



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

DARIUSZ WIECZOREK

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu karpackiego — A. WÓJCIK

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Leżajsk (956)
(z 4 fig., 2 tab. i 5 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2006

Autor: Dariusz WIECZOREK
Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach
ul. Żołnierzy Radzieckich 21, 25-214 Kielce

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS
Państwowy Instytut Geologiczny
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Akceptował do udostępniania
p. o. Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Tadeusz PERYT

ISBN 83-7372-915-1

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2006

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	15
A. Stratygrafia.	15
1. Proterozoik – kambr	15
a. Neoproterozoik – kambr dolny	15
2. Neogen	17
a. Miocen	17
Miocen środkowy	17
Baden.	17
Sarmat	20
3. Czwartorzęd	23
a. Plejstocen	23
Plejstocen dolny + zlodowacenia najstarsze.	25
Zlodowacenia południowopolskie.	29
Zlodowacenie Nidy + interglacjał małopolski.	29
Zlodowacenie Sanu 1	29
Stadiał dolny	29
Interstadiał	34
Stadiał górny	36
Interglacjał wielki	46
Zlodowacenia środkowopolskie	46
Interglacjał eemski.	49
Zlodowacenia północnopolskie	50
b. Czwartorzęd nierozdzielony	57
c. Holocen	59

B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	63
C. Rozwój budowy geologicznej	70
IV. Podsumowanie	81
L i t e r a t u r a	83

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica III — Przekrój geologiczny G–H. Rejon Grodziska, Giedlarowej i Leżajska

Tablica IV — Przekrój geologiczny C–D. Rejon Brzozy Królewskiej i PGR Jelna

Tablica V — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

I. WSTĘP

Obszar arkusza Leżajsk (956) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, o powierzchni 330 km², jest położony w centralnej części zapadliska przedkarpackiego. Ograniczają go następujące współrzędne: 50°10'–50°20' szerokości geograficznej północnej i 22°15'–22°30' długości geograficznej wschodniej. Według podziału fizycznogeograficznego Kondrackiego (2000) znajduje się on w południowej części makroregionu Kotliny Sandomierskiej, w przeważającej części w obrębie mezoregionu Płaskowyż Kolbuszowski (południowo-zachodnia, zachodnia i południowa część badanego terenu), w mniejszym stopniu zaś mezoregionów: Dolina Dolnego Sanu i Równina Tarnobrzeska (północno-wschodnia i północna część badanego terenu). Administracyjnie obszar arkusza Leżajsk wchodzi w skład województwa podkarpackiego i znajduje się w obrębie gmin: Grodzisko Dolne, Kuryłówka, Leżajsk, Nowa Sarzyna (powiat Leżajsk), Rakszawa i Żołynia (powiat Łańcut) oraz, w minimalnym stopniu, Sokołów Małopolski (powiat Rzeszów) i Krzeszów (powiat Nisko). Największą miejscowością badanego obszaru jest Leżajsk, liczący około 16 tysięcy mieszkańców, z dobrze rozwiniętym przemysłem spożywczym („Hortex”, browar), tytoniowym i maszynowym („Instal”). Sieć osadniczą na tym terenie tworzą głównie duże wioski, nierzadko z kilkoma tysiącami mieszkańców.

Obszar arkusza ma charakter rolniczy, choć duże znaczenie ma tu także gospodarka leśna. Lasy o bukowym i sosnowym drzewostanie to fragment dawnych kompleksów Puszczy Sandomierskiej. Zbiorowiska leśne i polne położone na zachód od Brzozy Królewskiej i Leżajska wchodzi w skład Brzóznińskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu. Lasy rozciągające się na południe od Grodziska Górnego i Wólki Grodzkiej tworzą Zmysłowski Obszar Chronionego Krajobrazu, zaś tereny polne i leśne położone na wschód od Kuryłówki i Kulna stanowią Kuryłowski Obszar Chronionego Krajobrazu. Na terenie arkusza znajdują się ponadto rezerwaty: „Kołacznia” (od 1957 r.; 0,1 ha), w którym ochronie podlega zwarta kępa azalii pontyjskiej (różanecznika żółtego) rosnąca na wydmie w rejonie przysiółka Kołacznia, „Las Klasztorny” (od 1953 r.; 39,5 ha), ochraniający zwartą grupę drzewostanu mieszanego, położony na północny zachód od Leżajska, przy drodze do Niska, oraz „Suchy Łuk” (od 1990 r.; 10,0 ha), gdzie chronione jest torfowisko wysokie i bór bagienny.

W granicach obszaru arkusza Leżajsk rozpoznano złoża: gazu ziemnego (Sarżyna, Brzóza Królewska, Żołyńia–Leżajsk i Kuryłówka), piasków kwarcowych (Brzóza Stadnicka, Giedlarowa, Leżajsk, Przychojec) i kruszywa naturalnego (Julin–Wydrze).

Arkusze Leżajsk zrealizowano na podstawie „Projektu badań geologicznych” (Kurkowski, Popielski, 1994), zatwierdzonego przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją numer KOK/3/95 z dnia 31.08.1995 r. Realizację tematu rozpoczęto w czwartym kwartale 1995 r., a zakończono w trzecim kwartale 2000 r. Kartowanie geologiczne wykonali: Z. Sokolińska, K. Nowak i D. Wieczorek z Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach. W pracach terenowych uczestniczyli ponadto: M. Barański, A. Gajos, W. Paluch, A. Stoiński i W. Tokar. Opracowanie autorskie wykonał D. Wieczorek. Część problemów dyskutowana była i opracowana została z udziałem P. Cieplińskiego z firmy „Carpatia Hydro-Eko” w Strzyżowie. Prace kreślarskie wykonały K. Bednarz i B. Prażak.

Zakres prac terenowych dla geologicznego rozpoznania obszaru omawianego arkusza obejmował wykonanie marszrut obserwacyjnych, średnio 4–5 km/km², uzupełnionych 1850 sondami ręcznymi (łącznie metraż około 3700 m) oraz 61 sondami mechanicznymi o głębokości 3,0–17,0 m (łącznie metraż 463,1 m) (tab. 1). W celu pełnego udokumentowania osadów czwartorzędowych i ich podłoża wykonano cztery pełnordzeniowe otwory badawcze (kartograficzne): Żołyńia Górna-1 (otw. 146 — głębokość 34,5 m), Biedaczów-2 (otw. 125 — głębokość 17,5 m), Leżajsk-3 (otw. 105 — głębokość 36,5 m) i Kuryłówka-4 (otw. 52 — głębokość 23,0 m). Z otworów kartograficznych oraz odkrywek pobrano 56 próbek do badań litologiczno-petrograficznych, które zostały wykonane w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Kielcach (Bugajska, 2000). Analizy palinologiczne 12 próbek uzyskanych z dwóch otworów kartograficznych przeprowadzono w Zakładzie Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie (Pidek, 1998). W tym samym zakładzie, w Laboratorium TL, wykonano badania wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną (TL) 14 próbek pobranych z otworów kartograficznych (Kusiak, 1998a, b). Z uwagi na fakt, iż wyniki datowań TL w wielu przypadkach odbiegają swoją wielkością od ram czasowych przyjmowanych dla zjawisk i procesów zachodzących w plejstocenie (Lindner, 1992; Lindner i in., 1998; Mojski, 1991, 1993), jak również od wyników uzyskiwanych wcześniej w tej części Kotliny Sandomierskiej (Butrym i in., 1988; Wojtanowicz, 1985), nie były one decydującym kryterium stanowiącym o wieku rozpatrywanych osadów. Autor zdecydował podać otrzymane dane, aby je upowszechnić, a tym samym umożliwić dyskusję nad tą metodą badań wieku bezwzględnego (por.: Laskowska-Wysoczańska, Wysoczański-Minkowicz, 1992; Maruszczak, 1985; Maruszczak i in., 1992).

Budowę geologiczną utworów czwartorzędowych opracowano na podstawie wyników prac własnych oraz analizy materiałów archiwalnych (dokumentacje: surowcowe, hydrogeologiczne, geologiczno-inżynierskie i geofizyczne). Zebrano profile: 339 otworów hydrogeologicznych, 166 otwo-

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Rodzaj punktu*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	na mapie dokumentacyjnej i w notatniku terenowym					
1	N 475**	sr	Baranówka	165,7	6,5	badanie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
2	N 476**	od	Stare Miasto	168,0	5,0	badanie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
3	N 477**	sr	Kulno	168,5	4,5	badania palinologiczne, przekrój geologiczny A–B
4	K 9 81A (ark. 1.2)	od	Judaszówka–Hucisko	195,0	4,1	badania litologiczno-petrograficzne, piaskownia
5	K 10 SG-23	sm	Jelna	202,1	7,5	przekrój geologiczny C–D
6	N 478**	sr	Jelna	168,5	6,0	badania palinologiczne, badanie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
7	K 13 SG-13	sm	Leżajsk–Stare Miasto	167,5	17,0	przekrój geologiczny A–B
8	N 479**	od	Kuryłówka	168,0	6,0	badanie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
9	N 480**	od	Tarnawiec	168,0	7,0	badanie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
10	N 481**	od	Hucisko	215,0	7,0	badania litologiczne, badanie wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną (TL), glinianka
11	K 19 SG-32	sm	Brzoza Królewska	211,5	4,5	przekrój geologiczny C–D
12	K 20 SG-10	sm	Leżajsk	201,3	17,0	przekrój geologiczny A–B
13	N 481.1**	od	Brzoza Królewska	215,5	3,5	badania petrograficzne (dokumentacja serii żwirów preglacjalnych), żwirownia
14	K 26 + K 27 35–38 (ark. 2.2) + SG-33	od + sm	Brzoza Królewska	213,5	6,8	badania litologiczno-petrograficzne (dokumentacja osadów preglacjalnych), żwirownia
15	K 30 SG-6	sm	Wilkowyja	215,0	17,0	przekrój geologiczny A–B, przekrój geologiczny M–N
16	K 31 SG-7	sm	Giedlarowa–Wilkowyja	212,0	17,0	przekrój geologiczny A–B
17	K 32 SG-8	sm	Leżajsk	224,0	10,7	przekrój geologiczny A–B
18	N 482**	od	Giedlarowa	208,0	8,0	badania litologiczno-petrograficzne, badanie wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną (TL)
19	N 483**	od	Giedlarowa	206,0	8,0	stanowisko występowania gleb kopalnych, badania litologiczno-petrograficzne, przekrój geologiczny G–H
20	K 37 SG-39	sm	Leżajsk	209,4	8,0	przekrój geologiczny G–H
21	K 38 SG-38	sm	Wierzawice	187,8	6,0	dokumentacja osadów tarasu kemowego
22	K 40 SG-41	sm	Wyrzecz	211,5	3,0	żwirownia, przekrój geologiczny I–J
23	K 42 SG-44	sm	Brzoza Królewska	210,7	3,0	żwirownia, przekrój geologiczny K–L
24	K 45 SG-4	sm	Giedlarowa	218,7	17,0	przekrój geologiczny A–B
25	K 46 SG-5	sm	Giedlarowa-Dworczyzna	213,0	16,5	przekrój geologiczny A–B
26	K 56 SG-2	sm	Żołynia Górna–Bikówka	247,0	17,0	przekrój geologiczny A–B
27	K 58 SG-3	sm	Biedaczów	228,9	16,5	przekrój geologiczny A–B
28	K 66 34B (ark. 4.4)	od	Grodzisko Dolne	210,0	7,0	badania litologiczne, piaskownia

*sm — sonda mechaniczna, sr — sonda ręczna, od — odsłonięcie; ** — dane archiwalne

rów surowcowych, 66 otworów geologiczno-inżynierskich oraz dziewięciu otworów wykonanych do innych celów.

Do opracowania szkicu geomorfologicznego (tabl. I) wykorzystano: badania terenowe, zdjęcia lotnicze oraz fragmenty map (szkiców) geomorfologicznych zamieszczonych w pracach Wojtanowicza (1978, 1997c, d) oraz Wojtanowicza i Józwiakowskiej (1997).

Do opracowania mapy powierzchniowej i szkicu geologicznego odkrytego (tabl. II) wykorzystano: Mapę geologiczną Polski w skali 1:200 000 — arkusz Rzeszów (Woiński, 1994a, b), Przeglądową mapę geologiczną Polski w skali 1:300 000 — arkusze Zamość (Jahn, Rühle, 1950; Mojski, Rühle, 1954) i Kielce (Czarnecki, 1948, 1953), Atlas geologiczny Galicyi w skali 1:75 000 — arkusze Jarosław i Leżajsk (Łomnicki, 1900), Rudnik i Ranizów oraz Rzeszów i Łańcut (Friedberg, 1903). Wykorzystano ponadto materiały geologiczne dotyczące obszarów sąsiednich — terenów arkuszy: Ulanów (924) (Szajn, 1992, 1993), Sokołów Małopolski (955) (Kurkowski i in., 1998; Rączkowski, Wójcik, 1997), Sieniawa (957) (Popielski, 1999), Przeworsk (983) (Wójcik, 1999c), Jarosław (984) (Malata, Wójcik, 1998) oraz Rudnik (923) (Wągrowski, 1991, 1992).

Szersze ujęcie geologiczne, głównie w zakresie czwartorzędu, Kotliny Sandomierskiej i regionów sąsiednich przedstawiają opracowania: Buraczyńskiego (1986, 1993, 1997), Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1966), Butryma (1968), Butryma, Maruszczaka i Wojtanowicza (1987, 1988), Klimka, Łanczont i Bałagi (1997), Laskowskiej-Wysoczańskiej (1967, 1971, 1975, 1983, 1984, 1987a, b, 1992, 1993, 1995), Laskowskiej-Wysoczańskiej i Oszast (1990), Malaty, Nescieruka i Wójcika (1999), Maruszczaka (1976), Miczyńskiego (1907), Pawłowskiego (1938), Pożaryskiego i Mojskiego (1987), Pożaryskiego, Maruszczaka i Lindnera (1994), Rehmana (1891), Rühlego (1952), Starkla (1972, 1984a–e), Szumańskiego (1986), Środonia (1984), Witka (1969), Wojtanowicza (1971, 1978, 1985, 1997a–e), Wojtanowicza i Józwiakowskiej (1997), Wójcika (1999a, b) oraz Wójcika, Malaty i Szczepanka (1999).

Starszymi utworami tej części zapadliska przedkarpackiego zajmowali się: Alexandrowicz, Garlicki i Rutkowski (1982), Błaszczyńska (1963), Dziadzio i Jachowicz (1996), Garecka i Jugowiec (1999), Gaździcka (1994), Głowacki, Karnkowski i Żak (1963), Jasionowski (1997), Jurkiewicz i Karnkowski (1961), Karnkowski (1974a–c, 1983, 1989), Karnkowski i Głowacki (1961), Karnkowski i Ołtuszyk (1968), Karnkowski, Pożaryski i Tomczyk (1974), Krach (1962), Krzywiec (1998, 1999), Krzywiec i Jochym (1997), Kubica (1992), Kuciński (1982), Moryc (1961, 1987), Moryc i Waśniowska (1965), Ney (1963, 1969), Ney i inni (1974), Obuchowicz (1963), Olszewska (1999), Oszczytko (1996, 1999), Peryt i inni (1998), Połtowicz i Starczewska-Popow (1973), Pożaryski i Tomczyk (1968), Pożaryski, Vidal i Brochwicz-Lewiński (1981), Tomczyk (1963, 1968), Tomczykowa i Tomczyk (1968) oraz Żak (1968a, b).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Leżajsk jest położony w obrębie Kotliny Sandomierskiej, wchodzącej w skład podprovincji Kotliny Podkarpackie Zachodnie (Klimaszewski, 1972; Starkel, 1972). W jego granicach znajdują się dwa regiony: Dolina Sanu i Wysoczyzna Kolbuszowska, różniące się zdecydowanie genezą i ukształtowaniem powierzchni terenu. Dolina Sanu w ujęciu Starkla (1972) łączy tutaj w sobie fragmenty dwóch mezoregionów wyróżnionych przez Kondrackiego (2000) — Dolinę Dolnego Sanu i, w mniejszym stopniu, Równinę Tarnobrzeską.

Dolina Sanu obejmuje północną, północno-wschodnią i wschodnią część obszaru arkusza pasem o szerokości kilku kilometrów, rozciągającym się po obu stronach tej rzeki. Rozległą dolinę tworzy system tarasów plejstocenijskich i holocenijskich (tabl. I). Najstarszą powierzchnią jest tu taras z okresu zlodowaceń środkowopolskich (17,0–25,0 m n.p. rzeki), rozpoznany na pograniczu omawianego regionu i Wysoczyny Kolbuszowskiej, w rejonie Jelnej, Leżajska i Chałupek Dębniańskich (na wschód od Grodziska Górnego). Znacznie rozleglejszy jest taras z okresu zlodowaceń północnopolskich, w granicach badanego terenu rozdzielony na trzy poziomy — jeden akumulacyjny (12,0–17,0 m n.p. rzeki) i dwa erozyjno-akumulacyjne (8,0–13,0 i 5,0–9,0 m n.p. rzeki).

Taras plejstocenijskie w rejonie Nowej Sarzyny, Rudy Łańcuckiej, Baranówki, Przychojca, Leżajska, Wierzawic i Poręb Dębniańskich są nachylone w kierunku północno-wschodnim i północnym, zaś tarasy w rejonie Kulna i Kuryłówki — w kierunku zachodnim, południowo-zachodnim i południowym, tj. w kierunku obecnej doliny Sanu. Rzędne powierzchni terenu w obrębie tarasów plejstocenijskich wynoszą od około 185–190 m n.p.m. w części południowej i około 175 m n.p.m. w części północnej obszaru opracowania do około 168 m n.p.m. w miejscach położonych bliżej osi doliny. Według Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1966) taras plejstocenijski (tu: tarasy 12,0–17,0 i 8,0–13,0 m n.p. rzeki) jest nachylony zgodnie z biegiem Sanu, lecz stopień tego nachylenia jest różny od spadku rzeki. Taras po zachodniej stronie rzeki ma spadek rzędu 0,6‰, podczas gdy San — 0,4‰.

Prawdopodobnie u schyłku zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich powierzchnie tarasów były nadbudowywane osadami pyłowymi, nawiewanymi w tym czasie w kierunku progu Karpat, a w omawianym rejonie akumulowanymi przy udziale wód płynących. Jak się wydaje świadectwem tego mogą być mułki obserwowane w profilach otworów wiertniczych w okolicy Leżajska.

Według Wojtanowicza (1978) fragmenty tarasów plejstocenijskich w rejonie Nowej Sarzyny mogą mieć częściowo charakter równiny proluwialnej, utworzonej przez rzeki wypływające z płaskowyżu i usypujące stożki napływowe na jego przedpolu.

Powierzchnie tarasów plejstocenijskich urozmaicają liczne wydmy i pola piasków przewianych, których największe skupiska znajdują się w rejonie Nowej Sarzyny, Rudy Łańcuckiej, Baranówki, Jelnej, Przychojca i Leżajska. Wydmy występują tu pojedynczo lub grupowo, a ich wysokości

względne zwykle osiągają kilkanaście metrów. Lokalnie pomiędzy wydrami obserwuje się zagłębienia deflacyjne (np. jezioro Stojadło w rejonie Leżajska). Powierzchnie omawianych tarasów miejscami urozmaicają również płytkie zagłębienia, często bezodpływowe, wypełnione utworami organogenicznymi. Zagłębienia te są efektem nierównomiernej akumulacji osadów je tworzących i erozyjnej działalności wód powodziowych (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966). Najlepiej rozwinięte formy tego typu występują we wschodniej części obszaru arkusza, na tarasie o wysokości 8,0–13,0 m n.p. rzek (Sanu i Wisłoka).

Drugim głównym elementem morfologii Doliny Sanu jest dno doliny z pokrywą osadów holocenów, rozciągające się na badanym obszarze w rejonie Wierzawic, Tarnawca, Kuryłówki, Starego Miasta i Łukowy. W dnie doliny występują trzy tarasy, z których dominującą rolę, ze względu na zajmowany obszar, a także znaczenie gospodarcze, odgrywa najwyższy z nich, tzw. taras rędzinny (Łomnicki, 1900; Wojtanowicz, 1978) (tu ograniczony do utworów holocenów, wcześniej zaś ujmowany nieco szerzej, tj. łącznie z powierzchnią tarasu plejstoceńskiego 5,0–9,0 m n.p. rzeki San). Wznosi się on 5,0–8,0 m ponad średni poziom wody w rzece, a jego szerokość miejscami dochodzi do 1,5–2,0 km. W stropowej części taras ten tworzą osady powodziowe, wykształcone jako mady. Charakterystyczną cechą rzeźby omawianego poziomu (według Szajna, 1992 — powierzchni dość płaskiej i wyrównanej; a według Buraczyńskiego i Wojtanowicza, 1966 — nierównej) jest występowanie licznych starorzeczy, wciętych do głębokości około 3–4 m. Stan zachowania starorzeczy jest różny, od niewyraźnych zakłębłości terenu do form wyznaczonych pasami łąk lub głębokich koryt wypełnionych wodą (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966). Miejscami dobre zachowanie oraz ciągłość tych form wskazują, że jeszcze niedawno miały one łączność z rzeką. San meandrował w okresie historycznym w bardzo szerokiej strefie. Dla przykładu na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono przebieg koryta Sanu w rejonie Kuryłówki w 1853 r. (według Szumańskiego, 1986). Warte odnotowania jest wkraczanie pokrywy madowej tego poziomu na osady piaszczyste najniższego tarasu plejstoceńskiego (5,0–9,0 m n.p. rzeki).

Średni taras holocenów (łęgowy) położony jest około 1–2 m, maksymalnie 3,0 m poniżej tarasu rędzinnego, tak że w terenie można dokładnie prześledzić przebieg krawędzi rozdzielającej je. Taras łęgowy (3,0–6,0 m n.p. rzeki), w głównej mierze piaszczysty, jedynie lokalnie z zaznaczającą się pokrywą madową, powstał w wyniku zmiany rozwinięcia Sanu z meandrowego na roztokowy. Ślady przepływu rzeki roztokowej można prześledzić obserwując (m.in. na zdjęciach lotniczych i mapach) równoległe ułożone rozcięcia erozyjne (rynny) i listwy odsypów, oddzielone od siebie krawędziami o wysokości do około 1,5–2 m. Taras ten zajmuje strefę o szerokości od kilkuset metrów do około 1 km, rozciągającą się naprzemianlegle po obu stronach rzeki. Jest on zalewany prawie corocznie w okresie wyższych stanów wody (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966).

Najniżej położony tzw. taras wiklinowy, o wysokości 1,0–3,0 m n.p. rzeki (Sanu), zachowany jest fragmentarycznie w postaci wąskich listew w bezpośrednim sąsiedztwie rzeki.

Rzędne powierzchni terenu w obrębie omawianych tarasów holoceniowych wahają się od około 171,5 m n.p.m. w części wschodniej obszaru arkusza do około 163,0 m n.p.m. w części północnej.

Według Starkla (1972) szeroka rynn Sanu jest dziełem erozji zachodzącej u schyłku zlodowacenia krakowskiego i w wielkim interglacjale. Dolinę tę należałoby jednak, przynajmniej częściowo, traktować jako odziedziczoną po „starszych” rzekach karpaccich (preglacialnych) (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Wojtanowicz, 1978).

Znacznie większą powierzchnię w granicach obszaru omawianego arkusza zajmuje drugi region — Wysoczyzna Kolbuszowska (Starkel, 1972), zwany też Płaskowyżem Kolbuszowskim (Kondracki, 2000). Płaskowyż jest rozległym „guzem” międzydolinowym, zbudowanym z ilów krakowieckich (miocen), z nieciągłą pokrywą osadów czwartorzędowych o zróżnicowanej miąższości, dochodzącej lokalnie nawet do około 40–56 m. Iły mioceńskie odsłaniają się tu głównie na zboczach, choć na terenach sąsiednich arkuszy występują także na wierzchołkach (Kurkowski i in., 1998; Wągrowski, 1992). Osady czwartorzędowe pochodzą głównie z akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej zlodowacenia Sanu 1. Wojtanowicz (1978) podaje, że przykrywają one starą rzeźbę, częściowo ją tylko maskując, tak iż czytelne pozostają jej zasadnicze rysy, cokoły ilów trzeciorzędowych (poziomy spłaszczeń powstałe przed zlodowaceniem krakowskim, tj. zlodowaceniem o maksymalnym zasięgu lądolodu na obszarze Polski). Tezie tej zaprzeczają częściowo wyniki prac Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971), jak również badań prowadzonych w związku z realizacją niniejszej mapy. Profile otworów (m.in. otw.: 133, 137–140, 157, 160, 167 i 168) w rejonie Grodziska Górnego i Giedlarowej dokumentują istnienie kopalnego obniżenia (doliny) o przebiegu NW–SE, nie zaznaczającego się w obecnej rzeźbie (tabl. III). W dnie tej pogrzebanej formy zalegają osady żwirowo-piaszczyste, z materiałem karpaccim. Udokumentowano tu zbiornik wód podziemnych o bardzo wysokiej jakości (Ciepliński, informacja ustna). Podobna sytuacja ma miejsce w rejonie Jelnej–Malenisk (tabl. IV).

Płaskowyż Kolbuszowski charakteryzuje się erozyjno-denudacyjnym typem rzeźby (Laskowska-Wysoczańska, 1971; Wojtanowicz, 1978). Według Wojtanowicza (1978) decyduje o tym przede wszystkim regularna, dobrze rozwinięta sieć dolin denudacyjnych, płytkich i nieckowatych, a także płaskodennych. Jednak w południowej i południowo-wschodniej części badanego terenu, w rejonie Żołyni Górnej, Wólki Grodziskiej, Grodziska Górnego, Giedlarowej i Leżajska, obserwuje się miejscami dość gęstą sieć wąwozów i parowów. Wąwozy w pobliżu Giedlarowskiej Góry (222,3 m n.p.m.) mają do około 12 m głębokości. Wojtanowicz (1978) zwraca uwagę na kratowy układ dolinek denudacyjnych i dolinek rzecznych. Ich główne kierunki to: SE–NW i SW–NE. Analiza przebiegu osi podłużnych dolin asymetrycznych występujących w okolicy Leżajska i Grodziska Górnego wskazuje na ich znaczną zgodność z kierunkami linii tektonicznych. Zdaniem tego autora charakter omawianych dolin — ich asymetria (stroma zbocza o południowo-zachodniej i północno-zachodniej ekspozycji) wydaje się być typowa dla naszej strefy (klimatycznej).

Wyraźny związek sieci dolinnej i innych elementów morfologicznych z liniami tektonicznymi głębszego podłoża dowodzi żywotności tektonicznej badanego obszaru w neogenie i czwartorzędzie (Wojtanowicz, 1978). Zdają się to potwierdzać także inni badacze (Karnkowski, 1974c; Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1983, 1993, 1995; Ney i in., 1974; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973; Starkel, 1972; Wągrowski, 1991).

Wojtanowicz (1978) wyróżnił w obrębie Płaskowyżu Kolbuszowskiego trzy spłaszczenia denudacyjne: wysokie (około 230–250 m n.p.m.), średnie (około 210–220 m n.p.m.) i niskie (około 180–220 m n.p.m.). Poziomy te, tworzące płaskie garby, układają się zwykle równoleżnikowo, co może być związane z innym niż obecnie kierunkiem odpływu wód z obszaru Kotliny Sandomierskiej (na południowy wschód).

W południowej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w obrębie płaskowyżu, notuje się występowanie pokryw pyłowo-piaszczystych, o miąższości do 2,0–3,0 m. Pokrywy te jedynie w pewnych sytuacjach geomorfologicznych — na stokach, osiągają większe miąższości, do około 10 m (Wojtanowicz, 1978, 1997e; Wójcik, 1999b). W rejonie Grodziska Górnego na omawianych utworach występują niewielkie jeziorka.

Powierzchnię Płaskowyżu Kolbuszowskiego urozmaicają wydmy i pola piasków przewianych, których większe skupiska obserwuje się w rejonie: Brzozy Stadnickiej i Brzozy Królewskiej, Giedlarowej, Wilkowyi, Leżajska, Biedaczowa oraz Woli Żarczyckiej.

W granicach obszaru arkusza płaskowyż wznosi się maksymalnie do 250,0 m n.p.m., tj. około 50–70 m ponad poziom tarasów plejstocenijskich. Deniwelacje powierzchni terenu w jego obrębie dochodzą do około 20 m w rejonie Grodziska Górnego, Żołyni, Brzozy Królewskiej i Woli Żarczyckiej oraz około 30 m w okolicy Giedlarowej i Wierzawic.

Maksymalne deniwelacje powierzchni terenu badanego arkusza wynoszą około 88–90 m.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) wyróżniono siedem grup form rzeźby terenu. Do **form lodowcowych** zaliczono wysoczyznę morenową, zbudowaną z glin zwałowych i nadbudowaną pokrywą piasków lodowcowych. Zasadniczo jest to wysoczyzna płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°), jednak lokalnie (rejon Grodziska Górnego) przyjmuje ona charakter wysoczyzny falistej (wysokości względne 2–5 m, nachylenie około 5°). Jej powierzchnia jest częściowo zdenudowana i przekształcona w klimacie peryglacjalnym.

Formy wodnolodowcowe reprezentowane są głównie przez pokrywy piasków wodnolodowcowych, tworzące miejscami równiny wodnolodowcowe, częściowo przekształcone w warunkach peryglacjalnych.

W rejonie Leżajska, na skraju doliny Sanu, rozciąga się taras kemowy. W okolicy Woli Żarczyckiej rozpoznano pojedyncze formy akumulacji szczelinowej. Formy te od momentu swego powstania częściowo uległy denudacji.

Do **form eolicznych** zaliczono: wydmy, równiny i pola piasków przewianych oraz zagłębienia deflacyjne.

Formy rzeczne zostały omówione wyżej. Prócz tarasów holocenijskich i plejstocenijskich, na szkicu geomorfologicznym zaznaczono przebieg koryt rzek i potoków, w tym także koryta Sanu z roku 1853 (obecnie nieczytelnego), starorzecza (suche i świeże), krawędzie, zbocza i podcięcia erozyjne, część dolinek, parowów i młodych rozcięć erozyjnych oraz pagóry meandrowe. Te ostatnie rozpoznano w rejonie Woli Żarczyckiej (dolina Trzebośnicy) i Giedlarowej (dolina Błotni).

Do **form denudacyjnych** zaliczono: równiny denudacyjne (w zachodniej części obszaru arkusza), dolinki denudacyjne, stożki napływowe (okolice: Nowej Sarzyny, Leżajska, Wierzawic i Poręb), stoki (np. rejon: Woli Żarczyckiej, Brzozy Królewskiej, Giedlarowej, Grodziska Górnego i Żołyni Górnej), w tym stoki podłoża podczwartorzędowego (okolice Huciska), ostańce (np. rejon: Jelnej, Leżajska i Wierzawic).

Wśród **form różnej genezy** wyróżniono: wąwozy (widoczne zwłaszcza w rejonie Giedlarowej i Grodziska Górnego — niekiedy o kilku- lub kilkunastometrowej głębokości), drobne zgłębienia o różnej genezie (na badanym obszarze zajęte przez jeziora — okolice Grodziska Górnego), niekiedy zsuwu ziemnego w rejonie Giedlarowej (przekształconą przez występujące tu wycieki i wysięki wody oraz erozję źródłiskową), równiny piaszczyste o złożonej genezie (rzeczne i wodnolodowcowe — rejon Majdanu), pokrywy pyłowe o złożonej genezie oraz pokrywy lessowe, a także stoki i spłaszczenia przystokowe z pokrywami deluwialnymi i peryglacialnymi. Do tej grupy form można też zaliczyć część dolinek, parowów i młodych rozcięć erozyjnych, częściowo denudacyjnych.

Do **form utworzonych przez roślinność** zaliczono: równiny torfowe oraz akumulacji mineralno-organicznej, najczęściej występujące w dolinach rzek.

Do **form antropogenicznych** zaliczono: piaskownie (rejon: Leżajska, Giedlarowej, Brzozy Stadnickiej i Nowej Sarzyny), żwirownie (okolice: Julina–Wydrza, Brzozy Królewskiej i Woli Żarczyckiej), glinianki (rejon Huciska i Giedlarowej), nasypy drogowe i kolejowe (rejon Huciska i Leżajska), groble (okolice Leżajska), hałdy (rejon Wydrza) i wysypiska odpadów komunalnych (okolice Giedlarowej–Wilkowy) i przemysłowych (rejon Woli Żarczyckiej) oraz kanały, najliczniej skupione w dolinie Sanu, gdzie głównie osuszają teren.

Obszar arkusza Leżajsk znajduje się w obrębie zlewni: Trzebośnicy (odwadniającej zachodnią i północno-zachodnią jego część, m.in. poprzez potoki: Tarlaka, Żyłka i Rokita), Malinianki, Błotni i Jagódki (odwadniających jego centralną część) oraz obu Złoty, „północnej” i „południowej” (odwadniających północno-wschodnią część badanego terenu); rzek będących dopływami Sanu. Złota „północna” uchodzi do Sanu przekopem, przy czym część wód odpływa jeszcze starym korytem położonym około 500 m poniżej przekopu (Czarnecka, red., 1983), już na obszarze arkusza Ulanów.

Tarlaka bywa nazywana Tartakówką, Żyłka zaś Łowiskiem lub Potokiem, Malinianka — Maliniczką, a Złota „północna” — Bukowinką (Czarnecka, red., 1983). San przepływa przez północno-wschodnią część badanego terenu, w rejonie miejscowości: Wierzawice, Leżajsk, Stare Miasto, Tarnawiec, Kuryłówka i Kulno (na odcinku o długości około 13 km). Lustro wody tej rzeki położone jest średnio na wysokości 162,5 m n.p.m. Obecnie San płynie po szerokopromiennych łukach, nie tworząc typowych meandrów. Jest to wynik regulacji prowadzonych na tej rzece co najmniej od XVIII w. (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966). W XIX i XX w. (Szumański, 1986) poprzez odcięcie meandrów wyprostowano bieg rzeki, co spowodowało zwiększenie jej spadku, dodatkowo spotęgowane zabudową koryta.

Południową i południowo-wschodnią część obszaru arkusza odwadniają: Leszczynka (zwana też Grodziskiem — Czarnecka, red., 1983) oraz Żołyńnianka (wraz z mniejszymi ciekami) — lewostronne dopływy Wisłoka, przepływającego w odległości około 6 km na południe od granic badanego terenu.

San jest rzeką II rzędu, Trzebośnica, Malinianka, Jagódka, Błotnia oraz obie Złote to rzeki III rzędu, a Żołyńnianka i Leszczynka — IV rzędu.

