w Starej Kornicy (otw. 45) o głębokości 94,0 m. Łączny metraż wierceń wyniósł 572,0 m.

Materiał z rdzeni wiertniczych (176 próbek) oraz z niektórych odsłoneń (54 próbki) poddano analizom litologiczno-petrograficznym (Jeleński, 1999). Wyniki tych badań potwierdziły pośrednio silne zaangażowanie glaciektoniczne osadów (przemieszanie materiału trzecio- i czwartorzędowego, silne przekształcenie niektórych glin zwałowych). W znacznym stopniu ogranicza to możliwości ich porównywania z wynikami badań litologiczno-petrograficznych na obszarach sąsiednich. Również wyniki datowań osadów, uzyskane metodą termoluminescencji (TL) (Kusiak, 1999), wskazujące w wielu przypadkach na inny wiek osadów niż wynikałoby to z ich pozycji w profilu (co w znacznym stopniu wiąże się ze specyficznymi warunkami akumulacji w strefach o silnej glaciektonice), nie mogły stanowić podstawy interpretacji stratygraficznej w niniejszym opracowaniu. Pomocne dla ustalenia stratygra-

fii utworów podłoża okazały się wyniki analiz paleontologicznych, dzięki którym bliżej określono wiek osadów trzeciorzędowych w Kornicy i Walimiu (Ziemińska-Tworzydło, 1999) oraz kredowych w Sarnakach (Gaździcka, 1999). Wyniki ekspertyz pyłkowych organogenicznych osadów czwartorzędowych pozwoliły na udokumentowanie kilku nowych stanowisk interglacjału eemskiego (Bińka, 1998, 1999).

Dla całego obszaru opracowania wykonano analizę półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego (Twarogowski, Petecki, 1998), w wyniku której ujawniono bądź potwierdzono istnienie szeregu dużych struktur o glacitektonicznej genezie (depresji i wypiętrzeń podłoża podczwartorzędowego).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Większość obszaru objętego granicami arkusza Sarnaki stanowi urozmaicona morfologicznie powierzchnia, o charakterze wysoczyzny morenowej głównie falistej (tabl. I), położona od około 150 do ponad 170 m n.p.m. Znajduje się ona na bezpośrednim zapleczu strefy maksymalnego zasięgu zlodowacenia Warty (Albrycht i in., 1997; Krupiński, Marks, 1993; Nitychoruk, 1995). Wysoczyzna morenowa skłania się ku głęboko wcięтым dolinom, głównie rzeki Tocznej i jej dopływów oraz rzeki Sarenki, zdenudowanymi powierzchniami o nachyleniu od kilku do kilkunastu stopni, o charakterze długich stoków. Największe deniwelacje terenu, dochodzące do około 60 m, występują w północno-wschodniej części obszaru, między przełomowym odcinkiem doliny Bugu a wysoczyzną na północny wschód od Hołowczyc. Głównym dolinom rzeczny towarzyszy rozbudowana sieć dolinek, parów oraz młodych rozcięć erozyjnych a także dolinek denudacyjnych, rozcinających powierzchnię wysoczyzny, głównie w zachodniej i północnej części opisywanego obszaru. Lokalnie np. w okolicy Chłopkowa i Hruszniewa na powierzchni wysoczyzny występują zespoły niewielkich drobnych zagłębień powstałych po martwym lodzie. Charakterystycznym elementem rzeźby powierzchni obszaru arkusza Sarnaki jest półkolisty łańcuch dość okazałych, choć w znacznym stopniu zdenudowanych, wzgórz morenczółowych, przeważnie o charakterze moren spiętrzonych, przebiegający z południowego zachodu od okolic Chotycz na północny wschód do okolic Hołowczyc i doliny Bugu, znaczących zasięg „fazy łosickiej” maksymalnego stadia zlodowacenia Warty (Nowak, 1969, 1977). Pojedyncze wzgórza tej strefy zajmują powierzchnie około 2–3 km² osiągając względne wysokości około 10–12 m (180–190 m n.p.m.).

W południowej części obszaru arkusza, między Zieniami a Starą Kornicą przebiega strefa wychodni spiętrzonych glacitektonicznie osadów kredy. Składa się ona z 3–4 równoległe usytuowanych pasów wychodni o szerokości około 20–50 m, na których rozwinęły się podłużne, często bezodpływowe zagłębienia o genezie krasowej o głębokości kilku metrów.

Zgodnie z przebiegiem wychodni utworów kredowych, w strefie między Zieniami a Starą Kornicą, usytuowane są zespoły podłużnych wzniesień o wysokości względnej od kilku do około 10 m. Są

to formy akumulacji szczelinowej, posiadające w swych jądrach wyciśnięte osady trzeciorzędowe. W okolicy Starej Kornicy, Dubicz i Wyrzyków występują ozopodobne pagórki o podobnej genezie i budowie, odzwierciedlające przebieg szczelin podłużnych w łądolodzie (prostopadłe do poprzednio opisanych). W okolicy Chotycz, Rudki, Starej Kornicy oraz Hołowczyc zlokalizowane są pojedyncze wzgórza kemów, utworzone z drobno laminowanych mułków lub piasków ze żwirami. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe lokalnych stożków sandrowych występują głównie na przedpolu moren czołowych w południowej i wschodniej części omawianego obszaru. W strefie od Sarnaków do Walimia i Litewników równiny wodnolodowcowe znaczą szlak przepływów sandrowych, przebijających się przez strefę moren czołowych. W rejonie Starej Kornicy i Dubicz towarzyszą im płaskie powierzchnie morenowe o charakterze równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych. Podobne powierzchnie erozyjne występują także miejscami w sąsiedztwie doliny Tocznej i Sarenki. Do najmłodszych form polodowcowych, związanych z rozpadem czaszy lodowej na bryły martwego lodu należą niecki wytopiskowe. Największe z nich, zgrupowane w okolicy Sarnaków oraz między Woźnikami a Czuchowem są silnie przemodelowane na skutek erozyjno-akumulacyjnej działalności wód roztopowych oraz erozji rzecznej (doliny Tocznej i Sarenki). Obniżeniom wytopiskowym w Sarnakach i Hołowczycach towarzyszą pojedyncze pagórki moren martwego lodu, zbudowane z niewysortowanego materiału mułkowo-piaszczysto-żwirowego, osiągające w okolicy Sarnaków wysokość względną do 8,0–10,0 m. Niecka wytopiskowa w rejonie Czuchowa włączona była w system odpływu doliny wód roztopowych, współczesną dolinę rzeki Tocznej (Albrycht, 1997). Na jej zboczach zachowały się dobrze wykształcone tarasy kemowe, sięgające ponad 20 m ponad współczesne dno doliny. Inna dolina wód roztopowych bierze swój początek w rozległym obniżeniu w okolicy Sarnaków i Rozwadowa i kierując swój bieg ku południowemu wschodowi, w okolicach Nowych Litewnik przebiega przez strefę wzgórz czołowomorenowych „fazy łosickiej”. Dna niecek wytopiskowych usytuowanych na przedpolu moren czołowych w okolicach Dubicz i Walimia stanowią płaskie powierzchnie sedimentacji jeziornej z okresu zlodowacenia Wisły — równiny jeziorne. W dolinie Tocznej w okolicy Czuchowa występują miejscami słabo wykształcone rzeczne tarasy akumulacyjne nadzalewo, o wysokości 2,0–3,0 m ponad współczesne dno doliny.

W strefie stromego i wysokiego zbocza doliny Bugu, w północno-wschodniej części obszaru arkusza, u wylotu młodych, głębokich wcięć erozyjnych występują niewielkie stożki napływowe.

Formy rzeźby eolicznej są bardzo słabo rozwinięte i występują jedynie na północny wschód od Walimia, gdzie niewielkim obszarem (0,4 km²) z pokrywą piasków eolicznych (równiny piasków przewianych) towarzyszą wydmy o wysokości do 3,0 m.

Znaczne, do kilku km², powierzchnie dennodolin rzecznych — Tocznej i Sarenki pokrywają równiny torfowe. Torfowiska występują także w górnej części dolin Kałuży, w okolicach

Wyrzyków i Chotycz oraz Walimia, w obniżeniach wytopiskowych adoptowanych przez cieki. Wszystkie torfowiska należą do typu niskiego.

Obszar objęty granicami arkusza Sarnaki w całości należy do dorzecza Bugu. W jego południo-wschodniej części, w strefie moren czołowych i wychodni osadów kredy przebiega lokalny dział wodny między zlewniami Tocznnej i Sarenki, a zlewnią Krzyny. Północno-wschodni, niewielki (około 2 km²) fragment obszaru stanowi strome zbocze przełomowego odcinka doliny Bugu. Naturalny charakter rzek (z wyjątkiem Bugu), jest w znacznym stopniu zmieniony w wyniku melioracji. W dolinie Tocznnej i jej dopływu Kałuży w Woźnikach znajduje się duży kompleks stawów rybnych — d n a s t a w ó w. Naturalne zbiorniki wód stojących to jedynie niewielkie, często okresowe, oczka wodne w okolicy wsi Jeziory i w okolicach Chłopkowa, zajmujące zagłębienia po martwym lodzie.

Na uwagę zasługują, znajdujące się na omawianym obszarze pozostałości budowli, związanych z najwcześniejszym osadnictwem, a szczególnie okazałe, średniowieczne, ziemne g r o d z i s k o z potrójnym systemem obwałowań, położone w dolinie Tocznnej pomiędzy Dziećciołami a Czuchlebami. Na omawianym obszarze wyróżniono również liczne k a m i e n i o ł o m y , ż w i r o w n i e i p i a s k o w n i e .

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Opracowanie stratygraficzne obejmuje zarówno osady czwartorzędowe, jak i utwory trzeciorzędowe oraz częściowo kredowe, które wchodząc w skład silnie rozwiniętych struktur glacitektonicznych, odsłaniają się na powierzchni terenu w południowej i wschodniej części badanego obszaru. Rozpozniowanie stratygraficzne utworów kredy w strefach ich wychodni oparto na wynikach szczegółowych badań litologicznych i paleontologicznych (Aleksandrowicz, Radwan, 1983, 1992; Wyrwicka, Gajewska, 1963). Dla opracowania stratygrafii utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych, a także rozpoznania charakteru i zasięgu zaburzeń glacitektonicznych kluczowe znaczenie miały profile otworów kartograficznych. Otwory w Sarnakach (otw. 6) oraz w Kolonii Płasków (otw. 10) potwierdziły obecność obniżenia o charakterze depresji glacitektonicznej, wypełnionego głównie zdeformowanymi utworami morenowymi i zastoiskowymi. W profilu otworu w Nowych Litewnikach (otw. 36) stwierdzono odwrócenia następstwa stratygraficznego w obrębie osadów trzecio- i czwartorzędowych, a profil otworu w Walimiu (otw. 39) ujawnił łuskową budowę utworów trzeciorzędowych. Otwór w Kornicy (otw. 45) umożliwił rozpoznanie budowy osadów czwartorzędowych na bezpośrednim przedpolu strefy najsilniejszych zaburzeń glacitektonicznych. W interpretacji stratygraficznej szeroko wykorzystano także wyniki badań pochodzących z obszarów sąsiednich arkuszy — Łosice i Swory, Szczegółowej mapy geologicznej Polski.

1. Kreda

a. Kreda górna

Utwory kredy górnej na obszarze objętym granicami arkusza Sarnaki, w stropowej części, biorą udział w budowie głębokich struktur glacitektonicznych typu łuskowo-fałdowego. Deniwelacje ich powierzchni stropowej sięgają 160,0 m, od około 10–30 m n.p.m. w dnie depresji glacitektonicznej, przebiegającej z południowego zachodu od okolic Woźników na północny wschód do okolic Sarnaków, do ponad 170 m n.p.m. w strefie ich wychodni, w okolicy Rudki i Starej Kornicy. W strefie o szerokości około 1 km, rozciągającej się od Zieni do Koszelówki z WSW na ENE, łuski zbudowane ze sfałdowanych utworów górnokredowych nasunięte są na osady kenozoiczne i odsłaniają się na powierzchni terenu w postaci 2–4 równoległych pasów wychodni o szerokości około 50–100 m. W okolicy Koszelówki pasy te nakładają się na siebie tworząc zwartą wychodnię o szerokości około 500 m.

Santon+kampan+mastrycht

Utwory należące do santonu, kampanu i mastrychtu — kreda pisząca, biorą udział w budowie opisanych struktur, we wschodniej części strefy ich wychodni (okolice Kornicy).

Kampan+mastrycht

Utwory pochodzące z kampanu i mastrychtu, również wykształcone przede wszystkim jako kreda pisząca, odsłaniają się w środkowej części (okolice Rudki) omawianych wyżej struktur.

Mastrycht

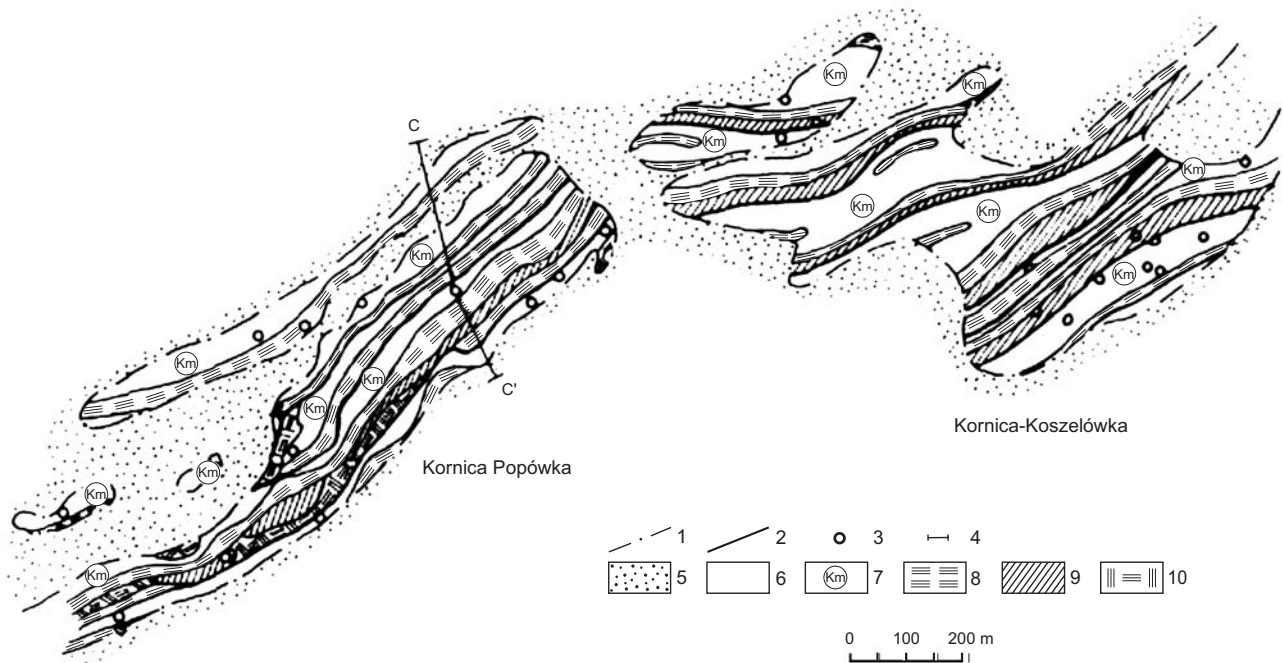
Zachodnią część strefy wychodni osadów kredy — kredy piszącej, lokalnie z wkładkami margli, (okolice Zieni) reprezentują już tylko utwory mastrychtu (Aleksandrowicz, Radwan, 1983, 1992; Wyrwicka, Gajewski, 1963).

*

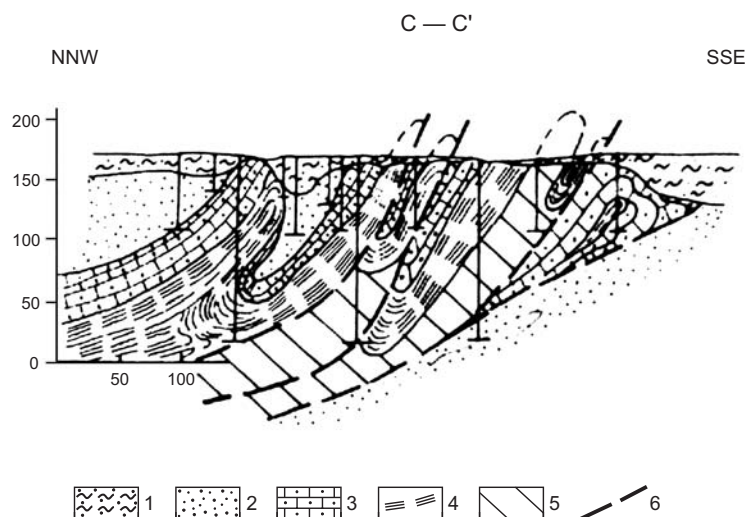
* *

Osady kredy górnej to przede wszystkim różne odmiany litologiczne kredy piszącej, różniące się zawartością CaO i części ilastych, makroskopowo trudne do odróżnienia. Na granicy kampanu i mastrychtu występuje wkładka zielonkawej kredy piszącej z glaukonitem i drobnymi fosforytami. Niektóre odmiany litologiczne, szczególnie należące do kampanu i santonu, zawierają znaczną domieszkę krzemieni o nieregularnych kształtach i średnicy dochodzącej do około 20–30 cm. Wychodnie utworów poszczególnych ogniów stratygraficznych kredy górnej między Rudką a Koszelówką tworzą szereg wąskich pasów o szerokości od 5,0 do 90,0 m, powtarzających się kilkakrotnie w obrębie każdego płata wychodni (Aleksandrowicz, Radwan, 1983, 1992). Uniemożliwia to ich karto-

graficzne przedstawienie w skali mapy 1:50 000. Styl budowy i stratygrafię utworów górnokredowych wchodzących w skład struktur glacictektonicznych w okolicy Kornicy, przedstawiono na załączonej mapie i przekroju (fig. 1).