Obszar położony na północ i wschód od Grodziska Górnego i Wólki Grodziskiej oraz na południe od Giedlarowej i Wierzawic, o powierzchni około 20 km², jest pozbawiony cieków powierzchniowych. Wody opadowe są tu odprowadzane siecią wąwozów. Z kolei teren najbardziej podmokły, będący wynikiem płytkiego zalegania osadów nieprzepuszczalnych — iłów krakowieckich i glin zwałowych, porośnięty lasem, położony jest na zachód od Brzozy Królewskiej i Wilkowyi.

W okolicy Grodziska Górnego i Wólki Grodziskiej występuje interesujący krajobraz „pojezierza” złożonego z kilkudziesięciu jeziorek. Jeziorka te są małymi formami, najwięcej ich grupuje się w przedziale wielkości: długość około 10–80 m, szerokość około 10–40 m. Kształt ich jest przeważnie owalny, rzadziej kolisty. Większość form wykazuje maksymalną głębokość w granicach 1,0–1,9 m (Wojtanowicz, Józwiakowska, 1997).

Najważniejszym i najbardziej intrygującym problemem związanym z jeziorkami jest zagadnienie ich genezy i wieku. Rehman (1891) powstanie jeziorek tłumaczył działalnością wód zaskórnych wpływających na pochyłościach. Zbliżoną koncepcję przyjął Gurba (1967 — vide Wojtanowicz, 1997a), widząc misy jeziorne jako powstałe w wyniku osiadania gruntu (utworów pyłowato-piaszczystych) na skutek wyciskania wód kurzawkowych. Według niego miało to mieć miejsce w holocenie i trwać do czasu rozpoczęcia intensywnej gospodarki rolnej na omawianym obszarze.

Łomnicki (1900), Łoziński (1907, 1909 — vide Wojtanowicz, 1997a) i Pawłowski (1921 — vide Wojtanowicz, 1997a) uważali, że są to jeziorka glacialne, których wody wypełniały pierwotne zakłębłości na powierzchni moreny (dennej), lub też oczka lodowcowe typu Sölle, związane ze zlodowaczeniem o maksymalnym na tym obszarze zasięgu lądolodu. Poglądy te zdecydowanie odrzucał Smoleński (1934 — vide Wojtanowicz, 1997a), który w oparciu o obserwacje geologiczne stwierdził,

że podłożem jeziorzek nie jest morena denna, lecz utwory młodsze, takie jak: lessy i osady pyłowate oraz piaski i gliny deluwialne. Autor ten, na podstawie analizy pyłkowej torfów pochodzących z jednego z jeziorzek, wykonanej przez J. Trełę, czas ich powstania odniósł do okresu atlantyckiego.

Laskowska-Wysoczańska (1971) genezę jeziorzek wiąże z działalnością wiatru, uważając misy jeziorne za formy deflacyjne. Powstawać one miały w okresie akumulacji utworów piaszczysto-pyłowatych (warstwowanych), osadzających się na lessach. Jako ciekawostkę autorka ta podaje fakt, iż zagłębienia te skupiają się w pasie największych kulminacji terenu.

Kalniet (1952 — vide Wojtanowicz, 1997a) przyjęła, że omawiane jeziorzka są formami krasu termicznego, powstałymi u schyłku ostatniej epoki lodowej. Do takiej koncepcji skłaniają się ostatnio także Wojtanowicz (1997a) i Wójcik (1999a). Zdaniem Wójcika kształt jeziorzek wskazuje, że powstały one po wytopieniu pingo.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

W obrębie obszaru arkusza Leżajsk na powierzchni terenu rejestruje się serie czwartorzędowe oraz lokalnie stropowe partie osadów neogeńskich, tzw. ilów krakowieckich sarmatu. W profilach otworów gazowych (wykonanych w celu odkrycia, udokumentowania i ewentualnej eksploatacji złóż gazu ziemnego) rozpoznano utwory odniesione ostatecznie do: sarmatu, badenu środkowego i górnego oraz wendu–kambru dolnego.

1. Proterozoik–kambr

a. Neoproterozoik–kambr dolny

Łupki, łupki ilaste i mułowcowe oraz fyllity, miejscami z wkładkami piaskowców kwarcytowych. Strop tych osadów został stwierdzony na głębokości od około 895,0 m (otw. 20), 968,0 m (otw. 31), 1009,0 m (otw. 61) i 1014,0 m (otw. 47) w części północnej obszaru arkusza, przez około 1030,0 m (otw. 34), 1116,0 m (otw. 122), 1117,0 m (otw. 108) i 1128,0 m (otw. 76) w części centralnej, do około 1177,0 m (otw. 154), 1283,0 m (otw. 124) i 1677,0 m (otw. 145) w części południowej. Miejscami zalega głębiej, np. w otworze 155 nie nawiercono ich do głębokości 1430,0 m, w otworze 92 — do 1327,0 m, a w otworze 148 — do 1356,0 m.

Według opisów zamieszczonych w kartach otworów gazowych najniżej położone osady stwierdzone w wierceniach: 26 i 59 należą do kambru, 50 i 58 — do kambru dolnego, 20, 21, 23, 31, 34, 47, 48, 51, 53–57, 60, 61, 68, 76, 78, 86, 94–96, 108, 113, 122, 124, 127, 142, 145 i 154 — do prekambru.

W literaturze przyjmowano początkowo, iż kompleks omawianych skał należy do ryfeju, przy uznaniu ich za utwory bezpośrednio starsze od kambru dolnego (Samsonowicz, 1955 — vide Karnkowski, Głowacki, 1961), lub kambru (poprzez analogię litologiczną z utworami kambryjskimi Gór Świętokrzyskich) (Karnkowski, Głowacki, 1961). Pojawiały się również poglądy o prekambryjsko/eokambryjsko?–kambryjskim dolnym (Woiński, 1994b) oraz eokambryjskim i kambryjskim wieku tych serii (Żak, 1968a, b), a także o pochodzeniu ich z przełomu wendu i kambru dolnego (Oszczypko, 1996, 1999).

Dla starszych utworów tego wydzielenia, pochodzących z neoproterozoiku (ryfeju i wendu), stosowano nazwę: warstwy rzeszowskie (Pożaryski, informacja ustna — vide Karnkowski i Ołtuszyk, 1968; Pożaryski, Tomczyk, 1968), a niekiedy także: warstwy gorliczyńskie (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968).

W świetle badań *Acritarcha* uzyskanych z materiału pochodzącego z głębokich wierceń, m.in. z otworu Ryszkowa Wola-3a (w rejonie miejscowości Dobra, około 7–8 km na wschód od granicy obszaru arkusza), należy większość (jeśli nie całość) osadów najstarszego podłoża odnieść do kambru dolnego (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Pożaryski i in., 1981). Część tych utworów (w południowej i południowo-zachodniej części badanego terenu) może być jednak nieco starsza (Dziadzio, Jachowicz, 1996) — prawdopodobnie wieku wendyjskiego.

Omawiane osady wykształcone są jako łupki i łupki ilaste, o zmiennych barwach — popielate, szarozółte, zielone, wiśniowe, ciemnoszare i szarozielone. Są one miejscami sphyllityzowane, nieregularnie pękające, lokalnie w stropie zbrekcjowane, twarde, niekiedy opirytyzowane (otw. 26 i 58), w przełamie nierówne, ze sporadycznymi żyłkami kalcytu, a miejscami z dużą ilością żelaza. Powierzchnia tych utworów jest zwietrzała. Obserwuje się w nich wkładki mułowców, żółtych, brunatnożółtych i szarych, zbitych, twardych, oraz piaskowców kwarcytowych, kwarcytów skrytokrystalicznych i piaskowców, szarych, spękanych, o kwarcowym wypełnieniu sieci spękań. Piaskowce rzadziej tworzą grubsze warstwy (Dziadzio, Jachowicz, 1996). Makroskopowo fyllity charakteryzują się dużą twardością, grubą lub cienką oddzielnością, a także jedwabistymi powierzchniami łupliwości. Niekiedy są one zmięte i silnie zlustrowane (Karnkowski, Głowacki, 1961).

Z obserwacji petrograficznych wynika, że utwory tego wieku to: łupki illitowo-hydromikowe, illitowo-chlorytowe, mułowce kwarcowe lub piaskowce kwarcytowe, zawierające rozproszone ziarna biotyту, skaleni i glaukonitu, związki żelaza oraz domieszki substancji syderytowo-dolomitycznej (Dziadzio, Jachowicz, 1996). Niekiedy (otw. 86) pojawiają się tu łupki serycytowo-krzemionkowe, przepojone getytem, o dość widocznej mikrołuskowej teksturze (Borys, Jasłowski, 1967; Tomaszewski, 1962). W otworze 34 stropowa partia tej serii jest spękana i prawdopodobnie zawodniona (Tomaszewski, 1963), niżej występują partie utworów lepiej zbitych.

Rozpoznana miąższość utworów tego wydzielenia waha się na obszarze arkusza Leżajsk od 2,0 m (otw. 23) do 108,0 m (otw. 94) i 305,0 m (otw. 34). W oparciu o badania sejsmiczne szacuje się,

iz serie te są bardziej miąższe, osiągają od około 5000 m (Pozaryski i in., 1981) do około 7000–9000 m (Karnkowski i in., 1974) miąższości.

2. Neogen

a. Miocen

Kompleks osadów tego wieku jest związany z formowaniem się w miocenie środkowym zapadliska przedkarpackiego, powstającego w wyniku nasuwania się ku północy orogenu karpackiego. Utwory tego kompleksu spoczywają na osadach neoproterozoiku–kambru dolnego. Miocen reprezentowany jest przez utwory podpięter badenu i sarmatu.

Miocen środkowy

Baden

Łupki, mułowce i piaskowce — warstwy baranowskie stwierdzono w profilach wierceń gazowych zlokalizowanych głównie w północnej i centralnej części obszaru arkusza Leżajsk, poza granicą tzw. wyspy rzeszowskiej (fig. 1), m.in. w otworach: 20, 21, 23, 26, 31, 47, 48, 50, 53–55, 57–61, 68, 76, 78, 86, 95, 96, 108, 127 i 154, gdzie zalegają bezpośrednio na utworach neoproterozoiku–kambru dolnego. Osady występujące w północnej części badanego terenu stwierdzono na głębokości: 893,0–895,0 m (otw. 20), 949,5–952,0 m (otw. 48) i 1000,0–1009,0 m (otw. 61), w części centralnej i południowej zaś na głębokości: 1174,0–1177,0 m (otw. 154) i 1180,0–1183,0 m (otw. 127). Brak warstw baranowskich w południowej i zachodniej części terenu arkusza może wynikać z pozostawania tego obszaru w strefie podniesionej (ład) (Garecka, Jugowiec, 1999; Ney i in., 1974) lub jego późniejszej (baden/sarmat) erozji rzecznej i denudacji (Karnkowski, 1974c; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968).

Warstwy baranowskie na obszarze arkusza Leżajsk wykształcone są jako wzajemnie przewarstwiane się łupki oraz ilowce, stalowoszare i zielonoszare, twarde i spękane, miejscami zapiaszczone, lokalnie miękkie i plastyczne; mułowce glaukonitowe z dużą ilością ziarn kwarcu; piaskowce szarozielone, ciemnoszare i szare, drobno- i gruboziarniste, miejscami silnie wapniste i glaukonitowe, zwięzłe, zbite i twarde. Lokalnie pojawia się w nich makrofauna (otw. 26 i 58). W otworze 86 rozpoznano faunę uwigerynowo-globigerynową (*Uvigerina*, *Globigerina*), a w otworze 47 poziom dendriofryowy (*Dendrophrya*) (Tomaszewski, 1962). Miejscami dominować mogą utwory facji węglanowej — wapienie margliste i wapienie (otw. 96). W jednym z wierceń zlokalizowanych w rejonie Kuryłówki w omawianej serii obserwowano zaleganie brekcji ilastej z fragmentami kwarcytów szarych, ostrokrawędzistych.

W rejonie występowania złoża gazu ziemnego „Kuryłówka” stwierdzono, że warstwy baranowskie na skrzydłach zrębu Ryszkowej Woli rozwinięte są w facji piaskowcowej, a w partiach wyniesionych w facji łupkowo-mułowcowej, przy czym maleje tu też ich miąższość (Fik, Rak, 1989; Gašior i in., 1996).

Mięszczość osadów omawianej serii na badanym obszarze dochodzi do 32,0 m (otw. 108). Choć w rejonie „wyspy rzeszowskiej” notuje się ich brak (np. otw.: 122, 124 i 145).

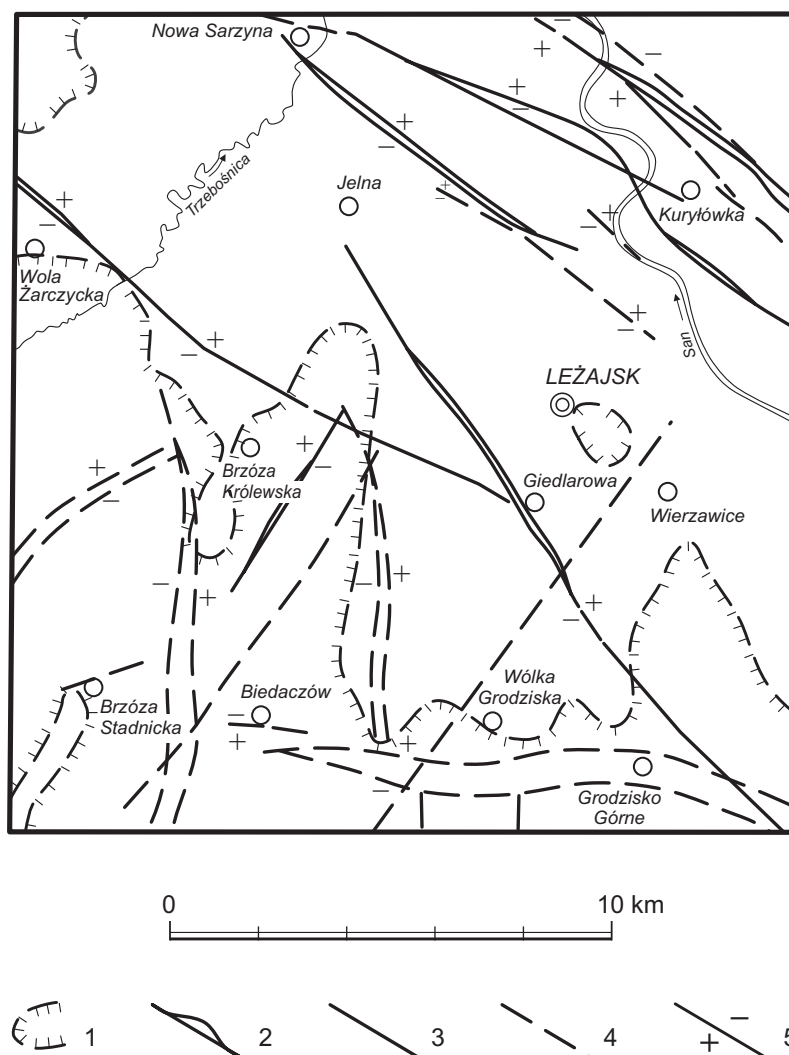


Fig. 1. Strefa bezanhydrytowa i dyslokacje w utworach neoproterozoiku–kambru dolnego oraz miocenu na obszarze arkusza Leżajsk

1 — zasięg strefy bezanhydrytowej („wyspy rzeszowskiej”), 2 — strefy dyslokacyjne, 3 — uskoki pewne, 4 — uskoki przypuszczalne, 5 — skrzydła: zrzucone (–) i wiszące (+);
zasięg strefy bezanhydrytowej według: Konarski, Kuk i Świerż (1985), zmienione; przebieg stref dyslokacyjnych i uskokiów według: Bajer i Borys (1966), Gąsior, Rak i Myśliwiec (1996), Jurka-Wantuch i Trygar (1976), Karnkowski i Łapaniewicz (1976), Karnkowski i Ołtuszyk (1968) oraz Kurek (1991)

Według Obuchowicza (1963) oraz Neya i innych (1974) utwory warstw baranowskich reprezentują fację transgresywną (zalew morza) miocenu zapadliska przedkarpackiego. Oszczypko (1996) stratygraficznie zalicza je do badenu środkowego. Gaździcka (1994) przypisuje im wiek poziomu NN6 *Discoaster exilis*, tj. badenu górnego (według podziału miocenu — Oszczypko, 1996). Według tradycyjnego podziału badenu serię baranowską zaliczano do badenu dolnego (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Obuchowicz, 1963).

Anhydryty z wkładkami gipsów i łupków, miejscami margle i wapienie. W profilu geologicznym badanego terenu nad warstwami baranowskimi występują ewaporaty, będące głównym poziomem korelacyjnym dla całego zapadliska (Krach, 1962; Ney, 1963; Oszczytko, 1996, 1999; Peryt i in., 1998). Na obszarze arkusza Leżajsk stwierdzono je poza zasięgiem „wyspy rzeszowskiej” (fig. 1), m.in. w otworach: 20, 21, 23, 26, 31, 34, 47, 48, 50, 53–55, 57–61, 68, 76, 78, 86, 95, 96, 108, 127 i 154. Są to anhydryty szare, szarobrunatne, brunatne, mlecznobiałe, zazwyczaj skrytokrystaliczne, rzadziej drobno- i grubokrystaliczne, miejscami laminowane, twarde, popękane, zbite, z wkładkami łupków szarych i łupków ilastych oraz alabastru. Lokalnie mają budowę trzewiową, co najprawdopodobniej wskazuje na przechodzenie ich w formę uwodnioną. W anhydrytach powierzchni spękań i oddzielen zabliznione są substancją ilastą, a niekiedy wapieniami dolomitycznymi. Anhydryty dość często są skawernowane (otw.: 34, 48 i 50), co może wskazywać na wietrzenie chemiczne prawdopodobnie zaraz po ich osadzeniu, podczas czasowego wyniesienia nad powierzchnię morza. W utworach omawianej serii chemicznej lokalnie pojawiają się gipsy, w tym m.in. alabastr (otw.: 31, 53 i 59), oraz wapienie i wapienie margliste (otw. 95 i 96). Osady te są dość często osiarkowane (m.in. otw. 59), miejscami obserwować można gniazda brązowej siarki bezpostaciowej oraz żyłki żółtej siarki krystalicznej (otw. 68). Osiarkowanie jest najprawdopodobniej rezultatem przeobrażenia omawianych utworów zachodzącego przy współdziałaniu gazu ziemnego i bakterii (Świątnicka, Zychowicz, 1989).

W obrębie obszaru arkusza Leżajsk seria chemiczna najpłycej zalega w otworach: 20 (875,0–893,0 m p.p.t.) i 48 (933,0–949,5 m p.p.t.), zlokalizowanych w jego północnej części, a najgłębiej w otworach: 127 (1165,0–1180,0 m p.p.t.) i 154 (1163,0–1174,0 m p.p.t.) — w części południowej. Miąższość serii ewaporatowej dochodzi do 25,0 m (otw. 58).

W ostatnim czasie osady omawianego wydzielenia, zalegające w otworze Ryszkowa Wola-7 na głębokości 2395,8–2410,6 m (obszar arkusza Laszki, około 40 km na południowy wschód od granic omawianego terenu), poddano szczegółowym badaniom (Peryt i in., 1998). Zanotowano tu dwie odmiany litologiczne anhydrytów: anhydryt laminowany (w spągowej części serii) z zestawami wykazującymi pofałdowanie i mikrouskokami, co wskazuje na osuwiskowy charakter jego akumulacji, oraz brekcję anhydrytową (w partii stropowej) z matriks anhydrytowym i ilastym, będącą świadectwem procesów redepozycji miękkich mas anhydrytów (głównym czynnikiem redepozycji części anhydrytów były trzęsienia ziemi, prawdopodobnie związane z wypiętrzaniem Karpat).

Oznaczone zespoły nanoplanktonu wapiennego z uwagi na brak form przewodnich oraz duże prawdopodobieństwo jego redepozycji nie dały podstaw do jednoznacznej korelacji stratygraficznej. Jednak obecność *Cyclicargolithus floridanus* może wskazywać, iż są to osady nie młodsze niż z poziomu NN6 (tj. badenu górnego) (Peryt i in., 1998).

Oszczypko (1999) wiek osadów serii chemicznej odnosi do najwyższego badenu górnego. Według tradycyjnego podziału badenu serię ewaporatową zaliczano do badenu dolnego (Błaszczńska, 1963; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Obuchowicz, 1963) lub środkowego.

Sarmat

Iły i łupki ilaste z wkładkami piaskowców, piasków i mułowców — warstwy przeworskie (iły krakowieckie). Osady tego wydzielenia znane są na obszarze arkusza Leżajsk z szeregu wierceń archiwalnych (gazowych — profile pełne; hydrogeologicznych, surowcowych i kartograficznych — profile serii stropowej) oraz z nielicznych obserwacji terenowych w obrębie jego wychodni (np. rejon miejscowości Wydrze i Hucisko). Spoczywają one na górnobadeńskich utworach serii chemicznej lub osadach neoproterozoiku–kambru dolnego w granicach „wyspy rzeszowskiej” (południowa i południowo-zachodnia część obszaru arkusza), a podścielają utwory czwartorzędowe.

Biorąc pod uwagę kryterium litologiczne, przy rozpoziomowywaniu profili geologicznych, z uwagi na monotonne wykształcenie serii nadanhydrytowej, w niniejszym opracowaniu zdecydowano o potraktowaniu jej jako całości — jednego wydzielenia pod nazwą: iły krakowieckie (Łomnicki, 1900; Malata, Wójcik, 1998). Dla serii tej stosuje się także nazwy: warstwy przeworskie (Woiński, 1994b), formacja z Machowa (Alexandrowicz i in., 1982; Garecka, Jugowiec, 1999; Oszczypko, 1996) lub formacja gorliczyńska (Kuciński, 1982). Wcześniejsze wydzielenie różnowiekowych warstw w tej serii (według opisów profili z kart otworów wiertniczych: tortonu górnego, sarmatu dolnego i sarmatu), w trakcie którego nie kierowano się zmiennością litologiczną, a jedynie obecnością pewnych zespołów organizmów, np. otwornic z rodzaju *Anomalinoides* (Kirchner, 1956 — vide Jurkiewicz, Karnkowski, 1961), pteropod z rodzaju *Spirialis* (Jurkiewicz, Karnkowski, 1961), czy pektenów z rodzaju *Chlamys* (Ney, 1969; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973), nie znajduje obecnie zastosowania. W świetle wyników nowych badań (Gaździcka, 1994; Oszczypko, 1996, 1999; Wójcik, Jugowiec, 1998) ustalono, że osady nadewaporatowe w całości należą do sarmatu, a jedynie ich strop może przechodzić do panonu (Olszewska, 1999; Rączkowski, Wójcik, 1997).

Pomimo generalnie obserwowanej monotonnej litologii iłów krakowieckich znamienne w wykształceniu tej serii bywają bardzo duże zmiany facjalne — przejścia serii łupkowej w piaskowcową (i odwrotnie) oraz redukcje i wyklinowywanie się poszczególnych wkładek (Bajer, Borys, 1966; Fik i in., 1984; Kurek, 1991), przy czym zmiany te są obserwowane zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym (Fik, Rak, 1989; Konarski i in., 1985). Największe zmiany facjalne występują w strefach o zróżnicowanym paleoreliefie podłoża miocenu, gdzie nad garbami dominują osady ilaste o zmniejszonej miąższości, natomiast na skłonach wyniesień i w strefach obniżen wzrasta ilość i miąższość osadów piaszczystych (Bajer, Borys, 1966; Konarski i in., 1985; Świętnicka, Zychowicz, 1989). Takie zmiany

obserwowane były przez Fika, Raka i Baczyńskiego (1984) w profilach otworów: 124, 148, 149, 153–155 i 163.

Zmienność facjalna (miejscami znaczna) w profilu pionowym i poziomym tych osadów wynika z oscylacji morza miocenijskiego, głównie w kierunku południkowym. Oś basenu generalnie systematycznie przesuwała się w kierunku północnym (Ney i in., 1974; Oszczytko, 1996, 1999), dzięki czemu serie młodsze zalegają przekraczając na starszych.

Iły krakowieckie zalegające bezpośrednio na serii chemicznej lub utworach neoproterozoiku–kambru dolnego („wyspa rzeszowska”), dawniej stratygraficznie odnoszone do badenu górnego, na obszarze arkusza Leżajsk wykształcone są jako łupki i iłołupki, miejscami margliste, lekko zapiaszczone i mikowe, ciemnoszare i szare, zwarte, średnio i dość twarde, o przełamie ostrokrawędzistym i muszlowym. Obserwuje się w nich także przewarstwienia mułowców i piaskowców drobnoziarnistych oraz uwęgloną sieczkę roślinną i ślady fauny. Ku górze profilu, wcześniej stratygraficznie przypisywanemu sarmatowi dolnemu, osady te przechodzą w łupki, łupki ilaste i iłołupki, rzadziej łupki margliste i ilasto-mułowcowe, szare, ciemnoszare, szarooliwkowe i oliwkowe, mikowe, twarde, zwarte, kruche, rozsypliwie, nieregularnie pękające, miejscami zaś miękkie i plastyczne. Łupki i iłołupki mają oddzielność równoległą, niekiedy sferyczną lub przełam muszlowy i ostrokrawędzisty. W łupkach pojawiają się przewarstwienia piasków, piaskowców, szarych, mikowych i kruchych, rozsypliwych, lokalnie wapnistych, mułowców ciemnoszarych, kruchych, oraz margli szarych. Lokalnie piaskowce laminowane są równoległe i faliście. W całym profilu obserwuje się występowanie uwęglonej sieczki roślinnej, a rzadziej makrofauny. Charakterystyczną cechą tych osadów jest wyraźne warstwowanie — laminacja (Fik, Rak, 1989; Konarski i in., 1985).

Osady uprzednio odnoszone do sarmatu dolnego pod względem wykształcenia zbliżone są do serii zaliczanej dawniej do badenu górnego, z tą różnicą, że w dolnej i środkowej części ich profilu obserwowany jest wzrost zapiaszczenia i większy udział pakietów piaskowcowych (Fik i in., 1984; Fik, Rak, 1989; Kuk, 1993), co można wiązać z nasileniem się ruchów tektonicznych w czasie tzw. tektoniki anomalnej, która zmobilizowała znaczne masy grubszego, psamitowego materiału skalnego (Jurka-Wantuch, Trygar, 1976). Pakiety piaskowców osiągają miąższość rzędu około 15–50 m (Fik i in., 1984; Kuk, 1993), a zapiaszczenie całej serii iłów krakowieckich zmienia się w granicach około 7–15% (Tomaszewski, 1963).

Kompleksy piaszczysto-piaskowcowe mogą stanowić, i w dość znacznej mierze stanowią, zbiorniki (kolektory) dla występujących w strefie zapadliska przedkarpackiego złóż gazu ziemnego (Kuryłówka, Sarzyna, Żołynia–Leżajsk, Brzoza Królewska).

Poziomy piaszczyste i piaskowcowe miejscami są zawodnione oraz wzbogacone w solanki (Bajer, Borys, 1966; Fik i in., 1984; Fik, Rak, 1989; Gašior i in., 1996; Tomaszewski, 1962). W obrębie złoża

„Kuryłówka” w głębszych poziomach występują solanki typu chlorkowo-wapniowego, o wysokiej mineralizacji (sucha pozostałość 67,95 g/dm³) i wysokiej zawartości jodu i bromu (Gąsior i in., 1996). W poziomach (horyzontach) płytszych mineralizacja maleje. Wydajność udostępnionych poziomów wodonośnych w obrębie złóż gazu ziemnego bywa znaczna, waha się od około 100 do około 2500 dm³/h (Fik i in., 1984; Gąsior i in., 1996). W niektórych sarmackich horyzontach gazowych obserwuje się zaleganie gazu w partii stropowej skał kolektorskich, a wód — najczęściej solanek, w partii spągowej (Fik, Rak, 1989).

Utwory tego wydzielenia osiągają miąższość od 855,0 m (otw. 20), 892,0 m (otw. 50), 912,0 m (otw. 31), 964,0 m (otw. 61) i 1007,0 m (otw. 34) w północnej części obszaru arkusza, przez 1058,0 m (otw. 108), 1106,0 m (otw. 122), 1160,0 (otw. 127) i 1257,0 m (otw. 100; nieprzewiercone) w części centralnej, do 1268,0 m (otw. 124) i 1652,0 m (otw. 145) oraz ponad 1312,0 m (otw. 92; nieprzewiercone) i 1390,0 m (otw. 155; nieprzewiercone) w jego południowej części.

W obrębie serii iłów krakowieckich Połtowicz i Starczewska-Popow (1973) wydzielili cztery megazestawy z przewagą spiaszczeń lub zaileń. Licząc od dołu były to: I kompleks piaszczysty, kompleks ilasto-mułowcowy, II kompleks piaszczysty oraz kompleks ilasto-mułowcowo-piaszczysty. Jak podają Konarski, Kuk i Świerz (1985) w centralnej części basenu zewnętrznego (w obrębie utworów grabowianu i sarmatianu dolnego, tu: w iłach krakowieckich), w wyniku korelacji poziomów geofizyki wiertniczej, wydzielono pięć serii korelacyjnych. Na obszarze między Jarosławiem a Lubaczowem Dziadzio (1995 — vide Jasionowski, 1997) wyróżnił w utworach zalegających nad serią chemiczną trzy kompleksy osadowe. Licząc od dołu są to: kompleks osadów równi basenowej, kompleks utworzony przez przeławicające się osady równi basenowej i lobów depozycyjnych peryferycznych części stożków podmorskich oraz kompleks osadów deltowych. Część utworów o charakterze piaszczystym i piaszczysto-ilastym stanowi najprawdopodobniej osady deltowe, opisywane z terenu zapadliska przez Karnkowskiego (1989). Rzeki tworzące delty płynęły początkowo z rejonu Gór Świętokrzyskich, a od połowy sarmatu dolnego także z rejonu Karpat.

Badania mikrofaunistyczne stropowych partii iłów krakowieckich, przeprowadzone na próbkach z obszaru arkusza Jarosław, wskazują na wiek omawianych osadów od wczesnomiocenowego do późnobadeńskiego (z zespołem otwornic, m.in.: *Paragloborotalia continua* (Blow), *Globigerina bulloides* (d’Orbigny), *Bulimina elongata* (d’Orbigny), *Brizalina dilatata* (Reuss) — według Szydło, 1998 — vide Malata, Wójcik, 1998). Według Jugowiec (1998 — vide Malata, Wójcik, 1998) badania nanoplanktonu wapiennego pochodzącego z terenu tego arkusza dały wiek nie starszy niż prawdopodobny późny baden. Wyniki podobnych analiz przeprowadzonych na obszarze arkusza Sieniawa (Olszewska, Jugowiec, 1997 — vide Popielski, 1999) odniosły stropowe partie iłów krakowieckich do niższej części sarmatu. Z kolei na terenie arkusza Sokołów Małopolski badania mikrofaunistyczne

iłów (Olszewska, Smagowicz, 1994 — vide Rączkowski, Wójcik, 1997) wykazały zespoły o zasięgu: baden, baden–sarmat dolny. Badania nanoplanktonu (występowanie: *Helicosphaera selli* Bukry et Bramlette, *Sphenolithus abies* Deflandre, *Helicosphaera kamptneri* Hays et Mohler) odniosły ich wiek do poziomu NN9/10 i NN10–11 (panon–pont?).

Wiek stropu osadów miocenijskich w zapadlisku przedkarpackim wydaje się być młodszy od sarmatu dolnego (Gaździcka, 1994; Oszczytko, 1996; Wójcik, Jugowiec, 1998) lub nawet sięgać do panonu (Rączkowski, Wójcik, 1997). Kwestia ta wymaga dalszych badań.

Badania litologiczne stropowych partii omawianej serii wskazują na zaleganie tu utworów grubopylewych (61,7–69,6% — otw. 52 i 146) lub drobnopylewych (48,6% — otw. 105), słabo wysortowanych ($\delta_1 = 1,34\text{--}1,62$), o krzywej uziarnienia dodatnio i bardzo dodatnio skośnej ($Sk_1 = 0,29\text{--}0,74$), z łagodnym, ostrym i bardzo wyraźnym maksimum ($K_G = 0,83\text{--}1,60$) (Bugajska, 2000). Przeciętna wielkość ziarna mieści się w granicach $4,73\text{--}5,71\phi$. Wapnistość osadów jest rzędu 7,6–7,7%. Zawartość minerałów ciężkich jest bardzo zmienna — waha się od 1,8–2,3% w otworach 52 i 105 do 26,2% w otworze 146. W wierceniu 146 są to w całości minerały rudne, podobnie w otworze 105 aż 90,6% frakcji ciężkiej tworzą minerały nieprzezroczyste, podczas gdy w otworze 52 minerały przezroczyste stanowią 41,4%, a wśród nich dominują granaty (87,4%).

3. Cz w a r t o r z ę d

Utwory czwartorzędowe pokrywają niemal cały obszar arkusza Leżajsk, zalegając na łożach krakowieckich (osadach miocenu, które w kilku miejscach odsłaniają się na powierzchni terenu). Miąższość osadów czwartorzędu zależy od konfiguracji stropu ich podłoża i wynosi średnio około 10–25 m na wysoczyźnie (maksymalnie 56,5 i 56,3 m — otw. 133 i 161, w rejonie Giedlarowej–Grodziska Górnego) i średnio około 15–25 m w dolinach rzecznych (maksymalnie 41,9 m — otw. 81, w rejonie Leżajsk). Utwory te deponowane były w okresach zlodowaceń: południowo-, środkowo- i północnopolskich, oraz interglacjałów: wielkiego i eemskiego, a także w holocenie. Najstarsze osady czwartorzędowe pochodzą z eoplejstocenu. Obszar arkusza Leżajsk został przykryty przez lądolód dwa razy, w czasie zlodowacenia Sanu 1.

a. P l e j s t o c e n

Iły i mułki (iły krakowieckie) sarmatu jako kry w utworach plejstocenijskich. Przemieszane osady miocenijsko-czwartorzędowe występujące w formie porwaków wśród utworów lodowcowych i wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 1 stwierdzono w otworach 105 i 146, odpowiednio na głębokości: 27,0–29,4 i 20,6–25,7 m.

Litologicznie są to mułki ilaste, w otworze 146 z domieszką piasków, o szarym i siwym zabarwieniu oraz łupkowej strukturze (otw. 105). Wapnistość tych osadów jest rzędu 7,2–8,3% (Bugajska, 2000). W analizowanych próbkach wśród minerałów ciężkich ponad 88,1–88,8% stanowią minerały nieprzezroczyste.