1 — granica zasięgu utworów kredy, 2 — nasunięcia, 3 — otwory wiertnicze przebijające kredę piszącą (osiągające utwory kenozoiczne pod kredowymi), 4 — linia przekroju geologicznego; wychodnie poziomów stratygraficznych: 5 — trzeciorzęd i czwartorzęd, 6 — kreda górna (nierozdzielona), 7 — mastrycht dolny, 8 — kampan górny, 9 — kampan dolny i santon, 10 — kampan górny i dolny (nierozdzielony)



1 — czwartorzęd, 2 — trzeciorzęd, 3 — mastrycht dolny, 4 — kampan górny, 5 — kampan dolny, santon, 6 — nasunięcia

Fig.1. Mapa geologiczna i przekrój wychodni utworów kredowych w Kornicy-Koszelówce (wg Aleksandrowicza i Radwan, 1983)

Poza wyżej opisaną strefą wychodni, utwory kredy górnej nawiercono w otworze kartograficznym w Sarnakach (otw. 6) na głębokości około 113 m (około 32 m n.p.m.), gdzie stanowią bezpośrednie podłoże osadów czwartorzędowych. Są wykształcone jako jasnoszara kreda pisząca z wkładkami jasnoszarych margli z czertami. Wyniki analiz paleontologicznych tych osadów wskazują na ich górnomastrychcki wiek (Gaździcka, 1999).

Osady kredowe występują również wśród utworów czwartorzędowych, w postaci kier i porwaków.

2. Trzeciorzęd

Osady trzeciorzędu na omawianym obszarze w większości objęte są zaburzeniami glacitektonicznymi. Ich położenie hipsometryczne zmienia się w szerokim zakresie od 10,0 do 30,0 m n.p.m. w strefie depresji glacitektonicznej do ponad 170,0–180,0 m n.p.m. w strefach wychodni w rejonie Nowych Litewnik i Kornicy. W obniżeniu glacitektonicznym między Woźnikami a Sarnakami utworzy trzeciorzędowe, przeważnie zredukowane wskutek procesów glacitektoniki i egzaracji lodowcowej, o miąższości od kilku do około 20 m, stanowią bezpośrednie podłoże czwartorzędu, z wyjątkiem okolic Sarnaków, gdzie są całkowicie usunięte.

Na przedpolu depresji glacitektonicznej, w pasie o szerokości około 10–12 km, przebiegającym z południowego zachodu, od okolic Chotycz na północny wschód do okolic Hołowczyc i doliny Bugu, osady trzeciorzędu uformowane są wraz z utworami starszego czwartorzędu, a na południu także kredy w zespoły struktur łuskowych i łuskowo-fałdowych o amplitudzie przekraczającej często 100,0 m. Spiętrzone łuski osadów trzeciorzędowych sięgają tu miejscami powierzchni terenu (około 170–180 m n.p.m.). W profilach wierceń zlokalizowanych w tej strefie często występują odwrócenia sekwencji osadów (np. otw.: 22 i 36 na północny wschód od Nowych Litewnik). Obserwowane w odsłonięciach i rdzeniach wiertniczych upady warstw wynoszą przeważnie od 30 do 70°, a pozorne miąższości spiętrzonych osadów trzeciorzędowych przekraczają często 80,0 m.

Diachroniczność występujących w profilu trzeciorzędu jednostek litologicznych (Odrzywołska-Bieńkowska i in., 1970) oraz ich silne zaangażowanie glacitektoniczne stwarzają znaczne trudności w rozpozniomowaniu stratygraficznym tych osadów. W strefie budowy łuskowej, gdzie stwierdzono wzajemne przemieszczenie całych pakietów litologicznych utworów trzeciorzędu (np. w Walimiu, otw. 39) zrezygnowano z rozdzielenia tych osadów na mapach geologicznych. Interpretację stratygraficzną poszczególnych ogniw osadów trzeciorzędu (tam, gdzie to było możliwe) przeprowadzono w nawiązaniu do paleontologicznie udokumentowanych profili na obszarach sąsiednich.

a. Paleogen

Eocen

W świetle danych z obszarów sąsiednich arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski — Łosice (Albrycht, 1997) i Swory (Dyjur, Brzezina, 1999), a także dalej położonych obszarów (Odrzywolska-Bieńkowa i in., 1970; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) do eocenu należy zaliczyć transgresywne morskie osady glaukonitowe — piaski i mułki, miejscami ility. Utwory tego wieku, często zredukowane glacitektonicznie, występują w podłożu czwartorzędu w centralnej części depresji glacitektonicznej Łosice–Sarnaki, zalegając bezpośrednio w utworach kredy na wysokości 10,0–50,0 m n.p.m. W takim położeniu zostały udokumentowane paleontologicznie (jako środkowoeoceńskie) w profilu wiercenia kartograficznego w pobliskich Łosicach (Albrycht, 1997). Są to zielone piaski drobnoziarniste i mułki glaukonitowe o teksturze smugowo-plamistej. W dolnej części zawierają liczne fosforyty, a miejscami żwirki kwarcowe. W podobnym położeniu analogiczne osady znajdują się w rejonie Górek i Hruszniewa (otw.: 30 i 31), gdzie osiągają miąższość ponad 40,0 m (być może są spiętrzone glacitektonicznie). W profilu wiercenia kartograficznego w Kolonii Płosków (otw. 10) utwory eocenu są reprezentowane przez zielonkawe ility glaukonitowe z fosforytami, z przewarstwieniami piasków glaukonitowych, występujące na głębokości 138,0–157,0 m (8,0–27,0 m n.p.m.), o zaburzonej laminacji, ze zlustrowanymi płaszczyznami spękań. W południowo-wschodniej części omawianego obszaru glaukonitowe osady eocenu wchodziły w skład łusek glacitektonicznych i miejscami wypiętrzone są do powierzchni terenu. W profilu otworu kartograficznego w Walimiu (otw. 39) pakiety tych osadów występują naprzemianległe z młodszymi osadami trzeciorzędu, kontaktując z nimi wzdłuż płaszczyzn nasunięć. W strefie Zienie–Kornica–Koszelówka utwory eocenu, zwykle silnie zredukowane, stanowią otulinę odsłaniających się na powierzchni terenu łusek kredowych. W kilku odsłonięciach w okolicy Zieni i Rudki obserwowano wzajemny kontakt tych osadów. Glaukonitowe piaski i mułki eocenu wypełniają tam liczne kieszenie i kanały w skrasowiałej powierzchni kredy piszącej. Miejscami w osadach widoczne są struktury deformacyjne (zafałdowania, powierzchnie zlustrowań, porwaki osadów kredy). Utwory eocenu zostały przebadane pod kątem litologiczno-petrograficznym w otworach wiertniczych w Kolonii Płosków i Walimiu, a także w niektórych odsłonięciach (np. w Wyrzykach). Są one bezwapniste lub o śladowej zawartości CaCO_3 (do 0,8%). Wśród minerałów ciężkich zdecydowanie dominują minerały nieprzezroczyste (przeważnie ponad 70%), a wśród nielicznych minerałów przezroczystych przeważają: epidot, cyrkon, rzadziej granaty. Zawartość glaukonitu wynosi od 4 do ponad 10%. Charakter uziarnienia wskazuje na ogół na dość wysoką energię środowiska sedymentacyjnego.

zespół sporowo-pyłkowy pozwala stwierdzić, że osady tworzyły się w warunkach lądowych (Ziemińska-Tworzydło, 1999). Dane z obszarów sąsiednich wskazują, że utwory miocenu w strefie między doliną Krzny i Bugu występują jedynie w nielicznych miejscach, reprezentując osady lokalnych zbiorników jeziornych i rzek, w znacznym stopniu usunięte przez późniejsze procesy erozyjne.

3. Czwartorzęd

Pokrywa osadów czwartorzędowych na obszarze objętym granicami arkusza Sarnaki charakteryzuje się wyjątkową złożonością budowy i zróżnicowaną miąższością. Jest to spowodowane przede wszystkim bardzo silnym glacitektonicznym zaangażowaniem złożonych tu osadów. Poprzez obszar arkusza z południowego zachodu na północny wschód przebiega rozległe obniżenie o charakterze źródłowej depresji glacitektonicznej, wypełnione głównie utworami morenowymi i zastoiskowymi zlodowaceń południowo- i środkowopolskich. W strefie tej osady czwartorzędu osiągają największe miąższości, od około 100 do ponad 140 m (otw. 41 w Chotyczach oraz otw.: 9 i 10 w Kolonii Płsków) i najniższe położenie hipsometryczne 10,0–30,0 m n.p.m. Na przedpolu depresji glacitektonicznej usytuowana jest strefa, gdzie silnie spiętrzone utwory starszego plejstocenu wraz z osadami trzeciorzędu i kredy uformowane są w nakładające się systemy glacitektonicznych struktur łuskowych i łuskowo-fałdowych. Miąższości osadów czwartorzędu w tej strefie wykazują olbrzymią zmienność od 0 do ponad 100 m. Często utwory czwartorzędowe występują pod nasuniętymi łuskami osadów trzeciorzędu (np. otw.: 22 i 36 na wschód od Nowych Litewnik). Zakres zaprojektowanych i wykonanych dla niniejszego opracowania badań pozwala na dokładniejsze rozpozniomowanie stratygraficzne osadów czwartorzędowych jedynie w strefach o mniejszej skali zaburzeń glacitektonicznych: w obrębie depresji glacitektonicznej w okolicach Sarnaków oraz na przedpolu strefy o budowie łuskowej na południe od Kornicy.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

W okolicach Sarnaków i Kolonii Płsków, zlodowacenie Nidy reprezentują dwa poziomy morenowe, o randze stadialnej, rozdzielone utworami zastoiskowymi. Dwudzielność osadów zlodowacenia Nidy stwierdzono także na obszarach sąsiednich arkuszy Łosice (Albrycht, 1997) i Swory (Dyjur, Brzezina, 1999).

Stadiał dolny

Do najstarszych osadów plejstocenu na obszarze objętym granicami arkusza Sarnaki zaliczono serię osadów zastoiskowych — mułków piaszczystych i ilów, miejscami ze żwirami i wkładkami glin spływowych, związanych z rozwojem pierwszego lądolodu zlodowacenia Nidy. Stanowią one dolną część wypełnienia depresji glacitektonicznej, np. w okolicy

Sarnaków (otw.: 3 i 6), Kolonii Płosków (otw.: 9 i 10), a także prawdopodobnie w Chotyczach (otw. 41). W otworze kartograficznym w Sarnakach (otw. 6) jest to, leżący wprost na utworach kredy (32,0–42,0 m n.p.m.), kompleks osadowy składający się z przewarstwiających się, ciemnoszarych mułków piaszczystych, ilastych i iłów, miejscami z domieszką żwirów skał północnych i margli kredowych, z wkładkami uwarstwionych, silnie przekształconych glin lodowcowych, prawdopodobnie o charakterze spływowym. Podobnie wykształcone osady występują w profilu otworu kartograficznego w Kolonii Płosków (otw. 10), gdzie leżą na osadach paleogenu (27,0–36,0 m n.p.m.). Utwory zastoiskowe stadiału dolnego zlodowacenia Nidy w opisywanych profilach charakteryzują się wysoką wapnistością od 8 do ponad 13% oraz słabym lub bardzo słabym wysortowaniem. Skład mineralny frakcji ciężkiej cechuje wysoka zawartość (do ponad 40%) minerałów nieprzezroczystych i glaukonitu (do 12%), co wskazuje na zasilenie osadów w znacznym stopniu z utworów trzeciorzędowych. Opisywane osady są silnie zaburzone glacitektonicznie, o czym świadczą, obserwowane w rdzeniach wiertniczych, zlustrowane powierzchnie przesunięć, zafałdowania i rozerwania lamin oraz wyciśnięcia.

Podobnie wykształcone osady, także silnie zaangażowane glacitektonicznie, występują w analogicznej pozycji geologicznej w pobliskich Łosicach (Albrycht, 1997), gdzie osiągają miąższość nawet do 70,0 m (miąższość pozorna).

Ponad utworami zastoiskowymi w okolicach Sarnaków występuje poziom szarych glin w a ł o w y c h , stadiału dolnego zlodowacenia Nidy. W profilu otworu kartograficznego w Sarnakach (otw. 6) jest on niejednorodny, rozdzielony warstwą mułków ilastych ze żwirami. Dolna część, o nieregularnym uwarstwieniu, ma charakter lodowcowej gliny spływowej, bądź jest przekształcona glacitektonicznie (być może stanowi porwak starszych glin). Łączna miąższość poziomu morenowego wynosi tu 5,2 m (około 42–47 m n.p.m.). Bardziej jednorodny jest poziom glin w profilu w Kolonii Płosków (otw. 10), o miąższości 6,2 m (około 37–43 m n.p.m.). Wapnistość glin w obu profilach wynosi od 6,4 do 13,1% zawartości CaCO_3 .

Stadiał górny

Na południe od Starej Kornicy, w profilu otworu kartograficznego 45, pomiędzy utworami trzeciorzędu a serią osadów glacygenicznych związanych z stadiałem górnym zlodowacenia Nidy, na wysokości od około 78 do 93 m n.p.m. występują szarobrazowe, drobno- i średnioziarniste p i a s k i , poziomo i skośnie warstwowane oraz m u ł k i piaszczyste z domieszką drobnych żwirów skał północnych, r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e . Niektóre laminy wzbogacone są w rozproszoną substancję węglistą i detrytus roślinny. W dolnej części opisywanej serii występują przewarstwienia o charakterze konglomeratów, złożonych z ciasno ułożonych toczeców ilastych i węglistych oraz piaszczysto-mułkowej masy wypełniającej. Facja oraz parametry litologiczne osadów (charakter uziarnienia, słabe wysortowanie, słaby stopień obróbki materiału), świadczą o niskiej energii środowiska sedymentacyjnego. Duża zawartość minerałów nieprzezroczystych (około 39–43%) oraz

glaukonitu (11–13%) wskazuje na utwory trzeciorzędowe jako główne źródło pochodzenia materiału. Wapnistość osadów jest znikoma, do 1,2% zawartości CaCO_3 .

Opisane cechy pozwalają wiązać powstanie osadów z niskoenergetycznymi przepływami (facje rzeczno-rozlewiskowe i dystalnych części stożków napływowych). Położenie w profilu nie rozstrzyga jednoznacznie przynależności stratygraficznej omawianych osadów. W niniejszym opracowaniu związane je z wstępnym, chłodnym okresem zlodowacenia Nidy, mogą one jednak reprezentować starsze jednostki stratygraficzne czwartorzędu, w tym, być może preglacjał.

Z górnym stadią zlodowacenia Nidy związane są utwory *zastoiskowe — mułki i piaski*, rozdzielające gliny zwałowe w okolicach Sarnaków. W wierceniu w Sarnakach (otw. 6) są to 2-metrowej miąższości, ciemnoszare mułki piaszczyste z domieszką drobnych żwirów skał północnych i lokalnych z przewarstwieniami mułków ilastych. W Kolonii Płosków (otw. 10) szare piaski ilaste i mułki piaszczyste ze żwirami o miąższości 3,0 m zawierają miejscami laminy wzbogacone w rozłożoną substancję roślinną. W obu profilach osady zastoiskowe charakteryzują się silnie zaburzoną laminacją typu warwowego, słabym wysortowaniem materiału i wapnistością 4,2–7,5%. W wierceniu w Kornicy (otw. 45) utwory zastoiskowe o miąższości 10,0 m leżą na osadach rzeczno-peryglacialnych i są wykształcone jako poziomo laminowane mułki z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych z soczewkami zawierającymi domieszkę detrytusu roślinnego. Ich zastoiskową genezę potwierdzają wyniki ekspertyzy palinologicznej wskazujące na akumulację osadów w chłodnym i wilgotnym klimacie (Bińka, 1999).

Gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Nidy wyróżniono w depresji glaciektonicznej w okolicach Sarnaków (otw.: 6, 7, 9 i 10) oraz na południe od Starej Kornicy (otw. 45). W Sarnakach (otw. 6) poziom szarych i szarobrazowych glin o miąższości około 10 m (49,0–59,0 m n.p.m.) zawiera przewarstwienia mułków piaszczystych, o silnie zaburzonej laminacji, z powciskanymi warstewkami glin. W dolnej części glin (około 1,5 m) zaznacza się nieregularne, zaburzone uwarstwienie, wyrażające się naprzemiennym ułożeniem warstw glin bardziej ilastych i piaszczystych. Podobnie, występujące w Kolonii Płosków (otw. 10) 29-metrowej miąższości (47,0–76,0 m n.p.m.) gliny zwałowe, noszą znamiona silnych deformacji i zawierają nieregularne, porozrywane przemazy szarych iłłów. Niejednorodność litologiczna poziomu morenowego stadiału górnego zlodowacenia Nidy w tym rejonie, będąca w znacznej mierze skutkiem ich zaangażowania glaciektonicznego, znajduje potwierdzenie w różnicowaniu parametrów petrograficznych w ich profilu pionowym, uniemożliwiając jednocześnie porównania z obszarami sąsiednimi. W podobnej sytuacji geologicznej występują gliny związane ze stadią górnym w okolicach Łosic (Albrycht, 1997), gdzie także są zaburzone glaciektonicznie i zawierają porwaki utworów kredowych i trzeciorzędowych. Na przedpolu strefy o budowie łuskowej na południe od Starej Kornicy gliny zwałowe związane z drugim nasunięciem lądolodu Nidy, występują około 103 m n.p.m., podobnie jak na obszarze sąsiedniego arkusza Swory (Dyjor, Brzezina, 1999). W otworze w Starej Kornicy (otw. 45) gliny te stanowią dolną, o miąższości 5,0 m, część pozornie jednorodnego

kompleksu glin o łącznej miąższości około 17 m, wydzieloną na podstawie zasadniczej odmienności składu petrograficznego frakcji żwirowej (osady te nie są tutaj w znacznym stopniu glacitektonicznie zaburzone), która reprezentowana jest głównie przez wapienie północne (42%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,58; K/W — 0,75 i A/B — 1,09¹ i porównywalne są z parametrami glin zwałowych zaliczonych do stadiału górnego zlodowacenia Nidy w okolicach Łosic (Albrycht, 1997).

Poza profilami wierceń kartograficznych gliny zwałowe tego wieku występują prawdopodobnie w Chotyczach (otw. 41) na wysokości około 60–70 m n.p.m., gdzie także podścielone są serią zastoiiskową o miąższości 10,0 m.

W Woźnikach (otw. 29) oraz w Platerowie (otw. 13) w przedziale wysokości 50,0–100,0 m n.p.m. występują nieprzebite serie p i a s k ó w różnoziarnistych z e ż w i r a m i i otoczkami. Niższe części tych osadów zaklasyfikowano w niniejszym opracowaniu jako utwory w o d n o l o d o w c o w e, związane z recesją zlodowacenia Nidy, rozcinające utwory morenowe. Możliwe jest jednak, że przynajmniej niektóre partie tych osadów reprezentują rzeczne i rzeczno-peryglacjalne osady związane z interglacją małopolskim, podobnie jak piaszczyste serie udokumentowane w Łosicach (Albrycht, 1997), występujące w podobnym położeniu hipsometrycznym na wysokości 45,0–90,0 m n.p.m.

Bardziej jednoznaczna jest pozycja stratygraficzna piasków ze żwirami, wodnolodowcowych, w Chotyczach (otw. 41), gdzie występują one bezpośrednio na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Nidy, warstwą o miąższości 4,0 m (75,0–79,0 m n.p.m.).

Nierozdzielone bliżej osady zlodowacenia Nidy wyróżniono w brzeżnej części depresji glacitektonicznej w okolicy Hołowczyc (otw.: 18 i 19), gdzie poszczególne poziomy osadów rangi stadialnej, na skutek ich glacitektonicznego spiętrzenia, nakładają się na siebie. Są to g l i n y z w a ł o w e oraz silnie zdeformowane i ł y i m u ł k i z a s t o i s k o w e.

Zlodowacenie Sanu 1

Stadiał dolny

Z początkową fazą rozwoju pierwszego lądolodu zlodowacenia Sanu 1 związana jest akumulacja osadów z a s t o i s k o w y c h — m u ł k ó w i i ł ó w, rozpoznanych w wierceniach w Sarnakach (otw.: 3 i 6) i Kolonii Płosków (otw.: 9 i 10). W Sarnakach (otw.: 3 i 6) są to szare mułki ilaste z laminami iłów, o zaburzonej drobnej laminacji warwowej. Ich miąższość wynosi około 6 m. Charakteryzują się słabym wysortowaniem i 5,4% wapnistością. W Kolonii Płosków (otw. 10) utwory zastoiiskowe reprezentowane są przez ciemnoszare, twarde iły, o zaburzonej laminacji, odcinkami

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarcy, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na niszczenie, B — skały odporne na niszczenie.

złupkowacone i zlustrowane, o miąższości około 3 m i 4,2% wapnistości. Struktury deformacyjne i zróżnicowane położenie hipsometryczne spągu tych osadów (od około 60 do ponad 80 m n.p.m.) wskazuje na ich silne zaangażowanie glacitektoniczne.

Gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 wyróżniono w Sarnakach (otw.: 3 i 6) oraz w Kolonii Płosków (otw. 9). W Sarnakach (otw. 6) tworzą one dolną część o miąższości 15,0 m (65,0–80,0 m n.p.m.), zwartego kompleksu ciemnoszarych glin, o łącznej miąższości 25,0 m, wyróżnioną na podstawie odmienności składu petrograficznego frakcji żwirowej, w którym skały krystaliczne (29,7%) dominują nad wapieniami północnymi (21,2%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 0,81; K/W — 1,41 i A/B — 0,64, a wapnistość od około 6% w środkowej do ponad 10% w dolnej części warstwy. W dolnej części gliny zawierają przemaazy szarych mułków, o zaburzonej drobnej laminacji oraz domieszkę piasków glaukonitowych z fosforytami.

W podobnej sytuacji geologicznej gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 występują w Chotyczach (otw. 41) na wysokości 80,0–86,0 m n.p.m. oraz prawdopodobnie w Górkach (otw. 30) — 80,0–90,0 m n.p.m. i Hruszniewie (otw. 32) — 77,0–97,0 m n.p.m.

W Kolonii Płosków, w profilu otworu kartograficznego (otw. 10), ponad iłami zastoiskowymi stadiału dolnego występuje ponad 22-metrowej miąższości seria osadowa, składająca się z ciemnoszarych, w stropie zielonkawoszarych, twardych iłów, lekko zapiaszczonych, z domieszką drobnych (o średnicy do 2 cm) żwirów skał północnych i margli kredowych, z nieregularnymi, zdeformowanymi przewarstwieniami piasków gliniastych i szarozielonkawych glin lodowcowych. Wysortowanie materiału jest bardzo słabe, a zawartość CaCO_3 zmienia się od 4,7 do 6,1%. Proporcje składu petrograficznego żwirów (O/K — 0,82, K/W — 1,32 i A/B — 0,71, orientacyjne) wskazują na powinowactwo osadów z glinami zwałowymi stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1. Są to prawdopodobnie limnoglacialne utwory lokalnego zbiornika (być może wytopiskowego), pozostającego w bezpośrednim kontakcie z czaszą lodową (przewarstwienia glin spływowych) — *iły i gliny lodowcowo-jeziorne*.

Na przedpolu strefy o budowie łuskowej, na południe od Starej Kornicy (otw. 45), gliny zwałowe związane z pierwszym nasunięciem łądolodu Sanu 1 wyróżniono jako górną, około 12-metrowej miąższości, część kompleksu glin o łącznej miąższości 25,0 m. Charakteryzują się one odmiennym od dolnej części, związanej ze zlodowaceniem Nidy, składem petrograficznym frakcji żwirowej, w której skały krystaliczne (39,6%) przeważają nad wapiennymi (34,8%). Wapnistość glin wynosi 5,4%.

Z okresem deglacjacji obszaru u schyłku stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1, związana jest prawdopodobnie część serii *w o d n o l o d o w c o w e j — p i a s k ó w z e ż w i r a m i*, w Platerowie (otw.: 13 i 15) oraz w Woźnikach (otw. 29), położonej około 80–100 m n.p.m.

Interstadiał

Obecność utworów międzymorenowych o cechach sedymentacji *r z e c z n o - p e r y g l a - c j a l n e j i r z e c z n e j* stwierdzono w profilu otworu kartograficznego w Kolonii Płosków (otw. 10)

na wysokości 101,0–107,0 m n.p.m. Są to przewarstwiające się, szare m u ł k i ilaste, przeważnie zapiaszczone oraz szarobrunatne i ciemnoszare p i a s k i drobno- i różnoziarniste, poziomo i skośnie warstwowane, miejscami ze żwirami skał północnych, obfitujące w domieszkę rozłożonej materii roślinnej. Osady te charakteryzują się słabym lub bardzo słabym wysortowaniem. Stopień obróbki ziarn kwarcu R zmienia się od 0,6 w dolnej do 0,3 w górnej części warstwy. W dolnej części osady są bezwapniste, w górnej zawierają do 2,5% CaCO₃. Opisane cechy wskazują na zmienną, lecz na ogół niską dynamikę środowiska sedymentacyjnego. Podobnie wykształcone osady międzymorenowe występują w profilu wiercenia archiwalnego w Kolonii Płosków (otw. 9), w nieco niższym położeniu hipsometrycznym 93,0–96,0 m n.p.m., co zapewne spowodowane jest ich glacitektonicznym zburzeniem, a także w Chotyczach (otw. 41) na wysokości 86,0–89,0 m n.p.m.

Stadiał górny

Ponad utworami interstadialnymi w Kolonii Płosków (otw. 10) na wysokości 107,0–112,0 m n.p.m. leży poziom szarych g l i n z w a ł o w y c h z wtrąceniami piasków gliniastych z licznymi żwirami i otoczkami. Osady charakteryzują się bardzo wysoką wapnistością od 16,4 w dolnej do 21,4% w górnej części warstwy oraz dominacją wapieni północnych (44,2%) nad skałami krystalicznymi (33,4%), czym odróżniają się od niżej leżących glin stadiała dolnego. W niektórych profilach gliny stadiała górnego łączą się z glinami stadiała dolnego, głównie na skutek ich glacitektonicznego zaburzenia. Sytuacja taka występuje w Sarnakach (otw. 6), gdzie do stadiała górnego zlodowacenia Sanu 1 zaliczono górną część, o miąższości około 10 m (80–90 m n.p.m.), zwartego kompleksu glin o łącznej miąższości 25,0 m, wyróżniającą się odmiennym składem petrograficznym frakcji żwirowej. Skład ten charakteryzuje podobne zawartości skał krystalicznych (34,7%) i wapieni północnych (33,0%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,18; K/W — 1,02 i A/B — 0,82, a wapnistość osadów 6,5%. Gliny zwałowe związane z drugim nasunięciem lądolodu zlodowacenia Sanu 1 występują zapewne także w okolicach Hruszniewa (otw. 32) około 100 m n.p.m., Chotycz (otw. 32) 90,0–100,0 m n.p.m. i Platerowa (otw.: 13, 14 i 15) 110,0–120,0 m n.p.m.

Utwory w o d n o l o d o w c o w e, związane z recesją ostatniego lądolodu zlodowacenia Sanu 1 wyróżniono na południe od Starej Kornicy (otw. 45). Na erozyjnej powierzchni glin zwałowych, podkreślonej poziomem bruku żwirowego występuje tam 5-metrowej miąższości (120,0–125,0 m n.p.m.), seria szarych p i a s k ó w różnoziarnistych z e ż w i r a m i, poziomo i skośnie warstwowanych. Osady są słabo wysortowane i charakteryzują się bardzo wysoką wapnistością, sięgającą ponad 32%. Obtoczenie ziarn kwarcu jest słabe, R — 0,57. Piaski ze żwirami, wodnolodowcowe o miąższości 5,0–10,0 m, występują na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 1 również w okolicy Platerowa (otw.: 13, 14 i 15) i Czuchowa (otw. 12) na wysokości 120,0–130,0 m n.p.m.

Nie rozdzielone bliżej utwory zlodowacenia Sanu 1 (podobnie jak zlodowacenia Nidy), wyróżniono w profilu czwartorzędu w okolicach Hołowczyc. Są to g l i n y z w a ł o w e oraz i ł y i m u ł k i z a s t o i s k o w e .

Interglacjał ferdynandowski

Osady, których akumulację związane z okresem interglacjału ferdynandowskiego — m u ł k i j e z i o r n e , wyróżniono jedynie w Kolonii Płasków (otw.: 9 i 10). W profilu wiercenia kartograficznego (otw. 10) na głębokości 49,0–53,2 m (około 112–116 m n.p.m.) występuje dwudzielna seria osadów, w dolnej części, o miąższości 2,0 m, składająca się z szarych mułków jeziornych, poziomo i skośnie laminowanych, z soczewkami piasków drobnoziarnistych, z drobnymi żwirkami, z mikrostrukturami pograżowymi. Osady są słabo wysortowane i charakteryzują się niską 3,5% wapnistością. Cechy teksturalne i parametry litologiczne wskazują na ich jeziorną genezę.

W górnej części ponad erozyjną powierzchnią, podkreśloną warstwą drobnych żwirów, leżą około 2-metrowej miąższości p i a s k i drobno- i średnioziarniste, skośnie warstwowane, z laminami piasków różnoziarnistych. Charakter uziarnienia, skład petrograficzny frakcji ciężkiej, charakteryzujący się wyraźną dominacją granatów (51,6%), a zwłaszcza bardzo dobry stopień obróbki materiału, $R = 0,24$, wskazują na wysokoenergetyczne osady akumulacji r z e c z n e j . W sąsiednim profilu w Kolonii Płasków (otw. 9) osady interglacjału ferdynandowskiego reprezentowane są jedynie przez ciemnoszare, humusowe mułki akumulacji jeziornej, o miąższości 6,0 m (110,0–116,0 m n.p.m.).

Utwory interglacjału ferdynandowskiego, wykształcone głównie w piaszczystych facjach rzecznych, opisywane były z obszarów sąsiednich: okolic Janowa Podlaskiego (Nitychoruk, 1995) oraz obszaru arkusza Swory (Dyjur, Brzezina, 1999). Taki wiek serii piaszczystych występujących w Platerowie (otw.: 13 i 15) na wysokości 60,0–100,0 m n.p.m. sugerował Nitychoruk (1995), jednak w świetle analizy danych przeprowadzonej przez autora niniejszego opracowania, osady te reprezentują raczej starsze cykle akumulacyjne.

Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)

Lokalnie, przede wszystkim w okolicy Sarnaków, występują m u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e , reprezentujące wstępne fazy zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). Wskutek procesów glacitektoniki łączą się one tam (otw. 6) prawdopodobnie z młodszymi utworami zastoiskowymi, co utrudnia możliwość ich jednoznacznego wyróżnienia.

Z okresem zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) związany jest nieciągły poziom g l i n z w a ł o w y c h , najlepiej zachowany w obrębie depresji glacitektonicznej, w północno-zachodniej części obszaru objętego granicami arkusza Sarnaki. Najlepiej udokumentowany jest on w profilu wiercenia kartograficznego w Kolonii Płasków (otw. 10), gdzie leży na utworach interglacjału ferdynandowskiego na

głębokości 45,0–49,0 m (116,0–120,0 m n.p.m.). Zbudowany jest z makroskopowo jednorodnych, szarych, piaszczystych glin zwałowych. Skład petrograficzny frakcji żwirowej glin charakteryzuje się dominacją wapieni skandynawskich (50,3%) nad skałami krystalicznymi (31,0%). Licznie występują piaskowce północne (8,3%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,88; K/W — 0,61 i A/B — 1,30. Osady są silnie wapniste (16,8% zawartości CaCO₃). Na przedpolu strefy wychodni utworów kredowych na południe od Starej Kornicy (otw. 45) ciemnoszare gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), są silnie rozmyte i zawierają przewarstwienia szarych mułków i piasków drobnoziarnistych oraz liczne okruchy (porwaki) kredy piszącej. Leżą one tutaj, podobnie jak w Platerowie (otw. 15), na piaskach wodnolodowcowych z recesji zlodowacenia Sanu 1, na wysokości 120,0–127,0 m n.p.m. W okolicy Sarnaków (otw. 3), a także w Hruszniewie (otw. 31) i Górkach (otw. 30), gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) leżą bezpośrednio na glinach starszych zlodowaceń, tworząc kompleksy morenowe o miąższości przekraczającej 60,0 m.

P i a s k i r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e . W profilu wiercenia kartograficznego w Starej Kornicy (otw. 45) ponad glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) występuje około 8-metrowej miąższości seria poziomo warstwowanych, szarych piasków drobnoziarnistych, miejscami nieco zailonnych, z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych. Charakteryzują się one słabym wysortowaniem, średnim obtoczeniem materiału: R — 0,51 oraz bardzo niską wapnistością, 0,2–0,8% zawartości CaCO₃. Wśród minerałów ciężkich dominują minerały nieprzezroczyste (45–58%), co wraz z dużą domieszką glaukonitu (11–13%) wskazuje na rozmywanie bliskich wychodni utworów trzeciorzędu. Omawiane osady reprezentują prawdopodobnie rzeczne facje, akumulowane w warunkach zmiennej dynamiki przepływu, u schyłku zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), w strefie peryglacjalnej.

Utwory zlodowaceń południowopolskich o bliżej niesprecyzowanej stratygrafii wyróżniono w centralnej i wschodniej części badanego obszaru, gdzie wchodzi one w skład wielkoskalowych struktur łuskowo-fałdowych. W profilach otworów wiertniczych na wschód od Nowych Litewnik (otw.: 22 i 36) pod osadami trzeciorzędowymi kilkudziesięciometrowej miąższości występują ciemnoszare i ciemnobrunatne gliny zwałowe, którym towarzyszą ropy i mułki, o charakterze utworów zastoiskowych, a także podrzędnie piaski i żwiry wodnolodowcowe. W rdzeniu wiertniczym z otworu kartograficznego w Nowych Litewnikach (otw. 36) obserwowano liczne struktury podkreślające zaangażowanie glacitektoniczne osadów. Są to przede wszystkim licznie zlustrowane powierzchnie nasunięć, koncentrujące się głównie w przewarstwieńiach ilastych, miejscami podkreślone syderytyzacją. Powierzchnie kontaktu pakietów glin i osadów zastoiskowych mają charakter naciskowy, z licznymi wzajemnymi wciśnięciami. Cały kompleks osadów nosi znamiona silnej kompresji. W pakietach zbitych ropy występują struktury o charakterze szwów stylolitycznych. W glinach zwałowych zaznacza się miejscami nieregularne uławicenie, zapewne będące wynikiem ich kompaktacji. Wśród osadów czwartorzędowych występują tu przemazy zielonych

mułków i piasków glaukonitowych paleogenu „intrudujących” między innymi wzdłuż powierzchni nasunięć. Zgodnie z dotychczasowymi poglądami (Aleksandrowicz, Radwan, 1992; Nitychoruk, 1995; Nowak, 1972, 1977) oraz interpretacją wyników badań, przeprowadzonych dla niniejszego opracowania, określającą wiek powstania głębokich struktur deformacyjnych, stwierdzić można, że opisane osady czwartorzędowe, wchodzące w skład łusek glacitektonicznych, mogą reprezentować okres od zlodowacenia Nidy do zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi).

Interglacjał wielki

W granicach niniejszego opracowania osady interglacjału wielkiego — p i a s k i r z e c z n e , wyróżniono jedynie na przedpolu strefy największych zaburzeń glacitektonicznych, na południe od Starej Kornicy (otw. 45). Stanowią one kontynuację opisanych wcześniej osadów rzeczno-peryglacialnych schyłku zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). Są to szare piaski drobno- i średnioziarniste, w spągu różnoziarniste, poziomo i skośnie warstwowane, o miąższości 14,0 m (135,0–149,0 m n.p.m.), z pojedynczymi przewarstwieniami szarych mułków, przykryte utworami morenowymi zlodowaceń środkowopolskich. Od niżej leżącej serii rzeczno-peryglacialnej różnią się lepszym wysortowaniem oraz stopniem obróbki materiału, przy $R = 0,4$. Skład petrograficzny frakcji minerałów ciężkich, charakteryzujący się przewagą minerałów nieprzezroczystych (około 45%) oraz znaczną domieszką glaukonitu (do 14%), wskazuje w dalszym ciągu na dostawę materiału z rozmywanych wychodni utworów trzeciorzędowych. Podobnie wykształcone, rzeczne osady interglacjału wielkiego występują na obszarze sąsiedniego od południa arkusza Swory (Dyjur, Brzezina, 1999) na wysokości 118,0–142,0 m n.p.m., gdzie wypełniają kopalne doliny, rozcinające utwory morenowe zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi).

W bliskim sąsiedztwie obszaru niniejszego opracowania występują liczne, udokumentowane paleontologicznie stanowiska organogenicznych osadów jeziornych interglacjału wielkiego (Albrycht i in., 1997; Dyjur, Brzezina, 1999; Lindner, Marciniak, 1997 i Nitychoruk, 1995), w tym położone około 4 km na zachód stanowisko w Zakrzu koło Łosic, zlokalizowane w południowo zachodniej części depresji glacitektonicznej Łosice–Sarnaki (Albrycht, 1997).