Badania palinologiczne (Pidek, 1998) przeprowadzone na kilku próbkach pobranych z omawianych osadów (z obu otworów) wykazały, iż większość materiału pyłkowego (około 60–70%) stanowiły zmetamorfizowane, zniszczone, blaszkowate sporomorfy trzeciorzędowe, głównie drzew iglastych. Stwierdzono ponadto występowanie licznych ciemnobrązowych, bezstrukturalnych, roztartych lignitów oraz sporomorf wspólnych dla trzeciorzędu i czwartorzędu. Charakter zniszczenia sporomorf świadczy o przetworzeniu, wleczeniu i redepozycji materiału pyłkowego.

Oznaczenie wieku bezwzględne metodą termoluminescencyjną (TL) próbki pobranej z otworu 146 z głębokości 20,7–20,8 m dało wynik: 650 ± 106 ka BP, a próbki z otworu 105 z głębokości 27,0–27,2 m: 722 ± 155 ka BP (Kusiak, 1998a, b). Porównując te wielkości z datami otrzymanymi dla glin zwałowych trudno jest dokonać jednoznacznej interpretacji.

Mułki z wietrzeli nowe. Utwory te, będące wynikiem wietrzenia iłów krakowieckich, rozpoznano m.in. w otworze 125 na głębokości 12,1–12,6 m oraz w punkcie dokumentacyjnym 11 na głębokości 1,8–3,5 m. Litologicznie są to mułki ilaste, iły i mułki, brązowo-żółte lub żółte. W stropie zawierają domieszkę piasków lub żwirów, w tym prawdopodobnie północnych, co skutkuje m.in. obecnością amfiboli (17,4% — otw. 125) (Bugajska, 2000). Piaski te w stropową partię badanych mułków zostały najprawdopodobniej wtłoczone przez lądolód. Zawartość węglanu wapnia na poziomie 0,9% (otw. 125) zdaje się potwierdzać ich wietrzeniową genezę. Nie można wykluczyć też, że utwory tworzące stropową część serii mają bardziej złożoną genezę i być może częściowo są pochodzenia zastoiskowego.

Ścisłe zdefiniowanie wieku i pozycji stratygraficznej badanych osadów jest sprawą dość trudną. Zasadniczo są one starsze od żwirów i piasków preglacialnych, jednak w miejscach, w których te ostatnie nie były akumulowane, omawiane utwory powstawały zapewne znacznie dłużej. Dolna granica wiekowa może sięgać już miocenu górnego (panonu), kiedy badany teren stanowił obszar lądowy i zapewne istniały sprzyjające warunki do powstawania tego typu utworów. Należy przy tym zwrócić uwagę, iż pod koniec pliocenu, w czasie fazy wołoskiej, nastąpiło prawdopodobnie jednak ożywienie procesów erozji rzecznej i denudacji, co w konsekwencji mogło doprowadzić do całkowitego usunięcia nagromadzonych do tego czasu osadów. Górna granica wiekowa omawianych utworów to okres przed nasunięciem lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Wobec powyższego badane osady zostały przypisane do starszego plejstocenu.

Podobne osady rozpoznane na obszarze Kotliny Sandomierskiej opisał m.in. Rühle (1952).

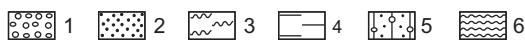
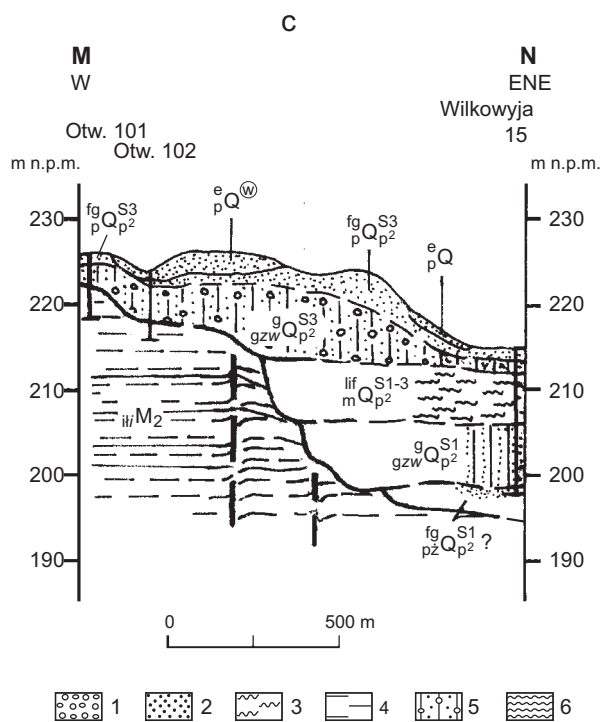
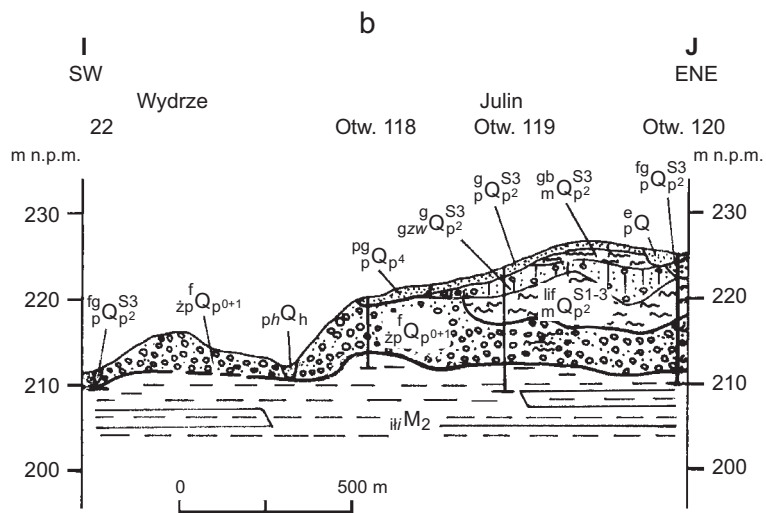
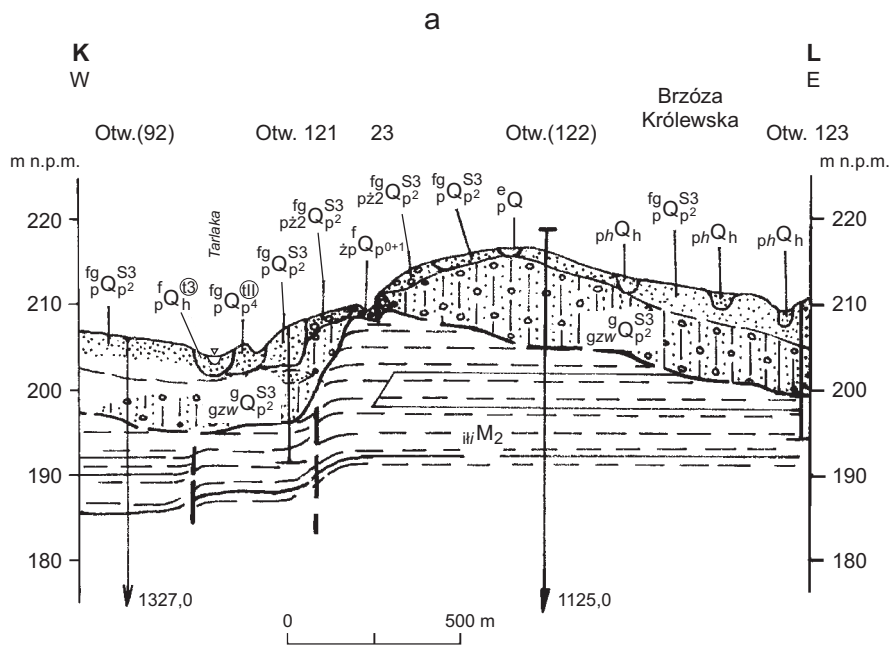
Plejstocen dolny + zlodowacenia najstarsze

Żwiry i piaski, miejscami otoczaki, rzeczne. Utwory preglacjalne (plejstocen dolny) i z okresu zlodowaceń najstarszych na obszarze arkusza Leżajsk to osady akumulacji rzecznej, wypełniające pierwotnie doliny wycięte w iłach krakowieckich. Obecnie zachowały się one fragmentarycznie (zniszczone przez późniejszą erozję) i stanowią dziś jedynie świadki dawnych poziomów akumulacyjnych ówczesnych rzek. Rzeka, która pozostawiła te osady na terenie badanego arkusza według Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971) płynęła z południa, z rejonu Rzeszowa–Rakuszawy (obszar arkusza Rzeszów), przez okolice Wydrza i teren na zachód od Brzozy Królewskiej (w rejonie punktu dokumentacyjnego 13), kierując się na północ, w okolice południowej części Nowej Sarzyny. Tu prawdopodobnie łączyła się z rzeką opływającą płaskowyż od północy. Wody tych rzek kierowane były dalej prawdopodobnie na południowy wschód, do dorzecza pra-Dniestru. Taki generalny kierunek odpływu wód w tym okresie podtrzymuje też Starkel (1984a), przy czym jego zdaniem układ hipsometryczny i skręt rynny w kierunku północnym, w rejon Leżajska, sugerują możliwość rozpoczęcia odwadniania centralnej części kotliny w kierunku północnym. Według Popielskiego (1999) rzeki te miały kierować się na wschód, w stronę krawędzi Roztocza.

Obecnie, na podstawie wyników prac terenowych, można dokładniej określić przebieg tej rzeki lub rzek na obszarze arkusza Leżajsk. Żwiry karpackie, miejscami z domieszką materiału tatrzańskiego, stwierdzono w rejonie Wydrza–Julina (na cokole erozyjnym o wysokości około 210–220 m n.p.m.) i dalej na północ — w punkcie dokumentacyjnym 13 zlokalizowanym na zachód od Brzozy Królewskiej (cokół około 200–210 m n.p.m.). Drugi ciąg tych osadów rozpoznano począwszy od rejonu Leśniczówki Zerwanki — punkt dokumentacyjny 23 (cokół około 208 m n.p.m.) (fig. 2a), przez Brzozę Królewską–Podbór — punkt dokumentacyjny 14 (cokół około 200–207 m n.p.m.), i Brzozę Królewską–Kmiecie (cokół około 200–210 m n.p.m.), do Malenisk–PGR Jelna (cokół około 190 m n.p.m.), Huciska–Siuzdak (cokół około 190 m n.p.m.), Huciska–Krzemieńca — punkt dokumentacyjny 4 (cokół około 185–190 m n.p.m.), i Judaszówki (cokół około 175–185 m n.p.m.).

Śladów rzeki o przebiegu równoleżnikowym można prawdopodobnie dopatrywać się w najniższej serii (żwirowej) rozpoznanej w otworze 1 (rejon Perlaków), na głębokości 27,0–30,0 m (na cokole erozyjnym wyciętym w iłach krakowieckich na wysokości około 148,0 m n.p.m.), oraz w rejonie Leżajska, gdzie osady te niemal odsłaniają się na powierzchni terenu (cokół o wysokości około 190–193 m n.p.m.).

We wschodniej części obszaru arkusza omawiane osady zostały rozpoznane w otworach: 133, 137 i 138 (Ciepliński, informacja ustna), jako seria żwirowo-piaszczysta, zalegająca na cokole o wysokości około 162–169 m n.p.m. (tabl. III). W otworze 133, na głębokości 54,5–56,5 m, obserwowane były liczne fragmenty nieobtoczonych, stalowoszarych mułowców wapnistych, pochodzących najprawdopodobniej z niszczonego podłoża — iłów krakowieckich (Ciepliński, informacja ustna). Seria



ta występuje prawdopodobnie również w rejonie Grodziska Górnego, m.in. w otworach: 139, 157, 158, 160–162 i 165–167, na cokole o tej samej wysokości.

Ustalenie dokładniejszego przebiegu tych rzek jest dosyć trudne z uwagi na fakt, iż w młodszym czwartorzędzie na omawianym obszarze zachodziły blokowe ruchy potomne (związane z wcześniejszym wypiętrzaniem Karpat), które w efekcie doprowadziły do lokalnego wyniesienia pewnych partii terenu. Obecnie więc obserwowane cokoły erozyjne osadów omawianego wydzielenia nie zawsze odpowiadają pierwotnym wysokościami, utrudniając ich korelację. Na kwestię tę zwracała uwagę Laskowska-Wysoczańska (1983, 1993, 1995).

Nieco inny pogląd odnośnie powstania osadów tego wydzielenia przedstawił Starkel (1972). Zdaniem tego autora w najstarszym czwartorzędzie (Villafranchien, pretegelien, dolny preglacjał) rzeka wypływająca z Karpat w rejonie Rzeszowa (pra-Wisłok) na omawianym obszarze sypała rozległy stożek napływowy.

Badania petrograficzne żwirów karpackich rozpoznanych w punkcie dokumentacyjnym 13, wykonane przez Laskowską-Wysoczańską (1971), dokumentują występowanie tu głównie: kwarcu (około 44%), materiału karpackiego — kwarcytów i piaskowców kwarcytowych (około 27%), piaskowców (około 7%), rogowców menilitowych i lidytów (około 7%), oraz materiału tatrzańskiego — kwarcytów werfeńskich (około 11%) i granitów (około 1%). W badaniach tych nie stwierdzono materiału skandynawskiego ani pochodzącego z Wyżyny Małopolskiej. Powierzchnia żwirów ma wyraźne ślady niszczenia, co wskazuje na erozję tych utworów przed wkroczeniem lądolodu na badany obszar (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1987b). Obserwowana w badanych osadach duża zmienność facjalna, sedymentacyjna i frakcjonalna wskazuje na bardzo zmienne warunki depozycji. Omawiane utwory w tym stanowisku przykryte są przez gliny zwałowe i piaski lodowcowe.

Obserwacje wykonane w czasie prac terenowych w punkcie dokumentacyjnym 4 (rejon Hucisko–Krzemieniec), potwierdzone badaniami petrograficznymi (Bugajska, 2000), wskazują na zaleganie tu, pod utworami wodnolodowcowymi, poniżej głębokości 2,4 m, żwirów karpackich, złożonych głównie z piaskowców fliszowych (35,0–48,0%), rogowców (6,8–14,7%) i kwarcu lokalnego (egzotyki) (37,2–58,2%). Pośród ławic żwirowych stwierdzono także przewarstwienia piasków różnoziarnistych, brązowych i żółtobrązowych, miejscami silnie scementowanych tlenkami żelaza i prawdopodobnie manganu, które nadają im barwę rdzawą i brunatno-czarną. Obserwowane warstwowanie tych osadów jest zmienne: horyzontalne i ukośne. Wielkość okruchów badanych żwirów dochodzi maksymalnie do kilku centymetrów. Są one dobrze obtoczone.



Fig. 2. Przekroje geologiczne I–J, K–L i M–N
a. rejon Brzozy Królewskiej, b. rejon Wydrza i Julina, c. rejon Wilkowyi
1 — żwiry, 2 — piaski, 3 — mułki, 4 — ropy, 5 — gliny zwałowe, 6 — namuły;
symbole i znaki konwencjonalne jak na mapie geologicznej

W punkcie dokumentacyjnym 14 (tabl. V), w rejonie Brzózy Królewskiej, omawiane osady zalegają dość mięszszą serią — 5,1 m (poniżej głębokości 1,5 m). W zbadanych żwirach zaobserwowano jedynie skały karpackie (Bugajska, 2000) — piaskowce (33,1–35,2%), rogowce (około 8–12%) i kwarc lokalny (egzotyki) (52,7–58,3%). Skały nieoznaczone stanowiły zaledwie 0,3%.

W Leżajsku, w rejonie ogródków działkowych przy ulicy Sandomierskiej, wśród żwirów tego wydzielenia obserwowano głównie: kwarc, rogowce i piaskowce karpackie. Nieliczne skały krystaliczne, lub do nich podobne, nie były pochodzenia skandynawskiego (Wójcik, Lisicki — informacja ustna).

W żwirowni w rejonie Wydrza omawiane żwiry tworzą głównie okruchy kwarcu, rogowców i piaskowców karpackich, z pojawiającymi się w stropie okruchami granitów i opok (materiał północny i z Wyżyny Małopolskiej). Obecność skał północnych i z Wyżyny Małopolskiej wynika z zalegania na powierzchni terenu około metrowej serii piasków prawdopodobnie lodowcowych, przekształconych w warunkach peryglacjalnych.

W rejonie Malenisk–PGR Jelna, w otworach 70 i 72, w stropie żwirów preglacjalnych odnotowano występowanie pojedynczych okruchów skał północnych, co może świadczyć o zalegających tu wcześniej glinach zwałowych (tabl. IV).

W otworach 133, 137 i 138 (rejon Giedlarowej–Grodziska Górnego) w omawianych żwirach obserwowano: kwarc, piaskowce karpackie, menility, lidyty, zwiertzałe skały krystaliczne (pegmatyty tatrzańskie lub egzotyki), kwarcyty werfeńskie (Ciepliński, informacja ustna). Laskowska-Wysoczańska (1995) przedstawiła wyniki badań składu petrograficznego tej serii z rejonu Grodziska Górnego, gdzie w przewodzie występują: piaskowce i kwarcyty (około 40–50%), kwarc (około 30–35%) oraz menility, rogowce i lidyty (około 5–14%). Praktycznie całość składu stanowią skały karpackie i tatrzańskie, jedynie kilka procent okruchów skalnych nie zostało oznaczonych.

Miejscami wśród żwirów i piasków tego wydzielenia notuje się występowanie namułów, w tym prawdopodobnie także organicznych, co zdaje się potwierdzać rzeczną genezę omawianych osadów (rejon Julina, w pobliżu otworu 119 — fig. 2b). Być może badania palinologiczne namułów uściśliłyby pozycję stratygraficzną żwirów.

Rozpoznana mięszczość omawianej serii wynosi: 1,5 m (otw. 167), 3,0 m (otw. 1), 5,0 m (otw. 119), 9,0 m (otw. 74), 10,2 m (otw. 160) oraz 11,0 m (otw. 133).

Na obecnym etapie badań przyjęto, za Laskowską-Wysoczańską (1971, 1995), że powstanie omawianej serii żwirowo-piaszczystej nastąpiło w okresie obejmującym preglacja i zlodowacenia najstarsze.

Podobne osady rozpoznane zostały również na terenach arkuszy: Sieniawa (Popielski, 1999), Przeworsk (Wójcik, 1999c) i Jarosław (Malata, Wójcik, 1998).

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy + interglacjał małopolski

Piaski, miejscami piaski pyłowe, rzeczne. Prawdopodobne osady tego wieku zalegają w południowo-wschodniej części obszaru arkusza Leżajsk, w rejonie Grodziska Górnego i na wschód od Giedlarowej, w otworach 140 i 167 (tabl. III). W głównej mierze są to piaski drobnoziarniste, miejscami pyłowe, o miąższości do około 11 m (otw. 167). Utwory te wypełniają erozyjne i najprawdopodobniej również tektonicznie uwarunkowane (Laskowska-Wysoczańska, 1995) obniżenie podłoża czwartorzędu występujące w tej części badanego obszaru. Zalegają one najczęściej na osadach preglacjalnych (otw. 163 i 167) lub ilach krakowieckich (otw. 140), a podścielają młodsze piaski wodnolodowcowe stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1. Można przypuszczać, że pierwotna miąższość tych utworów była większa, lecz została zredukowana w wyniku oddziaływania lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1. Osady te są pozostałością rzeki (rzek) opływającej Płaskowyż Kolbuszowski od wschodu. W okresie zlodowacenia Nidy byłby to prawdopodobnie pra-Wisłok, płynący na północ i północny wschód (Starkel, 1972), natomiast w czasie interglacjału małopolskiego w rejonie tym płynął już prawdopodobnie pra-San (Pożaryski i in., 1994).

Zlodowacenie Sanu 1

Zlodowacenie Sanu 1 jest interpretowane przez autora niniejszego opracowania w takim ujęciu wiekowym, w jakim przyjmują je: Baraniecka (1990), Lindner (1992) i Mojski (1991). Z tego okresu na obszarze arkusza Leżajsk pochodzą osady związane z pobytem lądolodu skandynawskiego. W tym czasie pokrył on znaczną część Polski, wkraczając dość znacznie w Karpaty (Wójcik, 1999d). Lądolód zlodowacenia Sanu 1 miał duży wpływ na rzeźbę badanego obszaru. Na podstawie analizy profili otworów wiertniczych, jak również wyników badań Laskowskiej-Wysoczańskiej (1967, 1971) i Wojtanowicza (1985, 1997c, d) oraz wyników prac prowadzonych na terenach sąsiednich arkuszy (Kurkowski i in., 1998; Rączkowski, Wójcik, 1997; Wągrowski, 1991), osady tego okresu rozdzielono na dwa stadiała i interstadiała. Nie można jednak wykluczyć, iż osady dolnego (starszego) poziomu glaciogenicznego, tu łączone z górnym poziomem glaciogenicznym w jedno piętro — zlodowacenie Sanu 1, są jeszcze starsze (zlodowacenie Nidy?). Jednak w opinii Wójcika (informacja ustna) w omawianym rejonie nie można mówić o utworach zlodowaceń starszych od zlodowacenia Sanu 1.

Stadiał dolny

W stadiał dolnym zlodowacenia Sanu 1 nastąpiło pierwsze nasunięcie lądolodu skandynawskiego na północną i centralną część badanego obszaru.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Osady te rozpoznano m.in. w rejonie: Wilkowy — w punkcie dokumentacyjnym 15 na głębokości 16,4–17,0 m (nieprzewiercone), Leżajska —

w otworze 105 na głębokości 29,4–33,5 m, Brzozy Królewskiej — w otworze 65 na głębokości 16,5–16,8 m oraz w otworze 93 na głębokości 14,5–18,0 m (fig. 2c, tabl. IV, przekrój geologiczny A–B). Zalegają one pod glinami zwałowymi i młodszymi piaskami wodnolodowcowymi stadiału dolnego lub mułkami interstadialnymi. Utwory te mogą występować prawdopodobnie także w otworze 1, na głębokości 20,0–27,0 m, poniżej osadów zastoiskowych omawianego podpiętra, a powyżej osadów preglacjalnych. Osadów o podobnej genezie można dopatrywać się także w otworze 110, w którym mogą one zalegać serią o miąższości około 2–2,5 m, wprost na łąkach krakowieckich. Do utworów tego wydzielenia zaliczono również serie występujące w rejonie Giedlarowej, nawiercone w otworach: 109 (głębokość 28,0–32,0 m), 111 (głębokość 1,4–14,4 m) i 133 (głębokość 39,0–45,5 m), w których zalegają na osadach preglacjalnych lub łąkach krakowieckich, a pod przykryciem utworów zastoiskowych, rezyduów glin zwałowych i młodszych piasków wodnolodowcowych stadiału dolnego.

W otworze 133 stwierdzono piaski drobnoziarniste z domieszką mułków. W piaskach występują drobne, płaskie toczące łąki wapniste oraz fragmenty konkrecji żelazistych o średnicy do około 1 cm (Ciepliński, informacja ustna). Wśród sporadycznie pojawiających się żwirów rozpoznano: kwarc, piaskowce, lidyty i menility. Obserwowano też znaczną ilość skaleni (Ciepliński, informacja ustna). Toczące łąkowe są prawdopodobnie świadectwem działalności erozyjnej wód lodowcowych na wychodniach podłoża podczwartorzędowego (tu: łąkach krakowieckich).

Na próbkach osadów tego wydzielenia, pobranych z otworu 105, przeprowadzono badania litologiczno-petrograficzne (Bugajska, 2000). W omawianym profilu w spągu tej serii zalegają piaski gruboziarniste, z bardzo niewielką domieszką żwirów (0,3%), przechodzące wyżej w piaski różnoziarniste. Badany poziom kończy warstewka mułków piaszczystych. Wyszortowanie osadów w całej serii jest słabe. Kształt krzywej uziarnienia zmienia się od prawie symetrycznej do bardzo dodatnio skośnej, z ostrym, bardzo wyraźnym i wyjątkowo ostro zaznaczonym maksimum. Wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu jest rzędu 0,68–0,78. Wśród minerałów ciężkich granaty (83,3–94,4%) dominują nad: cyrkonem (1,0–3,7%), epidotem (1,0–3,3%) i amfibolami (1,5–2,2%). W przypadku omawianych utworów można przypuszczać, że po części stanowią je osady preglacjalne, w różnym stopniu przerobione przez wody lodowcowe. Tezę taką mogłyby potwierdzać wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego, otrzymane dla dwóch próbek (głębokość 29,5–29,6 i 30,8–31,0 m), które dały wskazania rzędu: 881 ± 197 ka BP i 980 ± 235 ka BP (Kusiak, 1998a).

Mułki i mułki piaszczyste zastoiskowe. Akumulacja tych osadów stanowi świadectwo bliskości czoła łądolodu. Serię tę na obszarze arkusza rozpoznano w rejonie Majdanu i Perlaków, w jego północno-zachodniej części, oraz w rejonie Leżajska–Giedlarowej, w części centralnej. Osady te najlepiej dokumentują profile otworów: 1, 2, 107, 109, 110 i 140. Litologicznie są to: mułki, mułki piaszczyste, mułki ilaste i miejscami łąki, barwy najczęściej szarej i siwej, rzadziej ciemnożółtej

(otw. 109; procesy lessyfikacji ?), a niekiedy ze smugami brunatnymi i czarnymi. Miąższość tych utworów jest dość znaczna, zmienia się w granicach od 4,0 m (otw. 107) do 16,0 m (otw. 2 i 109), przy czym na południe od otworu 2 może przekraczać 20,0 m. Mułki te najczęściej zalegają na iłach krakowieckich oraz na piaskach wodnolodowcowych stadiału dolnego, pod nakładem starszych glin zwałowych, piasków lodowcowych stadiału górnego, piasków rzecznych i wodnolodowcowych zlodowaceń środkowopolskich. Rzędna ich stropu waha się w granicach od około 167–172 m n.p.m., w otworach 1 i 2, do około 193–196 m n.p.m., w otworach: 107, 109 i 140.

Istnieje duże prawdopodobieństwo, że mułki omawianego wydzielenia mogą występować także na południe od Giedlarowej. Obserwuje się tu wprawdzie jedną serię utworów o tym typie wykształcenia litologicznego, odniesioną do interstadiału, ale nie można wykluczyć, iż jest ona nałożona na serię starszą, podobnie wykształconą, którą można by wiązać ze stadiałem dolnym.

Gliny zwałowe i rezydualne zwałowych. Utwory te litologicznie wykształcone są jako: gliny piaszczyste, gliny pyłowate, gliny, z pojedynczymi okruchami skalnymi, niekiedy też z większą ilością żwirów; a także jako: piaski gliniaste ze żwirami, żwiry piaszczyste, zaglinione, żwiry i otoczaki gliniaste oraz żwiry i piaski. Barwa ich jest zmienna: szara, brązowa, beżowa i żółtawa.

Osady te rozpoznano w profilach otworów 109 i 130 oraz w pobliżu otworu 133, w rejonie Giedlarowej, gdzie zalegają pod interstadialnymi mułkami i mułkami ilastymi jeziornymi i rzeczными lub piaskami wodnolodowcowymi stadiału dolnego, na głębokości odpowiednio: 6,0–12,0 m, 27,5–32,0 m i około 34,5–38,5 m (tabl. III). W wierceniu 109 pod glinami zalegają mułki piaszczyste zastoiskowe, w otworze 130 — ily krakowieckie (pod 20-centymetrową wkładką piasków i żwirów wodnolodowcowych), a w pobliżu otworu 133 — piaski wodnolodowcowe.

Utwory tego wydzielenia znane z rejonu wiercenia 133 to piaski drobnoziarniste i pyłowate, z pojedynczymi okruchami piaskowców, kwarcu, wapieni, krzemieni, gez i opok wapnistych oraz kongrecji żelazistych (Ciepliński, informacja ustna). Piaski zawierają dużą ilość łuszczyków oraz płaskie toczeńce szarych, wapnistych mułków, o średnicy do 1,5 cm. Toczeńce te mogą być pozostałością porwaków skał podłoża podczwartorzędowego, znajdujących się pierwotnie w glinach zwałowych, „wymytych” przez wody roztopowe (przekrój geologiczny A–B — rejon otworu 105), lub też stanowić świadectwo erozyjnej działalności tych wód na wychodniach podłoża.

Omawiane gliny rozpoznano również w otworze 140, na głębokości 9,0–15,6 m, gdzie zalegają na mułkach zastoiskowych, pod nakładem mułków interstadialnych.

Utwory tego wydzielenia zalegają także w rejonie Malenisk–PGR Jelna, w otworach: 69, 71, 73 i 74, serią o miąższości do około 5–6 m (tabl. IV). Głębokość ich stropu waha się w granicach od około 12–13 m do około 21 m. Od glin młodszych oddziela je miąższy pakiet mułkowych utworów interstadialnych. Pod nimi zalegają ily krakowieckie lub osady preglacjalne.

Opisywane utwory rozpoznano ponadto w profilu otworu 93, w rejonie Brzozy Królewskiej, na głębokości 10,0–14,5 m, gdzie zalegają na piaskach i żwirach wodnolodowcowych.

Nowe wiercenia hydrogeologiczne wykonane na południe od Leżajska (otw.: 106, 107 i 110) potwierdziły występowanie w tym rejonie niżejległego, starszego poziomu glin zwałowych, o miąższości około 3,5 m. Poziom ten zalega na iłach krakowieckich lub mułkach zastoiskowych.

Występujące w rejonie Perlaków gliny, prawdopodobnie tego wieku, zalegają tuż pod powierzchnią terenu. Rzędna ich stropu wynosi tu około 185–190 m n.p.m.

Omawiane osady rozpoznano także w rejonie Wilkowyi, w punktach dokumentacyjnych 15 i 25, oraz Biedaczowa, w punkcie dokumentacyjnym 24. Żwiry nawiercone w otworze 125 na głębokości 11,8–12,1 m, zalegające na zwietrzelinie iłów krakowieckich, potraktowano jako rezyduum glin zwałowych i włączono do omawianych osadów. Strop opisywanych utworów, w tym rejonie, zalega około 8–16 m p.p.t., na rzędnej około 198–206 m n.p.m.

Najdalej na południe omawianego obszaru osady tego wydzielenia rozpoznano w otworze 147 i punkcie dokumentacyjnym 27.

Na podstawie rozprzestrzenienia badanych osadów wyraźnie widać, że łądolód który je tu pozostawił, swoją ekspansję na południe opierał na już istniejących obniżeniach terenu, ułatwiających przemieszczanie się jeziorów lodowych. Są jednak wyjątki od tej reguły, a mianowicie okolice otworów: 106, 109, 130 i 140, gdzie osady lodowcowe wkraczają na wyniesienia.

O przypisaniu tych utworów do starszego stadiału zlodowacenia Sanu 1 zadecydowały: wyniki badań Wojtanowicza (1985, 1997c), przeprowadzonych w profilach Giedlarowa I (punkt dok. 18) i Giedlarowa II (punkt dok. 19), jak również profil otworu 109, zlokalizowanego w bezpośrednim sąsiedztwie tych punktów. Otwór ten przedstawił inny obraz budowy geologicznej niż to wcześniej podawał Wojtanowicz (1985, 1997c) — udokumentował mułki lessopodobne, zalegające nie na iłach krakowieckich, a na glinach zwałowych, i całą serię innych starszych osadów plejstoceńskich.

Zdaniem autora niniejszego opracowania dolny poziom glin zwałowych reprezentuje najprawdopodobniej stadiał przedmaksymalny omawianego zlodowacenia (Sanu 1). Wskazywać na to może ograniczenie występowania badanych glin do północnej i centralnej części obszaru arkusza, jak również ich dużo mniejsza miąższość w stosunku do miąższości glin poziomu górnego.

P i a s k i , m i e j s c a m i z e ż w i r a m i , w o d n o l o d o w c o w e . Utwory tego wydzielenia, litologicznie wykształcone jako: piaski drobno- i różnoziarniste, piaski z pojedynczymi żwirami (w tym okruchami: kwarcu, skał węglanowych i, nieobtoczonymi, piaskowców — otw. 137) oraz wkładkami glin, piaski pyłowate i gliniaste, o barwie żółtawo-jasnobrązowej, kończą akumulację związaną z pobytem na badanym terenie łądolodu starszego stadiału zlodowacenia Sanu 1. W otworze 137, na głębokości 32,0–43,5 m, w piaskach obserwowano ponadto toczęnce szarych mułków wapniстых i fragmenty płaskich skorup żelazistych (Ciepliński, informacja ustna).

Osady te rozpoznano w rejonie Leżajska, w otworach: 77, 105–107 i 110 oraz w punkcie dokumentacyjnym 12, na głębokości około 7–19 m (rzędna około 191–205,8 m n.p.m.). Podścielają mułki interstadialne, gliny zwałowe stadiału górnego, a zalegają na glinach zwałowych lub dolnych piaskach wodnolodowcowych stadiału dolnego. W rejonie wąwozów występujących na zachód od Leżajska omawiane osady prawie odsłaniają się na powierzchni terenu, pozostając jedynie pod cienką pokrywą mułków lessopodobnych. Wody podziemne sączące się tu na powierzchni terenu, a pochodzące z badanych piasków, tworzą dość rozległy obszar podmokły, porośnięty roślinnością wilgociolubną. Miąższość omawianej serii dochodzi do 12,4 m w otworze 105.

Utwory tego wydzielenia rozpoznano ponadto w rejonie Giedlarowej–Grodziska Górnego (tabl. III). W rejonie tym miąższość omawianej serii dochodzi do około 22 m (otw. 137). Miejscami piaski te mogą być zaburzone glacitektonicznie.

Analizując ułożenie hipsometryczne stropu i spągu badanych piasków w rejonie Leżajska (przekrój geologiczny A–B), które przypomina taras, można sądzić, że osady te najprawdopodobniej tworzą w tym rejonie kopalny taras kemowy. Forma taka mogła powstać dzięki zaleganiu na obszarze obecnej doliny Sanu bryły martwego lodu. W dalszych rozważaniach doprowadziłoby to do wniosku, że dolina pra-Sanu istniała już prawdopodobnie w okresie interglacjału małopolskiego, co sugerują także Pożaryski, Maruszczak i Lindner (1994).