Zlodowacenia środkowopolskie

Miąższości osadów zlodowaceń środkowopolskich na obszarze objętym granicami niniejszego opracowania są bardzo zróżnicowane i wynoszą od ponad 40 m w jego północno-zachodniej części (strefa depresji glacitektonicznej) do 0,0–20,0 m w strefach elewacji spiętrzonych osadów podłoża. Kompleks osadów zlodowaceń środkowopolskich jest w znacznie mniejszym stopniu zaangażowany glacitektonicznie, w porównaniu z utworami starszych jednostek stratygraficznych plejstocenu, a także trzeciorzędu i kredy górnej. Utwory te nie biorą udziału w budowie wielkoskalowych, głębokich struktur łuskowych. Na znacznym obszarze leżą one płasko (obserwacje z odsłoneń), na denudacyjnej powierzchni ścinającej złuskowane utwory podłoża. Większe deformacje glacitektoniczne tych osa-

dów ograniczone są do strefy wzgórz czołowomorenowych oraz obszaru rozległego obniżenia wytopiskowego w okolicy Sarnaków, jednak ich zasięg i amplitudy nie przekraczają 40,0–50,0 m. Wyróżnione osady zlodowaceń środkowopolskich związane są ze zlodowaczeniami Odry i Warty.

Utwory zlodowacenia Warty występują warstwą o zmiennej miąższości, na powierzchni całego obszaru niniejszego opracowania. Podobnie jak na obszarze sąsiedniego arkusza Łosice (Albrycht, 1997), wśród osadów tego zlodowacenia wyróżniono dwa zespoły glacialne, wskazujące na dwufazowość procesu glacjacji.

Zlodowacenie Odry

Kompleks osadów związanych ze zlodowaczeniem Odry rozpoczynają *mułki i piaski zastoiskowe*. Tworzą one dobrze wykształcony poziom litostratygraficzny w północno-zachodniej części omawianego obszaru (strefa depresji glacitektonicznej), o miąższości od około 10 do ponad 15 m. Najniższe położenie ich powierzchni spągowej, około 80–90 m n.p.m. stwierdzono w dolinie rzeki Tocznej, w Woźnikach (otw. 29), gdzie analogicznie jak na obszarze sąsiedniego arkusza Łosice (Albrycht, 1997), wypełniają kopalną formę erozyjną, założoną częściowo w strefie depresji glacitektonicznej. Tutaj też osady zastoiskowe osiągają największe miąższości, do ponad 30 m. Na pozostałym obszarze położenie spągu osadów zastoiskowych zmienia się od około 100 m n.p.m. w okolicy Sarnaków (otw.: 3 i 6) do około 150 m n.p.m. w okolicy Hołowczyc (otw.: 21 i 27), zgodnie z nachyleniem powierzchni ich podłoża. Najpełniej udokumentowane osady zastoiskowe zlodowacenia Odry występują w profilu otworu kartograficznego w Kolonii Płosków (otw. 10), gdzie leżą bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). W dolnej części są to szare mułki i mułki ilaste, o zaburzonej miejscami laminacji warwowej, a także piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste. Ku górze udział przewarstwień piaszczystych wzrasta, co wskazuje na sukcesywne zwiększanie się dynamiki akumulacji. W całej warstwie pojedynczo występują laminy wzbogacone w substancję organiczną. Osady są w dolnej części słabo, w górnej średnio wysortowane i charakteryzują się wysoką wapnistością, od 25,4% w spągu do 10,4% w stropie warstwy. Zastoiskową genezę omawianych utworów potwierdza ekspertyza palinologiczna, której wyniki wskazują na akumulację w środowisku bezleśnym (Bińka, 1998). W okolicy Sarnaków (otw.: 3, 4, 5, 6, 7 i 8) utwory zastoiskowe zlodowacenia Odry są glacitektonicznie zaburzone i łączą się prawdopodobnie z osadami zastoiskowymi zlodowaceń Sanu 2 (Wilgi) i Warty. W południowo-wschodniej części omawianego obszaru, w strefach elewacji złuskowanych utworów podłoża nie stwierdzono występowania osadów zastoiskowych, związanych ze zlodowaczeniem Odry.

W Kolonii Płosków (otw.: 9 i 10) ponad osadami zastoiskowymi występują *piaski ze żwirami w o d n o l o d o w c o w e* (dolne). Są to 8-metrowej miąższości, żółtoszare piaski różnoziarniste, poziomo warstwowane, miejscami o mikroskalowym warstwowaniu skośnym, ze żwirami skał

północnych i pojedynczymi laminami szarych mułków. Charakteryzują się one średnim wysortowaniem oraz dość dobrym stopniem obróbki materiału, $R = 0,3$, co świadczy o wysokiej energii środowiska sedymentacyjnego. Wapnistość osadów jest dość wysoka i wzrasta ku górze warstwy od 6,8 do 11,3%. Są to osady poprzedzające objęcie obszaru przez lądolód.

Gliny zwałowe, związane ze zlodowaceniem Odry, poza obszarem największych spiętrzeń glacitektonicznych, obejmujących osady starsze, tworzą dość dobrze wykształcony poziom, o zmiennej miąższości, od kilku do ponad 20,0 m. Położenie ich powierzchni spągowej zmienia się od około 110 m n.p.m. w okolicy Sarnaków do ponad 140,0 m w Kolonii Płasków i na południe od Starej Kornicy. W strefie doliny Tocznej i Sarenki osady te rozcięte są w wyniku erozji fluwioglacjalnej i rzecznej i odsłaniają się miejscami na powierzchni terenu. W profilu wiercenia kartograficznego w Kolonii Płasków (otw. 10) szare, piaszczyste gliny zwałowe, o miąższości niespełna 5 m, zawierają przemazy i soczewki piasków gliniastych. Wśród frakcji zwirowej wapienie północne (44,4%) przeważają nad skałami krystalicznymi (33,3%), a udział dolomitów jest dość wysoki (O/K — 1,46, K/W — 0,76 i A/B — 1,17). Gliny są silnie wapniste. Zawartość CaCO_3 wynosi 19,2%. W podobnej pozycji (około 140 m n.p.m.), gliny zwałowe, zaliczone do zlodowacenia Odry występują na obszarze sąsiedniego arkusza Łosice, w Zakrzu, gdzie ich pozycja stratygraficzna umotywowana jest, niżej leżącymi, palinologicznie udokumentowanymi, utworami interglacjalnego wielkiego (Albrycht, 1997). Do zlodowacenia Odry, w niniejszym opracowaniu, zaliczono szare gliny zwałowe, o miąższości 25,0 m występujące w profilu wiercenia kartograficznego w Sarnakach (otw. 6) na głębokości 4,2–29,6 m (115,4–140,8 m n.p.m.). Osady są tam prawdopodobnie zaburzone i przekształcone glacitektonicznie i być może zawierają porwaki starszych glin zwałowych. Wskazuje to na silne zróżnicowanie parametrów petrograficznych w ich profilu pionowym, a także powierzchnie zlustrowań i zaburzenia warstwowania w obrębie niżej leżących utworów zastoiskowych.

Podobnym zróżnicowaniem parametrów litologiczno-petrograficznych charakteryzuje się 10-metrowej miąższości (149,0–159,0 m n.p.m.) poziom glin zwałowych, zaliczony do zlodowacenia Odry, występujący w profilu otworu kartograficznego w Starej Kornicy (otw. 45), na bezpośrednim przedpolu strefy spiętrzonych osadów podłoża. Powierzchnia spągowa glin ma tu charakter egzarcyjny, co podkreśla warstewka silnie spękanych i zlustrowanych iłów. Cechy te wskazują na bazalne pochodzenie glin oraz prawdopodobnie, obecność w osadach porwaków starszych poziomów morenowych, pobranych ze strefy spiętrzeń glacitektonicznych. W strefie spiętrzonych glacitektonicznie osadów podłoża, w południowo-wschodniej części omawianego obszaru utwory morenowe zlodowacenia Odry występują fragmentarycznie i są zachowane jedynie w większych obniżeniach denudacyjnej powierzchni, ścinającej złuskowane osady starsze, np. na południe od Hołowczyc oraz na wschód od Walimia na poziomie 145,0–160,0 m n.p.m.

Z recesją lądolodu u schyłku zlodowacenia Odry związana jest akumulacja osadów w o d n o - l o d o w c o w y c h (górných), wykształconých jako p i a s k i różnoziarniste z e ż w i r a m i . Utwory te występują jedynie miejscami, np. w dolinie Tocznej (około 150–160 m n.p.m.) i osiągają miąższości do około 10 m. W Sarnakach (otw. 4) osady te są przemieszczone glacictektonicznie.

Interglacjał lubelski

Osady usytuowane między utworami lodowcowymi zlodowaceń Odry i Warty, mogące reprezentować interglacjał lubelski, występują jedynie lokalnie. Są to przede wszystkim p i a s k i r z e c z n e . Wyróżniono je w strefie północnego odcinka Tocznej, gdzie wskutek erozji rzecznej odsłaniają się w dolnej części zbocza doliny oraz w profilu otworu kartograficznego w Kolonii Płosków (otw. 10), wśród osadów wysoczyzny morenowej. Piaski ze żwirami w strefie doliny Tocznej zostały przebadane w ramach prac prowadzonych na obszarze sąsiedniego arkusza Łosice. Ich cechy litologiczno-petrograficzne: dobra obróbka materiału, $R = 0,13-0,26$, przewaga granatów (29–40%) nad amfibolami (10–18%) oraz znaczna domieszka cyrkonu (do 22%) wśród minerałów ciężkich, wskazują na rzeczną genezę osadów (facje korytowe). Utwory interglacjału lubelskiego w strefie doliny Tocznej osiągają miąższość 7,0–8,0 m (około 130–140 m n.p.m.).

W Kolonii Płosków (otw. 10) na rozmytej powierzchni glin zwałowych zlodowacenia Odry, podkreślonej brukiem żwirów i otoczków o średnicy do 30,0 cm, na wysokości 147,0–151,0 m n.p.m. występują szarobrazowe piaski drobnoziarniste, poziomo warstwowane, z przewarstwieniami piasków średnioziarnistych, w dolnej części zawierające laminy szarobrazowych ilów. Osady charakteryzują się dobrym stopniem obtoczenia ziarn, $R = 0,28$, oraz niską wapnistością (5,1% zawartości CaCO_3), co wskazuje na jego rzeczne pochodzenie.

Ranga ocieplenia, rozdzielającego zlodowacenia Odry i Warty, jest przedmiotem dyskusji. Według niektórych badaczy jest to ocieplenie interstadialne (Albrycht i in., 1997, Bałuk, 1995; Nowak, 1969, 1971, 1972; Ruszczyńska-Szenajch, 1976; Rühle, 1970), inni przypisują mu rangę interglacjału (Baraniecka, 1993; Krupiński, Marks, 1993; Lindner i in., 1985). W świetle danych uzyskanych w wyniku prac przeprowadzonych w ramach niniejszego opracowania, a także sąsiednich arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski wydaje się, że osady związane z okresem interglacjału lubelskiego akumulowane były w warunkach braku zwartej, długookresowej szary leśnej, o klimacie charakterystycznym raczej dla okresów interstadialnych. Wskazuje na to nieobecność wśród tych osadów facji organogenicznych, często spotykanych wśród utworów interglacjału wielkiego i eemskiego. Opisane wyżej osady akumulacji rzecznej występują w formie wypełnień płytkich, szerokich koryt rzek o charakterze roztokowym oraz stożków napływowych.

Zlodowacenie Warty

Procesy geologiczne, trwające podczas zlodowacenia Warty, tj. ostatniego pobytu lądolodu na obszarze położonym w granicach arkusza Sarnaki, wywarły decydujący wpływ na ukształtowanie głównych cech jego rzeźby oraz w dużej części, budowy geologicznej w strefie przypowierzchniowej. Zasadniczy wpływ na charakter tych procesów miała rzeźba podłoża, cechująca się obecnością dużych form, usytuowanych poprzecznie do kierunku rozprzestrzeniania się głównych mas lodu. Wyniki analizy geomorfologicznej omawianego obszaru oraz terenów sąsiednich (Albrycht, 1997; Dyjor, Brzezina, 1999), pozwalające na wyróżnienie dwóch linearnych stref występowania form marginalnych oraz stwierdzona w wielu profilach dwudzielność osadów glacialnych, wskazują na dwufazowość procesu glacji obszaru podczas maksymalnego stadiału zlodowacenia Warty.

W pierwszej, maksymalnej fazie swego rozwoju, lądolód przekroczył strefę spiętrzonych glacitektonicznie osadów w rejonie Zienie–Kornica, warstwą o generalnie niewielkiej, lecz zróżnicowanej miąższości, po czym zamarł na niedalekim jej przedpolu, około 5–10 km od południowych granic arkusza Sarnaki. Jego maksymalny zasięg wyznaczają tam, słabo wykształcone, pojedyncze formy czołowomorenowe oraz zespoły zagłębień wytopiskowych (Dyjor, Brzezina, 1999). Po krótkotrwałym okresie uwolnienia obszaru spod czaszy lodowej nastąpił kolejny awans czoła lądolodu, który kumulując swą miąższość w strefie glacitektonicznego obniżenia Łosice–Sarnaki, ograniczonego od południowego wschodu proksymalnie nachyloną powierzchnią spiętrzonych utworów podłoża strefy Zienie–Kornica, utworzył zespół okazałych form czołowomorenowych o przebiegu z południowego zachodu od okolic Łosic i Chotycz na północny wschód, do strefy doliny Bugu na północny wschód od Hołowczyc. Opisana, wewnętrzna strefa spiętrzonych moren czołowych, pokrywa się z wyznaczoną przez Nowak (1971, 1972, 1977), strefą zasięgu tzw. „fazy łosickiej”. Miąższości osadów zlodowacenia Warty są zróżnicowane i wahają się od około 20–25 m na obszarach wysoczyzny morenowej w północno-zachodniej części omawianego obszaru do około 0–2 m w strefach wychodni spiętrzonych glacitektonicznie utworów starszych. Położenie ich powierzchni spągowej zmienia się od około 110 m n.p.m. w przypadku osadów wypełniających kopalne formy erozyjne do ponad 180 m n.p.m. W niektórych profilach, np. w Kolonii Płasków i w okolicy Hołowczyc, usytuowanych na północny zachód od strefy czołowomorenowej „fazy łosickiej”, wśród osadów zlodowacenia Warty stwierdzono obecność dwóch poziomów glin zwałowych, rozdzielonych utworami wodnolodowcowymi, rangi interfazowej. Podobną dwudzielność osadów zlodowacenia Warty udokumentowano na obszarze sąsiedniego arkusza Łosice (Albrycht, 1997). Tam gdzie brak jest utworów międzymorenowych, osady te łączą się ze sobą, co uniemożliwia praktycznie ich identyfikację. Dlatego też na mapie geologicznej wydzielono je łącznie, rezygnując z ich rozdzielania.

Z pierwszą fazą zlodowacenia związane są mułki i piaski zastoiskowe, tworzące dość dobrze wykształcony poziom w północno-zachodniej części obszaru arkusza Sarnaki, usytuowany na wysokości 120,0–150,0 m n.p.m. Charakteryzują się one laminacją typu warwowego oraz miejscami domieszką substancji organicznej. Największe miąższości, do ponad 15 m, osiągają w rejonie Sarnaków (otw.: 3 i 5), gdzie są glacitektonicznie zaburzone. W strefach zboczy doliny Tocznej oraz jej prawobrzeżnych dopływów, a także w dolinie Sarenki osady te odsłaniają się na powierzchni terenu. Lokalnie, np. w Czuchowie (otw. 12) na utworach zastoiskowych występują piaski ze żwirami w wodnolodowcowe (dolne), o niewielkiej do 5,0 m miąższości, poprzedzające objęcie obszaru przez lądolód pierwszej fazy zlodowacenia.

Dolny poziom morenowy zlodowacenia Warty reprezentują gliny zwałowe (dolne), brązowe i brązoszare o zróżnicowanej miąższości, przeważnie od 1,0 do 10,0 m, występujące nieciągłą warstwą na całym obszarze objętym granicami niniejszego opracowania. Na obszarach wysoczyzny na północny zachód od strefy maksymalnego zasięgu drugiego nasunięcia lądolodu występują na głębokości około 5–15 m p.p.t. (około 150–160 m n.p.m.) pod przykryciem młodszych osadów lodowcowych, a w niektórych obniżeniach, np. w dolinach Tocznej i Sarenki są rozcięte erozyjnie. W profilu wiercenia kartograficznego w Kolonii Płosków (otw. 10) gliny zwałowe, o miąższości około 1 m, charakteryzują się niewyraźnym falistym uwarstwieniem (naprzemianległe warstewki glin bardziej piaszczystych i ilastych, przemazy ilów), co może wskazywać na jej spływową genezę („flow till”).

Na obszarach wysoczyzny w północno-zachodniej części omawianego obszaru, występują piaski ze żwirami w wodnolodowcowe (środkowe). W Kolonii Płosków (otw. 10) są to 4-metrowej miąższości, szarobrązowe piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami lekko pyłowate, w dolnej części ze żwirami skał północnych. Charakteryzują się średnim wysortowaniem oraz 5% wapnistością. Stanowią one osady lokalnych przepływów wód roztopowych, akumulowane podczas krótkotrwałego, interfazowego okresu uwolnienia obszaru spod pokrywy lodowej. Miejscami międzymorenowe utwory zlodowacenia Warty wykształcone są w postaci szarobrązowych, drobno laminowanych mułków, brzeżnych facji lokalnych stożków, o miąższości do 5,0 m, np. w okolicy Hołowczyc (otw. 19), gdzie odsłaniają się na powierzchni terenu. Osady te szerzej rozprzestrzenione są w granicach sąsiedniego arkusza Łosice (Albrycht, 1997).

Z okresem deglacjacji obszaru pierwszej fazy zlodowacenia Warty wiązać się może początek formowania się rynien erozyjnych w okolicach Sarnaków, Rozwadowa, Litewników i Horoszek oraz akumulacja piasków ze żwirami, wodnolodowcowych, stanowiących dolną część ich wypełnienia.

Gliny zwałowe (górne), związane z drugą fazą rozwoju lądolodu zlodowacenia Warty, występują jedynie na zapleczu moren czołowych „fazy łosickiej” na wysokości od około 150 do ponad 170 m n.p.m. Tam, gdzie brak jest osadów międzymorenowych, łączą się z dolnym poziomem

glin zwałowych. Miąższości oraz cechy litologiczne górnego poziomu glin są bardzo zmienne, co uwarunkowane jest różnorodnością lokalnych warunków ich depozycji. Występują tutaj zarówno gliny bazalne, jak też wytopieniowe i spływowo. Szczególna różnorodność typów glin (obserwowana w odsłonięciach w okolicy Nowych Litewnik, Chotycz i Łuzek), występuje w sąsiedztwie wzgórz czołowomorenowych, gdzie osady te są często zaburzone glacitektonicznie. Ich miąższości zmieniają się od 1,0 do 10,0 m. W Kolonii Płosków (otw. 10) silnie piaszczyste, brązowe gliny zwałowe, o miąższości 5,5 m zawierają przewarstwienia piasków pyłowych oraz nieregularne laminy brązowych ilów. Ponad to charakteryzują się wysoką, 14% wapniistością.

Na znacznych powierzchniach, szczególnie w południowej i wschodniej części obszaru arkusza (okolice Starej Kornicy, Walimia, Nowych Litewnik, Rudki), utwory morenowe reprezentowane są przez piaski i żwiry oraz głazy, lodowcowe. Są to niewysortowane osady, miejscami noszące oznaki stratyfikacji i przemycia, zazębiające się z glinami zwałowymi, głównie pierwszej fazy zlodowacenia. Na dużych obszarach wysoczyzn, zbudowanych ze spiętrzonych osadów trzeciorzędowych, utwory te stanowią jedyny zachowany osad czwartorzędowy, o miąższości nie przekraczającej 1,0–2,0 m. Piaski i żwiry, lodowcowe występują powszechnie w postaci cienkiej otuliny niektórych form szczelinowych oraz dolnych części wzgórz czołowomorenowych. W okolicy Starej Kornicy i Koszelówki stropowe partie tych osadów są przemyte w wyniku działalności wód roztopowych na przedpolu moren czołowych. Wskazują na to licznie występujące wśród nich poziomy żwirów i otoczków, a charakterze bruków erozyjnych.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej. W strefie wychodni złuskowanych utworów kredowych, przebiegającej od okolic Zieni do Koszelówki zlokalizowane są zespoły równoległych pagórków akumulacji szczelinowej o długości 0,2–0,8 km, szerokości 0,1–0,2 km i wysokości względnej do 5,0–8,0 m, usytuowane zgodnie z kierunkiem przebiegu wychodni utworów kredowych: WSW–ENE. Zasadniczą, trzonową część tych form stanowią wyciśnięte, złuskowane utwory trzeciorzędowe, głównie piaski drobno- i średnioziarniste, często glaukonitowe. W wielu odsłonięciach w okolicy Rudki i Starej Kornicy w osadach tych obserwowano liczne deformacje: uskoki, zmiany pierwotnego położenia warstw, miejscami do prawie pionowej pozycji. Na powierzchni osady te przykryte są, na ogół cienką, choć zróżnicowaną miąższościowo (od 0,5 do 3,0 m) warstwą utworów czwartorzędowych, na które składają się przede wszystkim warstwowane poziomo i skośnie piaski wodnolodowcowe, często zawierające przewarstwienia wzbogacone w glaukonit, pochodzący z rozmytych utworów podłoża. Niektóre z opisywanych form zawierają w stropowej części niewysortowane piaski ze żwirami i głazami akumulacji lodowcowej, o miąższości 0,5–2,0 m. Ich sytuacja geomorfologiczna i budowa wskazują na akumulację osadów w obrębie poprzecznych szczelin, których powstanie uwarunkowane było obecnością w podłożu lądolodu pozytywnych elementów rzeźby, związanych ze strefami wychodni utworów kredowych.

W okolicy Dubicz, Walimia, Starej Kornicy, a także Popław, Wyrzyków i Łuzek, na przedpolu strefy moren czołowych „fazy łosickiej” występują wąskie, ozopodobne wzgórza, usytuowane poprzecznie do wcześniej opisanych form szczelinowych, o długości dochodzącej do ponad 1 km i wysokości względnej do 10,0 m. Budowa wewnętrzna wzgórz w Dubiczach, Walimiu i Starej Kornicy jest bardzo podobna do budowy poprzecznych form szczelinowych, jedynie wzgórze w Starej Kornicy posiada bardziej miąższy, do około 5 m, nakład utworów czwartorzędowych, na który składają się piaski i żwiry, wodnolodowcowe oraz niewysortowane piaski pyłowate z otoczakami i gładzami, lodowcowe. Mniejsze formy w Popławach, Wyrzykach i Łuzkach zbudowane są w całości przeważnie z utworów wodnolodowcowych. Opisane formy usytuowane są na bezpośrednim przedpolu stref elewacji starszego podłoża, niejako w ich „cieniu”. Ich utworzenie spowodowane było zapewne procesami drumlinizacji oraz akumulacją w podłużnych szczelinach między strumieniami lodowymi o różnej dynamice i miąższości.

Piaski, żwiry i gliny moren spiętrzonych. Do najbardziej wyróżniających się form rzeźby glacialnej na obszarze objętym granicami arkusza Sarnaki należą rozległe wzgórza moren czołowych, o względnej wysokości do 20,0 m, znaczące zasięg drugiego awansu czoła lądolodu — „fazy łosickiej”. Większość tych form charakteryzuje się bardzo złożoną budową wewnętrzną, na którą składają się osady różnego wieku i genezy, silnie zaburzone glacitektonicznie, co pozwala zaklasyfikować omawiane formy jako moreny spiętrzone. W odsłonięciu na Górze Wiedcie na południe od Hruszniewa są to w górnej części rdzawobrazowe gliny zwałowe, o zaburzonej teksturze warstwowej, zawierające porwaki piasków pyłowatych, leżące na silnie zafałdowanych (upady warstw sięgają 70°) mułkach i piaskach pyłowatych z soczewkami niewysortowanych żwirów i otoczaków. Na północ od Łuzek, w budowie jednego ze wzgórz, składających się na rozległą formę czołowomorenową o długości około 3 km, biorą udział piaski ze żwirami, wodnolodowcowe, mułki limnoglacialne, a nawet piaski o cechach osadów rzecznych (być może interglacjału lubelskiego), uformowane w zespoły pionowo położonych łusek glacitektonicznych. We wschodniej części omawianego obszaru, w budowie wzgórz czołowomorenowych biorą udział również utwory trzeciorzędowe, np. trzonową część wzgórza położonego około 0,5 km na północ od Kolonii Wyrzyki, stanowią wypiętrzone do powierzchni terenu łuski zielonkawych i jasnoszarych piasków eoceńsko-oligoceńskich, posiadające „otulinę” żwirowo-piaszczystych osadów wodnolodowcowych i lodowcowych.

Podobną budowę posiadają mniejsze wzgórza, nadbudowujące powierzchnię wysoczyzny na południowy wschód od Nowych Litewnik, gdzie złuskowane utwory trzeciorzędowe nadbudowane są cienką, 1–3-metrową warstwą piasków ze żwirami i gładzami, lodowcowymi. Wśród osadów budujących niektóre formy czołowomorenowe dominują niezaburzone, warstwowe utwory piaszczysto-żwirowe, o cechach osadów akumulacji lodowcowej lub wodnolodowcowej, bliskiego kontaktu

lodowego, o miąższościach przekraczających 10,0 m. Taką budowę posiada rozległe wzgórze w Nowych Litewnikach oraz zachodnia część wzgórza w Nowych Szpakach. Obie formy usytuowane są w strefie nachylonego ku północnemu zachodowi stoku wysoczyzny, zbudowanej ze złuskowanych utworów starszych. Ich pozycja paleogeograficzna oraz charakter budujących je osadów — p i a s k ó w i ż w i r ó w , pozwalają uznać te formy za marginalne stożki, utworzone w wyniku szybkiej depozycji materiału ablacyjnego — m o r e n y c z o ł o w e.

Z rozpadem zwartej czaszy lodowej na pojedyncze płyty i bryły wiąże się akumulacja p i a s k ó w , m u ł k ó w i ż w i r ó w m o r e n m a r t w e g o l o d u . Utwory tej genezy wyróżniono w okolicy Terlikowa oraz Sarnaków, gdzie usytuowane są na obrzeżach niecek wytopiskowych. Wzgórza moren martwego lodu w okolicy Sarnaków osiągają wysokość ponad 10,0 m i zbudowane są z przewarstwiających się piasków różnoziarnistych, przeważnie zailonych, mułków z soczewami i przewarstwieniami niewysortowanych żwirów i otoczków. Miejscami osady te są zaburzone (np. w odsłonięciu w Terlikowie kąt upadu warstw dochodzi miejscami do 70°), w wyniku grawitacyjnego przemieszczenia osadu „en mass” po wytopieniu martwego lodu.

Większość wyróżnionych w granicach niniejszego opracowania osadów k e m o w y c h , zlokalizowana jest na przedpolu wzgórz czołowomorenowych „fazy łosickiej”, a ich powstanie związane jest z arealnym rozpadem lądolodu fazy maksymalnej. Występują tutaj zarówno formy o genezie fluwioglacjalnej, szczelinowej, zbudowane z warstwowanych skośnie i poziomo p i a s k ó w różnoziarnistych z e ż w i r a m i (np. wzgórze w Walimiu), jak i kemy limnoglacjalne, na ogół bardziej rozległe, zbudowane z poziomo laminowanych m u ł k ó w i p i a s k ó w p y ł o w a t y c h (np. wzgórze na południe od Chotycz). Niektóre kemy mają budowę złożoną (np. rozległe formy kemowe na południe od Starej Kornicy), gdzie na mułki akumulacji limnoglacjalnej nakładają się miejscami piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne. Utwory drobnoklastyczne w obrębie form kemowych są często zaburzone (zafałdowania, drobne uskoki), miejscami w spągu osadów kemowych występują wyciśnięte osady trzeciorzędu (np. kem między Rudką a Starą Kornicą).

Formy kemowe w okolicy Starej Kornicy wykazują związek z występującymi tu podłużnymi formami akumulacji szczelinowej i powstały zapewne w późniejszych fazach wypełnienia tych samych szczelin i związanych z nimi przetań.

W północno-zachodniej części obszaru objętego granicami arkusza Sarnaki, wzdłuż doliny rzeki Tocznej, występują dobrze wykształcone, rozległe t a r a s y k e m o w e . Zbudowane są z różnoziarnistych p i a s k ó w z e ż w i r a m i , poziomo, skośnie i przekątnie warstwowanych. W górnych, przywysoczyznowych częściach tarasów, wśród osadów wodnolodowcowych występują miejscami wkładki i soczewki diamiktonów utworzonych w wyniku spływów błota morenowego. Osady tarasów kemowych przebadane zostały pod kątem litologiczno-petrograficznym w kilku odsłonięciach, w gra-

nicach sąsiedniego arkusza Łosice. Ich parametry litologiczne wskazują na zmienną, choć na ogół wysoką energię środowiska sedymentacyjnego. Miąższości omawianych osadów przekraczają miejscami 15,0 m, a górne powierzchnie tarasowe sięgają 30,0 m ponad dno doliny. Utwory tarasów kemowych powstawały w wieloetapowym procesie akumulacji wodnolodowcowej, w strefach między zboczami wysoczyzny morenowej, a martwym lodem wypełniającym obniżenie doliny Tocznej.

Utwory w o d n o l o d o w c o w e (górne), związane z ostatecznym zanikiem lądolodu zlodowacenia Warty (na mapie geologicznej wydzielone łącznie ze środkowymi), występują na całym obszarze objętym granicami niniejszego opracowania, w formie płatów o różnym zasięgu i położeniu hipsometrycznym. Są to różnoziarniste p i a s k i z e ż w i r a m i lub piaski, poziomo, skośnie, miejscami przekątnie warstwowane. Ich cechy litologiczno-petrograficzne są zróżnicowane, co wiąże się z dużą lokalną zmiennością warunków ich depozycji. Wysortowanie osadów jest na ogół słabe lub średnie. Stopień obtoczenia ziarn zmienia się w szerokim zakresie, od średniego ($R = 0,4-0,5$) miejscami w bardziej drobnoziarnistych osadach sandrowych (np. w okolicach Nowych Litewników i w Kolonii Płosków) do słabego ($R = 0,7-0,8$) w utworach żwirowo-piaszczystych. Zawartość $CaCO_3$ jest również bardzo zmienna, miejscami dochodzi do ponad 32%. W przypowierzchniowych częściach osady te są zwykle wtórnie odwapnione. Miejscami, w omawianych utworach wodnolodowcowych, występuje znaczna domieszka minerałów charakterystycznych dla utworów trzeciorzędu (epidotu, staurolitu, cyrkonu, glaukonitu), co spowodowane jest rozmywaniem spiętrzonych glacitektonicznie utworów podłoża. Wśród omawianych osadów największe rozprzestrzenienie mają utwory stożków sandrowych, uformowanych na przedpolu moren czołowych „fazy łosickiej” w strefie od okolic Zieni poprzez okolice Rudki, Walimia do Hołowczyc. Szlaki przepływów wód roztopowych, przebijających się przez strefę wzgórz czołowomorenowych znaczą osady wodnolodowcowe, występujące pasem o szerokości 1,0–3,0 km, przebiegającym od okolic Sarnaków i Rozwadowa na północy do okolic Walimia i Dubicz na południu. Miąższości osadów wodnolodowcowych w opisanych strefach wynoszą przeciętnie 3,0–5,0 m, sporadycznie do 10,0 m, a ich położenie hipsometryczne zmienia się od około 150 do ponad 170 m n.p.m. W Sarnakach (otw. 7) oraz na wschód od Nowych Litewnik (otw. 26) osady te wypełniają wąskie i głębokie (do ponad 30 m), kopalne doliny, będące korytami odpływu wód roztopowych ku południowemu wschodowi.

W obrębie niektórych zagłębień, o genezie związanej z wytapianiem się brył martwego lodu, występują p i a s k i, m u ł k i i g l i n y w y t o p i s k o w e. Są to warstwowane osady wodnomorenowe, o miąższości od 1,5 do około 5 m, silnie zróżnicowane litologicznie, przeważnie silnie zailone, słabo wysortowane, zawierające domieszkę żwirów oraz pojedyncze głązy. Wyściełają one dna i dolne części zboczy zagłębień wytopiskowych w okolicy Walimia, Dubicz, Chotycz, Starej Kornicy i Terlikowa. W obrębie największych obniżeń wytopiskowych doliny Tocznej i Sarenki, osady te uległy zniszczeniu wskutek erozyjnej działalności wód roztopowych, a także późniejszej erozji rzecznej.

Interglacjał eemski

Osady reprezentujące interglacjał eemski to przede wszystkim torfy i gytie jeziorne. We wschodniej części obszaru objętego granicami arkusza Sarnaki, na wschód od Nowych Litewnik, znajduje się najstarsze, udokumentowane na Podlasiu, stanowisko osadów interglacjału eemskiego w Horoszkach Dużych (otw. 26) (Bitner, 1954). Badania prowadzone w ramach niniejszego opracowania pozwoliły na rozszerzenie zasięgu zbiornika w Horoszkach Dużych i Nowych Litewnikach oraz odkrycie kilku nowych stanowisk osadów tego wieku. Ich profile geologiczne przedstawiono na załączonym rysunku (tabl. III).

Stanowiska w Starych Szpakach (profil nr 5) oraz w Łuzkach (profil nr 9) związane są z niewielkimi zagłębieniami wytopiskowymi na wysoczyźnie morenowej. Utwory interglacjałne, reprezentowane przez gytie jeziorne i namuły torfiaste (Łuzki) oraz torfy (Stare Szpaki), osiągają tu miąższość około 2 m i leżą na głębokości około 1–4 m p.p.t. (około 160 m n.p.m.) na glinach zwałowych zlodowacenia Warty. Wyniki analizy palinologicznej wskazują na poziom grabowy oraz grabowo-świerkowy (Stare Szpaki) interglacjału eemskiego (Bińka, 1998, 1999).

W innej sytuacji paleogeomorfologicznej znajdują się osady w Nowych Litewnikach oraz Horoszkach Dużych (profile nr 3 i 4, profil archiwalny — otw. 26) oraz w Rozwadowie (profil nr 1). Są one usytuowane w obrębie odpreparowanych, kopalnych dolin, stanowiących drogi odpływu wód roztopowych u schyłku zlodowacenia Warty. W Nowych Litewnikach i Horoszkach Dużych osady jeziorne leżą na piaszczysto-żwirowych utworach wodnolodowcowych na wysokości około 150 m n.p.m., natomiast w Rozwadowie na erozyjnej powierzchni glin zwałowych, na wysokości około 121 m n.p.m. Osady w Rozwadowie są zachowane jedynie fragmentarycznie, w postaci niespełna 2 m warstwy humusowych mułków i namułów, reprezentujących wstępną, brzożowo-sosnową fazę interglacjału oraz ściętej erozyjnie gytii, o miąższości 0,4 m, akumulowanej w fazie leszczynowej (Bińka, 1999). Pełny profil utworów interglacjałnych zachowany jest w Nowych Litewnikach oraz Horoszkach Dużych (Granoszewski, 1998), gdzie gytie wapniste, torfy i mułki, o miąższości do około 10 m występują w ciągłości sedimentacyjnej z przykrywającymi je osadami zlodowacenia Wisły, na głębokości 6,0–15,0 m p.p.t. Sytuacja geologiczna oraz miąższości tych osadów wskazują na akumulację w głębokim zbiorniku rynnowym. Jeziorne utwory interglacjału eemskiego występują prawdopodobnie również w obrębie rozległych obniżen wytopiskowych w okolicy Wólki Nosowskiej i Nowej Koszelówki, pod nieprzebitym, ponad 15-metrowym nadkładem osadów jeziornych zlodowacenia Wisły (analogicznie jak w Horoszkach Dużych). Różnorodność form występowania kopalnych osadów jeziornych wskazuje na obecność na omawianym obszarze (szczególnie w jego wschodniej części), licznych jezior polodowcowych, o różnej genezie i wielkości (od małych oczek powytopiskowych, poprzez wąskie, głębokie jeziora rynnowe do rozległych, o powierzchni kilku km² jezior, usytuowanych w dużych nieckach wytopiskowych).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Do zlodowacenia Wisły zaliczono, wcześniej wspomniane, osady *j e z i o r n e*, będące kontynuacją sedymentacji, trwającej w tych samych zbiornikach podczas interglacjału eemskiego. Zostały one udokumentowane paleontologicznie w Nowych Litewnikach oraz Horoszkach Dużych (profil nr 3 i 4, otw. 26, tabl. III), Łuzkach (profil nr 9), Wólce Nosowskiej (profil nr 7), Nowej Koszelówce (profil nr 8) oraz Walimiu (profil nr 6). Wykształcone są jako szare i ciemnoszare, drobno laminowane *m u ł k i*, miejscami mułki ilaste i piaszczyste, w dolnej części z przewarstwieniami torfów i namułów torfiastych. Szczegółowe badania paleobotaniczne przeprowadzone w Horoszkach Dużych, wykazały obecność osadów reprezentujących wczesny *vistulian*, z wyraźnie wyrażonymi interstadiałami *Brörup* i *Odderade* oraz *plenivistulian*, w którym wyróżnia się szereg oscylacji klimatycznych (Granoszewski, 1998). Miąższość utworów jeziornych zlodowacenia Wisły, zakumulowanych w zbiorniku w Nowych Litewnikach–Horoszkach Dużych, a także w zbiorniku w Wólce Nosowskiej i Nowej Koszelówce znacznie przekracza miąższości osadów interglacjału eemskiego, dochodząc do ponad 15,0 m. W omawianych profilach facje organogeniczne (torfy, namuły torfiaste), akumulowane w początkowych fazach zlodowacenia Wisły, ku górze zastępowane są sukcesywnie osadami mineralnymi (mułki), z niewielką domieszką materii pochodzenia organicznego. Wskazuje to na stopniowe pogarszanie się warunków klimatycznych i rozwój procesów wietrzeniowych i denudacyjnych na obrzeżach zbiorników, co związane jest z obejmowaniem obszaru strefą peryglacjalną. Utwory jeziorne zlodowacenia Wisły występują w obrębie obniżów wytopiskowych, przeważnie pod cienkim, 1,5–3-metrowym nakładem osadów holocenu, jedynie miejscami, w brzeżnych częściach obniżów, odsłaniają się na powierzchni (np. w okolicach Walimia, Nowej Koszelówki, Wólki Nosowskiej i Sarnaków).