Nieco inaczej przedstawia się sytuacja omawianych osadów w rejonie Giedlarowej–Grodziska Górnego. Ułożenie spągu tej serii jest tu bardzo wyrównane, większe zróżnicowanie widać natomiast w zarysie jej stropu — lekkie nachylenie w kierunku południowym, od około 200 m n.p.m. w otworze 133, przez około 198 m n.p.m. w otworze 137, do około 189 m n.p.m. w otworze 167. W rejonie otworów 138 i 160–162 zaznaczają się ponadto rozcięcia, najprawdopodobniej erozyjne, omawianych osadów. Powyższe fakty mogą sugerować odpływ wód roztopowych (lodowcowych) tą częścią obszaru arkusza na południowy wschód, doliną pra-Sanu do dorzecza pra-Dniestru. Wodnolodowcową genezę tych osadów sugerowała wcześniej Laskowska-Wysoczańska (1995), przy czym wiązała je ona z okresem poprzedzającym maksymalne nasunięcie lądolodu zlodowacenia Sanu, co w niniejszym opracowaniu odpowiadałoby okresowi stadiału górnego.

Omawiane osady najlepiej rozpoznano w profilu otworu 105, gdzie poddano je także badaniom litologiczno-petrograficznym (Bugajska, 2000). Wyniki przeprowadzonych analiz wskazują na zaleganie, na głębokości 14,5–27,0 m, piasków drobno- i średnioziarnistych, miejscami pyłowatych, z niewielką domieszką żwirów (do około 1%). Niemal cały pakiet tych osadów jest słabo wysortowany, jedynie w spągu selekcja materiału jest nieco lepsza. Krzywa rozsiewu ziarn jest przeważnie bardzo dodatnio skośna, w spągu dodatnio skośna, o spłaszczeniu malejącym ku górze profilu. Obtoczenie ziarn kwarcu jest słabe, $R = 0,50–0,89$. W składzie minerałów ciężkich minerały przezroczyste stano-

wią 51,8–79,7%, a wśród nich przeważają: granaty (69,5–93,4%), amfibole (0,3–7,6%), epidot (1,7–4,5%), cyrkon (1,1–7,6%) i turmaliny (0,6–2,3%).

Obserwowana w badanym profilu (otw. 105), na głębokości 20,7–21,0 m, wkładka utworów pyłowato-piaszczystych, białawo-żółtawych, lessopodobnych (?), świadczy o czasowej przerwie w depozycji piasków, wywołanej zmianą warunków sedymentacji, prawdopodobnie na aeralne.

Oznaczenia wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną próbek osadów z otworu 105 wykazały dla części stropowej poziomu (głębokość 14,9–15,1 m) wartość rzędu: 853 ± 179 ka BP, a dla części środkowej (głębokość 22,0–22,2 m) — 844 ± 181 ka BP (Kusiak, 1998a). Jak widać, w stosunku do przyjętego usytuowania wiekowego omawianych utworów, są to wielkości zawyżone.

Interstadiał

W podpiętrze tym lądolód skandynawski wycofał się na północ, przynajmniej w rejon środkowej Polski, gdzie, jak podaje Lindner (1992), w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów” można obserwować dwa pokłady glin zwałowych zlodowacenia Sanu.

Mułki i mułki ilasto-piaszczyste jeziorne i rzeczne, miejscami eoliczne. Utwory te litologicznie wykształcone są jako: mułki, mułki piaszczyste, mułki ilaste, mułki ilasto-piaszczyste, gliny pyłowate i gliny, o zmiennej barwie — popielatej, szarej i zielonkawej. W górnej części profilu mułki mają na ogół barwę żółtą, beżową i żółto-jasnobrązową, są kruche, zlessyfikowane. Rozprzestrzenienie omawianych osadów na obszarze arkusza Leżajsk jest dość znaczne. Występują one blisko powierzchni terenu, pod niewielkim nadkładem młodszych utworów lodowcowych i wodnolodowcowych, w rejonie: Brzozy Królewskiej, Giedlarowej, Leżajska, Woli Żarczyckiej, Huciska i Brzozy Stadnickiej, gdzie często można obserwować je w odkrywkach, jako utwory podmorenowe, lessopodobne. Osady te rozpoznano ponadto w profilach otworów wiertniczych: 65, 69–74, 77, 105, 109, 119, 120, 130, 133, 137, 138, 140, 160–162, 167 i 168 oraz w punktach dokumentacyjnych: 5, 12, 15, 16, 24 i 25 (fig. 2b, c, tabl. III i IV, przekrój geologiczny A–B). Omawiane utwory najczęściej rozdzielają osady dwóch poziomów glacialnych, tj. stadiów dolnego i górnego zlodowacenia Sanu 1, choć nierzadko zalegają na utworach jeszcze starszych. Ich strop miejscami nosi ślady erozyjnego niszczenia oraz rozwoju procesów glebowych (oglejenie) — punkty dokumentacyjne 18 i 19 (Wojtanowicz, 1997c). Miąższość badanych osadów jest zmienna, waha się od kilku do kilkunastu metrów. Największą, około 22-metrową miąższość stwierdzono w rejonie Grodziska Górnego, w otworze 167.

Badania litologiczne osadów omawianego wydzielenia rozpoznanych w Hucisku (punkt dok. 10) i Giedlarowej (punkty dok. 18 i 19), wykonane przez Wojtanowicza (1997c, d), wykazały, że są to utwory bardzo słabo wysortowane, z krzywą rozsiewu bardzo dodatnio skośną, o ostrym i bardzo wyraźnym maksimum. W profilach tych zalegają osady pyłowe zwykłe lub ilaste oraz glina pyłasta słabo spiaszczona. Zdaniem Wojtanowicza są to utwory jeziorne. Oznaczenia wieku bezwzględnego me-

todą termoluminescencyjną dały wyniki: 539 ± 81 ka BP i 560 ± 120 ka BP w profilu Giedlarowa I — punkt dokumentacyjny 18 (Wojtanowicz, 1985), oraz 573 ± 108 ka BP i $>165,0 \div >342,2$ ka BP w profilu Hucisko — punkt dokumentacyjny 10 (Wojtanowicz, 1997d).

Podobne badania przeprowadzone na osadach zaliczonych do tego wydzielenia, a zalegających w otworze 105 na głębokości 13,0–14,5 m, udokumentowały występowanie mułków ilastych (frakcja iltowa około 14%) (Bugajska, 2000). Są to utwory słabo wysortowane, o bardzo dodatnio skośnej krzywej rozsiewu ziarn, z ostrym i bardzo wyraźnym maksimum. Obtoczenie ziarn kwarcu jest słabe, $R = 0,62\text{--}0,85$. Wapnistość omawianych osadów jest rzędu 7,4–8,4%. Minerale ciężkie stanowią 1,1–1,6%, dominują wśród nich minerale nieprzezroczyste — 81,4–99,3%. Na podstawie zebranych danych można stwierdzić, że utwory te deponowane były w środowisku jednorodnym, stabilnym i średnio dynamicznym pod względem energetycznym. Mamy tu więc do czynienia prawdopodobnie z akumulacją typu jeziornego lub o niewielkim przepływie wody. Występujące w profilu, na głębokości 14,0–14,5 m, ility laminowane, przypominające utwory warwowe, o laminach żółtych i brązowo-ciemnoszarych, mogłyby sugerować występowanie rozproszonej substancji organicznej. Badania palinologiczne przeprowadzone na próbkach całej omawianej serii (13,0–14,5 m) wykazały, iż są one całkowicie płonne (Pidek, 1998).

Charakter akumulacji tych osadów jest zapewne bardziej złożony. Znaczna miąższość oraz zróżnicowane położenie hipsometryczne i geomorfologiczne omawianych mułków sugerują, z dużym prawdopodobieństwem, że w ich akumulacji istotną rolę odgrywały też procesy eoliczne.

Obserwacja omawianych osadów w odkrywkach w ścianach cegielni nie wykazała, aby były one zaburzone w wyniku nacisku mas lodowych młodszego lądolodu, jednak takich zaburzeń wykluczyć całkowicie nie można. Pośrednio na ich istnienie może wskazywać bardzo zróżnicowane położenie stropu i spagu tych utworów w rejonie Giedlarowej–Grodziska Górnego (otw. 133 i 138 — [tabl. III](#)), co zaznaczono schematycznie w postaci ugięcia warstw. W punkcie dokumentacyjnym 18 (Giedlarowa I) w stropie badanych osadów obserwowano powierzchnię erozyjną, rozdzielającą omawiane mułki od nadległych glin zwałowych (Wojtanowicz, 1997c).

Podobne zaburzenia w tych osadach mogą występować też w rejonie Jelnej ([tabl. IV](#)).

Osady z rejonu Giedlarowej–Grodziska Górnego Laskowska-Wysoczańska i Wysoczański-Minkowicz (1992) genetycznie wiązali z facją powodziową, a stratygraficznie odnosili do okresu poprzedzającego zlodowacenia południowopolskie. Później Laskowska-Wysoczańska (1993) zaliczała je do schyłku interglacjału małopolskiego, a ostatnio (Laskowska-Wysoczańska, 1995) łączy z transgresją lądolodu zlodowaceń południowopolskich (San max). Wojtanowicz (1985, 1997c) utwory te odnosi do interglacjału małopolskiego.

Autor niniejszego opracowania opisywane mułki przypisał do interstadiału w piętrze zlodowacenia Sanu 1. O zajęciu takiego stanowiska zdecydowały: zaleganie omawianych utworów pomiędzy dwoma poziomami glacialnymi, powiązany tu ze zlodowaceniem Sanu 1, oraz przeprowadzone na obszarze arkusza badania palinologiczne (otw. 105), które wykazały brak sporomorf w analizowanych osadach, co raczej wyklucza klimat interglacjalny.

W podobnych utworach, również zalegających pod glinami zwałowymi, rozpoznanych w profilu wiercenia Łowisko na obszarze arkusza Sokołów Małopolski, badania palinologiczne przeprowadzone na próbkach z nich pobranych wykazały wyraźne ochłodzenie klimatu wyrażone zmianą zespołów roślinnych, wśród których przeważa roślinność zielna (Rączkowski, Wójcik, 1997). Wśród drzew dominują: *Betula*, *Pinus*, *Larix* i *Salix*. W górnej części zaznacza się udział *Pediastrum*, wskazujący na występowanie zbiorników wodnych, rozlewisk i podmokłości. Stwierdzone zespoły roślinności mogą reprezentować typ lasotundry. Roślinność taka prawdopodobnie mogłaby rozwinąć się w omawianym rejonie przy założeniu znacznego wycofania się czoła lądolodu na północ. Wycofanie takie jest obserwowane w osadach w rejonie Bełchatowa (Lindner, 1992). Jak widać omawiane osady wymagają dalszych badań palinologicznych, wyjaśniających warunki ich sedymentacji.

Podobne utwory, opisywane często jako mułki podmorenowe, lessopodobne, rozpoznano także na obszarach arkuszy: Ulanów, Sieniawa i Sokołów Małopolski (Szajn, 1992, 1993; Popielski, 1999; Kurkowski i in., 1998; Rączkowski, Wójcik, 1997), gdzie uznano je za osady zastoiskowe stadiału dolnego lub górnego.

Według Wójcika (informacja ustna) nie można wykluczyć, że w części otworów osady opisane jako mułki, a w tym opracowaniu zaliczone do niniejszego wydzielenia, są swoistą facją glin zwałowych. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

P i a s k i r z e c z n e rozpoznano w otworze 131, w rejonie Giedlarowej (tabl. III). W spągu profilu są to piaski różnoziarniste, w kierunku stropu przechodzące w drobnoziarniste. Wypełniają, jak się wydaje, kopalne koryto o dość znacznych rozmiarach, wycięte w interstadialnych mułkach lessopodobnych oraz dolnych glinach zwałowych. Miąższość serii piaszczystej wynosi 13,8 m.

W szerszym kontekście zaleganie w tym rejonie osadów rzecznych może świadczyć o nawiązaniu interstadialnej sieci rzecznej do jej wcześniejszego układu, z preglacjału i zlodowaceń najstarszych (por.: Laskowska-Wysoczańska, 1993). Nie można jednak wykluczyć, iż mamy tu do czynienia z bocznym dopływem jakiejś większej rzeki, np. pra-Sanu, płynącej w późniejszym okresie (zlodowacenie Nidy lub interglacjał małopolski). Trudno natomiast stwierdzić w jakim kierunku odbywał się odpływ wód.

Stadiał górny

W stadiale górnym zlodowacenia Sanu 1 nastąpiło kolejne nasunięcie lądolodu, który pokrył cały obszar arkusza. Na podstawie obserwacji osadów podglinowych, tj. piasków i żwirów wodnol-

dowcowych oraz utworów zastoiskowych, które pojawiają się jedynie sporadycznie („plackami”), nie osiągając przy tym większych miąższości, można wnioskować, że transgresja lądolodu była stosunkowo „szybka” i nieprzerwana.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne). Wkroczenie lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 na omawiany teren było poprzedzone akumulacją wodnolodowcową. Na przedpolu lądolodu osadzały się piaski różnoziarniste, miejscami pyłowate i gliniaste, lokalnie z wkładkami żwirów. Utwory te rozpoznano w otworach wiertniczych w rejonie Leżajska, Żołąni Górnej i prawdopodobnie Grodziska Górnego (tabl. III, przekrój geologiczny A–B). W południowej części obszaru arkusza zalegają one na iłach krakowieckich i osadach preglacjalnych, w części centralnej — na mułkach interstadialnych. Podścielają młodsze gliny zwałowe. Ich miąższość jest zróżnicowana, maksymalnie osiąga od około 5,5 m (przekrój geologiczny A–B — Żołąnia Górna) do około 9,5 m (otw. 162).

Osady wodnolodowcowe stwierdzone w wierceniu 146 na głębokości 25,7–30,5 m poddano badaniom litologiczno-petrograficznym (Bugajska, 2000). Są to głównie piaski średnioziarniste, z domieszką gruboziarnistych i niewielkim udziałem piasków drobnoziarnistych oraz mułków. W spągu serii, na iłach krakowieckich, zalegają żwiry drobno- i średniookruchowe. Piaski są słabo wysortowane, o krzywej uziarnienia dodatnio i bardzo dodatnio skośnej, z bardzo wyraźnym maksimum. Obtoczenie ziarn kwarcu jest słabe, $R = 0,61–0,67$. W zespole minerałów ciężkich przeważają minerały przezroczyste (61,9–67,1%), a wśród nich: granaty (90,4–92,4%), turmaliny (0,6–4,3%), epidot (1,9–2,4%) i amfibole (0,6–2,7%). W składzie petrograficznym żwirów obserwuje się zdecydowaną przewagę skał lokalnych (93,0%) nad północnymi (7,0%). Wśród skał lokalnych wyróżniono: kwarc (47,4%), piaskowce (fliszowe) (33,6%) i rogowce (10,2%). Okruchy skał północnych reprezentowane są przez: skały krystaliczne (4,4%), kwarc (1,4%) oraz piaskowce paleozoiczne (1,2%). Znaczny procentowy udział skał lokalnych we frakcji żwirowej pozwala domniemywać, iż przed wkroczeniem lądolodu zalegały tu osady preglacjalne, może również świadczyć o dość intensywnej wcześniejszej dostawie materiału skalnego na przedpole lądolodu przez wody ekstraglacialne.

Akumulacja wodnolodowcowa, poprzedzająca powstanie zastoiska, prawdopodobnie nie obejmowała wszystkich partii badanego obszaru, a na pewno nie wszędzie była intensywna.

M u ł k i i i ł y (warwowe) **z a s t o i s k o w e** na obszarze arkusza Leżajsk znane są z rejonu: Huciska (punkt dok. 10), Leżajska (otw. 105) oraz Biedaczowa (otw. 125). Rozpoznana miąższość tych osadów dochodzi do kilku metrów (maksymalnie 4,8 m — otw. 125). W analizowanych profilach geologicznych omawiane utwory zalegają na mułkach interstadialnych lub starszych glinach zwałowych, a podścielają kompleks młodszych utworów lodowcowych. Z dużym prawdopodobieństwem można też do nich zaliczyć iły stalowoszare nawiercone w otworze 106 na głębokości 15,0–17,8 m.

Według Wojtanowicza (1997d) w punkcie dokumentacyjnym 10 utwory tego wydzielenia to ciemnoszare ily warwowe, zalegające na głębokości 0,8–2,2 m, pod osadami wodnolodowcowymi. Zawierają kongrecje węglanowe, a ich warstwowanie jest lekko faliste. Są one zwietrzałe (w warunkach klimatu peryglacjalnego), tak iż warstewki wykazują wyraźną oddzielność. Badania litologiczne wskazują, że są to utwory bardzo słabo wysortowane, o prawie symetrycznej krzywej rozsiewu, z szerokim maksimum. Zdaniem Wojtanowicza mogą one pochodzić z fazy transgresji lądolodu. Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną badanych osadów dało wynik: ponad 154 ka BP, co praktycznie wyklucza możliwość jego interpretacji.

W otworze 105 pod glinami zwałowymi, na głębokości 11,0–13,0 m, zalegają siwe mułki ilaste z niewielką domieszką piasków (8,5%). Na głębokości 11,7 m zaobserwowano w nich gładzik skał północnych — granit (dropstone ?). Badania litologiczne (Bugajska, 2000) wykazały, że mułki te są dość wapniste (8,1% CaCO₃). Obtoczenie ziarn kwarcu we frakcji 1–0,5 mm jest słabe (R = 0,66). Osady te są bardzo słabo wysortowane, o bardzo dodatnio skośnej krzywej rozsiewu z ostrym maksimum. W składzie minerałów ciężkich granaty (69,6%) dominują nad: amfibolami (23,1%), staurolitem (4,1%) i epidotem (1,6%). Zarówno obecność gładzika, jak i duży odsetek amfiboli w mułkach, zdają się wskazywać, iż powstawały one w bezpośredniej bliskości lądolodu. Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną próbek osadów z głębokości 11,4–11,6 m dało wynik: 566 ± 127 ka BP (Kusiak, 1998a), który dobrze „wpisuje się” w schemat podziału plejstocenu proponowany niegdyś przez Mojskiego (1991) (zlodowacenie Sanu), lecz nieco odbiega od datowań osadów lodowcowych w tej części Kotliny Sandomierskiej (Butrym i in., 1988; Wojtanowicz, 1985).

W otworze 125 do osadów omawianego wydzielenia zaliczono serię położoną na głębokości 7,0–11,8 m. Są to mułki i mułki z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych oraz piaski drobnoziarniste i pyłowate, szare i siwe. Wysortowanie tych utworów jest zmienne, od bardzo słabego w spągu, przez słabe w partii środkowej, do średniego w stropie serii (Bugajska, 2000). W ślad za tym zmienia się rozkład krzywej uziarnienia — od symetrycznego do bardzo dodatnio skośnego, i jej kształt (od szerokiej do zaznaczonej bardzo wyraźnym maksimum). Zmienne jest również obtoczenie ziarn kwarcu, R = 0,17–0,98. Uwagę zwraca niska zawartość węglanu wapnia, rzędu 1,0–2,4%. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (68,3–72,8%), w dalszej kolejności zaznaczają się: amfibole (2,5–10,3%), epidot (4,4–8,5%), cyrkon (1,8–9,5%) i staurolit (2,8–6,0%). Oznaczenia wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną wykonane na dwóch próbkach dały wyniki: 84 ± 13 ka BP i 87 ± 14 ka BP (Kusiak, 1998b), które zupełnie odbiegają od przyjętego wieku tych osadów, co może być skutkiem różnorodnych procesów zachodzących po ich osadzeniu. Badania palinologiczne przeprowadzone na kilku próbkach pobranych z tej serii wykazały, że w znacznej mierze mamy tu do czynienia z rozmytym i redeponowanym materiałem trzeciorzędowym (Pidek, 1998).

Nie można wykluczyć, iż część stropowej partii serii mułków interglacialnych, leżących bezpośrednio pod młodszymi glinami zwałowymi, także należy do omawianego wydzielenia. Jednak z braku szczegółowych badań osadów tych nie rozdzielono.

Gliny zwałowe, miejscami z soczewkami piasków i mułków, występują na dość znacznych obszarach Płaskowyżu Kolbuszowskiego. Miąższość tej serii jest zmienna i waha się w granicach od kilkudziesięciu centymetrów i kilku metrów (0,7 m — punkt dok. 14, około 2,8 m — punkty dok. 18 i 19, około 5,5 m — otw. 105, 9,0 m — otw. 166) do kilkunastu (16,6 m — otw. 146 i 19,5 m — otw. 137), a nawet kilkudziesięciu metrów (25,6 m — otw. 162, około 27,0 m — otw. 143, 34,2 m — otw. 139, 37,6 m — otw. 160, około 41,3 m — otw. 161).

Generalnie są to gliny, gliny piaszczyste i pyłowate oraz ilasto-piaszczyste, o zmiennym zabarwieniu: szarobrazowym, ciemnoszarym, brązowym i żółto-szarym, ze zmienną ilością materiału gładziko-wego, w którym rozpoznano głównie wapienie i opoki z Wyżyny Lubelskiej oraz skandynawskie różowe i szare granitoidy. Miejscami gliny są rozdzielone wkładkami piasków różnoziarnistych, brązowych (otw.: 69, 107, 130, 131, 144, 146 i 162 oraz punkt dok. 26), lub mułków brązowych i szarych (otw. 130 i punkt dok. 26), o miąższości około 2–3 m. Soczewki piasków i mułków w glinach można interpretować różnorako. Mogą one stanowić wyraz niewielkich wahań czoła lądolodu i zarazem ślad zmiany warunków depozycji, z lodowcowej na np. wodnolodowcową. Osady te, zwłaszcza w spagowych partiach glin, mogą być porwakami skał podłoża. Istnieje też prawdopodobieństwo, że piaski śródglinowe są integralnym składnikiem glin, powstałym w wyniku lokalnego przemywania ich stropu (ciągle pozostającego pod masą aktywnego lądolodu) przez pojawiające się okresowo wody subglacialne.

O „dwudzielności” glin zwałowych w rejonie Grodziska Górnego wspominała wcześniej Laskowska-Wysoczańska (1971). Przedstawia ona profil odsłonięcia (nr 94 — lokalizacja bliżej nieznaną), w którym na szarych glinach zwałowych z okresu transgresji zalega około 2-metrowa seria piasków, mułków i ilów warwowych, mających stanowić wypełnienie niewielkiego zbiornika wodnego, utworzonego w okresie deglacjacji przed czołem lądolodu. Gliny zwałowe, barwy brązowej, przykrywające całość tych osadów, mają być świadectwem drugiego przemieszczenia się lądolodu w kierunku południowym, na odległość około 5–8 km, poza rejon Grodziska (oscylacja czoła lądolodu). Zbliżony profil osadów (z piaskami międzyglinowymi) jest znany autorowi z rejonu Wólki Grodzkiej. Wkładki takich utworów występujące w glinach zwałowych stwierdzono także na obszarze arkusza Ulanów (Szajn, 1992). Osiągają tam miąższość około 1–2,5 m.

Badania litologiczno-petrograficzne glin zwałowych rozpoznanych w otworze 146 (Bugajska, 2000) wykazały, że odsetek okruchów skał krystalicznych waha się w granicach 6,5–62,9%, największe wartości przyjmując w stropie serii. Kwarc północny występuje w ilości 5,0–19,0%, zaś wapienie północne — 10,9–34,3%. Największy udział kwarcu odnotowano w stropie serii, a wapieni — bliżej

spagu. Zawartość piaskowców północnych jest wyrównana w całej serii, wynosi 0,7–3,4%. Cechą charakterystyczną jest pojawienie się dolomitów północnych jedynie w dwóch próbkach pobranych z glin. Wśród skał lokalnych wapienie stanowią przeciętnie 21,2–44,3 %, przy czym praktycznie nie występują w stropie analizowanych utworów. Dużą grupę tworzą: kwarc — 5,9–19,8% i piaskowce — do 9,9%. Mało jest krzemieni (do 2,9%), rogowców (do 1,9%) oraz mułowców (do 19,2%), a ponadto skały te zaobserwowano jedynie w połowie próbek. Współczynniki petrograficzne¹ w poszczególnych próbkach wynoszą: O/K = 0,02–1,56; K/W = 0,00–2,32 i A/B = 0,00–1,37. Graficzny obraz tych wartości zmienia się od płaskiego w stropie (gliny zwietrzałe), przez dość ostro zaznaczony ku górze w środkowej części profilu, do zaznaczonego ku dołowi i prawie płaskiego w spagu serii (tabl. V).

Zmienność współczynników petrograficznych w tym profilu glin zwałowych można by próbować tłumaczyć zaleganiem na sobie różnowiekowych utworów lodowcowych. Autor nie zdecydował się na takie rozwiązanie tej kwestii z powodu zbyt małej ilości danych (badania w jednym profilu). Innym wytłumaczeniem takich danych może być występowanie porwaków glin w glinach.

W otworze 105 w grupie skał północnych zarejestrowano: okruchy krystaliczne (13,2–21,8%), wapienie (4,7–13,3%), kwarc (6,1–8,9%) i piaskowce (2,0–3,9%). Brak jest dolomitów. Wśród skał lokalnych rozpoznano: wapienie (44,8–50,0%), kwarc (5,6–11,2%), piaskowce (0,6–5,5%) i rogowce (do 2,4%). Współczynniki petrograficzne wynoszą tu: O/K = 0,30–0,59; K/W = 2,09–4,74 i A/B = 0,19–0,43. W stropie serii wykres obrazujący uzyskane wartości współczynników jest bardzo ostro skierowany ku górze, w spagu ulega nieco spłaszczeniu.

Zbliżone wartości współczynników petrograficznych otrzymano z glin zwałowych rozpoznanych na obszarze arkuszy Sieniawa (Popielski, 1999) i Ulanów (Szajn, 1992).

Wyniki badań składu petrograficznego przeprowadzonych przez Laskowską-Wysoczańską (1971) na zwietrzałych glinach zwałowych rozpoznanych w Grodzisku Górnym (2 profile) przedstawiają się następująco: materiał skandynawski — 13,5–18,0%, kwarc — 13,5–14,0%, materiał z Wyżyny Małopolskiej — 47,0–55,0%, materiał karpacki — 16,0–19,0%, skały nieoznaczone — 2,0%. W glinach niezwiertzałych żwiry to: materiał skandynawski — 14,0%, kwarc — 2,0%, materiał z Wyżyny Małopolskiej — 60,0% (w tym opoki odwapnione — 19,0%), materiał karpacki — 20,0%, skały nieoznaczone — 3,0%. Badania zwietrzałych glin z cegielni w Giedlarowej (punkty dok. 18 i 19), przeprowadzone przez tę autorkę, wykazały obecność: materiału skandynawskiego — 23,0%, kwarcu — 2,0%, materiału z Wyżyny Małopolskiej — 57,0% i materiału karpackiego — 14,0% (skały nieozna-

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

czony — 4,0%). Gliny rozpoznane w tej cegielni badał także Wojtanowicz (1997c). Według niego w składzie petrograficznym żwirów skandynawskie skały krystaliczne stanowią 56,0%, materiał z Wyżyny Małopolskiej — 32,0%, a piaskowce oraz łupki — 9,0%.

W glinach zwałowych występujących w punkcie dokumentacyjnym 13 (według Laskowskiej-Wysoczańskiej, 1971 — Brzoza Królewska 86) materiał skandynawski stanowi 12,5%, kwarc — 16,0%, materiał z Wyżyny Małopolskiej — 21,5%, materiał karpacki — 49,0%, skały nieoznaczone — 1,0%.

W składzie minerałów ciężkich, badanym na próbkach omawianych osadów z otworu 146, obserwuje się: granaty (53,4–84,7%), amfibole (3,9–12,2%), epidot (2,5–9,5%), staurolit (2,3–7,2%), turmaliny (0,6–5,7%), cyrkon (0,6–7,3%) i dysten (0,6–9,5%) (Bugajska, 2000). W otworze 105 rozpoznano zaś: granaty (63,8–74,1%), amfibole (8,1–9,5%), epidot (3,6–11,1%), turmaliny (4,2–4,7%), staurolit (3,0–6,9%) i cyrkon (2,1–2,8%). Wapnistość glin zwałowych zmienia się w granicach: 0,8–8,5% w otworze 105 i 0,9–8,5% w otworze 146. W stropie serii obserwuje się najmniejsze zawartości węgla wapnia.

Wyniki badań wieku bezwzględnego glin tego poziomu, wykonanych metodą termoluminescencyjną (Kusiak, 1998a) na próbkach z otworu 105, mieszczą się w przedziale: 473 ± 97 – 497 ± 102 ka BP. Wartości te częściowo odpowiadają oznaczeniom wieku glin z obszarów sąsiednich arkuszy Ulanów (477–502 ka BP) i Rudnik (476–509 ka BP) (Szajn, 1992; Wągrowski, 1991), oraz z profilu Giedlarowa I — punkt dokumentacyjny 18 (508 i 530 ka BP) (Wojtanowicz, 1985). Trudniej jest natomiast interpretować wyniki otrzymane dla glin rozpoznanych w otworze 146, gdyż znacznie odbiegają one od wartości cytowanych powyżej, a wynoszą: 801 ± 135 – 857 ± 143 ka BP (Kusiak, 1998b).

Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną mułków ilastych, stanowiących wkładkę w piaszczystych glinach zwałowych zalegających w żwirowni w miejscowości Wydrze, cytowane przez Laskowską-Wysoczańską i Wysoczańskiego-Minkowicza (1992), dało wynik: 229,6 ka BP, co odnosiłoby osady te do okresu zlodowaceń środkowopolskich. Jednak badania terenowe pozwalają na wydzielenie na powierzchni omawianego obszaru poziomu osadów lodowcowych związanych jedynie ze zlodowaczeniem Sanu 1. Podobne oznaczenia tej serii utworów z terenów arkuszy Sieniawa i Sokołów Małopolski również dały wyniki, które praktycznie wykluczyły możliwość ich interpretacji (Popielski, 1999; Rączkowski, Wójcik, 1997).

Omawiany poziom glin zwałowych reprezentuje najprawdopodobniej stadiał maksymalny zlodowaczenia Sanu 1 na tym obszarze. Do wyrażenia takiego poglądu skłania fakt znacznej miąższości tych osadów, jak również większe ich rozprzestrzenienie w stosunku do glin starszych (stadiału dolnego).

Mułki i mułki piaszczyste lodowcowe i zastoiszkowe rozpoznano w rejonie: Biedaczowa, Gwizdowa, Żołyni Górnej, Wydrza-Julina, Wólki Grodziskiej, Brzozy Stadnickiej, Wilkowyi i na południe od Giedlarowej. Mułki te, najczęściej o szarym, szaroburym i szarobrazowym

zabarwieniu, leżą na glinach zwałowych lub piaskach lodowcowych. Miąższość ich nie przekracza około 2–3 m, choć miejscami może osiągać 4,5 m (punkt dok. 26). Utwory te najczęściej występują pod przykryciem piasków lodowcowych, wodnolodowcowych oraz mułków lessopodobnych. W profilu omawianych osadów, rozpoznanym przy pomocy sondy ręcznej, zaobserwowano konglomeraty rudy darniowej i manganu, których występowanie może być skutkiem miejscami zwiększonej wilgotności, wynikającej z zalegania w podłożu utworów słabo przepuszczalnych. W badanych mułkach notuje się także duże ilości łyseczyków.

Powstanie mułków wiązać należy najprawdopodobniej z akumulacją lodowcową, a także zastoiskową, w fazie stagnacji, a następnie zaniku łądolodu. Generalnie ich pozycja stratygraficzna jest równorzędna z pozycją glin zwałowych. Osady te odpowiadają zapewne obserwowanym w rejonie Grodziska Górnego, przez Laskowską-Wysoczańską (1971), utworom (piaski, mułki i ily typu warwowego) położonym pomiędzy dwoma poziomami glin zwałowych, i stanowią wyraz oscylacji czoła łądolodu. W opisywanym rejonie występowania badanych osadów nie stwierdzono przykrycia ich przez łądolód. W zachodniej części obszaru arkusza nie było więc oscylacji czoła łądolodu obserwowanej w jego części wschodniej (por. Laskowska-Wysoczańska, 1971).

Nie można jednak wykluczyć, że mułki te, tu ujęte w odrębnym wydzieleniu, stanowią pewien typ glin zwałowych, lokalnie tak wykształconych facjalnie. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

P i a s k i i piaski gliniaste, miejscami z wkładkami glin piaszczystych i żwirów, lodowcowe i wodnolodowcowe. Najszerzej osady te występują wzdłuż zachodniej granicy obszaru arkusza, w rejonie: Kołacznicy (na północ od Woli Żarczyckiej), Woli Żarczyckiej, Huciska, Łoin, Flisów i Wydrza. Mniejsze ich wychodnie zarejestrowano na zachód od Leżajska i na południe od Giedlarowej. Piaski te leżą najczęściej na glinach zwałowych, rzadziej zaś na utworach zastoiskowych, mułkach jeziornych (interstadialnych) lub iłach krakowieckich. Najczęściej są to żółto-brązowe, brązowe i szarobure piaski różnoziarniste, często gliniaste i słabo przemyte. Lokalnie obserwuje się wśród nich soczewki dobrze przemytych piasków wodnolodowcowych. Jednak z uwagi na znaczną zmienność facjalną, osadów tych nie rozdzielano. W rejonie Perlaków i Woli Żarczyckiej oraz na terenie położonym w lesie na zachód od Brzozy Królewskiej, w miejscach w których utwory te zalegają na glinach zwałowych, obserwuje się w nich zwiększoną zawartość frakcji żwirowej. W żwirach odnotowano skały północne — granity, jak również lokalne (karpackie) — piaskowce i lidyty. Miąższość omawianych osadów jest stosunkowo niewielka i dość rzadko przekracza 3,0–4,0 m (4,5 m — otw. 2, 6,0 m — otw. 32). Ich pozycja stratygraficzna jest podobna jak glin zwałowych i mułków zastoiskowych (zalegających na glinach).

W otworze 105 piaski drobnoziarniste i pyłowate, zalegające na głębokości 2,0–5,5 m, poddano badaniom litologiczno-petrograficznym (Bugajska, 2000). Są to utwory słabo wysortowane, o dodat-

nio i bardzo dodatnio skośnej krzywej rozsiewu, z ostrym i bardzo wyraźnym jej maksimum. Wapnistość piasków, rzędu 0,8–0,9%, wskazuje na wymycie węglanu wapnia prawdopodobnie w związku z procesami glebotwórczymi, jak również z procesami zachodzącymi w warunkach peryglacialnych, których pozostałością są utwory peryglacialno-deluwalne zalegające powyżej badanych piasków. W osadach tych zaskakuje dobre obtoczenie ziarn kwarcu, $R = 0,27–0,32$. W składzie minerałów ciężkich zarejestrowano: granaty (51,8–66,8%), amfibole (14,3–14,5%), epidot (4,5–10,1%), cyrkon (1,4–8,0%) i staurolit (4,3–6,2%). Uwagę zwraca duży odsetek amfiboli, 1,5-krotnie większy niż w podległych glinach zwałowych. Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną osadów z głębokości 4,0–4,2 m dało wynik: 285 ± 53 ka BP (Kusiak, 1998a), który odnosiłby je do okresu zlodowaceń środkowopolskich. Jednak obserwacje terenowe, wyniki pozostałych badań i oznaczeń pozwalają na wydzielenie na powierzchni obszaru arkusza poziomego glacialnego odniesionego do zlodowacenia Sanu 1.

Utwory tego wydzielenia lub do nich zbliżone znane są również z obszarów sąsiednich arkuszy (Kurkowski i in., 1998; Popielski, 1999; Rączkowski, Wójcik, 1997; Szajn, 1992, 1993; Wągrowski, 1991, 1992; Wójcik, 1999c).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) oraz piaski wodnolodowcowe zajmują dość znaczne powierzchnie na obszarze arkusza Leżajsk. Obie serie są jednowiekowe, a powstanie ich miało miejsce w okresie recesji lądolodu. Zasadniczo są to piaski drobno- i średnioziarniste, rzadziej grubo- i różnoziarniste, lokalnie z większą ilością żwirów, o barwie białawej, jasno-beżowej i jasnoszarej. Miąższość tych osadów jest zmienna. Najczęściej nie przekracza 1,0–3,0 m. Lokalnie osiąga większe wartości — 7,9 m (otw. 35) i 9,5 m (otw. 36), przy czym nie można wykluczyć, iż w głębszych partiach utwory te nakładają się na serie starsze, o podobnej litologii.

Badania litologiczne omawianej serii, zalegającej w otworze 146 na głębokości do 4,0 m, dokumentują piaski drobno- i średnioziarniste oraz pyłowate, z niewielką domieszką żwirów (około 1,0%) (Bugajska, 2000). Wysortowanie tych osadów jest słabe, krzywa uziarnienia ma charakter symetryczny, ale o ostrym maksimum. Cechami zwracającymi uwagę są: bardzo dobre obtoczenie ziarn kwarcu ($R = 0,18$) i niska wapnistość (0,8%). W składzie minerałów ciężkich granaty (69,3%) dominują nad: cyrkonem (9,6%), staurolitem (8,8%) i epidotem (4,1%). Amfibole występują w ilości prawie śladowej (0,9%). Obtoczenie ziarn kwarcu, wapnistość i zespół minerałów ciężkich mogłyby sugerować akumulację rzeczną, jednak położenie omawianych osadów wysoko na wierzcholinie, bezpośrednio na glinach zwałowych, wskazuje raczej na akumulację wodnolodowcową, połączoną z wielokrotnym przemywaniem utworów lub z ich odległym obszarem alimentacyjnym — pozostającym w „znacznej” odległości lądolodem.

W punkcie dokumentacyjnym 4, na głębokości do 2,4 m, zalegają ciemnożółte piaski pyłowate z niewielką domieszką żwirów (2,0%) (Bugajska, 2000). Osady te są słabo wysortowane, o krzywej

rozsiewu ziarn ujemnie skośnej, z bardzo wyraźnym maksimum. Słabe obtoczenie ziarn kwarcu ($R = 0,83$) oraz skład minerałów ciężkich (granaty — 81,4%, amfibole — 6,8%, staurolit i epidot — po 2,4% oraz rutyl — 2,0%) przemawiają za wodnolodowcową genezą omawianych utworów. Potwierdzają to także, tkwiące miejscami w piaskach, żwiry i fragmenty skał krystalicznych północnych. Charakterystyczna jest bezwapnistość badanych osadów.

W punkcie dokumentacyjnym 28 utwory tego wydzielenia odsłaniają się w ścianie odsłonięcia (wkopu), na głębokości 4,6–7,0 m. Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate, słabo wysortowane, o bardzo dodatnio skośnym rozkładzie krzywej uziarnienia, z bardzo wysokim jej maksimum (Bugajska, 2000). Obtoczenie ziarn kwarcu jest dość słabe, $R = 0,55$. W przeciwieństwie do osadów opisanych powyżej utwory występujące w tym punkcie mają dość dużą zawartość węglanu wapnia (5,4%). W składzie minerałów ciężkich granaty (80,2%) przeważają nad: amfibolami (7,1%), biotytem (3,1%) i staurolitem (2,4%). Duża ilość amfiboli i dość słabe obtoczenie ziarn kwarcu mogą potwierdzać genezę osadów. Podobnie jak w punkcie dokumentacyjnym 4, w piaskach tych występują żwiry, a miejscami nawet głązy krystaliczne, pochodzenia skandynawskiego. W osadach tych obserwowano również konkretne węglanowe, miejscami dość znacznych rozmiarów, o płaskim kształcie.

Oznaczenia wieku bezwzględnej metodą termoluminescencyjną piasków omawianego wydzielenia, rozpoznanych w punkcie dokumentacyjnym 10, dały wyniki: 499 ± 99 i $507,4 \pm 76$ ka BP, które według Wojtanowicza (1997d) sugerują ich powstanie w fazie recesji lądolodu (daty te są młodsze od uzyskanych dla glin zwałowych w profilu Giedlarowa I — punkt dok. 18).

Zdaniem autora niniejszego opracowania podczas akumulacji omawianych serii jednocześnie następowało niszczenie (przez wody lodowcowe) starszych osadów lodowcowych i zastoiskowych. W czasie depozycji tych utworów powstały też założenia późniejszej sieci rzecznej, wyznaczone przez odpływy wód lodowcowych i roztopowych.

Na potrzeby mapy przyjęto, że serie piasków wodnolodowcowych występujące na powierzchni terenu reprezentują stadiał górny. Nie można jednak wykluczyć, że miejscami tuż pod powierzchnią terenu zalegają starsze serie wodnolodowcowe lub rzeczno-wodnolodowcowe.

Żwiry i piaski akumulacji szczelinowej. Osady te stwierdzono w rejonie: Woli Żarczyckiej, Kołaczni, Łoin, Brzozy Królewskiej i Podkudłacza, gdzie zalegają serią o miąższości średnio do około 3–4 m, maksymalnie około 6 m, miejscami tworząc mniej lub bardziej wydłużone pagórki. Leżą najczęściej na glinach zwałowych. Generalnie powstanie omawianych utworów związane jest z działalnością wód roztopowych, krążących w szczelinach lądolodu (wody sub-, supra- lub ingla-cjalne), o dużym reżimie energetycznym. Fakt, że część tych osadów tworzy pagóry, a część form z nich zbudowanych przybiera kształt „plackowaty” — niewyróżniający się w morfologii terenu, można tłumaczyć tym, iż część szczelin została otwarta wcześniej, a osady je wypełniające były dłużej

rozmywane. Obserwacje prowadzone w terenie wskazują, że wśród żwirów i otoczków skały karpackie (piaskowce i kwarc) dominują nad skałami północnymi czy z Wyżyny Małopolskiej (głównie granity, rzadziej okruchy węglanowe). W osadach tych obserwuje się lokalnie warstwowanie horyzontalne lub ukośne. Miejscami żwiru tkwiące w piaskach tworzą gniazda lub soczewki.

Formy akumulacji szczelinowej najlepiej reprezentuje wał występujący w rejonie Woli Żarczyckiej, tuż przy granicy obszaru arkusza. W części południowej ma on wysokość około 4–6 m, w części północnej — około 2–3 m. W formie tej zalega około 6-metrowa seria żwirów oraz piasków i żwirów, barwy brązowej. Wśród żwirów duży odsetek stanowią wapienie pochodzące prawdopodobnie z Wyżyny Lubelskiej lub Roztocza, w znacznym stopniu już odwapnione. Mniejszy udział mają skały karpackie, kwarc i skały krystaliczne północne.

Utwory tego typu lub zbliżone do nich, występujące w rejonie Woli Żarczyckiej, opisywał wcześniej Friedberg (1903). W żwirach odnotował on obecność m.in. porfiru czerwonego i granitu.

Osady o zbliżonym charakterze są dość powszechne w tej części Kotliny Sandomierskiej. Znane są one z obszarów arkuszy: Sokołów Małopolski (Kurkowski i in., 1998; Rączkowski, Wójcik, 1997), Rudnik (Wągrowski, 1991, 1992), Ulanów (Szajn, 1992, 1993), Sieniawa (Popielski, 1999) i Jarosław (Malata, Wójcik, 1998).

Piaski i mułki, miejscami z wkładkami żwirów, tarasów kemowych reprezentują najmłodszą serię stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1. Ich występowanie udokumentowane jest w rejonie Leżajska, na skraju doliny Sanu. Profil serii rozpoznano w wierceniach archiwalnych oraz w sondzie mechanicznej wykonanej na potrzeby mapy — punkt dokumentacyjny 21. Jego stropowe partie obserwowano w wąwozie drogowym położonym na północ od Wierzawic, jak również we wkopie inżynierskim w Leżajsku. W spągu tych utworów, bezpośrednio na łożach krakowieckich, spoczywają szare żwiru i piaski różnoziarniste, miejscami gliniaste (rezydwa glin zwałowych lub innych osadów czwartorzędowych?), przechodzące ku górze w szarozółte, żółte i jasnobrązowe piaski drobnoziarniste i mułki, lokalnie z wkładkami żwirów i glin (będące prawdopodobnie spływami utworów moreny ablacyjnej). Stropowe partie serii są bezwapniste lub słabo wapniste, warstwowane horyzontalnie lub ukośnie (nachylenie do około 2–3°). Miejscami wapnistość mułków może być większa, w związku z koncentracją węglanu wapnia. Wśród minerałów wyróżniają się kwarc i łuszczyki, a mniej skalenie.

Mięszkość serii osadów kemowych wynosi 23,2 m w otworze 114 i 27,0 m w odległości około 100 m na północ od niego. W kierunku wysoczyzny (tj. na południe od doliny Sanu) mięszkość badanych utworów maleje do około 13 m, w profilach otworów wiertniczych mułki i piaski ustępują miejsca glinom zwałowym.

Osady o podobnej genezie, ale o znacznie grubszym ziarnie (piaski, żwiry), rozpoznane zostały przez Szajna (1992, 1993) na przeciwległym brzegu doliny Sanu (w miejscowości Sigiełki). Autor niniejszego opracowania podziela pogląd Szajna, iż omawiana seria osadzona została w czasie kiedy wysoczyzna praktycznie była już wolna od lodu, ale w obniżeniu zajmowanym obecnie przez dolinę Sanu zalegała bryła martwego lodu. Wody roztopowe przepływające między tą bryłą a terenem wysoczyzny erodowały zalegające tu utwory, a w dalszej kolejności osadzały serie: piaszczysto-mułkową (rejon Leżajska), przy słabym przepływie wód, oraz piaszczysto-żwirową (rejon Sigiełek), przy większym przepływie wód. Wody roztopowe odpływały prawdopodobnie na południowy wschód. Za istnieniem bryły martwego lodu w obrębie doliny Sanu może przemawiać fakt, iż w rejonie ulicy Garncarskiej w Leżajsku (w pobliżu rynku) z omawianych utworów wydobyto gład narzutowy o średnicy 0,4 m (granit barwy czerwonej), który mógł się tu dostać jedynie z masy lodowej lub w spływie materiału z wysoczyzny. Jednak z rejonu tej ulicy do wysoczyzny jest dość daleko, a wysoczyznę pokrywają piaski wodnolodowcowe, w których nie obserwowano żwirów czy gładów.

Interglacjał wielki

Interglacjał wielki na rozpatrywanym terenie zapisał się głównie erozyjnym niszczeniem starszych utworów czwartorzędowych i osadów mioceńskich. Pod koniec jego trwania zaznaczyła się tu akumulacja. Buraczyński i Wojtanowicz (1966) oraz Wojtanowicz (1978) podają, że erozja w dolinie Sanu sięgnęła od kilkunastu do około 20–30 m poniżej współczesnego dna rzeki.

Żwiry i głązy (otoczaki), miejscami piaski, rzeczne. Do wydzielenia tego przypisano utwory zalegające w dolinie Sanu, rozpoznane w otworach: 79 (głębokość 26,0–30,0 m), 80 (głębokość około 26–33,0 m), 81 (głębokość 31,1–41,9 m) i 85 (głębokość 27,0–31,3 m), oraz w dolinie Trzebošnicy, nawiercone w otworze 33 na głębokości około 22–29,0 m. Wypełniają one rozcięcia erozyjne, zalegając na łałach krakowieckich (średnio na wysokości około 151–155 m n.p.m.). Oś doliny Sanu poniżej Leżajska znajdowała się wówczas na zachód od obecnego jej położenia (Wojtanowicz, 1978). Zdają się to potwierdzać osady rozpoznane w profilach otworów 79–81.

Na sąsiadującym od wschodu obszarze arkusza Sieniawa, w rejonie Adamówki, w okresie tym zachodziła akumulacja jeziorna (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1987a).

Zlodowacenia środkowopolskie

Obszar arkusza Leżajsk nie został objęty przez łałolód zlodowaceń środkowopolskich, który w swoim maksymalnym rozwoju wkroczył jedynie w północną część Kotliny Sandomierskiej (Buraczyński, 1986; Lindner, Wojtanowicz, 1997). Badany teren pozostawał jednak pod wpływem warunków klimatycznych i procesów związanych z sąsiedztwem mas lodowych. Osady tego wieku reprezentowane

są przez serię rzeczną i wodnolodowcową oraz przez serie rzeczne w dolinach: Sanu, Wisłoka, Trzebońnicy, Błotni i Leszczynki.

Piaski rzeczne i wodnolodowcowe rozpoznano w północno-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie Majdanu, gdzie serią o miąższości do około 8 m wypełniają dość rozległe kotlinowate zagłębienie (zagłębienie końcowe ?, wytopiskowe ?), zalegając na mułkach zastoiskowych stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1. Piaski te mają barwę żółtą, beżową i szarą. W lokalnych zagłębieniach występujących na ich powierzchni zachodzi akumulacja osadów humusowych, czemu sprzyjają płytko zalegające wody gruntowe.

Powstanie omawianych utworów wiązać należy prawdopodobnie z jednoczesnym oddziaływaniem wód roztopowych (lodowcowych ?) dalekiego fluwioglacjału i rzecznych w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich, jak również z późniejszą akumulacją deluwialną i rzeczną.

Piaski i żwiry rzeczne rozpoznano w dnach dolin: Błotni (Wierzawice), Trzebońnicy (Wola Żarczycka, Hucisko), Żyłki (Wola Żarczycka) i Leszczynki (Grodzisko Górne). W otworze 116, na głębokości poniżej 11,0 m, zalegają szare piaski i żwiry, warstwą o miąższości około 8 m. Spoczywają one na cokole erozyjnym wyciętym w iłach krakowieckich, a wznoszącym się 158,5 m n.p.m. W dolinie Trzebońnicy, w otworze 33, do utworów tego wydzielenia zaliczono warstwę pospółki, nawierconą na głębokości 158,0–161,0 m n.p.m., zalegającą na osadach przypisanych do interglacjału wielkiego. Nieco dalej na południe piaski i żwiry tego okresu spoczywają na iłach krakowieckich, warstwą o miąższości do około 4 m. Spąg ich zalega na wysokości 164,0–166,8 m n.p.m. Utwory tego wydzielenia rozpoznano także w otworze 30, w dolinie Żyłki, na głębokości 9,0–13,0 m, oraz w otworze 164, w dolinie Leszczynki, gdzie na głębokości poniżej 10,5 m rozpoznano 1,8-metrową serię żwirów zailonych (tabl. III). Osady te stanowią pozostałość tarasów rzecznych zniszczonych w wyniku późniejszego ich rozcięcia.

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (wysokich) 17,0–25,0 m n.p. rzek (Sanu i Wisłoka). Powstanie tej serii osadów można wiązać z młodszą częścią zlodowaceń środkowopolskich — po ustąpieniu lądolodu z Kotliny Sandomierskiej. Utwory te rozpoznano w rejonie: Chałupek Dębniańskich (dolina Wisłoka), Leżajska, Jelnej i Majdanu (dolina Sanu). W dolinie Wisłoka miąższość ich może dochodzić do około 20 m. Spoczywają na cokole erozyjnym o wysokości około 160 m n.p.m., wyciętym w iłach krakowieckich (Popielski, 1999). W dolinie Sanu utwory te osiągają miąższość do około 25–30 m, największą w rejonie otworu 80. Zalegają na erozyjnie ściętych iłach krakowieckich oraz żwirach i otoczakach rzecznych interglacjału wielkiego. Spąg ich kształtuje się na wysokości około 155–160 m n.p.m.

Z analizy profili otworów archiwalnych wynika, że w dolnych partiach tarasu wysokiego zalegają pakiety żwirowe i żwirowo-piaszczyste (zawierające materiał północny), o miąższości do około 10 m. Wyższe partie zajmują serie piasków różnoziarnistych (miąższość maksymalnie do około 20 m), zakończone niekiedy warstwą piasków pyłowatych i mułków. Powstanie tej ostatniej warstwy można tłumaczyć najprawdopodobniej akumulacją utworów lessopodobnych i lessów na powierzchni tarasu, przy udziale wód płynących. Utwory te były wówczas unoszone przez wiatr bardziej na południe.

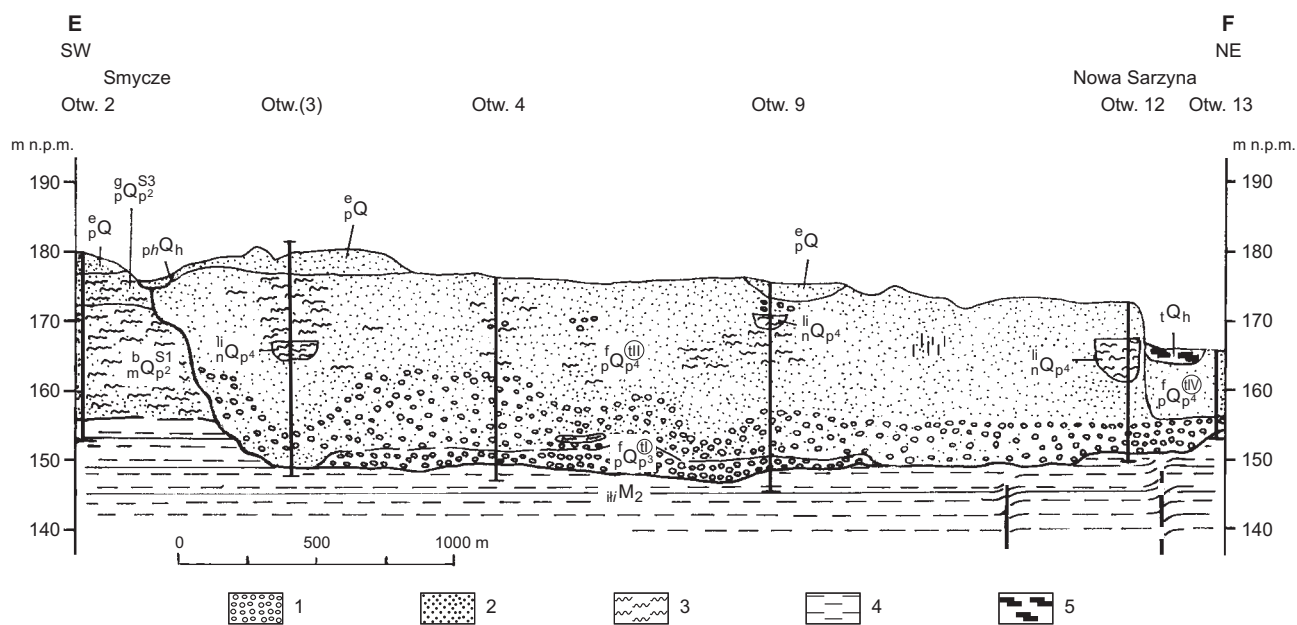


Fig. 3. Przekrój geologiczny E-F. Rejon Smyczy i Nowej Sarzyny

1 — żwiry, 2 — piaski, 3 — mułki, 4 — ropy, 5 — torfy;
 symbole i znaki konwencjonalne jak na mapie geologicznej

Piaski kończące całą serię, obserwowane na powierzchni terenu lub rozpoznane przy pomocy płytkich wierceń, mają barwę żółtą, beżową i jasnobrązową. W głębszych partiach profili barwa utworów zmienia się na szarą. Cały pakiet osadów ma miąższość od kilkunastu (około 9 m — otw. 82; 18,5 m — otw. 83) do około 25–30 m (23,0 m — otw. 41, około 25 m — otw. 42, 27,6 m — otw. 81 i około 27 m — otw. 85).

Według Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1966) akumulacja pakietu osadów żwirowych, głównie karpackich (szarozielone piaskowce, łupki krzemionkowe), zachodziła w starszym stadiale. Przy czym można przypuszczać, że spągowa część tej serii jest nieco starsza i pochodzi z interglacjalu wielkiego (por.: Buraczyński, Wojtanowicz, 1966; Laskowska-Wysoczańska, 1971). W interstadiale początkowo nastąpiło erozyjne ścięcie żwirów, zastąpione w dalszej kolejności akumulacją osadów drobniejszych, która trwała także w czasie młodszego stadialu (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966).

Do omawianego wydzielenia zaliczono kilkumetrowe (do około 5–8) warstwy żwirowo-piaszczysto-głazowe, zalegające w dolinie Sanu (w rejonie Nowej Sarzyny — otw. 4–10) na łąkach krakowieckich (fig. 3). Warstwy te przykryte są osadami zlodowaceń północnopolskich i nie odsłaniają się na powierzchni terenu. Są to jednak niewątpliwie dolne partie tarasu wysokiego, którego powierzchnia została zniszczona w interglacjale eemskim.

W rejonie Majdanu badane osady zaznaczają się jedynie fragmentarycznie. Większe powierzchnie zajmują na sąsiadującym od północnego zachodu obszarze arkusza Rudnik (Wągrowski, 1992), choć na terenie arkusza Sokołów Małopolski piaski te, rozpoznane w rejonie Łętowni, zaliczone zostały do utworów zlodowacenia Sanu II (Kurkowski i in., 1998; Rączkowski, Wójcik, 1997).

N a m u ł y s t a r o r z e c z y . Utwory tego wydzielenia, litologicznie wykształcone jako: mułki, mułki piaszczyste, piaski, piaski pyłowate, ropy i lokalnie torfy, rozpoznano w profilach wierceń archiwalnych w rejonie Leżajska (m.in. otw. 81 i 85). Miąższość ich dochodzi maksymalnie do 4,0–4,5 m. Głębokość zalegania wynosi kilka, kilkanaście metrów.

Interglacjał eemski

Buraczyński i Wojtanowicz (1966) na przekroju geologicznym rejonu Groble–Tarnogóra–Kustrawa (obszar arkusz Ulanów — około 4 km na północ od granicy obszaru arkusza Leżajsk) znaczą serię drobnoziarnistych piasków ilastych prawdopodobnego wieku eemskiego. Seria ta ma zalegać w poziomie 160–170 m n.p.m., na piaskach z soczewkami żwirów wieku środkowopolskiego. Utwory eemu przykryte są przez piaski drobnoziarniste wieku bałtyckiego. Inaczej osady te interpretuje Szajn (1992, 1993), który odnosi je w całości do okresu zlodowaceń północnopolskich.

Opierając się na wynikach prac Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971) i Szumańskiego (1986) do eemskich można by zaliczyć tylko najniższe partie serii żwirowo-piaszczystej i żwirowej, zalegające na cokole erozyjnym, wyciętym w tym okresie (w części przedoptymalnej) w łąkach krakowieckich. Z uwagi na generalny brak osadów, które rozdzielałyby tę serię, a dałyby się określić stratygraficznie, całość żwirów występujących w spągu tarasu średniego, z zalegającymi powyżej nich piaskami i mułkami, przypisano do zlodowaceń północnopolskich. Wprawdzie w otworach: 5, 7 i 8 (rejon Nowej Sarzyny) rejestruje się w pakiecie żwirowym 1,0-metrowe wkładki mułków, lecz ich pozycja stratygraficzna jest trudna do jednoznacznego sprecyzowania. Jedynie w wierceniu 28 (Kulno) miąższość mułków jest większa, tak iż osady te można by przypisać z dużym prawdopodobieństwem do eemu.

Generalnie można stwierdzić, iż w dolinach Sanu i Wisłoka osadów tego wieku nie rozpoznano. Potwierdzają to także wyniki badań z obszarów przyległych arkuszy (Popielski, 1999; Szajn, 1992, 1993; Wągrowski, 1991, 1992).

Występowania utworów wieku eemskiego można spodziewać się jedynie w dolinach mniejszych rzek, na co zdają się wskazywać wyniki badań Popielskiego (1999), w dolinie Złotej, na obszarze arkusza Sieniawa.

Prawdopodobne osady interglacjalne, wykształcone jako piaski pyłowate, stwierdzono na głębokości około 15–19 m w otworze 33, zlokalizowanym na skraju doliny Trzebošnicy (na zachód od Huciska). Spąg tych osadów zalega tu na poziomie około 161 m n.p.m., tj. około 10 m wyżej niż cokol erozyjny doliny Sanu w rejonie Nowej Sarzyny (około 5–6 km na północ). Poniżej zalegają starsze serie żwirowo-piaszczyste. Z eemu mogą pochodzić też namuły rozpoznane w dnie doliny Tarłaki (Brzóza Królewska), w otworze 66. Utwory te zalegają tu na wysokości około 180 m n.p.m.

Osadów eemu można też prawdopodobnie spodziewać się w dolinie Błotni, choć brak obecnie jednoznacznych danych na potwierdzenie tej tezy.

Wszystkie te osady na potrzeby mapy ujęto w wydzieleniu: mułki, mułki piaszczyste i piaski, miejscami żwiry, rzeczne.

Złodowacenia północnopolskie

Osady tej części plejstocenu reprezentowane są przede wszystkim przez serie rzeczne występujące w dolinie Sanu i Wisłoka oraz w dolinach mniejszych rzek: Trzebošnicy, Tarłaki i Błotni. Z okresu tego pochodzą również poligeniczne pokrywy pyłowe rozpoznane w południowej i centralnej części badanego obszaru.

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (średnich) 12,0–17,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 4,0–7,0 m n.p. mniejszych rzek. Na obszarze arkusza Leżajsk zajmują one duże powierzchnie w dolinie Sanu — w rejonie: Leżajska, Przychojca, Jelnej i Nowej Sarzyny. Zalegają na erozyjnej powierzchni iłów krakowieckich, na rzędnej około 150–155 m n.p.m., i miejscami (rejon Nowej Sarzyny i Leżajska) — żwirów i otoczków z okresu złodowaceń środkowopolskich, na zbliżonej wysokości. Z analizy profili otworów wiertniczych wynika, że taras ten w dolnych partiach jest zbudowany z serii żwirowych i żwirowo-piaszczystych (częściowo prawdopodobnie wieku eemskiego — por.: Laskowska-Wysoczańska, 1971), o miąższości do 16,3 (otw. 7)–17,3 m (otw. 84). Wyżej leżą piaski różnoziarniste (głównie drobno- i średnioziarniste), miejscami ze żwirami drobnookruchowymi, o miąższości do około 10 m (otw. 88). Obserwowana w wielu profilach warstwa mułków i piasków pyłowatych (miąższość do 6,5–7,0 m) stanowi wypełnienie starorzeczy lub może być oznaką akumulacji (przy udziale wód płynących) osadów lessopodobnych przenoszonych przez wiatr w kierunku południowym (osadzanych w południowo-wschodniej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego i na przedpolu Karpat.). Najwyższą część serii stanowią piaski drobnoziarniste o miąższości do około 6–7 m. Cały pakiet tych utworów ma miąższość od kilkunastu do: 24,3 (otw. 38), 24,5 (otw. 27) i 26,1 m (otw. 17).

Rozpoznana w otworze 52 seria żwirowa złożona jest głównie z: piaskowców lokalnych (karpaczych) (58,8–79,9%), rogowców (11,8–12,4%), kwarcu lokalnego (do 16,4%) i nielicznie występujących

skał północnych — krystalicznych (4,7–8,0%), piaskowców (1,8–2,1%) i kwarcu (1,8–2,1%) (Bugajska, 2000). Podobne badania wykonane na obszarze arkusza Ulanów wykazały, że żwiry tego samego poziomu tarasowego złożone są z: piaskowców karpackich, kwarcu, litytów, rogowców i niewielkiej ilości skał krystalicznych (Szajn, 1992). Na północny zachód od obszaru opracowania, na terenie arkusza Rudnik, wzrasta udział otoczków kwarcu północnego (45,9%), piaskowców północnych (9,8%) i skał krystalicznych (8,7%), zmniejsza się zaś zawartość piaskowców lokalnych (20,0%) (Wągrowski, 1991). Zwiększenie udziału skał północnych w żwirach w kierunku północno-zachodnim, w dół biegu Sanu, może wynikać z wcześniej akumulowanej tam serii wodnolodowcowej związanej z wkroczeniem lądolodu zlodowaceń środkowopolskich (maksymalnego zasięgu) do kotliny (por.: Buraczyński, Wojtanowicz, 1966).

Badania litologiczne (Bugajska, 2000) utworów tej serii, zalegających w otworze 52 na głębokości 13,0–16,1 m, wykazały ich zmienne wysortowanie, od średnio dobrego do bardzo słabego. Wraz ze zmianą wysortowania zmienia się także układ krzywej rozsiewu — od dodatnio do bardzo dodatnio skośnego, z bardzo wyraźnym jej maksimum. Wśród minerałów ciężkich minerały przezroczyste stanowią 43,6–71,9%, a wśród nich dominują: granaty (62,7–88,4%), epidot (2,0–9,8%), amfibole (2,6–15,7%) i turmaliny (1,2–3,9%). Obtoczenie ziarn kwarcu jest dobre — $R = 0,37–0,46$.

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–7,0 m n.p. rzeki zostały wyróżnione w dolinach mniejszych rzek (Błotni, Jagódki, Leszczyńki, Rokity, Tarlaki, Trzebońnicy i Złotej), gdzie zalegają serią o miąższości do kilku (około 5 m — otw. 62–64, 5,5 m — otw. 164, 9,0 m — otw. 30), a nawet kilkunastu metrów (około 11 m — otw. 116, 11,0–12,0 m — otw. 33). Reprezentują cały okres zlodowaceń północnopolskich, przy czym spągowe ich partie mogły powstawać już w eemie. Na powierzchni omawianych tarasów wkraczają osady deluwialne i eoliczne, a w różnorodnych zagłębieniach powstają utwory humusowe (mineralno-organiczne) i torfy — co można obserwować m.in. w rejonie: Woli Żarczyckiej (dolina Trzebońnicy), Brzozy Królewskiej (dolina Tarlaki), Wierzawic i Giedlarowej (dolina Błotni). W rejonie ujścia Błotni powierzchnia tarasu tej rzeki jest najprawdopodobniej erozyjnie ścięta. Podobnie rzecz wygląda przy ujściu Trzebońnicy w rejonie Nowej Sarzyny. W dolnych odcinkach tych rzek, przy ich ujściach, przewagę miały wody Sanu.

Lessy piaszczyste i lessy oraz mułki lessopodobne i mułki piaszczyste, z wkładkami piasków pyłowych i piasków rozpoznano w południowej, południowo-wschodniej i centralnej części obszaru arkusza, w rejonie: Grodziska Górnego, Wólki Grodziskiej, Żołyni Górnej, Giedlarowej i Leżajska (fig. 4).

Mułki lessopodobne tworzą dość zwarte pokrywy, zwykle o miąższości do około 2–3 m. Barwa ich zmienia się od beżowo-żółtej i szaro-żółtej do żółtej. W osadach widoczne są ślady procesów wietrzeniowych, co wyraża się m.in. odwapnieniem partii stropowych, a na ich powierzchni powstają gle-

by zbielicowane. Pokrywa mułków nie wyodrębnia się w krajobrazie badanego terenu. W strefach krawędzi przydolinnych utwory te tworzą „przyklejone” do stoków listwy. Osady te umożliwiły najprawdopodobniej rozwój sieci wąwozów i parowów na rozpatrywanym obszarze. Omawiane mułki zalegają na: osadach tarasu wysokiego i tarasów kemowych, piaskach wodnolodowcowych, mułkach lodowcowych i zastoiskowych oraz glinach zwałowych.



Fig. 4. Występowanie pokryw utworów lessopodobnych i lessów na obszarze arkusza Leżajsk

1 — pokrywa utworów lessopodobnych (mułków lessopodobnych i mułków piaszczystych), 2 — pokrywa lessów (lessów piaszczystych i lessów), 3 — granice jednostek fizycznogeograficznych (Kondracki, 2000)

Miczyński (1907) utwory o podobnym charakterze, występujące na Płaskowyżu Tarnogrodzkim w rejonie Lubaczowa, określa jako „glinki nawiane”. Łomnicki (1900) mułki te opisuje jako „glinę niewarstwowaną, która powstała z przeobrażenia gliny morenowej, przy znacznym udziale czynnika eolicznego”. Butrym (1968) uważa, że omawiane osady pyłowe stanowią produkt wietrzenia osadów lodowcowych i są, w zależności od położenia, pokrywą eluwialną lub deluwialną. Dobrzański i Malic-

ki (1948) określili je jako „rzekome loessy” i przyjęli, że utwory pylaste z rejonu Leżajska i Grodziska powstały w wyniku wietrzenia glin zwałowych.

W profilu Grodzisko Dolne, położonym około 1,5 km na południe od granicy obszaru arkusza, Wojtanowicz (1997e) osady zbliżone do omawianych opisuje jako „utwór pyłowy zwykły”, w którym zawartość frakcji „lessowej” (0,05–0,02 mm) wynosi około 40%. Utwory te są słabo wysortowane, o współczynniku skośności bardzo dodatnio skośnym i rozkładzie bardzo leptokurtycznym. Wojtanowicz (1997b, e) genezę pokrywowych utworów pyłowych w Kotlinie Sandomierskiej wiąże zarówno z wietrzeniem skał (degradacja mrozowa), które w warunkach klimatu peryglacjalnego daje lessopodobny utwór pylasty, jak również z procesami deluwialno-eolicznymi.

Laskowska-Wysoczańska (1971) podaje, że w rejonie Leżajska znajduje się izolowana wyspa lessu i utworów lessopodobnych genezy eolicznej. Opinii tej nie podziela Wojtanowicz (1997b, e). Eoliczną genezę utworów pylastych i pylasto-piaszczystych w tej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego przyjmuje także Wójcik (1999b).

Jednoznaczne określenie genezy utworów tego wydzielenia, w świetle obserwacji terenowych, jak i danych z literatury, wydaje się trudne. Lokalnie w kształtowaniu pokryw pylastych przewagę mogły osiągać procesy eoliczne. Wskazywać na to mogłyby też obserwacje terenowe, poczynione przez autora niniejszego opracowania, świadczące o wzroście miąższości badanych osadów od strony dowietrznej (Leżajsk) i zawietrznej (Grodzisko Górne) w tej części płaskowyżu, a malejące w partiach wierzchowinowych (Giedlarowa) — przy przyjęciu północnego i północno-zachodniego kierunku wiatrów.