W dolinie Rozwadówki (profil nr 1) oraz w dolinie Tocznej w Puczycach (profil nr 2), osady zlodowacenia Wisły wykształcone są jako *p i a s k i z e ż w i r a m i i p i a s k i*, rzeczne facje korytowych, zawierające przewarstwienia humusowych mułków facji powodziowej. W dolinie Rozwadówki osady te rozcinają gytie jeziorne interglacjału eemskiego, a w Puczycach leżą na glinach zwałowych zlodowacenia Odry. Utwory rzeczne zlodowacenia Wisły występują na niewielkiej, 3–4-metrowej głębokości pod przykryciem dolinnych osadów holocenu. Ich miąższości wynoszą na ogół około 2–4 m. Wyniki ekspertyzy palinologicznej tych osadów w profilu w Puczycach wskazują na akumulację w bezleśnej strefie, w późnym glacjału zlodowacenia Wisły (Bińka, 1999). Do najmłodszych osadów sedymentacji rzecznej należą *p i a s k i i m u ł k i*, miejscami *z e ż w i r a m i*, *t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h* do 2,0–3,0 m n.p. rzeki (doliny Tocznej). Miejscami zawierają przewarstwienia wzbogacone w bezpostaciową materię organiczną oraz detrytus roślinny, a w strefach przystokowych także wkładki glin o charakterze deluwialnym.

Na odcinku doliny Tocznej znajdującym się w granicach niniejszego opracowania, tarasy są słabo rozwinięte i występują jedynie w okolicy Czuchowa, gdzie tworzą wąską listwę, usytuowaną u podnóża prawego zbocza doliny, wznosząc się około 2–3 m ponad jej dno. Miąższość tych osadów nie przekracza tu 3,0–4,0 m.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Do osadów czwartorzędu o bliżej nieustalonej stratygrafii zaliczono utwory deluwialne oraz eoliczne.

Osady deluwialne, o miąższości i zasięgu pozwalającym na ich przedstawienie w skali mapy, występują na stromych zboczach dolin, rozcinających wysoczyznę w okolicach Falatycz i Górrek. Są to przede wszystkim piaski pyłowate i gliny ze żwirami, zbudowane z przemieszczonego grawitacyjnie i spłukiwanego powierzchniowo materiału, pochodzącego z glin zwałowych i mułków zastoiskowych. Ich miąższości osiągają 2,0–3,0 m.

Utwory eoliczne na obszarze niniejszego opracowania są bardzo słabo rozwinięte. Pola piasków eolicznych o miąższości 1,0–2,0 m i powierzchniach do 0,5 km² występują jedynie w okolicach Walimia, gdzie leżą na utworach wodnolodowcowych i wytopiskowych, w Nowych Szpakach — na piaskach i żwirach moren czołowych oraz na południowy wschód od Hołowczyc — na glinach zwałowych. W okolicach Walimia zgrupowanych jest kilka w y d m o niewielkich rozmiarach (do około 3 m wysokości). Utwory akumulacji eolicznej zbudowane są z jasnożółtych, drobnoziarnistych piasków eolicznych poziomo i skośnie warstwowanych. Miejscami w ich spągu stwierdzono obecność warstewek żwirów i otoczków o charakterze bruku deflacyjnego.

c. Holocen

Utwory holoceniskie występują powszechnie w dnach różnego rodzaju obniżen i reprezentowane są przez trzy podstawowe, często zazębiające się facje: rzeczną, deluwialno-rzecznią oraz bagienno-deluwialną.

Piaski i mułki, miejscami piaski ze żwirami, rzeczne występują przede wszystkim w dolinie rzeki Tocznej, na powierzchni jej dna (okolice Woźników) lub pod nakładem utworów bagiennych (okolice Puczyc i Czuchowa). W profilu tych osadów występują często przewarstwienia wzbogacone w detrytus roślinny, a miejscami także malakofaunę. Miąższości rzecznych osadów holocenu są zróżnicowane i wynoszą od około 1 do 5 m. Wyniki analizy pyłkowej próbek, pochodzących z mułków rzecznych, podścielających torfy w Puczycach (profil nr 2, tabl. III) wskazuje na akumulację osadów na obszarze o zwartej szacie leśnej, prawdopodobnie w początkach holocenu (Bińka, 1999).

Do najbardziej rozpowszechnionych utworów holocenijskich, o cechach sedymentacji deluwialno-rzecznej należą piaski i mułki, humusowe oraz namuły den dolinnych i zagłębień okresowo przepływowych. Charakteryzują się one dużą zmiennością litologiczną, uwarunkowaną zróżnicowaniem lokalnych warunków ich depozycji w poszczególnych obniżeniach. W północnej i zachodniej części omawianego obszaru, w wąskich, głębokich dolinach o znacznych spadkach, rozcinających wysoczyznę są to głównie piaski różnoziarniste, przeważnie zailone, ze zmienną domieszką żwirów, miejscami zawierające wkładki glin deluwialnych, a także przewarstwienia namułów organiczno-mineralnych. Liczne są wśród tych osadów powierzchnie rozmyć, podkreślone warstewkami żwirów i otoczków. W południowej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie doliny są szersze i bardziej połogie, często wykorzystujące obniżenia wytopiskowe, holocenijskie osady dolinne składają się głównie z piasków drobnoziarnistych i pyłowatych oraz mułków z domieszką humusu i detrytusu roślinnego. Miąższości omawianych osadów są zmienne, od około 1–1,5 m w górnych odcinkach mniejszych dolinek okresowo przepływowych do około 3 m w dolinach niewielkich cieków, dopływów rzeki Tocznej i Sarenki. W wielu obniżeniach osady te leżą na podobnie wykształconych utworach zlodowacenia Wisły (np. w stanowisku nr 9 w Łuzkach).

W północno-wschodniej części obszaru niniejszego opracowania, w strefie doliny Bugu wyróżniono utwory — głównie piaski ze żwirami stożkowymi na płycinach. Usytuowane są one u podstawy stromego zbocza doliny, u wylotu krótkich, lecz głębokich, młodych dolinek erozyjnych, rozcinających utwory wodnolodowcowe. Zbudowane są z piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami żwirów i otoczków. Miąższości osadów stożków wynoszą około 2–3 m.

Namuły zagłębień bezodpływowych facji bagienno-deluwialnej występują w niewielkich zagłębieniach wytopiskowych na wysoczyźnie morenowej, a w strefach wychodni utworów kredy także w zagłębieniach o genezie krasowej. Pod względem litologicznym są to mułki i piaski zailone z humusem i makrocząstkami roślinnymi (fragmenty trzciny, drzew), miejscami z malakofauną. W profilach tych osadów często występują przewarstwienia zamulonych torfów, a także wkładki o charakterze osadów deluwialnych. Miąższości namułów wynoszą od około 1 do 2 m.

W okolicy Rozwadowa, w niewielkim zagłębieniu wytopiskowym, pod niespełną 1-metrową warstwą namułów występuje jasnoszara kreda jeziorna z fragmentami roślin, o miąższości ponad 1,0 m (nieprzebita).

W okolicy Puczyca, w dolinie Tocznej oraz Wyrzyków, w dolinie Kałuży, występują szare, zamulone gytie jeziorne, wapienne, o miąższości ponad 2,0 m. Obocznie zajął się one z torfami, które miejscami występują cienką warstwą również w ich stropie.

Namuły torfiaste występują głównie na powierzchni den dość głęboko wciętych dolin dopływów rzeki Tocznej: Kałuży, Oczki i cieków w okolicy Ostromęczyna, gdzie leżą na holocenijskich

piaskach i mułkach rzeczno-deluwialnych, a także w obniżeniu wytopiskowym doliny Sarenki, gdzie zazębiają się z torfami. Są to ciemnoszare i czarne, pyłowate i piaszczyste, warstwowane utwory organiczno-mineralne, miejscami również zapiaszczone torfy z przewarstwieniami piasków i mułków. Często spotyka się w tych osadach duże makroszczałki roślinne (np. pnie drzew) oraz malakofaunę. Utwory te powstały w wyniku akumulacji bagiennej, przerywanej epizodami akumulacji powodziowej. Ich miąższości wahają się od około 1 do ponad 2,5 m.

T o r f y na obszarze objętym granicami arkusza Sarnaki występują przede wszystkim w dolinie Toczej, Sarenki oraz w górnym odcinku doliny Kałuży. Torfowiska należą do typu niskiego. Największe powierzchnie do 4,0 km² zajmują w dolinie Toczej, w okolicy Czuchowa i Puczyc. Miąższość torfów wynosi tu od 2,0 do ponad 3,5 m. Są to głównie torfy turzycowe i trzcinowe, podrzędnie drzewno-trzcinowe i turzycowo-mszyste. Wyniki ekspertyzy pyłkowej potwierdzają holoceniński wiek dolnej części torfów w Puczycach (Bińka, 1999) (profil nr 2, [tabl. III](#)). W dolinie Sarenki (otw. 2 w Sarnakach), torfy, głównie turzycowe, osiągają ponad 3,0 m miąższości i zawierają przewarstwienia gytii z malakofauną i namułów torfiastych. W górnej części doliny Kałuży, a także w okolicy Toporowa, Walimia i Starych Litewnik niewielkie torfowiska usytuowane są w zagłębieniach wytopiskowych, adaptowanych przez cieki. Są to głównie torfy drzewno-turzycowe, o niewielkiej 1,0–1,5-metrowej miąższości. W strefie między Zieniami a Rudką, torfy o miąższościach nie przekraczających 1,5 m wypełniają niektóre zagłębienia o genezie krasowej, ukształtowane na wychodniach kredy pizającej.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Aktualny stan wiedzy o budowie geologicznej utworów starszego podłoża i ich historii tektonicznej na obszarze południowego Podlasia przedstawiony został w publikacjach o charakterze opracowań regionalnych, w tym kartograficznych, obejmujących obszar środkowowschodniej Polski (Kubicki, Ryka, 1982; Pożaryski, 1974; Praca zbiorowa, 1964; Żelichowski, 1972, 1979).

Obszar objęty granicami arkusza Sarnaki położony jest w południowo-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, stanowiącej część starej, prekambryjskiej struktury tektonicznej, na której leży silnie zerodowana seria osadowa, obejmująca okres od najmłodszego proterozoiku do syluru. W strukturze tej, na omawianym obszarze, wyróżniają się dwie główne jednostki tektoniczne, uformowane w czasie waryscyjskiej epoki tektonicznej i odnowione w fazie ruchów bretońskich: zapadlisko podlaskie — na północy oraz zrzęb łukowski — na południu. Oddzielone są one strefą uskokową Łosic, o kierunku SW–NE, o łącznej wielkości zrzutu ponad 1000 m na północny zachód (Żelichowski, 1972, 1979). Jeden z głównych uskoków tej strefy przebiega w podłożu obszaru objętego niniejszym opracowaniem, poprzez okolice Łosic i Sarnaków. Mezozoiczna pokrywa osadowa leży niezgodnie na osadach starszych w formie płaskiej monokliny, o generalnym nachyleniu warstw

1–3° na południowy zachód. Obejmuje ona osady od triasu do kredy górnej, na ogół o silnie zredukowanych miąższościach, z licznymi lukami stratygraficznymi (Żelichowski, 1972).

Struktury tektoniczne w obrębie platformy mezozoicznej mają charakter blokowy i rozwinięte są na planie strukturalnym starszego podłoża, w wyniku propagacji wielu starych dyslokacji, w kolejnych fazach orogenezy alpejskiej. Aktywność tektoniczna w strefach głównych dyslokacji, w tym uskoku Łosic, wpływała na charakter sedymentacji w trzeciorzędzie, o czym świadczy występowanie w okolicach Starej Kornicy (strefa wiszącego skrzydła uskoku Łosic) paleogeńskich osadów strefy brzegowej. Główne kierunki i strefy tektoniczne na obszarze arkusza Sarnaki znajdują potwierdzenie w przebiegu lineamentów, wyznaczonych na podstawie zdjęć satelitarnych, analizy teledetekcyjno-geofizycznej (Doktór i in., 1995) oraz analizy grawimetrycznej (Twarogowski, Petecki, 1998).

Charakter i rzeźba powierzchni stropowej podłoża czwartorzędu jest wynikiem nakładających się procesów erozji i deformacji glacitektonicznej, przy czym te ostatnie miały decydujące znaczenie w uformowaniu się głównych struktur. Pod względem strukturalnym utwory trzeciorzędu, czwartorzędu, a także stropowe części utworów kredy stanowią przykład wielkoskalowej glacijotektonopary (asocjacji — forma depresyjna i zbudowana z wyciśniętego z niej materiału forma elewacyjna). Decydujące znaczenie w jej uformowaniu miała zapewne budowa strukturalna podłoża oraz aktywność tektoniczna wzdłuż głównych rozłamów, przede wszystkim uskoku Łosic, którego wiszące, południowe skrzydło stanowiło element oporowy wobec rozbudowujących się lądolodów plejstoceńskich. W zachodniej i północnej części obszaru niniejszego opracowania, w strefie uskoku Łosic, usytuowana jest rozległa i głęboka, sięgająca około 10–30 m n.p.m., glacitektoniczna depresja (przekrój geologiczny A–B). Jej obecność i przebieg potwierdzone zostały wynikami wierceń kartograficznych w Sarnakach (otw. 6) i Kolonii Płosków (otw. 10) oraz pobliskich Łosicach, a także obrazem uzyskanym w drodze analizy grawimetrycznej (Twarogowski, Petecki, 1998). Podłoże czwartorzędu w tej strefie tworzą zaburzone i miejscami zredukowane osady eocenu (tabl. II), a w okolicach Sarnaków także utwory kredowe. Na przedpolu depresji źródłowej usytuowana jest, szeroka na 10,0–12,0 km, strefa spiętrzonych osadów o budowie łuskowej i łuskowo-fałdowej. W budowie poszczególnych struktur łuskowych biorą udział zdeformowane osady trzeciorzędowe, starszych ogniw czwartorzędu, a także górne partie utworów kredowych, które wypiętrzone są do powierzchni terenu w pasie przebiegającym od okolic Zieni do Kornicy i Koszelówki. Amplitudy poszczególnych nasunięć przekraczają często 100,0 m, a maksymalny zasięg deformacji 150,0 m p.p.t. Kąty upadu warstw osadów w strefie spiętrzeń glacitektonicznych wynoszą najczęściej od 30 do 70° na północ i północny zachód. Powierzchnie nasunięć, ograniczające poszczególne łuski do głębokości kilkudziesięciu metrów są stromo ustawione, a następnie stopniowo stają się bardziej połogie (Aleksandrowicz, Radwan, 1983, 1992). Odzwierciedlają one przebieg płaszczyzn ścięć cylindrycznych, powstających w osadzie pod

wpływem obciążenia masą rozbudowujących się lądolodów. Zasadnicze znaczenie dla utworzenia struktur łuskowych w utworach sypkich, okruchowych, takich jak piaski trzeciorzędowe, miała obecność wód porowych. Gwałtowne zmiany ciśnień, związane z poddawaniem ośrodka naciskom awansujących czoł lądolodów (przetłaczanie wód porowych, przebicia hydrauliczne), sprzyjały rozwojowi warunków dylatacyjnych, powstawaniu ścięć cylindrycznych, a w rezultacie przemieszczeń pakietów osadów w formie łusek (Jaroszewski, 1991).