Z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że tworzenie tych pokryw odbywało się w wyniku współdziałania procesów: wietrzeniowych, eolicznych i spłukiwania powierzchniowego, rozproszonego (por.: Maruszczak, 2000).

Badania Dobrzańskiego i Malickiego (1948) przeprowadzone na utworach zaliczonych do omawianego wydzielenia, z okolic: Biedaczowa–Wólki Grodziskiej, Grodziska Górnego i Giedlarowej–Grodziska Górnego, wykazały zaleganie słabo i bardzo słabo wysortowanych osadów pyłowych, o współczynniku skośności ujemnym lub symetrycznym oraz rozkładzie leptokurtycznym i bardzo leptokurtycznym. W składzie minerałów ciężkich zwraca uwagę duży odsetek minerałów nieodpornych na niszczenie: amfiboli — 12,8–21,5%, piroksenów — 6,4% i chlorytów — 1,5–7,2%. Stawiałoby to pod znakiem zapytania wietrzenie jako główny czynnik tworzenia tych pokryw. Wzbogacenie badanych osadów (miejscami dość znaczne) we frakcję piaszczystą zdaje się świadczyć o nieodległym obszarze alimentacyjnym, a więc i niezbyt długim ich transporcie.

Wojtanowicz (1997b, e) na podstawie wyników oznaczeń wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną określa czas powstania omawianych osadów na $12,5 \pm 34$ ka BP (badania we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej). Przykładowo datowanie utworów występujących w wąwozie

w Grodzisku-Miasto dało wynik $12,5 \pm 2,3$ ka BP. Butrym (1968) utwory pyłowe Płaskowyżu Tarnogrodzkiego lokuje stratygraficznie powyżej piasków wydmych, czyli jako młodsze od nich. Maruszczak (2000) podaje, że pylasto-piaszczyste utwory lessopodobne powstawały w młodszych fazach górnego pleniglacjału i w późnym glacjału, kiedy ocieplenie i wyraźny wzrost wilgotności klimatu sprzyjał rozwojowi spłukiwania — procesowi współtworzącemu te osady.

Lokalnie miąższość wyżej opisanych mułków wzrasta do około 3–5 m, a nawet około 10 m (np. punkt dok. Grodzisko Dolne II na obszarze arkusza Przeworsk — Wójcik, 1999c). Stąd też przy granicy z obszarem arkusza Przeworsk mułki te, dotychczas rozpatrywane jako lessopodobne, zakwalifikowano teraz jako lessy piaszczyste i lessy. Wpływ na takie podejście do tej kwestii ma także stanowisko Wójcika (1999a, b, c), który podobne utwory (ale właśnie o znaczniejszej miąższości) nazywa wprost lessami piaszczystymi (wprowadzenie lessów piaszczystych i lessów na arkusz Leżajsk jest też wynikiem wy-mogów redakcyjnych). Według Wójcika (1999c) są to osady eoliczne, bardzo zbliżone do lessów występujących na południe od doliny Wisłoka. Różnią się jednak udziałem przewarstwień piaszczystych, szczególnie w pobliżu wychodni piasków. W profilu Grodzisko Dolne II występują vistuliańskie gleby kopalne (Wójcik, 1999b), których nie wydzielano osobno, a włączono do omawianych utworów.

Osady odsłaniające się w profilu Grodzisko Dolne II są litologicznie prawie jednorodne (Wójcik, 1999b). Analiza uziarnienia (z wyłączeniem piaszczystych przewarstwień) wykazała, że są to głównie utwory pyłowe, w których zawartość frakcji pyłowej wynosi około 46–70%, a frakcji iłowej — około 8–14%.

Wójcik (1999b) podaje wyniki datowań termoluminescencyjnych serii utworów z profilu Grodzisko Dolne II, zawierające się w przedziale $18,5 \pm 2,8 \div 84 \pm 12$ ka BP. Wielkości te, połączone z obserwacjami gleb kopalnych oraz badaniami paleofaunistycznymi, pozwoliły mu odnieść osady występujące w tym profilu do pełnego cyklu sedimentacji lessów młodszych (najniższe–dolne–środkowe–górne) — zlodowaceń północnopolskich, a istnieje duże prawdopodobieństwo, że najniższa ich część to lessy starsze (zlodowaceń środkowopolskich).

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (średnich) 8,0–13,0 m n.p. rzek (Sanu i Wisłoka) oraz 4,0–7,0 m n.p. mniejszych rzek rozpoznano we wschodniej (Poręby Dębniańskie, Wierzawice) oraz centralnej i północnej (Stare Miasto, Baranówka) części obszaru arkusza. Osady te reprezentują młodszą część zlodowaceń północnopolskich — stadiał główny, pleniglacjału. Według Mycielskiej-Dowgiałło (1978 — vide Szajn, 1992) w pleniglacjału, po erozji wgłębnej i rozcięciu starszej serii rzecznej, następowało poszerzenie dolin związane z termiczną erozją boczną w warunkach klimatu peryglacjałnego. Omawiane utwory mają miąższość do około 12 m (otw. 45 i 46). W ich spągu, podobnie jak w serii starszej, zalegają osady piaszczysto-żwirowe, przechodzące ku górze w piaski, głównie drobno- i średnioziarniste,

żółtoszare. Nagromadzenia mułków rejestrowane w rejonie Starego Miasta w stropowej części osadów tworzących taras mogą wskazywać, że okresowo przy udziale wód płynących były tu gromadzone drobne osady unoszone przez wiatr (lessy ?, utwory lessopodobne ?). Szerokość tarasu w dolinie Wisłoka dochodzi do 1,5 km, a od wysoczyzny i tarasu zlodowaceń środkowopolskich jest on oddzielony krawędzią o wysokości do kilku metrów. W dolinie Sanu szerokość tej formy jest największa w rejonie Starego Miasta — około 1,2–1,3 km. Od wyższego tarasu oddziela ją krawędź, jednak o mniejszej wysokości.

Osady te akumulowane były w warunkach dużych wahań stanów wody w rzekach typu roztokowego (Szajn, 1992). Koryta tych rzek były wówczas szerokie, płytkie, pełne mielizn, wysp, przegłębień i wielu ramion o warkoczowym ułożeniu (Wągrowski, 1991). W ukształtowaniu powierzchni tarasu można miejscami prześledzić jeszcze dość wyraźne dawne koryta — rejon: Poręb Dębniańskich, Starego Miasta i Baranówki. Koryta te, to obecnie rowy i kanały, niekiedy wykorzystywane przez małe strugi wodne, lub słabiej zaznaczone bezwodne dolinki (Wojtanowicz, 1978), niekiedy z wypełnieniem mineralno-organicznym. Według Wojtanowicza (1978) na tarasie tym brak jest wydm, co może wskazywać, że powstał on po zakończeniu procesów wydmotwórczych, a najprawdopodobniej po głównej fazie wydmotwórczej, która zakończyła się przed Allerødem.

Miejscami, w rejonie Kulna, taras ten może mieć charakter jedynie erozyjny.

Tarasy 4,0–7,0 m n.p. mniejszych rzek odniesiono tu do okolic Kulna i rzeki Złotej oraz Wierzawic i rzeki Błotni. W szerszym obrazie widać jednakże, iż nawet w tych miejscach osady rzeczne zawdzięczają swoje powstanie działalności Sanu. Tarasy Złotej i Błotni „wtapiają się” w tarasy Sanu.

Piaski, miejscami mułki i żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–9,0 m n.p. rzeki (Sanu). Osady tego wydzielenia zarejestrowano w dolinie Sanu, w rejonie: Leżajska, Tarnawca, Kulna, Przychojca, Jelnej–Baranówki, Łukowej i Rudy Łańcuckiej, gdzie zajmują dość znaczne powierzchnie w wewnętrznych częściach rozległych paleomeandrów, których promień może dochodzić do około 600–850 m. Są to utwory dwóch wyższych tarasów zlodowaceń północnopolskich, których powierzchnie zostały ścięte przez rzekę przechodzącą z reżimu roztokowego w meandrowy u schyłku vistulianu. Niszczeniu tych powierzchni towarzyszyło jednocześnie osadzanie dobrze wysortowanych (miejscami w stropie przewianych — rejon Leżajska i Kuryłówki), warstwowanych skośnie piasków drobno- i średnioziarnistych, barwy jasnożółtej (Szumański, 1986). Lokalnie w spągowych partiach omawianego tarasu rejestrowane jest występowanie żwirów. W granicach obszaru arkusza Leżajsk miąższość serii tego wydzielenia dochodzi do około 12 m (otw. 37 i 43). W obrębie niżej leżących fragmentów omawianego tarasu występuje miejscami dość ciągła, choć cienka (około 1–2 m), pokrywa pyłowa, którą można identyfikować z osadami powodziowymi — mady (Szumański, 1986). Mady te powiązane z osadami holocenijskimi tarasu rędzinnego, choć jak po-

daje Szumański (1986) różnią się one od nich m.in. uziarnieniem, kolorem i brakiem domieszek organicznych. Szumański na podstawie wyników badań osadów wypełniających paleomeandry występujące na tym tarasie twierdzi, że głównym okresem morfogenezy tego tarasu był najprawdopodobniej Allerød i młodszy dryas. Poszczególne fragmenty tarasu powstawały zapewne w szerszym przedziale czasu — pomiędzy Allerødem lub starszym dryasem a początkiem preboreału. Wiek tych powierzchni potwierdzają także inne badania (Klimek i in., 1997; Malata, Wójcik, 1998; Wójcik i in., 1999).

Łomnicki (1900), Wojtanowicz (1978) oraz Buraczyński i Wojtanowicz (1966) omawianą powierzchnię zaliczali do tarasu rędzinnego. Według Wojtanowicza (1978) miała to być dokładniej jego wyższa część.

N a m u ł y s t a r o r z e c z y . Osady te, wykształcone jako mułki, mułki piaszczyste, piaski i mułki ilaste, torfy i gytie, rozpoznano w wielkich paleomeandrach Sanu, które ograniczają najniższy (IV) taras plejstoceni. Szumański (1986) stwierdził je w punkcie dokumentacyjnym 6 (rejon Jelnej), na głębokości 3,9–4,6 m, oraz w punkcie dokumentacyjnym 3 (rejon Kulna), na głębokości 2,5–2,9 m. Analizy palinologiczne wykazały wiek rozpoznanych gytii i mułków — powstawały one od starszego dryasu do końca młodszego dryasu. Badania wieku bezwzględnego metodą radiowęglową wykonane na próbce gytii występujących w punkcie dokumentacyjnym 6 dały wynik $10\,300 \pm 140$ lat BP. Utwory te zalegają pod torfami holocenu. Prawdopodobnie można się ich spodziewać także w paleomeandrach w rejonie Przychojca i Leżajska.

Osady omawianego wydzielenia rejestruje się również w obrębie dwóch wyższych tarasów vistuliańskich, jako wkładki wśród miąższych serii piaszczysto-żwirowych, m.in. w rejonie Nowej Sarzyny (otw.: 3, 6, 9 i 12), Leżajska (otw.: 45, 46 i 88) i Wierzawic (otw. 116). Miąższość tych utworów dochodzi do około 6–8 m, a występowanie ich na zróżnicowanych głębokościach wskazuje, że powstawały one w różnym czasie w okresie zlodowaceń północnopolskich.

P i a s k i i m u ł k i , m i e j s c a m i g l i n y , p e r y g l a c j a l n e i c z ę ś c i o w o d e l u w i a l n e . Powstanie tych utworów, przykrywających stoki i spłaszczenia podstokowe warstwą o miąższości do około 2–3 m, związane jest z klimatem peryglacialnym oraz procesami zachodzącymi w jego warunkach (wietrzenie, soliflukcja), a także z późniejszymi przekształceniami pokryw w okresach nieco cieplejszych (spłukiwanie). Ostatnie warunki umożliwiające powstawanie utworów peryglacialnych na obszarze arkusza Leżajsk miały miejsce w czasie zlodowaceń północnopolskich (około 16–23 ka BP). Litologiczne wykształcenie omawianych osadów jest zmienne i zależy od typu utworów tworzących dany teren. Najczęściej jest to połączenie piasków i mułków, piasków i glin, glin i mułków.

Badania litologiczne omawianej serii, zalegającej w otworze 105 do głębokości 2,0 m, wykazały obecność piasków drobnoziarnistych i pyłowatych (Bugajska, 2000). Osady te są słabo wysortowane, o dodatnio skośnej krzywej rozsiewu ziarn, z wysokim maksimum. Zwraca uwagę dobre obtoczenie ziarn kwarcu ($R = 0,34$), nawiązujące do utworów podległych, tj. piasków lodowcowych i wodnol-

dowcowych. Wapnistość omawianych osadów jest słaba (0,7%). W składzie minerałów ciężkich granaty (71,4%) dominują nad: staurolitem (9,8%), cyrkonem (5,0%), epidotem (4,8%), turmalinami (4,2%) i amfibolami (3,9%). Utwory z głębokości 1,4–2,0 m (mułki piaszczyste) wyróżniają się charakterystyczną dla osadów peryglacialnych strukturą pryzmatyczną (Wojtanowicz — informacja ustna).

Utwory omawianego wydzielenia zajmują nieznaczne obszary w rejonie: Leżajska, Giedlarowej, Wierzawic, Wydrza, Flisów, Łoin, Brzozy Królewskiej i Woli Żarczyckiej.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Do tej grupy wydzielen zaliczono utwory o niesprecyzowanej przynależności stratygraficznej, osadzone zarówno w plejstocenie, jak i w holocenie.

Piaski i mułki piaszczyste stożków napływowych. Utwory tego wydzielenia związane są zarówno z działalnością wód rzecznych (Trzebońnicy w rejonie Nowej Sarzyny, Złotej w rejonie Kulna i Jagódki w rejonie Leżajska), jak również wód okresowych, sporadycznie płynących suchymi dolinkami denudacyjnymi (okolice: Woli Żarczyckiej, Brzozy Królewskiej, Leżajska, Wierzawic i Poręb Dębniańskich). Stożki napływowe powstają u wylotu dolinek, w miejscach zmiany spadku ich profilu podłużnego. Pod względem litologicznym dominują piaski i mułki, miejscami z przewarstwieniami gliniastymi. Ich miąższość, wynosząca zwykle do 2,5–3,0 m, może niekiedy wzrastać, co ma prawdopodobnie miejsce w obrębie stożka rozwiniętego w rejonie Wierzawic. Powstał on z połączenia dwóch mniejszych stożków, a jego powierzchnia sięga około 1 km². W piaszczystych osadach tego stożka można bardzo dobrze prześledzić przebieg kanału — „koryta” i odsypów „przykorytowych” utworzonych przez spływające z wysoczyzny wody opadowe (zarówno cała forma, jak i jej części składowe są bardzo dobrze czytelne także na mapie topograficznej).

Piaski, mułki i gliny, miejscami mułki lessopodobne, deluwialne, lokalnie deluwialno-rzeczne. Osady te wiązać należy z procesem spłukiwania, połączonym z wielokrotną redepozycją materiału skalnego w warunkach krótkiego transportu, głównie w dolinkach denudacyjnych. Materiał z którego powstały jest różny i zależy od budowy geologicznej danego obszaru. Rozpoznana miąższość badanych utworów dochodzi zwykle do 2,0–2,5 m. Akumulację tych osadów obserwowano po silnych deszczach letnich w 1998 i 1999 r. lokalnie w rejonie Giedlarowej i Grodziska Górnego (materiał mineralny wymieszany był z sieczką roślinną pochodzącą z pól uprawnych).

Charakterystyczną cechą osadów deluwialnych (w tym tworzących stożki napływowe u wylotu suchych dolinek denudacyjnych) jest w miarę rytmiczne warstwowanie, wskazujące na sezonową zmienność w dostawie wody. W obrębie tych utworów obserwuje się miejscami poziomy wytrąceń żelazistych, tworzących nieregularną sieć smug, o rdzawej barwie, silnie scementowanych.

Piaski eoliczne oraz piaski eoliczne w wydmach występują w wielu miejscach badanego obszaru. Wydmy i pola piasków eolicznych obserwuje się na plejstocenijskich tarasach Sanu oraz na obszarze Płaskowyżu Kolbuszowskiego (w miejscach zalegania piaszczystych utworów wodnolodowcowych) — w rejonie: Nowej Sarzyny, Jelnej, Leżajska, Wierzawic, Kołaczni, Malenisk, Giedlarowej, Brzozy Królewskiej i Brzozy Stadnickiej. Wojtanowicz (1971), obserwując w rejonie Leżajska przechodzenie wydmy (pojedynczych lub w grupach) z jednej powierzchni morfologicznej na inną, odmienną genetycznie i wiekowo (tu: stok/taras plejstocenijski), stwierdził, że zwydmienie tych obszarów (doliny Sanu i płaskowyżu) zachodziło równocześnie. Wydmy na obszarze arkusza występują najczęściej w postaci wałów parabolicznych (często parabol złożonych), wałów podłużnych i poprzecznych, a także form pośrednich, o długości od kilkuset metrów do około 2 km (w rejonie Wilkowyi i Brzozy Stadnickiej). Wydmy paraboliczne w rejonie Leżajska charakteryzują się zdecydowaną asymetrią — stok proksymalny ma nachylenie od kilku do kilkunastu stopni, a stok dystalny od dwudziestu kilku do około 29–33° (Wojtanowicz, 1971).

Serię eoliczną tworzą piaski drobno- i średnioziarniste (których zawartość procentowa może dochodzić odpowiednio do: 41,4 i 46,1% — Witek, 1969), rzadziej gruboziarniste, barwy żółtej i jasnożółtej. Według Witka (1969) w środkowej części Kotliny Sandomierskiej transportowi eolicznemu podlegało przede wszystkim ziarno o średnicy poniżej 0,5 mm, ale już frakcja pyłu drobnego, jak i frakcja piasków gruboziarnistych, były „eliminowane” podczas przewiewania. Piaski eoliczne złożone są głównie z ziarn kwarcu, którego zawartość może dochodzić do 95 (Rączkowski, Wójcik, 1997)–98% (Malata, Wójcik, 1998) i jest wyższa niż w piaskach źródłowych. Skład mineralny pozostałej części piasków (2–5%) uzależniony jest od utworów podłoża, na którym (i z którego) się one rozwinęły. Jednak w stosunku do niego piaski te są lepiej obrobione i nieco lepiej wysortowane, nawet jeśli poddane były niezbyt długiemu transportowi. Duże podobieństwo w uziarnieniu i wysortowaniu piasków wydmy oraz piasków wyjściowych, obserwowane przez Witka (1969), dowodzi, według niego, ścisłego związku materiałów tworzących wydmy z materiałem ich podłoża. Świadczyć to może o stosunkowo niewielkim stopniu zaawansowania rzeźby eolicznej Kotliny Sandomierskiej. Wydmy okolic Leżajska charakteryzują się warstwowaniem równoległym, lekko falistym. W stropie wydmy, naśladując ich powierzchnię topograficzną, występuje warstwa bezstrukturalna o miąższości 1,5–2,0 m (Wojtanowicz, 1971), którą najprawdopodobniej wiązać można z wietrzeniem mrozowym. Dość często w wydmach występują przykorzeniowe konkrecje wapienne. Miąższość piasków eolicznych dochodzi najczęściej do 1,5–2,5 m, rzadziej przekracza 3,0 m. Większe miąższości piaski te osiągają w wydmach — do 15,0 m w rejonie Leżajska i Nowej Sarzyny oraz 20,0 m w rejonie Brzozy Stadnickiej.

Piaski eoliczne powstawały u schyłku zlodowaceń północnopolskich — w najstarszym, starszym i młodszym dryasie, oraz na początku holocenu (Buraczyński, 1993; Kozarski, 1991; Wojtanowicz, 1971, 1978). O tym, że część wydmy była przekształcana w holocenie mogą świadczyć gleby kopalne

tego wieku, zalegające w nich na głębokości około 1 m (Kwapisz, 1999; Popielski, 1999; Rączkowski, Wójcik, 1997). Gleby występujące około 0,5–1 m poniżej powierzchni wydmy i pól piasków przewianych zaobserwowano w rejonie: Giedlarowej, Wilkowyi, Brzozy Królewskiej i Leżajska. Jednak bez dokładniejszych badań trudno jest stwierdzić czy są to gleby holoceni, czy starsze, np. Allerødskie.

Układ wydmy może wskazywać na północny i północno-zachodni kierunek wiatrów wydmotwórczych (Buraczyński, 1993). Wojtanowicz (1971) wyróżnia dwa kierunki tych wiatrów: północno-zachodni — starszy, kiedy powstawały wydmy paraboliczne, i południowo-zachodni — młodszy, kiedy powstawały wydmy wałowe.

c. Holocen

W okresie tym na badanym terenie dominowały procesy rzeczne, które pozostawiły szereg różnorodnych osadów. W zagłębieniach powierzchni terenu zaznaczyła się akumulacja osadów mineralno-organicznych i organicznych. Osady tego okresu zostały najlepiej rozpoziomowane w obrębie doliny Sanu. W dolinach mniejszych rzek utworów holocenu nie rozdzielano.

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 5,0–8,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz ropy, mułki i piaski pyłowate (mady) rzeczne tarasów zalewowych 5,0–8,0 m n.p. rzeki (Sanu) zarejestrowano w dolinie Sanu, gdzie zajmują dość znaczne powierzchnie, pakietem o miąższości do kilku, a nawet kilkunastu metrów i szerokości około 1,5–2,0 km. Tworzą tzw. taras rędzinny (Łomnicki, 1900; Wojtanowicz, 1978) lub jego część (taras rędzinny przez niektórych badaczy ujmowany jest znacznie szerzej. W tym konkretnym przypadku byłaby to jego niższa część — Wojtanowicz, 1978). Taras ten wcięty jest w osady tarasów zlodowaceń północnopolskich. W partii spągowej jest on zbudowany z dobrze wysortowanych piasków, głównie drobno- i średnioziarnistych, barwy białej lub szarej, bezstrukturalnych lub ukośnie warstwowanych. Miejscami w piaskach obserwuje się wkładki mułków i żwirów oraz ułamki drewna i pni. Strop piasków leży zazwyczaj na głębokości 2,0–3,0 m, miejscami podnosząc się do około 1 m p.p.t. (Szumański, 1986). W kopalnych starorzeczach strop piasków korytowych zalega głębiej. Piaski te, wraz z włożonymi w nie osadami starorzeczy, przykryte są madami o miąższości do 2,5–3,0 m. Pokrywa madowa najczęściej jest dwudzielna. Warstwa dolna to szare i brunatne, ciężkie, oglejone mady gliniaste, poziomo warstwowane lub bezstrukturalne. Warstwa górna to żółte i żółtobrazowe mady pylaste, „lessopodobne”.

W ujęciu czasowym rozcinanie powierzchni tarasów plejstoceni i początek akumulacji spągowej (piaszczystych) partii omawianego tarasu przypadło na przełom plejstocenu i holocenu. Tezę taką zdaje się potwierdzać wynik badania wieku bezwzględnych osadów organogenicznych rozpoznanych w paleomeandrze Sanu w rejonie Baranówki (punkt dok. 1) — 8560 ± 100 lat BP (boreał)

(Szumański, 1986). Szumański (1986), na podstawie pewnych faktów geomorfologicznych, stwierdził, że paleomeandry występujące w tym rejonie wydają się być raczej wieku preborealnego. Według niego maksymalne obniżenie dna doliny dolnego Sanu miało miejsce w boreale. Jednak zapewne nie wszędzie, o czym zdaje się świadczyć początek akumulacji mad, przypadający na przełom preboreału i boreału. W Manasterzu (obszar arkusza Jarosław) osady podścielające mady datowano na 9090 ± 100 lat BP (Szumański, 1986), zaś w profilu Stubno (obszar arkusza Radymno) wiek utworów torfiastych zalegających pod madami określono na 9840 ± 140 lat BP (Klimek i in., 1997). Zdaniem Szumańskiego (1986) sedymentacja najmłodszych mad w dolinie Sanu trwała przez większość holocenu, aż do połowy XVIII w. (oznaczenia wieku bezwzględne metodą radiowęglową próbek pobranych ze spągowych części mad i utworów podmadowych: 7080 ± 90 lat BP — punkt dok. 2, 6670 ± 100 lat BP — punkt dok. 8 i 760 ± 60 lat BP — punkt dok. 9).

Powierzchnia tarasu rędzinnego na przełomie XIX i XX w. stała się poziomem „nadzalewowym”, kiedy to nastąpiło wcięcie koryta Sanu, będące wynikiem prac regulacyjnych (odcięcie meandrów) prowadzonych przez Austriaków w rejonie Jarosławia i Sarzyny. Jednak przy uwzględnieniu wezbrań o częstotliwości raz na kilkanaście, czy kilkadziesiąt lat, taras ten w dalszym ciągu można uważać za równinę zalewową. Miejscami stropowe partie serii mad „wkraczają” na nisko położone piaszczyste pokrywy najniższego tarasu zlodowaceń północnopolskich (o wysokości 5,0–9,0 m n.p. Sanu), nigdzie jednak nie przekraczając 2,0 m miąższości.

Do utworów tarasu rędzinnego przypisano osady zalegające w otworze 52 na głębokości 10,0–13,0 m. Są to osady piaszczysto (88,7%) -żwirowe (9,2%), słabo wysortowane, o prawie symetrycznym rozkładzie krzywej uziarnienia, z wyraźnym maksimum. Wśród minerałów przezroczystych (75,3%) dominują granaty (89,5%), towarzyszą im: epidot, turmaliny (po 2,8%) oraz amfibole (2,1%) (Bugajska, 2000). Obtoczenie ziarn kwarcu jest dobre, $R = 0,42$.

P i a s k i, z przewarstwieniami glin pyłowych, miejscami żwiry, rzeczne tarasów zalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz mułki i gliny piaszczyste (mady) rzeczne tarasów zalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Złotej) wyróżniono w dolinie Sanu, gdzie tworzą one tzw. taras łęgowy (Łomnicki, 1900; Szumański, 1986; Wojtanowicz, 1978). Taras ten zajmuje strefę o szerokości od kilkuset metrów do około 1 km, położoną zwykle naprzemianlegle po obu stronach rzeki. Miąższość tworzących go osadów dochodzi do 10,6 m (otw. 25) i 11,7 m (otw. 49). Taras łęgowy wcięty jest w powierzchnię tarasu rędzinnego, a jego spąg spoczywa na piaszczystych osadach tego ostatniego lub utworach tarasu zlodowaceń północnopolskich. Pokrywa tarasu łęgowego składa się z szeregu kolejno w siebie włożonych serii piasków korytowych (lokalnie ze żwirami, mułkami oraz glinami) i przykrywających je nieciągłą warstwą mad z przewarstwieniami piasków. Osady te

mają barwę jasnobrązową i brązową. Od utworów wyższego tarasu holocenijskiego odróżniają się gorszą selekcją i większą grubością piasków (zazwyczaj skośnie warstwowych), brakiem zmian wywoływanych w madach procesami glebowymi oraz charakterystyczną tylko dla tych osadów na przemianległością warstw i warstewek mad i piasków w obrębie stropowego kompleksu utworów powodziowych (Szumański, 1986). Miąższość samej pokrywy madowej tego tarasu w granicach obszaru arkusza nie przekracza 2,5–3,0 m, osiągając najczęściej 1,0–1,5 m. Płaty tej pokrywy zarejestrowano w rejonie Kuryłówki i Leżajska oraz na granicy z terenem arkusza Sieniawa.

Według Szumańskiego (1986) początek akumulacji pokrywy tarasu łągowego miał miejsce przed około 250 laty, a główny etap jej formowania przypadał na XIX w. (na [tablicy I](#) zaznaczono przebieg koryta Sanu w 1853 r.). Akumulacja kolejnych serii piasków korytowych ustała na początku XX w. na skutek przeprowadzonych w dolinie Sanu prac inżynierskich (odcięcie meandrów, zabudowa koryta). Obecnie na powierzchni tego tarasu odbywa się jedynie okresowa akumulacja mad i piasków pochodzenia powodziowego.

Wyniki ostatnich badań osadów doliny Sanu z rejonu Radymna (Klimek i in., 1997) mogą jednak wskazywać, że początek powstawania tego tarasu mógł przypadać na połowę subborealu (wiek utworów wypełniających znajdujący się na tym tarasie paleomeander określono na około 3000 lat BP).

Badania litologiczne (Bugajska, 2000) utworów tego tarasu z otworu 52 wykazały zaleganie, na głębokości do 10,0 m, osadów średnio wysortowanych, o symetrycznym i dodatnio skośnym rozkładzie krzywej rozsiewu, z wyraźnym, ostrym i bardzo wyraźnym maksimum. Obtoczenie ziarn kwarcu jest dobre i bardzo dobre. We frakcji ciężkiej dominują minerały z grupy średnio i bardzo odpornych: granaty (90,9–91,5%), turmaliny (0,7–5,0%) i staurolit (2,9–3,4%). Może to wskazywać zarówno na wielokrotną redepozycję materiału skalnego, jak i na dość długi jego transport ($R = 0,28–0,41$).

P i a s k i h u m u s o w e, m u ł k i, g l i n y, i ł y i n a m u ł y d e n d o l i n n y c h. Osady tego wydzielenia w znacznym stopniu wypełniają taras holocenijski w dolinie Trzebońnicy na obszarze arkusza Sokołów Małopolski (Kurkowski i in., 1998). Na terenie opracowania przechodzą one w piaski i mułki, miejscami ze żwirami, rzeczne tarasów zalewowych 1,0–4,0 m n.p. rzeki.

N a m u ł y i n a m u ł y t o r f i a s t e s t a r o r z e c z y najpowszechniej rejestruje się w dolinie Sanu, w obrębie holocenijskiej pokrywy tarasu rędzinnego oraz szerokopromiennych paleomeandrów najniższego tarasu plejstocenijskiego (o wysokości 5,0–9,0 m n.p. Sanu). W dolinach mniejszych rzek starorzecza obserwowano jedynie w rejonie Nowej Sarzyny (dolina Trzebońnicy). Utwory tego wydzielenia to osady zbiorników wód stojących i okresowo przepływowych o różnych rozmiarach, zasilanych drobnodetrytycznym materiałem facji powodziowej, rzadziej materiałem piaszczystym. Okresowo w obrębie starorzeczy rozwijała się akumulacja osadów organogenicznych. Miąższość omawianych utworów najczęściej dochodzi do 2,5 m, tylko lokalnie sięga do 4,0 m (przekrój geolo-

giczny A–B — rejon Leżajska) i 7,4 m (otw. 39 — rejon Przychojca). Namuły rejestrowane są nie tylko na powierzchni, lecz także w obrębie osadów holocenijskich, m.in. w otworze 19 na głębokości 5,9–9,9 m.

Piaski i mułki, miejscami ze żwirami, rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 1,0–4,0 m n.p. mniejszych rzek. W dolinie Sanu osady te tworzą wąskie (o szerokości nie przekraczającej 200,0 m) półki, np. w rejonie Kuryłówki–Tarnawca — tzw. taras wiklinowy (Wojtanowicz, 1978). Włożone są w serię utworów tarasu łęgowego, a ich miąższość nie przekracza 5,0 m. Sięgają do dna współczesnego koryta Sanu lub niewiele niżej. Powstanie omawianego tarasu jako formy morfologicznej datowane jest na XX w. — jest on wynikiem prac inżynierskich prowadzonych w korycie Sanu, które doprowadziły do głębszego wcięcia się tej rzeki. Powierzchnia tarasu jest niszczone i nadbudowywana w okresach wyższych stanów wód w korycie Sanu.

Utwory te wyróżniono również w dolinach mniejszych rzek: Rokity, Tarlaki, Trzebońnicy, Żyłki, Leszczynki, Żołynianki, Błotni, Jagódki, Malinianki, Radyjówki oraz obu Złotych. Omawiany poziom tarasowy reprezentuje w tych dolinach cały okres holocenu, choć część osadów, zwłaszcza w głębszych partiach, może pochodzić także z końca vistulianu. W składzie badanych utworów dominuje materiał lokalny, pochodzący z niszczonej przez rzeki osadów plejstoceńskich, w tym lodowcowych, a lokalnie również iłów krakowieckich miocenu. W rejonie Łoin i Flisów, w dnie koryta Trzebońnicy, zaobserwowano liczne północne głązy krystaliczne, niekiedy dość znacznych rozmiarów, będące prawdopodobnie jedynymi świadkami zalegających tu niegdyś glin zwałowych. Miąższość osadów tego tarasu zwykle nie przekracza 3,0–4,0 m, osiągając najczęściej (głównie w przypadku mniejszych cieków) 2,0–2,5 m. Lokalnie na powierzchni omawianych utworów występuje pokrywa gliniasta (mady), np. w dolinie Trzebońnicy w rejonie Nowej Sarzyny. Osady tego wydzielenia powstają także współcześnie.

Piaski humusowe i mułki bocznych dolin, zagłębien bezodpływowych i okresowo przepływowych. Osady te wypełniają szereg obniżen powierzchni terenu w miejscach płytkiego zalegania wód gruntowych — zagłębienia deflacyjne, dolinki drobnych cieków, częściowo starorzecza. Są to utwory piaszczyste i pyłowate, o charakterze mineralno-organicznym (materiał fitogeniczny częściowo rozłożony), będące wynikiem akumulacji o charakterze częściowo rzeczny, a częściowo deluwialnym, najczęściej o jasnobrunatnym i beżowo-szarym zabarwieniu. Miąższość ich dochodzi do 1,0–1,5 m, rzadziej 2,0 m. Piaski humusowe zarejestrowano w rejonie: Majdanu, Kołacznicy, Woli Żarczyckiej, Brzozy Królewskiej i Brzozy Stadnickiej, Żołyni Górnej, Jelnej oraz w dolinie Sanu (Wierzawice, Poręby, Ruda Łańcucka, Przychojec, Kuryłówka, Kulno). Największe płyty tych osadów zajmują około 1 km² powierzchni.

Torfy i namuły torfiaste den dolinnych, starorzeczy i zagłębień bezodpływowych. Utwory te na obszarze arkusza Leżajsk tworzą dość liczne płyty o zróżnicowanej powierzchni. Wypełniają głównie starorzecza w dolinie Sanu, zagłębienia w dnach dolin mniejszych rzek (rejon: Brzozy Królewskiej, Leżajska i Giedlarowej), misę deflacyjną (okolice Giedlarowej) oraz misy małych jezior w rejonie Grodziska Górnego. Stwierdzona miąższość tych osadów wynosi do 2,0–3,0 m (średnio 1,0–1,5 m), maksymalnie 5,0–5,2 m w rejonie Jelnej–Baranówki (punkt dok. 1).