Przedstawiony na przekroju geologicznym A–B i syntetycznym profilu geologicznym obraz struktur glacitektonicznych należy traktować jako w znacznym stopniu uproszczony i schematyczny. Na omawianym obszarze istnieje niewątpliwie kilka nakładających się zespołów glacitektonicznych struktur seryjnych, utworzonych przez rozbudowujące się kolejne lądolody. Skomplikowane systemy wzajemnie nakładających się struktur zaburzeniowych, w mniejszej skali, obserwowano w niektórych odsłonięciach w okolicy Kornicy. Budowę strukturalną (Aleksandrowicz, Radwan, 1983), stref wychodni utworów kredowych w rejonie Kornicy przedstawiono na załączonym rysunku (fig. 1). Wyniki prac przeprowadzonych dla niniejszego opracowania potwierdzają wcześniejsze poglądy (Aleksandrowicz, Radwan, 1992; Baraniecka, 1975, Nitychoruk, 1995; Nowak, 1977; Ruszczyńska-Szenajch, 1976), według których decydującą rolę w utworzeniu wielkoskalowych, głębokich struktur glacitektonicznych należy przypisać lądolodom zlodowaceń południowopolskich. Zaburzenia glacitektoniczne w obrębie osadów zlodowaceń środkowopolskich mają znacznie mniejszy zasięg i amplitudę. Ograniczają się one głównie do utworów budujących wzgórze moreny czołowej „fazy łosickiej” zlodowacenia Warty, aczkolwiek zespół form jest bogaty i zróżnicowany. Zaburzenia pierwotnego położenia warstw osadów zlodowaceń środkowopolskich (głównie mułków zastoiskowych i glin zwałowych) stwierdzono ponadto w okolicach Sarnaków, w strefie rozległego obniżenia powytopiskowego. Mają one charakter fałdowo-łuskowy i sięgają do głębokości 30,0–40,0 m p.p.t. Z wielokrotną obecnością lądolodów związane jest zagadnienie ruchów neotektonicznych o charakterze kompensacyjnym, predysponowanych obecnością uaktywniających się starych struktur tektonicznych, np. uskoku Łosic. Na aktywność neotektoniczną u schyłku zlodowaceń oraz w interglacjalach wskazywać mogą głębokie kopalne formy dolinne w Łosicach (Albrycht, 1997), wypełnione cyklicznie akumulowanymi seriami osadów rzecznych o łącznej miąższości ponad 50,0 m, schyłku zlodowacenia Nidy i interglacjału małopolskiego, a także obecność ponad 20-metrowej miąższości gytii jeziornych interglacjału mazowieckiego w Zakrzu niedaleko Łosic. Z intensywną postglacjalną erozją wgłębną, generowaną prawdopodobnie pionowymi ruchami kompensacyjnymi po ustąpieniu ostatniego na tym obszarze lądolodu, wiązać się może odpreparowanie dolin wód roztopowych w okolicach Rozwadowa oraz Nowych Litewnik i Horoszek Dużych, a następnie, na skutek intensywnej denudacji na wysoczyznach, zapełnianie obniżeń miąższymi osadami jeziornymi interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Po ustąpieniu morza górnokredowego obszar niniejszego opracowania podlegał procesom denudacji, potęgowanymi blokowymi ruchami podłoża schyłku fazy laramijskiej. Środkowoeoceńska transgresja morska pozostawiła na tych terenach kompleks piaszczysto-mułkowych osadów z glaukonitem (tab. 2). U schyłku eocenu morze uległo znacznemu spłyceciu, a w aktywnej tektonicznie strefie pogranicza zrębu łukowskiego akumulowane były brakiczne osady facji brzegowej (okolice Kornicy). W miocenie sedimentacja ograniczała się prawdopodobnie jedynie do lokalnych zbiorników śródlądowych, gdzie tworzyły się piaszczysto-mułkowe osady z domieszką substancji biogenicznej i lokalnie pokłady węgla brunatnego (Nosów, otw. 51). Obszar objęty granicami niniejszego opracowania pozostawał prawdopodobnie poza zasięgiem rozległego dystroficznego zbiornika mioplioceniowego lub w jego brzeżnej strefie (Pracz zbiorowa, 1998). Na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu, w następstwie ruchów blokowych fazy walachijskiej, obszar został generalnie podniesiony i podlegał intensywnej erozji, która doprowadziła do prawie całkowitego usunięcia osadów neogenu i znacznej miejscami redukcji utworów paleogeńskich. Prawdopodobnie już w tym okresie utworzyła się sieć predysponowanych tektonicznie obniżzeń (np. wzdłuż uskoku Łosice), których obecność w zasadniczy sposób wpłynęła na przebieg i charakter procesów w plejstocenie. Pierwsza obecność lądolodu skandynawskiego na omawianym obszarze związana była ze zlodowaczeniem Narwi. Wtedy to prawdopodobnie zapoczątkowane zostało formowanie się pierwszych struktur glacitektonicznych w predysponowanej tektonicznie strefie uskoku Łosice. Resztki utworów morenowych tego zlodowaczenia wyróżniono w dnie depresji glacitektonicznej na obszarze sąsiedniego arkusza Łosice. Interglacjał podlaski był okresem intensywnej erozji. Osady akumulacji rzecznej tego okresu, wypełniające dobrze rozwiniętą sieć kopalnych dolin znane są z obszarów sąsiednich (Nitychoruk, 1995). U progu zlodowaceń południowopolskich, w rzeźbie powierzchni obszaru objętego granicami niniejszego opracowania wyróżniały się już formy, usytuowane poprzecznie do kierunku rozprzestrzeniania się głównych mas lodowych: obniżenie Łosice–Sarnaki, ograniczone od południowego wschodu proksymalnie nachylnym stokiem, związanym z brzeżną częścią zrębu łukowskiego. Taka sytuacja geomorfologiczna była przyczyną znacznych przyrostów miąższości mas lodowych kolejnych lądolodów przed napotkaną barierą, co sprzyjało rozwojowi głębokich deformacji glacitektonicznych. Wyciśnięte i spiętrzone w formie łusek osady na przedpolu glacitektonicznej depresji źródłowej, w następnych fazach awansów czoł lądolodów południowopolskich były ścinane egzarycyjnie. Odtwarzanie głównych elementów rzeźby przed kolejnymi nasunięciami lądolodów uwarunkowane było konserwowaniem strefy depresji glacitektonicznej, na etapie deglacjacji obszaru, martwym lodem. Na istnienie obniżenia w strefie Łosice–Sarnaki, u progu kolejnych nasunięć lądolodów wskazuje również akumulacja na tym obszarze miąższych osadów zastoiskowych, z których najlepiej wykształcony jest poziom związany z pierw-

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia					Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne				
System	Oddział	Pododdział	Piętro	Podpiętro						
ę	d	H	o	l	o	c	e	n	Torfy — $t Q_h$	Akumulacja bagienna
									Namuly torfiaste — $nr Q_h$	
z	r	o	n	t	e	c	e	n	Gytie jeziorne — $li_{gy} Q_h$	Procesy krasowe
									Kreda jeziorna — $li_{kj} Q_h$	
C	l	j	e	s	t	o	w	a	Namuly zagłębień bezodpływowych — $li_n Q_h$	Erozja, akumulacja deluwialno- rzeczna i rzeczna w facjach korytowych i powodziowych
									Piaski ze żwirami stożków napływowych — $ps_{pż} Q_h$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski i mulki, humusowe oraz namuly den dolinnych i zagłębień okresowo przepływowych — $ph Q_h$	Procesy eoliczne o niewielkiej skali
									Piaski i mulki, miejscami ze żwirami, rzeczne — $pm_f Q_h$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski eoliczne — $p^e Q$	Procesy stokowe
									Piaski eoliczne w wydmach — $p^e Q^{\text{Ⓢ}}$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski i gliny deluwialne — $pg^d Q$	Wietrzenie, procesy peryglacialne, denudacja, akumulacja rzeczna
									Piaski i mulki, miejscami ze żwirami, tarasów nadzalewowych do 2,0–3,0 m n.p. rzeki — $p^f Q_{p^4}^{B(1)}$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski ze żwirami i piaski, rzeczne — $p^f_{pż} Q_{p^4}^B$	Procesy krasowe
									Mulki jeziorne — $li_m Q_{p^4}^B$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Torfy i gytie jeziorne — $li_{tgy} Q_{p^{3-4}}$	Biogeniczna akumulacja jeziorna w licznych zbiornikach pojezierza. Rozwój sieci rzecznej. Procesy krasowe
									Piaski, mulki i gliny wytopiskowe — $pm_b Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski ze żwirami, wodnolodowcowe (górne) ($pż_3$) lub piaski ze żwirami wodnolodowcowe, nierozdzielone ($pż_2 + pż_3$) — $fg_{pż_3} Q_{p^3}^W$	Akumulacja wodnomorenowa i wodnolodowcowa o zróżnicowanym charakterze na etapie deglacjacji aeralnej
									Piaski ze żwirami tarasów kemowych — $tk_{pż} Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski ze żwirami kemów — $k_{pż} Q_{p^3}^W$	Zróżnicowana i wieloetapowa akumulacja lodowcowa, procesy gładitektoniczne, w fazie aktywnego lodu
									Mulki i piaski pyłowate kemów — $mp_{py} Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski, mulki i żwiry moren martwego lodu — $gm_{pm} Q_{p^3}^W$	Akumulacja wodnolodowcowa o charakterze interfazowym
									Piaski i żwiry moren czołowych — $gc_{pż} Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski, żwiry i gliny moren spiętrzonych — $gw_{pż} Q_{p^3}^W$	Akumulacja lodowcowa pierwszej fazy nasunięcia, egzaracja, lokalne procesy gładitektoniczne
									Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — $gs_{pż} Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski i żwiry lodowcowe — $g_{pż} Q_{p^3}^W$	Lokalna akumulacja wodnolodowcowa przed czołem transgredującego łądolodu pierwszej fazy
									Gliny zwałowe (górne) (gzw_2) lub gliny zwałowe nierozdzielone ($gzw_1 + gzw_2$) — $g_{gzw_2} Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (środkowe) — $fg_{pż_2} Q_{p^3}^W$	Akumulacja zastoiskowa, głównie w strefie obniżenia Łosice – Sarnaki i doliny Tocznej
									Gliny zwałowe (dolne) — $g_{gzw_1} Q_{p^3}^W$	
P	l	j	e	s	t	o	w	a	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{pż_1} Q_{p^3}^W$	
									Mulki i piaski zastoiskowe — $mp_b Q_{p^3}^W$	

C	z	w	a	j	e	r	s	t	o	o	p	o	p	o	l	s	k	i	e	z	e	n	ę	d	Zlodowacenia środkowopolskie	Interglacjał lubelski	Piaski rzeczne — $f_p Q_p^L$	Lokalna akumulacja rzeczna o charakterze roztokowym	
																										Zlodowacenie Odry	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $fg_{p2} Q_p^O$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^O$ Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{p1} Q_p^O$ Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_p^O$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa, egzaracja, lokalne procesy glacitektoniczne Lokalna akumulacja lodowcowa przed czołem transgredującego lądolodu Akumulacja zastoiskowa, intensywna w strefie obniżenia Łosice-Sarnaki oraz w dolinie Tocznaj	
																										Interglacjał wielki	Piaski rzeczne — $f_p Q_{p2-3}$	Erozja, akumulacja rzeczna w obrębie dolin, potęgowana aktywnością neotektoniczną	
																										Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgr)	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{p2} Q_p^G$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^G$ Iły i mułki zastoiskowe — $b_{im} Q_p^G$	Erozja i lokalna akumulacja rzeczna (początek formowania się sieci rzecznej) Akumulacja lodowcowa procesy glacitektoniczne Lokalna akumulacja zastoiskowa w niewielkich zbiornikach	
																											Piaski rzeczno-peryglacialne — $f-pg_p Q_p^G$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^G$ Mułki i ropy zastoiskowe — $b_{mi} Q_p^G$		
																										Interglacjał ferdynandowski	Piaski rzeczne — $f_p Q_p^F$ Mułki jeziorne — $li_m Q_p^F$	Wietrzenie, erozja, lokalna akumulacja jeziorna i rzeczna w niewielkich zbiornikach	
																										Zlodowacenie Sanu 1	Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^S$ Iły i mułki zastoiskowe — $b_{im} Q_p^S$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa Zaburzenia glacitektoniczne (tworzenie seryjnych struktur łuskowo-wałdowych)	
																											Stadiał górný		Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{p2} Q_p^{S3}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^{S3}$
																											Inter staadiał		Mułki i piaski rzeczno-peryglacialne i rzeczne — $f-pg_{mp} Q_p^{S1-3}$
																											Stadiał dolny		Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{p2} Q_p^{S1}$ Iły i gliny lodowcowo-jeziorne — $g-li_{ig} Q_p^{S1}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^{S1}$ Mułki i ropy zastoiskowe — $b_{mi} Q_p^{S1}$
																											Interglacjał małopolski		
																										Zlodowacenie Nidy	Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^N$ Iły i mułki zastoiskowe — $b_{im} Q_p^N$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas recesji lądolodu Akumulacja lodowcowa	
																											Stadiał górný	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{p2} Q_p^{N3}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^{N3}$ Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_p^{N3}$ Piaski i mułki rzeczno-peryglacialne — $f-pg_{pm} Q_p^{N3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa Procesy glacitektoniczne (formowanie się seryjnych struktur łuskowo-wałdowych) i egzaracyjne Akumulacja w zastoiskowa Akumulacja rzeczno-rozlewiskowa w strefie peryglacialnej

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Nidy	Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^{N1}$ Mułki piaszczyste i ility, miejscami ze żwirami i wkładkami glin spływowych, zastoiskowe — $mpi Q_p^{N1}$	Akumulacja lodowcowa Procesy glacitektoniczne i egzarycyjne Intensywna akumulacja zastoiskowa w obniżeniu Łosice – Sarnaki
					Kry i porwaki osadów kredowych w utworach czwartorzędowych — $Cr Q$	
Trzeciorzęd	Neogen	Miocen			Piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnego — $pm M$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych Regresja morska. Akumulacja brakiczna Akumulacja morska Transgresja morska
		Eocen + Oligocen			Piaski, miejscami mułki — $p E + Ol$	
	Paleogen	Eocen			Piaski i mułki, miejscami ility, glaukonitowe — $pmGk E$	Akumulacja w lagunach i zbiornikach śródlądowych
Kreda	Kreda górną		Mastrycht		Kreda piszcząca, lokalnie z wkładkami margli — $kp Cr_m$	Pełnomorska sedimentacja biogeniczna
			Kampan+ +mastrycht		Kreda piszcząca — $kp Cr_{cp+m}$	
			Santon+ +kampan+ +mastrycht		Kreda piszcząca — $kp Cr_{st+cp+m}$	

szym epizodem glacialnym zlodowacenia Nidy. Osady morenowe wypełniające depresję glacitektoniczną, dokumentują objęcie obszaru przez łądolody zlodowacenia Nidy i Sanu 1 (po dwa nasunięcia stadialne) oraz zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). Najsilniej zaangażowane glacitektonicznie są utwory zlodowaceń Sanu 1 i Nidy, co wskazuje na główną rolę łądolodów tych jednostek stratygraficznych (być może także łądolodu Sanu 2 (Wilgi), w uformowaniu wielkoskalowych, głębokich, nakładających się na siebie seryjnych struktur glacitektonicznych. Okresy interglacjalów w obrębie zlodowaceń południowopolskich na opisywanym obszarze zaznaczyły się przede wszystkim procesami denudacji, a złożone osady mają niewielkie miąższości (np. osady interglacjalu ferdynandowskiego w Kolonii Płosków, do 5,0 m miąższości). Natomiast w niedalekich Łosicach, u schyłku zlodowacenia Nidy i w interglacjale małopolskim utworzyła się głęboka dolina (o nierozpoznanym bliżej przebiegu), wypełniona osadami akumulacji rzecznej o miąższości do 70,0 m. U schyłku zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) na przedpolu strefy spiętrzeń glacitektonicznych na południe od Starej Kornicy uformowała się dolina rzeczna, w której akumulowane były początkowo osady rzeczno-teryglacjalne, w okresie interglacjalu mazowieckiego — rzeczne, o łącznej miąższości ponad 20,0 m. Na północ od Łosic, w obniżeniu o genezie glacitektoniczno-wytopiskowej, w okresie interglacjalu mazowieckiego funkcjonował rozległy, głęboki zbiornik jeziorny, w którym akumulowana była ponad 20-metrowej miąższości seria gytii (Albrycht, 1997). W strefie wychodni łusek kredowych w okolicy Starej Kornicy rozwijały się zjawiska krasowe. Na przełomie interglacjalu mazowieckiego i zlodowacenia Odry, w wyniku ochłodzenia klimatu: zaniku szaty leśnej oraz być może aktywności neotektonicznej, nastąpiło ożywienie procesów erozji, szczególnie silnie zaznaczających się w strefie dzisiejszej doliny Tocznej, gdzie doprowadziły miejscami do całkowitego usunięcia osadów jeziornych. Transgresję łądolodu zlo-

wacenia Odry poprzedziła akumulacja zastoiskowa, szczególnie intensywna na obszarze depresji glacitektonicznej (np. okolice Woźników, Sarnaków), gdzie miąższości utworów zastoiskowych osiągają 20,0–30,0 m. Utwory zastoiskowe w rejonie Sarnaków zostały następnie glacitektonicznie zaburzone. Łądolód zlodowacenia Odry pozostawił na omawianym obszarze poziom glin zwałowych o miąższości 5,0–15,0 m. W okresie interglacjału lubelskiego większa część obszaru arkusza (szczególnie strefa spiętrzeń glacitektonicznych) podlegała procesom denudacji. W strefie odmłodzonej doliny Tocznej oraz miejscami w okolicach Sarnaków i Kolonii Płosków akumulowane były osady rzeczne. Nie doszło jednak do wykształcenia się dojrzałej sieci dolin. Cechy i formy występowania osadów tego okresu wskazują na dość intensywną akumulację o charakterze roztokowym, przechodzącą ku górze w glacigeniczną sedymentację, związaną z następnym zlodowaceniem.