Torfowiska występujące na obszarze arkusza Leżajsk należą do grupy niskich, powstają w nich torfy: drzewne, mszyste, mszysto-turzycowe, trzcinowe, trzcinowo-mszyste, drzewno-trzcinowe i turzycowe. Torfy i namuły torfiaste zaczęły powstawać na początku holocenu, a ich akumulacja trwa także obecnie.

Szumański (1986) podaje wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego metodą radiowęglową i analiz palinologicznych z rejonu: Baranówki (punkt dok. 1) — boreał (8560 ±100 lat BP), Jelnej (punkt dok. 6) — młodszy preboreał–starszy boreał, Kuryłówki–Kulna (punkt dok. 3) — prawdopodobnie preboreał–boreał.

Miejscami (głównie w dolinie Sanu) można obserwować narastającą mineralizację omawianych osadów, związaną z obniżaniem poziomu wód gruntowych, wynikającym z melioracji przyległych terenów, użytkowanych rolniczo. Wszystko to przyczyniło się do zmniejszenia powierzchni zajmowanej przez te utwory do 3–4 razy w ciągu ostatnich 100 lat (Lipka, 1978). Zanikanie torfów (ich mineralizację) obserwuje się też w misach jezior w rejonie Grodziska Górnego.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Leżajsk położony jest w centralnej części basenu zewnętrznego zapadliska przedkarpacciego, które z kolei zalega na części starszej jednostki tektonicznej zwanej masywem małopolskim (Karnkowski i in., 1974; Pożaryski, 1969), reprezentowanej tu przez tzw. antyklinorium dolnego Sanu, jego część składową (Stupnicka, 1989).

Znamienny dla budowy w głębszej tego obszaru jest fakt jego położenia w sąsiedztwie, jeśli nie w obrębie, szeroko rozumianej strefy Teisseyre’a-Tornquista (Krzywiec, Jochym, 1997). Strefa ta jest jednocześnie linią tektoniczną pierwszego rzędu, która zapewne w kolejnych epokach geologicznych wpływała na warunki rozwoju m.in. badanego terenu.

W granicach obszaru arkusza najstarsze rozpoznane bezpośrednio piętro strukturalne — kompleks bajkalski (Karnkowski i in., 1974), to utwory neoproterozoiku (wendu)–kambru dolnego, uważane niekiedy za serie o charakterze fliszowym. Są one bardzo intensywnie zaburzone, o upadzie do 90°, miejscami zbrekcjowane, z żyłami kwarcu i kalcytu (Karnkowski, Głowacki, 1961). Cechuje je ponadto słaby stopień zmetamorfizowania, za czym przemawiają mikrolepidoblastyczna struktura

i wyraźnie równoległa tekstura. Metamorfizm tych utworów należy wiązać z ruchami, w wyniku których uległy one sfałdowaniu, a do których doszło w fazie świętokrzyskiej (późnobajkalskiej) (Pożaryski i in., 1981). Miąższość pokrywy skał osadowych omawianego kompleksu w tej części masywu małopolskiego wynosi od około 5000 m (Pożaryski i in., 1981) do około 7000–9000 m (Karnkowski i in., 1974). Utwory te spoczywają na krystalicznym podłożu dalslandzkim o regeneracji kadońskiej (Pożaryski i in., 1981). Na obszarze arkusza Leżajsk strop utworów kompleksu bajkalskiego został rozpoznany na głębokości 895,0 m (otw. 20) w jego północnej części, w obrębie zrębu Ryszkowej Woli, i 1677,0 m (otw. 145) w części południowej. W planie tego kompleksu obserwuje się lokalne wyniesienia i obniżenia.

Luka stratygraficzna obejmuje pokambryjski paleozoik, mezozoik i znaczną część kenozoiku (Karnkowski, Łapankiewicz, 1965; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968). W tym czasie omawiany obszar nie ulegał zasadniczo większym ruchom fałdowym (Rączkowski, Wójcik, 1997). Podlegał jednak licznym ruchom podnoszącym i obniżającym, związanym z kolejnymi fazami orogenezy: kaledońskiej, hercyńskiej i alpejskiej (Karnkowski, 1983). Jak się wydaje największe zmiany w budowie podłoża czwartorzędowego tego terenu zaszły w okresie ruchów laramijskich (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Krzywicz, 1998; Obuchowicz, 1963).

Na bloku masywu małopolskiego zalegają utwory neogeńskie — morskie osady badenu środkowego i górnego oraz sarmatu, wypełniające tę część basenu zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego, który to zaczął rozwijać się po głównej fazie tektonicznej orogenezy alpejskiej, jako basen molasowy na obszarze przedgórze Karpat zewnętrznych (Karnkowski, 1974c). Utwory miocenu w omawianym rejonie zalegają stosunkowo płasko lub tworzą lokalnie formy strukturalne o niezbyt dużych amplitudach (Kurek, 1991). Upady warstw na ogół nie przekraczają 5–6° (Karnkowski, 1974c), a według kart wiertniczych otworów gazowych wynoszą 5–20°, zwłaszcza w serii osadów bażeńskich. Według Ciska (1983) większe upady warstw baranowskich oraz serii anhydrytowej (niż upady wyżejległych iłów krakowieckich), wynikają z ich bezpośredniego kontaktu z osadami bloku małopolskiego. Lokalnie znaczne zaburzenia warstw można obserwować też w pobliżu niektórych stref dyslokacyjnych, gdzie nastąpiło przemieszczenie lub fleksuralne ich ugięcie (Cisek, 1983; Karnkowski, 1974c; Kurek, 1991).

W utworach sarmatu — iłach krakowieckich, większe upady i lokalne zlustrowania można obserwować w rejonie Krzeszowa (obszar arkusza Ulanów), gdzie wynoszą one 5–7°, a warstwy nachylone są w kierunku południowym (Szajn, 1992). W Wylewie (obszar arkusza Sieniawa) Malata, Nescieruk i Wójcik (1999) udokumentowali wyraźne sfałdowanie warstw tych osadów — na odcinku około 70 m rozpoznano antyklinę i dwie synkliny. Upady osiągają tu 85°, osie fałdów zorientowane są w przybliżeniu południkowo, a antyklina zanurza się w kierunku południowym. Według tych autorów

struktury fałdowe są strukturami naduskokowymi, związanymi z uskokiem odwróconym ograniczającym zrąb Ryszkowej Woli od południa.

Friedberg (1903) uważał, że wał biegnący przez Rakszawę, Sokołów i Kamień (obszar arkusza Sokołów Małopolski) jest siodłem utworów mioceńskich. Na prawym brzegu Sanu (obszar arkusza Ulanów) znajduje się zachodni stok drugiego siodła, a koryto Sanu biegnie w zagłębieniu między oboma siodłami.

Na obszarze arkusza Leżajsk miąższość osadów sarmatu wzrasta od północnego zachodu w kierunku południowym i południowo-wschodnim, od około 855,0 m (otw. 20) do około 1123,0 m (otw. 154) i 1652,0 m (otw. 145). Obserwuje się ponadto zmienność miąższości osadów tego wieku w rozciągłości SW–NE, od około 1268,0 m (otw. 124), poprzez 1160,0 (otw. 127) i 902,0 m (otw. 26), do około 1200 m (Kurek, 1991) na północ od Kuryłówki. Zróznicowana miąższość utworów sarmatu związana jest z zachodzącymi w basenie morza mioceńskiego synsedymencyjnymi ruchami tektonicznymi podłoża (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Karnkowski, 1974c). Połtowicz i Starczewska-Popow (1973) podają, iż początkowo istniejący rów tektoniczny Ryszkowej Woli, w dalszych etapach sedymentacji, na skutek inwersji ruchu bloków go ograniczających, zmienił się w zrąb. W dalszym ciągu w sąsiedztwie zrębu Ryszkowej Woli powstało obniżenie tektoniczne. Te ruchy tektoniczne miały miejsce po osadzeniu utworów chemicznych (Dziadzio, Jachowicz, 1996). Doprowadziły one do odmłodzenia uskoków o założeniach młodokaledońskich i waryscyjskich (Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973) oraz laramijskich (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Krzywiec, 1998), a związane były z końcową częścią trzeciej fazy nasunięć karpackich (Oszczypko, 1996).

O wpływie nasuwania się bloku Karpat na obszar basenu zewnętrznego i jego osady pisał Cisek (1983). Według niego małe upady warstw miocenu autochtonicznego z pozoru mogą wskazywać na słabe zaburzenia tych warstw pod wpływem ruchów górotwórczych, co pozwalałoby struktury w tych osadach występujące tłumaczyć kompaktcją warstw, a nad wyniosłościami podłoża jako struktury „oblekające”. Przeciwno temu, zdaniem Ciska, mogą świadczyć złoża gazu licznie występujące nie nad wyniosłościami podłoża podmioceńskiego i anhydrytami, lecz w ich obniżeniach lub na skłonach. Plany strukturalne utworów sarmatu są przesunięte w kierunku południowo-wschodnim w stosunku do planu strukturalnego w serii anhydrytowej lub podłożu, co można obserwować m.in. na przykładzie złóż gazu rozpoznanych w rejonie Lubaczowa, a także na obszarze arkusza Leżajsk — w złożach „Brzoza Królewska” (Świątnicka, Zychowicz, 1989), „Sarżyna” (Cisek, Klęba, 1983) i „Kuryłówka” (Fik, Rak, 1989). W strefie złoża „Kuryłówka” stwierdzono, że horyzonty gazowe w utworach sarmatu mają budowę antyklinalną. Na taki styl budowy miały zapewne wpływ procesy zachodzące w czasie sedymentacji i kompaktcji utworów sarmackich (Fik, Rak, 1989).

Na badanym obszarze najbardziej zaangażowanym tektonicznie jest bajkalski kompleks strukturalny, w obrębie którego dość liczne są dyslokacyjne przemieszczenia warstw. Ujawniają się tu szczególnie wyraźnie dwa kierunki dyslokacji: NW–SE (dominujący) oraz NE–SW (podrzędny) (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Jurka-Wantuch, Trygar, 1976; Karnkowski, Łapaniewicz, 1965; Karnkowski i in., 1974; Krzywiec, Jochym, 1997), tworząc charakterystyczny układ kratowy (fig. 1). W stropie kompleksu bajkalskiego zarysowuje się szereg obszarów wyniesionych:

— Katuszów–Nisko–Leżajsk (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968). Wyniesienie to w granicach terenu arkusza obejmuje mniejsze struktury (blokowe ?) (Bajer, Borys, 1966; Fik i in., 1984; Konarski i in., 1985; Kurek, 1991): Wola Żarczycka (w zachodniej części badanego obszaru; kierunek rozciągłości struktury: N–S), Borki Górne (w rejonie wiercenia 31; NW–SE), Maleniska (w rejonie otworów: 67, 68, 75 i 99; N–S, NW–SE), Jelna (na północ od otworu 34; SW–NE), Brzoza Królewska (w rejonie wierceń: 95, 96 i 122; N–S), Leżajsk „północno-zachodni” (na zachód od otworu 78; NW–SE), Leżajsk (w rejonie otworów 78 i 108, na północny wschód od otworu 76; NW–SE), Grodzisko Dolne (w rejonie wiercenia 163; N–S) i Żołyń (w rejonie otworów: 124, 127, 141, 149 i 154; NW–SE), które w osadach badenu i sarmatu przechodzą w struktury antyklinalne oddzielone od siebie obniżeniami (w sarmacie o charakterze synklin) m.in. w rejonie otworów: 100, 145, 148 i 153. Ponadto struktury wyniesione Żołyń i Maleniska w obrazie tektonicznym miocenu nadanhydrytowego tworzą formę rozległej brachyantykliny z lokalnie zaznaczającymi się obniżeniami synklinalnymi związanymi najprawdopodobniej ze strefami dyslokacyjnymi (Fik i in., 1984; Kuk, 1993). Brachyantykлина ta wywnurza się w kierunku południowym, zachodnim i wschodnim. Niektóre ze struktur zanikają w utworach sarmatu, np. struktura Leżajsk;

— zrąb (blok) Ryszkowej Woli, o amplitudzie zrzutu skrzydła 250–430 m od strony północno-wschodniej i do 130 m od strony południowo-zachodniej (Bajer, Borys, 1966; Gąsior i in., 1996), przebiegający na obszarze arkusza Leżajsk z północnego zachodu na południowy wschód, na linii Nowa Sarzyna–Łukowa–Kuryłówka–Tarnawiec, pasem o szerokości 1,0–1,3 km. Ta duża wyniesiona jednostka tektoniczna biegnie aż ku granicy z Ukrainą (kontynuując się prawdopodobnie na jej obszarze). Zapada w kierunku południowo-wschodnim (Dziadzio, Jachowicz, 1996). Według Ciska i Klęby (1983) strefa dyslokacyjna ograniczająca blok Sarzyna (część zrębu Ryszkowej Woli) od południowego zachodu jest jedynie skłonem strukturalnym wyniesienia w podłożu i anhydrytach. Wzdłuż horstu nie są widoczne żadne poprzeczne strefy nieciągłości, choć rysują się nowe wyniesione elementy — struktury: Sarzyna (na zachód od otworu 20; kierunek rozciągłości struktury: NW–SE), Przychojec (w rejonie otworu 23; NW–SE), Kuryłówka „południowa” (w rejonie wiercenia 53; NW–SE) i Kuryłówka–Tarnawiec (w rejonie otworów: 48, 51, 54, 55, 57 i 60; NW–SE) (Gąsior i in., 1996; Kurek, 1991). W osadach miocenu struktury te przechodzą w formy antyklinalne, zaznaczające się w wielu poziomach. Na bloku

Sarzyna utwory nadanhydrytowe zalegają w formie struktury antyklinalnej (typu asymetrycznego), której skrzydła północno-wschodnie (stromie) i południowo-zachodnie (łagodne) obcięte są dyslokacjami ograniczającymi blok (Borys, Jasłowski, 1967). Niekiedy struktury te zanikają, np. struktura Sarzyna. Ciekawa jest struktura Baranówka (WNW–ESE), rozpoznana w rejonie otworów 20 i 21, która zaznacza się wyraźniej dopiero około 70–100 m nad utworami serii chemicznej.

Struktura bloku Ryszkowej Woli w ostatnich latach była przedmiotem szeregu opracowań. Według badań Dziadzio i Jachowicz (1996), prowadzonych w rejonie Lubaczów–Przemyśl, płaszczyzny uskoków ograniczających zrąb Ryszkowej Woli od północnego wschodu nachylone są ku południowemu zachodowi, a na południowy zachód od zrębu znajdują się uskoki listryczne o małej amplitudzie zrzutu i nachyleniu powierzchni ku północnemu wschodowi. Uskoki znajdujące się na północny wschód i południowy zachód od zrębu, zapadające w jego kierunku, tworzą strukturę o charakterze kołyski. Część uskoków położonych po południowo-zachodniej stronie zrębu Ryszkowej Woli prawdopodobnie ma charakter uskoków inwersyjnych. Uskoki ograniczające sam zrąb (jego bryłę) są uskokami normalnymi, a powierzchnie ich zapadają ku północnemu wschodowi i południowemu zachodowi, tj. przeciwnie do nachylenia płaszczyzn wcześniej opisanych uskoków listrycznych. Powstanie zrębu Ryszkowej Woli było uwarunkowane zjawiskiem ekstensji, która nastąpiła po osadzeniu serii anhydrytów. W późniejszym okresie procesowi sedymentacji na tym obszarze towarzyszyła intensywna subsydencja. Ekstensja spowodowała powstanie uskoków listrycznych po północno-wschodniej stronie zrębu Ryszkowej Woli (de facto ograniczają one od północnego wschodu rów Wielkich Oczu). Uskoki występujące po jego południowo-zachodniej stronie (listryczne i częściowo prawdopodobnie także inwersyjne), mają charakter ekstensyjny i kompresyjny, a powstanie ich należy wiązać ze zjawiskiem kompensacji. Równoczesne przemieszczanie mas osadów z dwóch przeciwnych kierunków, wymuszone zjawiskiem ekstensji, doprowadziło poprzez kompensację przestrzeni do powstania wyniesienia (tj. zrębu Ryszkowej Woli) w centralnej części strefy ekstensywnej.

Ostatnio pojawił się pogląd, że powstanie takich struktur, jakie występują tu w starszym (podkainozoicznym) podłożu (m.in. uskoki odwrócone) oraz w osadach młodszych (uskoki normalne o genezie kompakcyjnej), związane jest z tzw. ekstensją ugięciową mas skalnych na przedpolu orogenu. Jak podaje Krzywiec (1998, 1999), w związku z tym, że omawiany obszar leżał i leży zbyt daleko od frontu Karpat, należy przyjąć, iż powstanie tego typu struktur wywołane było reaktywacją mezozoicznej strefy deformacji tektonicznych (strefy, w której na przełomie kredy i paleogenu doszło do inwersji bruzdy śródpolskiej na wał śródpolski), odnowionej w miocenie (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Karnkowski, 1974c), w trakcie pogrążania płyty przedpola (płyty ukraińskiej) pod orogen karpacki. W obrębie skrzydła zrzuconego systemu uskoków normalnych występują liczne odwrócone uskoki antytetyczne i związane z nimi fałdy w obrębie osadów mioceńskich. Do struktur takich Krzywiec

(1998, 1999) zalicza zrąb Ryszkowej Woli. Uskoki te mogły powstać jako nasunięcia wsteczne, rozwinięte w skrzydle zrzuconym uskoku normalnego w związku z jego kompresją. Geometria tych struktur sugeruje ponadto ich związek z rotacją bloków podłoża. Cienienie osadów nadanhydrytowych ponad tymi uskokami odwróconymi oraz rozbieżny układ refleksów sugerują, iż rozwijały się one jako struktury synsedymencyjne. Stanowisko to wydaje się potwierdzać wcześniejsze poglądy odnoszące się do budowy głębszej tej części zapadliska (Karnkowski, 1974c; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973).

Na obecnym etapie badań struktur tektonicznych zapadliska przedkarpackiego wydaje się, że model ich ewolucji zaproponowany przez Krzywca (1998, 1999) jest bardziej prawdopodobny niż model Dziadzio i Jachowicz (1996). Jednakże sprawa ta jest w dalszym ciągu otwarta, a nowych danych do dyskusji dostarczają napływające wciąż wyniki prac geologicznych i geofizycznych, wykonywanych w celu odkrycia kolejnych złóż gazu ziemnego w osadach miocenu (Fik, Rak, 1989; Gąsior i in., 1996; Kurek, 1991). Na przykład ostatnio blok Ryszkowej Woli, w rejonie złoża gazu „Kuryłówka”, jest rozpatrywany jako wąska forma antyklinalna o stromym skrzydle północnym i łagodniejszym, lecz bardziej zaburzonym południowym (nos strukturalny w rejonie otworów 54 i 57). Rejestrowane tu pierwotnie niektóre strefy dyslokacyjne o przebiegu NW–SE nie znalazły potwierdzenia wiertniczego w horyzontalnym zaleganiu poziomu anhydrytowego i poszczególnych horyzontów gazowych (Fik, Rak, 1989). W rejonie tego złoża, na północny wschód od osi „antykliny” (bloku Ryszkowej Woli), obserwuje się strome obniżanie podłoża podmioceńskiego, podczas gdy w kierunku południowym utwory te zapadają znacznie łagodniej, przechodząc w formy synklinalne.

Przebieg stref dyslokacyjnych i uskoków w podłożu utworów mioceńskich, wykreślony na podstawie opracowań archiwalnych (Bajer, Borys, 1966; Gąsior i in., 1996; Jurka-Wantuch, Trygar, 1976; Kurek, 1991) oraz danych z literatury (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Karnkowski, 1974c; Karnkowski, Łapaniewicz, 1965), przedstawiony na [figurze 1](#), w znacznym stopniu koresponduje z obrazem przebiegu liniowych elementów strukturalnych, uzyskany na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej (Doktór i in., 1995). Analiza ta potwierdza zasadniczy kierunek dyslokacji: NW–SE, oraz kierunek drugorzędny: NE–SW.

Analogicznie do terenów sąsiednich generalnie można stwierdzić, że powierzchnia podłoża podmioceńskiego obniża się stopniami (schodowo) w kierunku południowym, wzdłuż linii dyslokacyjnych o kierunku NW–SE (Rączkowski, Wójcik, 1997).

Większość dyslokacji, zarówno dużych, jak i małych, wskutek nierównomiernego zapadania się dna zbiornika zaznacza się jedynie w niżejleżących utworach sarmatu, częściowo w nich wygasając. Wyżejleżące osady tego okresu są przecięte tylko niskoamplitudowymi uskokami sięgającymi w wielu przypadkach powierzchni terenu, co może świadczyć o ich neotektonicznym odmłodzeniu (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Krzywiec, Jochym, 1997; Malata i in., 1999). Sygnalizacją tej kwestii jest wkreśle-

nie uskoków na przekrojach geologicznych praktycznie do samego stropu utworów sarmatu (przekrój geologiczny A–B, [fig. 2a, c, tabl. III, IV](#)).

Potrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w obrębie Kotliny Sandomierskiej analizowane były przez Laskowską-Wysoczańską (1971, 1983, 1993, 1995). Wskazywać na nie mogą: erozja — wyrażająca się w postaci licznych dolinek głęboko rozcinających powierzchnię wysoczyzny, denudacja — zaznaczona poprzez odsłonięcie starszych utworów czwartorzędowych i osadów mioceńskich, oraz zróżnicowane miąższości utworów czwartorzędowych ([fig. 2a, b, c, tabl. III, IV](#)).

W tym miejscu warto dodać, iż mimo tego, że dotychczas w osadach serii krakowieckiej w Kotlinie Sandomierskiej nie obserwowano zaburzeń glacitektonicznych, jak się wydaje nie można całkowicie wykluczyć ich istnienia, czy to w obrębie badanego terenu, czy na obszarach sąsiednich. Do zajęcia takiego stanowiska skłaniać może podatność iłów krakowieckich na „deformacje”, wynikająca z pewnego stopnia ich plastyczności.

W oparciu o archiwalne materiały geologiczne (wiercenia, sondowania geofizyczne) (Mucha, 1982; Radwan, 1990), analizę części materiałów wykonaną przez Ciepłińskiego (2000) oraz dane zebrane w trakcie wykonywania zdjęcia geologicznego opracowano szkic geologiczny odkryty, przedstawiający ukształtowanie stropu utworów podłoża podczwartorzędowego ([tabl. II](#)). W podłożu osadów czwartorzędowych na obszarze całego arkusza zalegają iły krakowieckie sarmatu (miocen), zwane też warstwami przeworskimi (Woiński, 1994b).

W rzeźbie stropu iłów krakowieckich zaznacza się szereg wzniesień (pagórów), oddzielonych od siebie obniżeniami o charakterze dolinnym. Wyższe zaleganie utworów serii krakowieckiej można obserwować w rejonie Wydrza, Woli Żarczyckiej, Biedaczowa, Brzozy Królewskiej, Jelnej, Wólki Grodziskiej i Gwizdowa. Położenie tych wzniesień w pewnej części pokrywa się z obserwowanym rozmieszczeniem bloków w podłożu podmioceńskim oraz strukturami typu antyklinalnego w miocenie. Najwyżej położony (udokumentowany) punkt, 221,8 m n.p.m., odnotowano w rejonie Wilkowyi (otw. 101).

Układ dolin rysujących się w stropie serii krakowieckiej częściowo pokrywa się lub jest dość zbliżony do przebiegu dolin współczesnych (np. Trzebońnicy, Tarlaki i Błotni). Porównując rozmieszczenie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych w obrębie tych form można wnioskować, że istniały one już we wczesnym czwartorzędzie, a na pewno przed pokryciem tego obszaru przez lądolód. Umożliwiały one zapewne transgresję jeziorów lodowcowych, a następnie stanowiły drogę ich „ucieczki”, jak również drogę przepływu i odpływu wód roztopowych.

W obrazie rzeźby podłoża podczwartorzędowego odnotowano również szereg innych obniżień, odwzorowania przebiegu których na próżno by szukać na obecnej powierzchni terenu. Są to tzw. doliny kopalne. Na obszarze arkusza Leżajsk doliny takie można obserwować na linii PGR Jelna–Maleniska–Giedlarowa oraz Wierzawice–Grodzisko Górne.

Warto jeszcze omówić szerokie i dość płaskodenne obniżenie obserwowane w północnej i północno-wschodniej części obszaru arkusza. W znacznej mierze obrazuje ono jak szeroka była dolina pra-Sanu w okresach interglacjalnych, a zwłaszcza podczas interglacjału wielkiego. Założenia tej doliny są najprawdopodobniej znacznie starsze — tędy miała przepływać rzeka preglacjalna opływająca od północy część Płaskowyżu Kolbuszowskiego (Laskowska-Wysoczańska, 1971). Najniżej położony (udokumentowany) punkt badanego terenu, 140,9 m n.p.m. (otw. 17), znajduje się w rejonie Rudy Łańcuckiej.

Należy zaznaczyć, że rzeźba stropu iłów krakowieckich nie jest jedynie efektem ich niszczenia przez wody rzek czy lądolód, ale także pochodną ruchów neotektonicznych (Laskowska-Wysoczańska, 1983, 1993, 1995).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze rozpoznane piętro strukturalne (bajkalskie) na obszarze arkusza Leżajsk reprezentuje seria osadowa neoproterozoiku (wendu)–kambru dolnego (tab. 2). Utwory te zostały sfałdowane i poddane słabemu metamorfizmowi w fazie świętokrzyskiej (późnobajkalskiej) (Pożaryski i in., 1981; Pożaryski, 1969), wtedy też nastąpiło ich usztywnienie i wydźwignięcie (Karnkowski i in., 1974). Miąższość pokrywy bajkalskiego piętra strukturalnego, jak również jej litologiczne wykształcenie wskazują na sedymentację tworzących ją warstw w głębokim zbiorniku morskim (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968) o charakterze geosynkliny (Żak, 1968a), choć na północ i północny wschód od Sanu (tj. granicy cokołu konsolidacji gotyjskiej) następuje przejście ku facji epikontynentalnej.

Zarówno w paleozoiku, jak i w mezozoiku miała tu miejsce sedymentacja morska, na co wskazywać mogą wyniki badań geologicznych (Karnkowski, 1974c, 1983; Karnkowski, Głowacki, 1961; Moryc, 1987; Obuchowicz, 1963), przy czym, jak podaje Pożaryski (1969), w paleozoiku masyw małopolski nie ulegał silnej subsydencji. Osady tego wieku były niszczone w okresach kiedy masyw był wyniesiony i stanowił ład. Wyniesienie masywu było następstwem kolejnych ruchów tektonicznych (Karnkowski, 1983). Na przykład w okresie ruchów laramijskich (kreda/paleogen) nastąpiło wyniesienie obszaru położonego generalnie na południe od obecnego bloku Ryszkowej Woli (Obuchowicz, 1963), w następstwie czego podlegał on silnej planacji (Karnkowski, Głowacki, 1961; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Obuchowicz, 1963; Oszczypko, Tomáš, 1976). Wyniesiony obszar (tzw. zrąb dolnego Sanu — Stupnicka, 1989) tworzył antyklinorium łączące wyniesienia: świętokrzyskie i Dobrużdy (Obuchowicz, 1963). Można przyjąć, iż właśnie w tym czasie nastąpiła też inwersja bruzdy śródpolskiej na wał śródpolski (Krzywiec, 1998). Z okresu ruchów laramijskich na obszarze arkusza prawdopodobnie pochodzą też częściowo założenia stref dyslokacyjnych obserwowanych w starszym podłożu, a odmładzanych w późniejszym czasie. Ruchy te wyznaczyły też ogólne ramy zapadliska przedkarpackiego.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Ruchy górotwórcze		Utvary (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro	Orogeneza	Faza		
C	P I e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie				Torfy i namuły torfiaste den dolinnych, starorzeczy i zagłębień bezodpływowych — $t Q_h$	Akumulacja organiczna i mineralno-organiczna
						Piaski humusowe i mułki bocznych dolin, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $ph Q_h$	Akumulacja mineralna i organiczna; miejscami rzeczna, a miejscami deluwialna
W						Piaski i mułki, miejscami ze żwirami, rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 1,0–4,0 m n.p. mniejszych rzek — $f Q_h^{(13)}$	Akumulacja mineralna, lokalnie mineralno-organiczna; rzeczna; miejscami erozja rzeczna Powstanie najniższych tarasów zalewowych
						Namuły i namuły torfiaste starorzeczy — $li Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna typu jeziornego, przy okresowych przepływach wody
A						Piaski humusowe, mułki, gliny, ily i namuły den dolinnych — $ph Q_h$	Akumulacja rzeczna
						Mułki i gliny piaszczyste (mady) rzeczne tarasów zalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Złotej) — $f Q_h^{(2)}$	Akumulacja rzeczna w facjach korytowych i powodziowych; mineralna i lokalnie organiczna. Powstanie pokrywy madowej tarasu łęgowego w dolinie Sanu
R	H					Piaski, miejscami żwiry, rzeczne tarasów zalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Sanu) — $f Q_h^{(2)}$	Akumulacja rzeczna, miejscami erozja. Początek tworzenia się tarasu łęgowego w dolinie Sanu
						Iły, mułki i piaski pyłowate (mady) rzeczne tarasów zalewowych 5,0–8,0 m n.p. rzeki (Sanu) — $f Q_h^{(1)}$	Akumulacja rzeczna w facjach korytowych i powodziowych. Tworzenie się pokrywy madowej tarasu rędzinnego w dolinie Sanu
O						Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 5,0–8,0 m n.p. rzeki (Sanu) — $f Q_h^{(1)}$	Erozja i akumulacja rzeczna. Początek powstawania tarasu rędzinnego w dolinie Sanu
						Piaski eoliczne w wydmach — $e Q_w$	Przewiewanie piasków tarasów nadzalewowych, równin oraz pokryw wodnolodowcowych i lodowcowych. Formowanie się wydm i pól piasków przewianych
Z						Piaski eoliczne — $e Q$	Splukiwanie oraz akumulacja osadów w dolnej części zboczy i dnach dolinek denudacyjnych
						Piaski, mułki i gliny, miejscami mułki, lessopodobne, deluwialne, lokalnie deluwialno-rzeczne — $d Q_{pm}$	Powstanie stożków napływowych u wylotu dolinek denudacyjnych i dolin rzecznych
C	P I e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie				Piaski i mułki piaszczyste stożków napływowych — $s Q_{pmp}$	Denudacja, rozwój pokryw stokowych w klimacie peryglacjalnym, miejscami tworzenie się później osadów deluwialnych
						Piaski i mułki, miejscami gliny, peryglacjalne i częściowo deluwialne — $pg Q_{p^4}$	Akumulacja mineralna i mineralno-organiczna w starorzeczach, przy okresowych przepływach wody
Z						Namuły starorzeczy — $li Q_{p^4}$	Rozcinanie pokryw tarasów nadzalewowych średnich, formowanie się nowych, niżej położonych pokryw w obrębie wielkich meandrów
						Piaski, miejscami mułki i żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–9,0 m n.p. rzeki (Sanu) — $f Q_{p^4}^{(14)}$	Zmiana rozwinięcia koryta Sanu, z roztokowego na meandrowy
C	P I e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie				Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 8,0–13,0 m n.p. rzek (Sanu i Wisłoka) oraz 4,0–7,0 m n.p. mniejszych rzek — $f Q_{p^4}^{(11)}$	Akumulacja rzeczna w warunkach rzek roztokowych Erozja rzeczna (wgłębna i boczna), w tym termiczna erozja boczna, związana z klimatem peryglacjalnym
						Mułki lessopodobne i mułki piaszczyste, z wkładkami piasków pyłowatych i piasków — $m Q_{p^4}$	Akumulacja pokryw pyłowych w wyniku wietrzenia mechanicznego w warunkach klimatu peryglacjalnego, procesy deluwialne i eoliczne
W						Lessy piaszczyste i lessy — $lp Q_{p^4}$	Akumulacja eoliczna pokryw pyłowych

Paleogen				A l i p e j s k a	Sawska		Powstanie paleogeńskiej powierzchni zrównania	
K r e d a					Laramijska		Wyniesienie wschodniej części masywu małopolskiego — zrębu (bloku) dolnego Sanu Początek ruchów laramijskich — powstanie nowych i odmłodzenie starszych stref dyslokacyjnych podłoża Zalewy morskie, głównie w północnej i południowej części masywu małopolskiego, lokalnie o szerszym zasięgu Erozja rzeczna i denudacja Całkowite wycofanie się zbiornika wodnego — wydzwignięcie części masywu małopolskiego	
J u r a					Młodokimeryjska		Początek zaniku morza (rychy młodokimeryjskie) Kolejne lokalne transgresje morskie Wycofanie się morza Początek lokalnej transgresji morskiej (środkowojurajskiej) Obniżanie masywu małopolskiego Erozja rzeczna i denudacja Wydzwignięcie masywu małopolskiego	
Trias					Starokimeryjska		Transgresja morska w zachodniej części masywu małopolskiego Denudacja i erozja rzeczna, odpreparowanie starszych osadów paleozoicznych Wydzwignięcie masywu małopolskiego Regresja morska (ruchy fazy sudeckiej)	
Perm					Saalska		Transgresja morska na obszarze masywu małopolskiego	
Karbon					Sudecka		Regresja morska (ruchy tektoniczne fazy bretońskiej)	
Dewon					Bretońska		Transgresja morska na obszarze masywu małopolskiego Denudacja masywu małopolskiego, akumulacja osadów terygenicznych	
					Krakowska		Lokalne zalewy morskie na obszarze masywu małopolskiego (od północnego zachodu)	
Sylur					Waryscyjska		Początek erozji rzecznej i denudacji Regresja morza, wypiętrzenie bloku masywu małopolskiego Czasowe zaniki zbiorników morskich, sedimentacja morska Transgresja morska (od północnego zachodu) Regresja morska (ruchy fazy takońskiej)	
Ordowik						Takońska		Sedymentacja morska w zbiorniku epikontynentalnym Początek transgresji morskiej (od północnego zachodu)
K a m b r	Kambr górny					Sandomierska		
	Kambr środkowy					Świętokrzyska (późnobajkalska)		Denudacja masywu małopolskiego Wyniesienie masywu małopolskiego Ostateczne sfaldowanie osadów kambru dolnego i neoproterozoiku, powstanie fylitów
Proterozoik – kambr	Neoproterozoik – kambr dolny		Wend			Małopolska		Łupki, łupki ilaste i mułowcowe oraz fylity, miejscami z wkładkami piaskowców kwarcytowych — ${}_1Pt_3 - Cm_1$
Proterozoik	Neoproterozoik		Ryfej				Sedymentacja morska Powstanie kratonu masywu małopolskiego Początek fałdowania osadów zbiornika morskiego (neoproterozoiku i kambru dolnego), narastanie procesów metamorfizmu Sedymentacja morska osadów o charakterze fliszowym Transgresja morska	
						Powstanie krystalicznego podłoża masywu małopolskiego		

Zrąb dolnego Sanu pozostawał obszarem lądowym przez okres paleogenu (Pozaryski, 1969) i zapewne starszego neogenu.