Ostateczne ukształtowanie głównych elementów rzeźby obszaru objętego granicami arkusza Sarnaki nastąpiło w okresie, ostatniego na tym terenie, zlodowacenia Warty. Nasunięcie łądolodu stadiału maksymalnego (dawniej stadiał mazowiecko-podlaski), miało charakter dwufazowy. W pierwszej maksymalnej fazie łądolód przekroczył barierę spiętrzonych glacitektonicznie osadów na linii Zienie–Kornica, pokonując ją szeregiem zindywidualizowanych lateralnie „pakietów”, których miąższość i dynamika uwarunkowana była zróżnicowaną rzeźbą podłoża. Maksymalny zasięg czoła łądolodu tej fazy wyznaczają słabo wykształcone formy marginalne, usytuowane 5,0–10,0 km na południe od granic obszaru niniejszego opracowania. W strefie przełamywania się mas lodowych przez strefę wychodni osadów kredowych powstawały systemy poprzecznych szczelin, w które wciśkany był materiał z podłoża, natomiast wzdłuż powierzchni obocznego kontaktu „pakietów lodowych” o różnej dynamice rozwijały się szczeliny podłużne, których przebieg odzwierciedlają ozopodobne formy szczelinowe w okolicy Dubicz, Starej Kornicy, Wyrzyków i Ław. Po krótkotrwałym uwolnieniu obszaru spod czaszy lodowej i akumulacji utworów wodnolodowcowych, na ogół o niewielkich miąższościach, nastąpił ponowny awans czoła łądolodu drugiej fazy („fazy łosickiej”), do linii przebiegającej od okolic Łosic poprzez Chotycze, Wyrzyki, Nowe Szpaki, Nowe Litewniki i okolice Hołowczyc po dolinę Bugu. Aktywne czoło łądolodu, spiętrzając się na proksymalnie nachylonej powierzchni podłoża, powodowało glacitektoniczne zaburzenie złożonych wcześniej osadów oraz materiału ablacyjnego, doprowadzając do uformowania okazałych wzgórz moren czołowych. Być może już w fazie aktywnego lodu zaczęły formować się subglacjalne przepływy w strefie doliny Tocznej oraz w okolicy Sarnaków, Rozwadowa i Nowych Litewnik–Horoszek. Podczas ostatecznej deglacjacji obszaru, dolina Tocznej funkcjonowała jako główna droga odpływu wód roztopowych, kierujących się na południe do zlewni Krzny (Albrycht, 1997). W północnym odcinku (okolice Pucyc i Czuchowa), okresowo konserwowana była martwym lodem, co było przyczyną intensywnej akumulacji utworów tarasów kemowych na obrzeżach doliny. Inne doliny odpływu wód roztopowych, o mniejszych rozmiarach, odprowadzały wody od rozległego obniżenia

wytopiskowego w okolicy Sarnaków i Rozwadowa, ku południowemu wschodowi poprzez okolice Nowych Litewnik–Horoszek. Na przedpolu moren czołowych akumulowane były piaszczysto-żwirowe osady stożków sandrowych. Agresywne chemicznie wody roztopowe powodowały rozwój procesów krasu powierzchniowego na wychodniach kredy piszącej, inicjując powstawanie zgodnych z biegiem tych wychodni dolinek. Ze schyłkową formą zlodowacenia Warty związany jest prawdopodobnie proces rozcinania utworów wodnolodowcowych, szczególnie w strefie dolin roztopowych, uaktywniony dzięki deglacjacji doliny Bugu, stanowiącej względnie nisko położoną bazę erozyjną.

W interglacjale eemskim, w licznych polodowcowych zbiornikach jeziornych, o różnej genezie i rozmiarach, grupujących się głównie we wschodniej części omawianego obszaru, trwała akumulacja utworów organogenicznych, kontynuowana w początkach okresu zlodowaceń północnopolskich. Ochłodzenie klimatu i zanik zwartej szaty leśnej, związany z obejmowaniem obszaru strefą peryglacjalną podczas stadialnych nasunięć lądolodów północnopolskich, spowodowały ożywienie procesów wietrzeniowych i stokowych, a w następstwie akumulację serii mułków jeziornych o miąższościach przekraczających miejscami 15,0 m. W dolinie Tocznej akumulowane były piaski tarasów nadzalewowych. Procesy erozji, trwające od schyłku zlodowacenia Warty doprowadziły do utworzenia się sieci dolin i parowów, rozcinających powierzchnię wysoczyzny. W strefie wychodni kredy piszącej w dalszym ciągu rozwijały się procesy krasowe. Holocen początkowo był okresem tworzenia się osadów organogenicznych w dolinach i obniżeniach, przy stabilizacji osadów na wysoczyznach i stokach przez zwartą szatę leśną. Uaktywnienie procesów erozyjnych, prowadzących do pogłębienia niektórych dolin, a także lokalnej akumulacji osadów deluwialno-rzecznych związane jest ze zniszczeniem zwartej szaty roślinnej w wyniku prowadzonej od czasów historycznych gospodarki rolnej.

IV. PODSUMOWANIE

Prace geologiczno-zdjęciowe, przeprowadzone w latach 1996–1999 na obszarze objętym arkuszem Sarnaki Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz wyniki badań pomocniczych, wykonanych dla jego opracowania, wniosły szereg nowych danych do poznania budowy geologicznej tego obszaru.

Do najważniejszych rezultatów tych prac należą:

- przedstawienie nowego ujęcia kartograficznego przypowierzchniowej budowy geologicznej, opartego na wynikach szczegółowych prac terenowych oraz badań laboratoryjnych,
- nowe ustalenia w zakresie stratygrafii osadów trzecio- i czwartorzędowych, oparte na analizie materiałów wiertniczych, w tym stwierdzenie dwudzielności osadów lodowcowych maksymalnego (mazowiecko-podlaskiego) stadia zlodowacenia Warty,

— rozpoznanie charakteru i zasięgu deformacji glacitektonicznych (rozszerzenie zasięgu strefy o budowie łuskowej na dalekie przedpole wychodni utworów kredy) oraz określenie ich wieku,
— przedstawienie genezy i budowy form rzeźby terenu na tle historii geologicznej obszaru,
— uzyskanie dokumentacji paleontologicznej dla osadów podłoża czwartorzędu, przedstawienie ich budowy strukturalnej oraz rzeźby ich powierzchni,
— odkrycie i paleontologiczne udokumentowanie nowych stanowisk interglacjału eemskiego.
Do zagadnień nierozwiązanych bądź wymagających bardziej szczegółowego wyjaśnienia należą przede wszystkim:

— problem występowania osadów zlodowacenia Narwi i interglacjału podlaskiego, ewentualnie utworów preglacjalnych, wobec ich nieobecności na niedalekich obszarach (około 20–30 km na zachód).

— bardziej jednoznaczne określenie wieku czwartorzędowych serii piaszczystych na południe od Kornicy, występujących na osadach trzeciorzędu oraz piaszczysto-żwirowych osadów usytuowanych na wysokości 50,0–110,0 m n.p.m. w profilach w Platerowie (otw. 13 i 15) i Woźnikach (otw. 29).

Opracowano
w Przedsiębiorstwie Geologicznym
POLGEOL SA w Warszawie
Zakład w Lublinie

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego

Lublin, 2001 r.

LITERATURA

- Albrycht A., 1991 — Projekt badań geologicznych dla wykonania arkuszy Łosice i Sarnaki Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Albrycht A., 1997 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łosice wraz z objaśnieniami. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Albrycht A., Bińka K., Brzezina R., Dyjor K., Nitychoruk J., Pawłowska I., 1997 — Uwagi o nowych stanowiskach interglacjalnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia. *Prz. Geol.*, **45**, 6.
- Aleksandrowicz S. W., Radwan D., 1983 — Glacitektoniczna struktura kredy piszącej w Kornicy na Podlasiu. Mat. Konf. IV. Glacitektonics Symposium. Zielona Góra.
- Aleksandrowicz S. W., Radwan D., 1992 — Stratygrafia i deformacje glacitektoniczne kredy piszącej w Kornicy na Podlasiu. *Prz. Geol.*, **40**, 5.
- Aleksandrowicz S. W., Ślusarczyk D., 1963 — O występowaniu utworów trzeciorzędowych pod kredą piszącą w Kornicy koło Białej Podlaskiej. *Prz. Geol.*, **11**, 1.

- Ba ł u k A . , 1995 — The Warta Cold Unit — a part of the Middle Polish Glaciation in the Narew river Basin (NE Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 68.
- Baraniecka M. D . , 1975 — Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizy Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 322.
- Baraniecka M. D . , 1993 — Problem of the Lublin Interglacial and stratigraphical subdivision of the Middle Polish Glaciations. *Kwart. Geol.*, 37, 4.
- Bińka K . , 1998 — Opracowanie palinologiczne prób organogenicznych z południowego Podlasia. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bińka K . , 1999 — Analiza pyłkowa prób organogenicznych z rejonu Podlasia. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bitner K . , 1954 — Charakterystyka paleobotaniczna utworów interglacjalnych w Horoszkach koło Mielnika na Podlasiu. *Biul. Inst. Geol.*, 69.
- Doktor S . , Graniczny M . , Kucharski R . , 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DyJOR K . , Brzezina R . , 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Swory wraz z objaśnieniami. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Falkowski E. i in . , 1988 — Morfogenezę sieci rzecznej obszaru woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. *Prz. Geol.*, 36, 11
- Gaździcka E . , 1999 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego dla arkusza Sarnaki Szczegółowej mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Giedroyc A . , 1886 — Sprawozdanie z poszukiwań geologicznych dokonanych w Guberni Grodzieńskiej i przyległych jej powiatach Królestwa Polskiego i Litwy w 1878 r. *Pam. Fizjogr.*, 6.
- Granoszewski W . , 1998 — Kopalne osady jeziorne w Horoszkach Dużych na Podlasiu w świetle badań paleobotanicznych. Mat. V Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Iznota, wrzesień 1998.
- Janczyk-Kopikowa Z . , Mojski J.E . , Rzechowski J . , 1980 — Stratygrafia i zasięgi osadów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu między Wisłą a Bugiem. W: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce południowo-wschodniej. Przew. Sem. Ter. UMCS Lublin.
- Jaroszewski W . , 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictektonicznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 61, 3–4.
- Jeleński O . , 1999 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Sarnaki. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J . , 1933 — Tarasy dolnego Bugu. *Prz. Geogr.*, 13.
- Kondracki J . , 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk., PWN, Warszawa.
- Kosmowska-Ceranowicz B . , 1976 — Przedplejstocenijskie osady okrukowe między Łosicami a Kornicą na Podlasiu. *Pr. Muzeum Ziemi* 24, Warszawa.
- Kosmowska-Ceranowicz B . , 1978 — Znaczenie kryteriów petrograficznych dla korelacji trzeciorzędowych osadów okrukowych. *Prz. Geol.*, 26, 1.
- Krupiński K. M . , Marks L . , 1993 — Pozycja stratygraficzna i paleogeografia zlodowacenia Warty w północno-wschodniej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.

- Kubiccki S., Ryka W., 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kusiak J., 1999 — Wyniki oznaczeń wieku osadów wykonanych metodą termoluminescencyjną (TL) dla arkusza Sarnaki Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Nauk.*, nr 31, Warszawa.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985 — Zasięg i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą a Bugiem. *Prz. Geol.*, **33**, 2.
- Lindner L., Marciniak B., 1997 — Środkowopolejsko-jeziorna kopalna na tle stratygrafii czwartorzędu w rejonie Janowa Podlaskiego. *Prz. Geol.*, **45**, 5.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965 — Czwartorzęd. 12. W: Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne 1:300 000. Inst. Geol., Warszawa
- Mojski J. E. i in., 1972 — Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski. **2**. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Nitychoruk J., 1995 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzecki Tow. Przyj. Nauk. Międzyrzec Podlaski*.
- Nowak J., 1969 — Rzeźba podłoża i stratygrafia osadów czwartorzędowych Wysoczyzny Siedleckiej i obszarów sąsiednich. *Kwart. Geol.*, **13**, 2.
- Nowak J., 1970 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Siedlce, wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1971 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Siedlce. Wyd. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1972 — Czwartorzęd i jego podłoże w południowo-wschodniej części Niziny Podlaskiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Nowak J., 1977 — Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych, zależnych od podłoża (okolice Łosic na Podlasiu). *Stud. Geol. Pol.*, **52**.
- Odrzywolska-Bieńkowska E. i in., 1970 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzędowego Europy. *Prz. Geol.*, **18**, 9.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Nizy Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11.
- Pożaryski W., 1974 — Struktury epok tektonicznych, bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej, obszar wyniesiony platformy wschodnioeuropejskiej, część środkowa. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika, 1. Niz Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Praca zbiorowa (red. Areń B.), 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Inst. Geol., Warszawa.
- Praca zbiorowa, 1995 — Stratygrafia plejstocenu Polski. Mat. II Konf. Grabanów 18–20 września 1995 r.
- Praca zbiorowa (red. Ważyńska H.), 1998 — Palynology and paleogeography of the neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.* CLX. Warszawa.
- Radwański A., 1973 — Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **23**, 2.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej pd.-wsch. Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Polon.* 50.
- Rühle E., 1970 — Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. *Acta Geogr. Lodz.*, **24**.

- Rühle E., Zwierz S., 1961 — Przekrój geologiczny doliny Bugu na Podlasiu w okolicy Mielnika. *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- Samsonowicz J., 1917 — Kilka słów o dyluwium powiatu sokołowskiego. *Spr. Tow. Nauk.*, 10, Warszawa.
- Siemiradzki J., 1906 — Die obere Kreide in Polen. *Reichsanstalt*, 2, Wien.
- Siemiradzki J., 1909 — *Geologia Ziemi Polskich*, 2, Lwów.
- Terpiłowski S., 1993 — Mechanizm kształtowania strefy marginalnej lądolodu warciańskiego w okolicy Biard k. Łukowa. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Twarogowski J., Petecki Z., 1998 — Analiza półszczytowego zdjęcia grawimetrycznego dla tematu Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sarnaki. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Wyrwicka K., Gajewski Z., 1963 — Kreda pisząca okolic Sewerynowa i Bachorzy koło Kornicy. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Zaborski B., 1927 — Studia nad dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, 7.
- Ziemińska-Tworzydło M., 1999 — Ekspertyza palinologiczna próbek z arkusza Sarnaki. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Zwierz S., 1949 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Biała Podlaska, wyd. A. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Zwierz S., 1954 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Biała Podlaska, wyd. B. *Inst. Geol. Warszawa.*
- Żelichowski A. M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263.
- Żelichowski A. M., 1979 — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, 23, 2.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sarnaki (531)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe akumulacyjne
- Moreny czołowe spiętrzone
- Niecki wytopiskowe

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Doliny wód roztopowych
- Równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

- Dolinki denudacyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy krasowe

- Zagłębienia o genezie krasowej

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

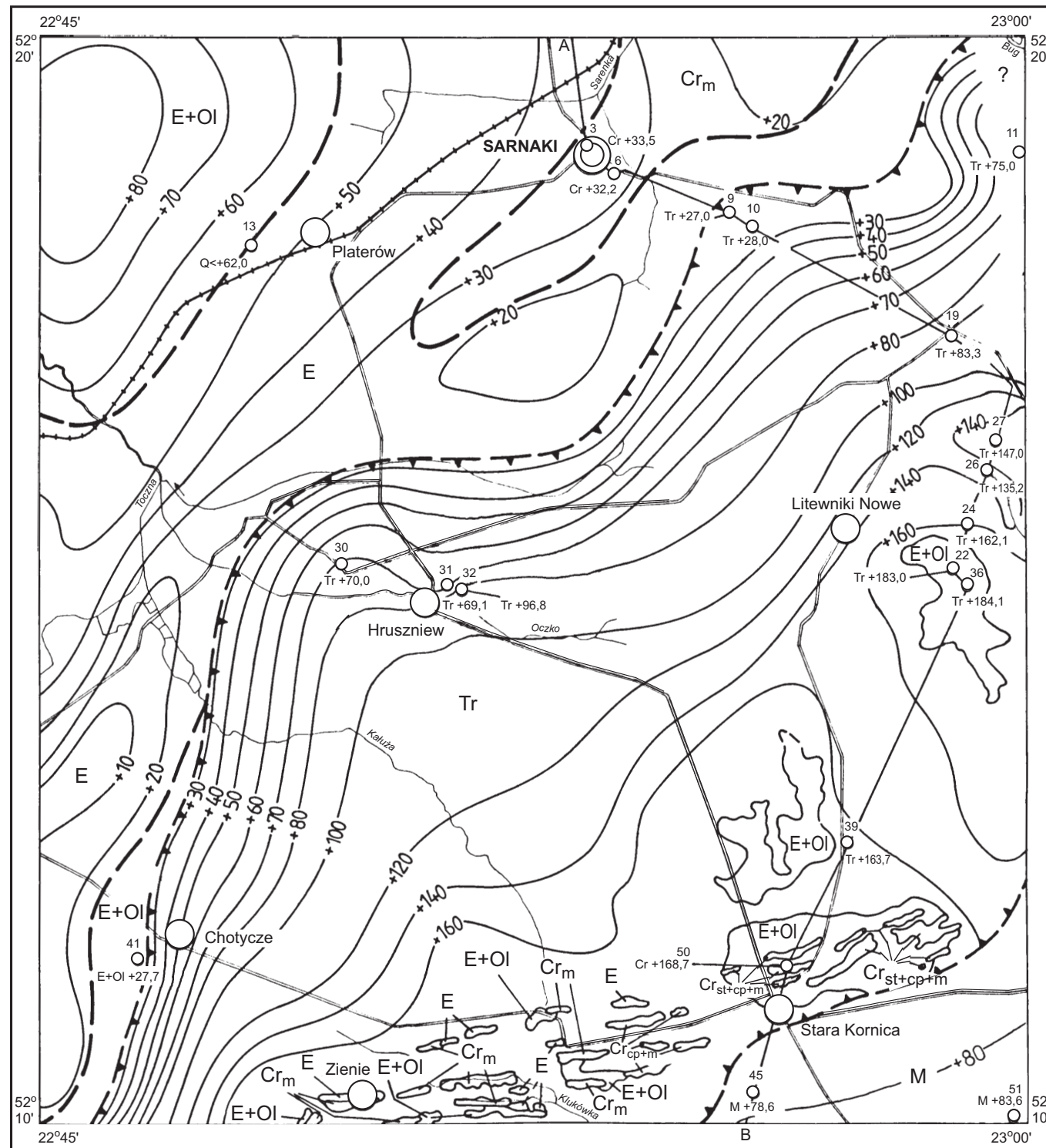
- Kamieniołomy (K), żwirownie (Ż) i piaskownie (P)
- Dna stawów
- Grodziska

Opracował: A. ALBRYCHT

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sarnaki (531)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | | |
|-------------|-------------|---|---|--------------------------|
| TRZECIORZĘD | NEOGEN | Tr | Piaski i mułki | MIOCEN |
| | | M | Piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnego | |
| | PALEOGEN | E+OI | Piaski, miejscami mułki | EOCEN+ OLIGOCEN |
| E | | Piaski i mułki, miejscami ility, glaukonitowe | EOCEN | |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr _m | Kreda pisząca, lokalnie z wkładkami margli | MASTRYCHT |
| | | Cr _{cp+m} | Kreda pisząca | MASTRYCHT+ KAMPAN |
| | | Cr _{st+cp+m} | Kreda pisząca | MASTRYCHT+ KAMPAN+SANTON |
- +80— Izohipsy powierzchni podczwartorzędowej w m n.p.m.
- — — Granice geologiczne
- ⊥ ⊥ ⊥ Granice strefy o budowie łuskowej
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, Tr — trzeciorzęd, E+OI — eocen + oligocen, M — miocen, Cr — kreda; liczba — wysokość stropu osadów starszych od czwartorzędz lub rzędną zakończenia otworu w utworach czwartorzędowych w m n.p.m.)
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: A. ALBRYCHT



PROFILE GEOLOGICZNE STANOWISK OSADÓW INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO I ZŁODOWACENIA WISŁY