Z początkiem badenu (miocen środkowy) morze wypełniające rów przedgórski Karpat (basen wewnętrzny) zwiększyło swój zasięg i przemieściło się ku północy (Karnkowski, 1974c), obejmując obszar

po wał metakarpacki. W ten sposób powstał basen zewnętrzny tego rowu, z „wyspą rzeszowską” (paleogeograficznie rzeszowski) — obszarem lądowym (Garecka, Jugowiec, 1999; Ney i in., 1974). „Wyspa” ta w granicach obszaru arkusza obejmuje jego południowy i zachodni fragment (fig. 1). Część badaczy (Karnkowski, 1974c; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968) brak osadów na „wyspie rzeszowskiej” tłumaczy ich erozją na tektonicznie wyźwigniętym fragmencie bloku małopolskiego.

W północnej, północno-wschodniej i centralnej części obszaru arkusza miocen autochtoniczny (baden środkowy–baden górny) rozpoczyna się transgresywnymi osadami ilasto-piaskowcowymi tzw. warstw baranowskich. Cisek (1983), Karnkowski i Ołtuszyk (1968) oraz Ney i inni (1974) podają, że warstwy te mają zmienną miąższość, a także cechują się nierównomiernym rozwojem. Spoczywają na erozyjnej powierzchni utworów neoproterozoiku (wendu)–kambru dolnego, wypełniając zagłębienia podłoża i częściowo je wyrównując. Seria tych skał jest facji głębokowodnej (Krach, 1962).

Z końcem badenu basen zewnętrzny, na skutek utrudnionych połączeń z Tetydą, przeszedł w stadium regresywne (Garecka, Jugowiec, 1999). Następstwem pewnego spłylenia zbiornika morskiego oraz znacznego parowania w gorącym klimacie jest powstanie serii osadów chemicznych, na terenie arkusza Leżajsk rozwiniętych głównie jako anhydryty. Miejscami głębokość basenu morskiego wzrastała, o czym zdaje się świadczyć facja anhydrytu laminowanego, rejestrowana na obszarach sąsiednich (Peryt i in., 1998).

Występowanie osadów badenu w obrębie podniesień strukturalnych (np. Brzozy Królewskiej) może świadczyć o ruchach podnoszących i obniżających po ich sedymentacji (Świątnicka, Zycho-wicz, 1989; Tomaszewski, 1962).

W późnym badenie (kosow) nastąpił nawrót warunków morskich, zalana została również „wyspa rzeszowska” (Garecka, Jugowiec, 1999). Wszystko to jest wynikiem przesunięcia osi zbiornika morskiego w kierunku północno-wschodnim (ostatecznie zakończonego na początku sarmatu). Początkowo osadzały się w nim utwory facji płytkowodnej, stopniowo przechodząc w fację głębokowodną. W sarmacie na badanym obszarze powstawała dość monotonna seria osadów ilastych i ilasto-piaszczystych, przy czym, jak podaje Karnkowski (1989), na przełomie badenu i sarmatu (tu: początek sarmatu) w basenie zewnętrznym zapadliska dochodziło do akumulacji utworów deltowych silnie zróżnicowanej facji ilasto-piaszczystej. Utwory te nanoszone były do zbiornika przez rzeki spływające z Gór Świętokrzyskich. Na obszarze arkusza Leżajsk koncentrują się one w jego południowej części, w rejonie tzw. „wyspy rzeszowskiej”. Osady piaszczyste sarmatu dolnego pochodzenia deltowego są głównym zbiornikiem gazu ziemnego w zapadlisku przedkarpackim.

Połtowicz i Starczewska-Popow (1973) podają, że w czasie depozycji wydzielonego przez nich drugiego kompleksu piaszczystego pojawił się kierunek akumulacji od strony południowej, co było wynikiem znacznego przybliżenia czoła górotworu karpackiego do tej części basenu zewnętrznego.

Okresy wzmożonej sedymentacji piasków mogą wskazywać na fazy ożywienia ruchów oro- i epejrogenicznych na obrzeżach zapadliska i związane z tym fazy zwiększonej erozji i denudacji (Połtowicz, 1974 — vide Wojdanowicz, 1978). Osady mioceńskie mają w ogólności charakter molasowy, typu głównie drobnorytmicznego.

Maksymalna rozpoznana miąższość serii krakowieckiej na obszarze arkusza Leżajsk wynosi 1652,0 m (otw. 145). Powstanie tak miąższej serii było możliwe dzięki szybkiej subsydencji dna basenu — zapadliska zewnętrznego, wywołanej ruchami tektonicznymi związanymi z fałdowaniem Karpat (Karnkowski, 1983; Krach, 1962). Początkowi sedymentacji w sarmacie towarzyszyły synsedymencyjne zjawiska tektoniczne (Dziadzio, Jachowicz, 1996; Krzywiec, 1998; Ney, 1969; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973), powstawały lub były reaktywowane uskoki starszego podłoża. W tym czasie zaczął tworzyć się zrab Ryszkowej Woli. Sedymentacja morska w basenie zapadliska trwała co najmniej do końca sarmatu. Niektórzy badacze nie wykluczają, iż obejmowała ona także panon (Olszewska, 1999; Rączkowski, Wójcik, 1997).

Po sarmacie na badanym obszarze zaznacza się kolejny hiatus, obejmujący przedział czasowy do czwartorzędu. W tym czasie teren ten stanowił obszar lądowy, gdzie tworzył się poziom pogórski, erodowany i denudowany podczas ruchów podnoszących na przedgórzu Karpat i w Karpatach (Starkel, 1972). Wówczas też prawdopodobnie zaczęła się rozwijać sieć rzeczna, nawiązująca swym przebiegiem (kierunkiem odpływu wód) do kierunku wycofywania się morza mioceńskiego, tj. na południowy wschód. W okresie tym zachodziło też zapewne wietrzenie iłów krakowieckich, zakończone najprawdopodobniej uprzątnięciem zwietrzliny w wyniku ożywienia erozji rzecznej, będącej efektem ruchów fazy wołoskiej.

We wczesnym plejstocenie powstawały utwory zwietrzelinowe rozwijające się na iłach krakowieckich. W tym czasie kształtowała się też „preglacjalna” sieć rzeczna, z kilkoma stopniami tarasowymi (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1987b, 1993). Laskowska-Wysoczańska (1971) przyjmuje, że do schyłku zlodowacenia Günz (zlodowacenia najstarsze) rzeki Kotliny Sandomierskiej należały do zlewiska Morza Czarnego. Innego zdania jest Wojtanowicz (1978), według którego Kotlina Sandomierska już w środkowym pliocenie przeszła do zlewiska Bałtyku, choć później, aż do zlodowaceń środkowopolskich, kilkakrotnie zaznaczyły się zmiany kierunku odpływu wód z tego terenu. O odpływie wód w kierunku wschodnim, w preglacjale, według Starkla (Starkel, 1972) świadczy nie tylko kierunek transportu i skrzyżowania dolin wyciętych w poziomie pogórskim brzeżnej części Karpat, ale również kontynuacja akumulacji serii preglacjalnej w zachodnich kotlinach Dniestru. Rzeki omawianego systemu pozostawiły po sobie żwiry z piaskami, złożone z materiału karpackiego, a stratygraficznie odnoszone do preglacjału i zlodowaceń najstarszych. Osady te zachowały się na powierzchni terenu jedynie w formie izolowanych płatów (zalegających bezpośrednio na iłach krakowieckich). Można je

prześledzić także w profilach otworów zlokalizowanych we wschodniej części obszaru arkusza. Według Starkla (1972) są one pozostałością stożka napływowego pra-Wisłoka, Laskowska-Wysoczańska (1971) zaś traktuje je jako aluwia (tarasy) rzeki podkarpackiej i rzeki opływającej Płaskowyż Kolbuszowski od północy. Osady te, mające szersze rozprzestrzenienie w Kotlinie Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1987b, 1993, 1995; Malata, Wójcik, 1998; Popielski, 1999; Wójcik, 1999c), zdają się potwierdzać opinię Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1966), iż w pierwszym etapie preglacjału dominowały procesy akumulacji.

W czasie interglacjału podlaskiego (augustowskiego) nie zachodziła już prawdopodobnie akumulacja osadów rzek karpackich. Doszło wtedy być może do ewolucji układu sieci rzecznej, zapoczątkowanej prawdopodobnie już w czasie zlodowacenia Günz (zlodowacenia najstarsze) (Starkel, 1972). Rzeka płynąca dotychczas w zachodniej części obszaru arkusza przyjęła bieg zbliżony do tego, jaki obecnie zajmuje koryto Wisłoka (Laskowska-Wysoczańska, 1971). W tym czasie prawdopodobnie ostatecznie ukształtował się północny kierunek odwadniania kotliny, do pra-Wisły (Laskowska-Wysoczańska, 1971; Wojtanowicz, 1978), ale San płynął jeszcze być może do pra-Dniestru (Starkel, 1972). Z okresu tego nie zachowały się prawdopodobnie żadne osady.

Kolejna seria osadów piaszczystych, rozpoznana we wschodniej części obszaru arkusza, pochodzi prawdopodobnie ze zlodowacenia Nidy i interglacjału małopolskiego. Dominowały tu wtedy procesy rzeczne. Według Starkla (1972) pra-San był już przeciągnięty przez pra-Wisłę, a dno jego doliny wznosiło się około 10–20 m nad poziom współczesnych koryt. Pożaryski, Maruszczak i Lindner (1994) twierdzą, że to z interglacjałem małopolskim należy wiązać powstanie doliny przełomowej w rejonie Zawichostu–Puław oraz doliny Sanu poniżej Przemyśla.

W trakcie zlodowacenia Sanu 1 nastąpiło dwukrotne nasunięcie lądolodu skandynawskiego. Lądolód ten w swym maksymalnym zasięgu wkroczył dość znacznie w doliny rzek karpackich (Wójcik, 1999d), a miało to miejsce w stadiale młodszym (górnym). Miąższość lądolodu na obszarze Kotliny Sandomierskiej jest szacunkowo oceniana na od około 50 do około 200–300 m (Giereńczuk i in., 1972; Klimaszewski, 1948 — vide Laskowska-Wysoczańska, 1993). Wkraczający lądolód zdierał starsze osady z obszarów międzydolinnych, choć nie wszędzie następowało całkowite ich usunięcie. Przed transgredującym lądolodem stadiału starszego (dolnego) następowała akumulacja osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. W czasie nasunięcia zostały zdeponowane piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe, prawdopodobnie w formie dość ciągłej pokrywy, swym rozprzestrzenieniem nawiązujące do ówczesnego układu dolin rzecznych. Lądolód objął najprawdopodobniej jedynie północną i centralną część obszaru arkusza Leżajsk. W czasie jego recesji została osadzona dość miąższa seria piasków wodnolodowcowych. W interstadiale nastąpiło prawdopodobnie dość znaczne wycofanie lądolodu (Lindner, 1992). W tym czasie na omawianym obszarze zachodziła akumulacja serii mułków o złożonej genezie, zakończona miejscami erozją rzeczna (w otworze 131 nawiercono piaski). Kolejne

nasunięcie lądolodu (stadiał górny) spowodowało przykrycie całego badanego terenu przez masy lodowe. Z okresu transgresji pochodzą osady wodnolodowcowe i zastoiskowe, z czasu stagnacji i zaniku — gliny zwałowe, mułki lodowcowe i zastoiskowe (nierozdzielone) oraz piaski lodowcowe i wodnolodowcowe (nierozdzielone), a z okresu recesji — piaski i żwiry oraz piaski wodnolodowcowe, żwiry i piaski akumulacji szczelinowej oraz osady tarasu kemowego. Część utworów stanowi potwierdzenie, że deglacjacja miała charakter arealny, na co wskazywały też badania wcześniejsze (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966; Starkel, 1972). W obniżeniach dłużej utrzymywały się martwe lody.

Stwierdzona dwudzielność glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1 obserwowana jest także na obszarze arkuszy Jarosław (Malata, Wójcik, 1998) i Ulanów (Szajn, 1992), choć tam serie osadów rozdzielające gliny są mniej miąższe. O dwudzielności glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich (tu: zlodowacenia Sanu 1) na obszarze arkusza Leżajsk (Grodzisko Górne) pisała wcześniej Laskowska-Wysoczańska (1971). W tych przypadkach jednak najprawdopodobniej mamy do czynienia jedynie z drobnymi wahaniami czoła lądolodu stadiału górnego w okresie jego recesji.

Transgresja lądolodu zlodowacenia Sanu 1 wymusiła odpływ wód rzek karpackich na wschód (Starkel, 1972; Wojtanowicz, 1978). Wojtanowicz (1978) stadium recesyjne zlodowacenia krakowskiego (tu: zlodowacenia Sanu 1) znaczy na południowej krawędzi Płaskowyżu Kolbuszowskiego. Takie usytuowanie czoła lądolodu sprzyjało prawdopodobnie procesowi erozyjnego rozcinania i poszerzania istniejącej tu wcześniej doliny rzecznej, a w konsekwencji powstaniu pradoliny.

Po zlodowaceniu Sanu 1 nastąpił okres panowania klimatu umiarkowanego — interglacjał ferdyndowski. W okresie tym ponownie zaczął kształtować się system rzeczny zbliżony do współczesnego. Pra-San skierował swoje wody na północ, przechodząc do zlewiska Bałtyku (Pożaryski i in., 1994). Na badanym obszarze następowało wtedy rozcinanie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, jednak wielkość tej erozji nie jest znana. Można przyjąć, że w związku z wyżej opisaną zmianą kierunku odwadniania Kotliny Sandomierskiej, erozja była dość duża — tak, że w interglacjał wielkim osiągnięty wcześniej cokół erozyjny został tylko nieznacznie obniżony lub pozostał niezmienny. Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi) nie zapisało się na obszarze arkusza żadnymi osadami.

Po zlodowaceniach południowopolskich nastąpiło kolejne ocieplenie — interglacjał wielki. Na początku tego okresu zaznaczył się kolejny etap erozji rzecznej, zastąpiony w jego końcu akumulacją. Erozja w dolinie Sanu sięgnęła do około 15 m poniżej współczesnego poziomu wody w korycie tej rzeki, choć Wojtanowicz (1978) nie wyklucza nawet erozji rzędu do około 20–30 m. Z interglacjału wielkiego mogą pochodzić żwiry rozpoznane w dnie doliny Sanu, w rejonie Leżajsk (m.in. otw. 80), oraz w dolinie Trzebošnicy (otw. 33). Dzięki rozwojowi erozji bocznej następowało poszerzenie dolin (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966; Wojtanowicz, 1978). Według Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1966) powstałe w tym czasie erozyjne rynny dolinne przetrwały jako dna kopalne dolin (przy czym

okres interglacjału wielkiego należałoby tu ujmować w rozumieniu Różyckiego, 1978). Sieć rzeczna odziedziczona została najprawdopodobniej po okresie interglacjału ferdynandowskiego. Odpływ wód pra-Sanu miał kierunek północno-zachodni (Wojtanowicz, 1978). Klimat tego okresu w fazie maksymalnej był cieplejszy i wilgotniejszy od współczesnego.

Kolejna, wielka fala ochłodzenia pociągnęła za sobą rozwój nowej pokrywy lodowej na obszarze Polski. Wkroczenie lądolodu na początku okresu zlodowaceń środkowopolskich w północną część Kotliny Sandomierskiej (Burczyński, 1986; Lindner, Wojtanowicz, 1997) spowodowało zmianę warunków hydrograficznych w jej obrębie. Na przedpolu lądolodu powstało zastoisko. Wody rzek karpackich i wody lodowcowe odprowadzane były na południowy wschód, do pra-Dniestru (Wojtanowicz, 1978). Efektem podniesienia bazy erozyjnej było prawdopodobnie zasypanie doliny pra-Sanu na obszarze arkusza Leżajsk serią osadów rzeczno-wodnolodowcowych do poziomu trudnego obecnie do określenia (z uwagi na znaczne ich zniszczenie), prawdopodobnie około 180–185 m n.p.m. Miąższość tej serii w dolinie pra-Sanu wynosiła początkowo około 30 m (Starkel, 1972). Na obszarze arkusza Sieniawa Popielski (1999) serie piasków o podobnej genezie znaczy w dolinie Sanu do poziomu około 190–195 m n.p.m., a nawet około 205–210 m n.p.m. Rozcinanie nagromadzonych osadów i tworzenie tarasu rzeczno-ego o wysokości 17,0–25,0 m n.p. Sanu i Wisłoka rozpoczęło się z chwilą recesji lądolodu. Nieco później, w trakcie kolejnego etapu erozji rzecznej, doszło do ścięcia serii żwirów tworzącej spagowe partie tarasu. Na zerodowanej powierzchni lokalnie osadzone były mułki (Burczyński, Wojtanowicz, 1966). W młodszym stadiale zachodził dalszy ciąg akumulacji. Z okresu zlodowaceń środkowopolskich pochodzą też wypełnienia starorzeczy. Na wyniesieniach międzydolinnych w tym czasie trwała denudacja, zasypywane były obniżenia dolinne rozczłonkujące wysoczyznę (Starkel, 1972).

Na obszarze arkusza Leżajsk nie rozpoznano osadów z okresu zlodowaceń środkowopolskich o genezie lodowcowej, których występowanie w Kotlinie Sandomierskiej sugerowała Laskowska-Wysoczańska (1983). Śladów lądolodu tego wieku w tej części Kotliny Sandomierskiej nie potwierdzają także wcześniejsze badania (Butrym i in., 1988; Kurkowski i in., 1998; Kwapisz, 1999; Malata, Wójcik, 1998; Popielski, 1999; Rączkowski, Wójcik, 1997; Szajn, 1992, 1993; Wągrowski, 1991, 1992).

Pierwsza faza interglacjału eemskiego zaznaczyła się miejscami intensywną erozją prowadzącą do częściowego odpreparowania starszych dolin. Wielkość erozyjnego rozcięcia w dolinie Sanu doszła w tym okresie do poziomu około 150–152 m n.p.m. Osiągnięty został wówczas cokół z okresu interglacjału wielkiego (lub też miejscami nieznacznie obniżony — na co mogłaby wskazywać rzędna stropu osadów miocenu zarejestrowana w otworze 17: 140,9 m n.p.m.). Wraz z wcinaniem się pra-Sanu postępowała erozja w dolinkach mniejszych rzek — Trzebońnicy i Błotni, która wyniosła tu od około 10–12 m do około

15–19 m. W drugiej fazie interglacjału eemskiego, wraz z ustąpieniem lasu (wywołanym ochłodzeniem klimatu), w dolinach rzek wzmożyły się procesy akumulacyjne. Zapoczątkowana została wtedy budowa tarasu średniego (zlodowaceń północnopolskich). Klimat tego okresu był w optimum nieco cieplejszy niż obecny (Mojski, 1991).

Ostatni akt plejstoceńskiego cyklu krajobrazotwórczego dokonał się podczas zlodowaceń północnopolskich. Okres ten trwał około 90 000–100 000 lat i charakteryzował się wielokrotnymi wahaniami klimatu (Mojski, 1991). W tym czasie na badanym obszarze panowały warunki klimatu peryglacjalnego lub borealnego. W okresie maksymalnego rozwoju lądolodu, około 20 000 lat BP, jego krawędź znajdowała się około 400 km na północ i północny zachód od granic obszaru arkusza. W okresie tym, mniej więcej do stadiału górnego, w dolinie pra-Sanu miała miejsce akumulacja pokryw osadów rzecznych, o miąższości od około 12–15 m do około 20–25 m. Utwory te tworzą obecnie taras średni, o wysokości 12,0–17,0 m n.p. Sanu. W stadiale górnym i pleniglacjale następowało rozciąganie starszej pokrywy aluwialnej, a w dalszej kolejności powstanie nowego, niższego tarasu, o wysokości 8,0–13,0 m n.p. Sanu i Wisłoka. Kolejne wahania klimatyczne, wywołujące ponowną zmianę rozwinięcia rzek, tym razem z roztokowego na meandrowy, i obniżenie bazy erozyjnej, spowodowały dalsze wcinanie się Sanu we własne osady i powstanie tarasu 5,0–9,0 m n.p. rzeki. W mniejszych dolinach powstawał wówczas poziom akumulacyjny o wysokości 4,0–7,0 m n.p. rzeki.

Praktycznie przez cały okres zlodowaceń północnopolskich, do połowy późnego glacjału, miała miejsce akumulacja pokryw pylastych i pylasto-piaszczystych utworów lessopodobnych o miąższości średnio około 1–1,5 m, a miejscami lessów o miąższości maksymalnie około 10 m (Butrym, 1968; Wojtanowicz, 1997b, e). Lokalnie depozycja tych osadów rozpoczęła się już na początku vistulianu lub pod koniec zlodowaceń środkowopolskich (Wójcik, 1999b). W dolinkach denudacyjnych i na stokach tworzyły się i były akumulowane osady deluwialne i peryglacjalne. U wylotów dolinek denudacyjnych i niektórych dolin rzecznych zaczęły się formować stożki napływowe. W najstarszym dryasie nasiliły się procesy eoliczne, które doprowadziły do powstania licznych wydmy i ich zespołów, wędrujących z zachodu na wschód. W tym samym czasie co wydmy powstawały też pola piasków przewianych. Osady te można obserwować na tarasach plejstoceńskich oraz na wysoczyźnie. Procesy eoliczne mogły rozwinąć się w związku z wcięciem się Sanu w pokrywę tarasu średniego, na głębokość około 10 m, w efekcie czego poziom wód gruntowych uległ obniżeniu. Akumulacja eoliczna trwała do młodszego dryasu, z przerwą w Allerødzie (Buraczyński, Wojtanowicz, 1966), a miejscami również w holocenie.

Faza ciepła, która pojawiła się wraz z zakończeniem zlodowaceń północnopolskich, zapoczątkowała zmiany warunków kształtowania i rozwoju środowiska naturalnego, odbywające się od około 10 250 lat (Starkel, 1991). Na początku holocenu zakończyła się akumulacja osadów eolicznych. W preboreale, a lokalnie i na początku boreału, trwało rozpoczęte prawdopodobnie już u schyłku późne-

go glacjała wcinanie się rzek w utwory rzeczne vistulianu. Wraz z rozcinaniem tej powierzchni, i lokalnym poszerzaniem nowych dolin (erozja boczna), następowało osadzanie serii piaszczystych tarasów 5,0–8,0 m n.p. rzeki w dolinie Sanu i 1,0–4,0 m n.p. innych, mniejszych rzek. W dalszym etapie akumulacja w dolinie Sanu związana była z holocenijskim optimum klimatycznym. Poczynając od późnego preboreału, poprzez okres atlantycki, prawdopodobnie aż do połowy subboreału, zachodził tu proces stopniowego podnoszenia koryta tej rzeki. Zjawisko to następowało w ślad za przyrastającymi na ówczesnych terenach zalewowych madami. Jak podaje Szumański (1986) drobnoziarnistość i bezstrukturalność tych mad, częste ich oglejenie oraz występowanie w nich poziomów orsztyniczacji i lokalnie przeławiczeń rud darniowych świadczą o powolności procesu środkowoholocenijskiej akumulacji osadów powodziowych (na obszarze arkusza Leżajsk obserwowano w pokrywie mad takie przeławiczenia rud darniowych). W stropie utworów powodziowych mamy zapewne do czynienia z osadami mułkowymi, będącymi przejawem działalności gospodarczej człowieka. W dolinach mniejszych rzek również postępowała akumulacja, przy czym dominują tu osady piaszczyste, jedynie lokalnie przedzielone osadami mułkowymi i gliniastymi — madami.

Prawdopodobnie od połowy subboreału (wraz z pewnym ochłodzeniem klimatu) w dolinie Sanu trwało rozcinanie tarasu rędzinnego i rozwój tarasu niższego, 3,0–6,0 m n.p. rzek. Potwierdzają to datowania osadów wypełniających szerokopromienne meandry na tym tarasie (w rejonie Stubna), określające ich wiek na około 3000 lat BP (Klimek i in., 1997). W tym czasie następowało też powolne obniżanie bazy erozyjnej, połączone ze zmianą rozwinięcia koryt dużych rzek, z meandrowego na roztokowy. Według Szumańskiego (1986) zasadniczy rozwój tarasu łęgowego (3,0–6,0 m n.p. Sanu) następował od połowy XVIII w.

Na skutek regulacji biegu Sanu, prowadzonych na przełomie XIX i XX w., obserwuje się dalsze, miejscami znacznych rozmiarów, wcinanie koryt większych rzek. W dolinie Sanu doprowadziło to do wyodrębnienia tarasu 1,0–3,0 m n.p. rzeki jako wyraźnej formy.

Holocenijskie osady rzeczne tworzą pokrywę o kilkumetrowej miąższości, schodzącą nieznacznie poniżej poziomu współczesnych koryt. W meandrach odcinanych przez zmieniające swój bieg koryta rzek w ciągu całego holocenu następuje akumulacja mineralno-organiczna.

W XIX i XX w. obserwuje się nasilenie działalności gospodarczej człowieka. W tym czasie powstają liczne formy antropogeniczne: groble i nasypy, wyrobiska, kanały oraz wysypiska.

IV. PODSUMOWANIE

Prace i badania geologiczne, prowadzone w celu sporządzenia arkusza Leżajsk (956) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, pozwoliły określić litologię, genezę i stratyografię osadów

czwartorzędowych. Ich rezultatem jest mapa geologiczna wraz z przekrojami geologicznymi, syntetycznymi profilami geologicznymi utworów czwartorzędowych oraz szkicem geomorfologicznym.

W wyniku analizy profili otworów wiertniczych oraz opracowań geofizycznych, hydrogeologicznych i surowcowych przedstawiono obraz rzeźby stropu podłoża podczwartorzędowego, a także syntetyczny profil geologiczny utworów starszych od czwartorzędu.

Podsumowując:

— na obszarze arkusza stwierdzono występowanie dwóch serii osadów lodowcowych (dwa pokłady glin zwałowych, cztery poziomy utworów wodnolodowcowych i lodowcowych) i jednej serii interstadialnych osadów jeziornych i rzecznych, które zaliczono do zlodowacenia Sanu 1. Szereg form akumulacji szczelinowej i osadów z nimi związanych wskazuje na arealny charakter deglacjacji,

— badania kartograficzne potwierdziły występowanie kopalnej doliny w centralnej i wschodniej części obszaru arkusza (sygnalizowane przez Laskowską-Wysoczańską 1993, 1995; jak również poprzez dane z otworów hydrogeologicznych) i pozwoliły na udokumentowanie jej przybliżonego przebiegu (Maleniska, Leżajsk, Giedlarowa, Grodzisko Górne) (tabl. II). Formę tę wypełniają żwiry i piaski preglacjalne i zlodowaceń najstarszych, zalegające na jej dnie, oraz utwory piaszczyste zlodowacenia Nidy i interglacjału małopolskiego oraz stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1. Całość osadów przykrywają interstadialne mułki jeziorne i rzeczne oraz gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 (tabl. III i IV),

— w okresie zlodowaceń środkowopolskich w dolinie Sanu i Wisłoka zaznaczyły się prawdopodobnie dwa cykle akumulacyjne, w tym jeden związany z pobytam łądolodu w północnej części Kotliny Sandomierskiej, i jeden cykl erozyjny. Podczas zlodowaceń północnopolskich w dolinie Sanu i Wisłoka zaznaczyły się: jeden cykl akumulacyjny i dwa cykle erozyjno-akumulacyjne.

Dalszych badań na obszarze omawianego arkusza, jak i szerzej — w tej części Kotliny Sandomierskiej, wymagają:

— nierozdzielone osady określane jako utwory zlodowaceń środkowopolskich,

— paleohydrografia rozpatrywanego rejonu w pliocenie, najstarszym plejstocenie oraz w okresach zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich,

— wiek żwirów określanych jako preglacjalne. Pełniejsze przebadanie utworów tej serii, wkładek namulów w niej zalegających (otw. 119, w rejonie Julina), jak również osadów podległych i nadległych, być może pozwoliłoby na uściślenie ich pozycji stratygraficznej,

— możliwa obecność na części badanego obszaru łądolodu zlodowaceń środkowopolskich (Laskowska-Wysoczańska, 1983, 1984),

— zachodnia i południowo-wschodnia część obszaru arkusza. Słabsze rozpoznanie wiertnicze powoduje, że o osadach tam zalegających można w zasadzie jedynie spekulować,

— mułki lessopodobne, zalegające poniżej górnych glin zwałowych, a miejscami ponad dolnymi glinami zwałowymi, zaliczone do interstadiału. Dokładniejsze badania tych utworów (litologiczne, datowania — zwłaszcza palinologiczne) prawdopodobnie pozwoliłyby uściślić ich pozycję stratygraficzną,

— zalegające na badanym obszarze dwa poziomy glin zwałowych, odniesione do dwóch stadiów zlodowacenia Sanu 1. Uzyskanie współczynników petrograficznych żwirów w nich występujących mogłoby pozwolić zarówno na porównanie ich między sobą, jak również z litotypami innych glin zwałowych określonymi wcześniej,

— utwory mułkowe lub organogeniczne zalegające niekiedy na dość znacznych głębokościach, rejestrowane w archiwalnych otworach wiertniczych zlokalizowanych w dolinie Sanu. Uściślenie ich pozycji stratygraficznej (badania palinologiczne) pozwoliłoby na rozpozniomowanie całości osadów dolinnych.

Opracowano
w Przedsiębiorstwie Geologicznym
w Kielcach

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego
w Warszawie

Kielce, 2001 r.

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 470–471.
- Bajer Z., Borys Z., 1966 — Dodatek nr 2 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego w miocenie rejonu Żołyńia–Leżajsk. PPN Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1990 — Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 149–166.
- Błaszczńska M., 1963 — Uwagi o pozycji anhydrytów pobliskiego Przedgórze Karpat środkowych. *Prz. Geol.*, **11**, 6: 261–263.
- Borys Z., Jasłowski K., 1967 — Dokumentacja złoża gazu ziemnego w rejonie Sarzyny. PPN Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bugajska J., 2000 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Arkusz Leżajsk (956) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., 1986 — Zasięg lądolodu Odry (Saalian) we wschodniej Polsce. *Prz. Geol.*, **34**, 12: 684–689.
- Buraczyński J., 1993 — Rozwój procesów eolicznych piętra Wisły na Rostoczu i Kotlinie Sandomierskiej. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J., 1997 — Rostocze — budowa, rzeźba, krajobraz. UMCS, Lublin.

- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1966 — Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej. *Ann. UMCS Sect. B*, **21**, 7: 143–184.
- Butrym J., 1968 — Utwory pyłowe Płaskowyżu Lubaczowskiego. (maszynopis pracy doktorskiej). UMCS, WBiNOZ, Lublin.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1987 — Chronostratigraphy of Pleistocene deposits bearing an interglacial flora at Hamernia (Carpathian Foredeep). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **21**: 43–58.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1988 — Chronologia termoluminescencyjna osadów lądolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **58**, 1–2: 191–205.
- Ciepliński P., 2000 — Opracowanie wyników wierceń geologicznych z rejonu Giedlarowa–Grodzisko Górne, mapy ukształtowania stropu utworów podczwartorzędowych w południowej części obszaru arkusza Leżajsk oraz przekroju geologicznego na linii Giedlarowa–Brzoza Królewska–Maleniska–PGR Jelna dla potrzeb opracowania SMGP 1:50 000, arkusz Leżajsk (956). Carpatia-Hydro-Eko PU-H, Strzyżów.
- Cisek B., 1983 — Budowa geologiczna miocenu autochtonicznego wschodniej części przedgórza Karpat. *Prz. Geol.*, **31**, 12: 633–635.
- Cisek B., Klęba J., 1983 — Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego „Sarżyna”. PNiG Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnecka H. (red.), 1983 — Podział hydrograficzny Polski. 1. IMiGW, Warszawa.
- Czarnocki J., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kielce, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1953 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kielce, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Dobrzański B., Malicki A., 1948 — Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe w okolicy Leżajska. *Ann. UMCS Sect. B*, **3**, 11: 415–426.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej, skala 1:200 000, ark. Rzeszów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dziedzic P., Jachowicz M., 1996 — Budowa podłoża utworów mioceńskich na południowy zachód od wyniesienia Lubaczowa. *Prz. Geol.*, **44**, 11: 1124–1130.
- Fik C., Rak J., Baczyński A., 1984 — Dodatek nr 3 do dokumentacji geologicznej złóż gazu ziemnego w mioceenie, w rejonie Żołynia–Leżajsk. PGNiG Warszawa, SZGNiG Sanok. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Fik C., Rak J., 1989 — Dokumentacja geologiczna złóż gazu ziemnego „Kuryłówka”. PGNiG Warszawa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Friedberg W., 1903 — Atlas geologiczny Galicyi. 16. Arkusze: Rudnik i Ranizów, Rzeszów i Łańcut, w skali 1:75 000. AU, Kraków.
- Garecka M., Jugowiec M., 1999 — Wyniki badań biostratygraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 29–42.
- Gaździcka E., 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Kwart. Geol.*, **38**, 3: 553–570.
- Gąsior S., Rak J., Myśliwiec M., 1996 — Projekt badań geologicznych dla wierceń rozpoznawczych w rejonie Kuryłówki. ZPNiG Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Głowacki E., Karnkowski P., Żak C., 1963 — Prekambr i kambr w podłożu przedgórza Karpat środkowych i w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 3.

- Jahn A., Rühle E., 1950 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Zamość, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jasionowski M., 1997 — Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 375: 43–61.
- Jurka-Wantuch A., Trygar H., 1976 — Projekt badań geologicznych w rejonie Kolbuszowa–Leżajsk–Przeworsk. ZOGGN Geonafra Warszawa, Ośrodek w Krakowie, PGGN Kraków. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1961 — Poziom spiralisowy w tortonie przedgórza Karpat. *Prz. Geol.*, 9, 1: 24–28.
- Karnkowski P., 1974a — Masyw małopolski. Kaledoński kompleks strukturalny. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Karnkowski P., 1974b — Masyw małopolski. Waryscyjski kompleks strukturalny. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Karnkowski P., 1974c — Zapadlisko przedkarpackie — część wschodnia (na wschód od Krakowa). W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Karnkowski P., 1983 — Główne fazy orogeniczne przedgórza Karpat. *Prz. Geol.*, 31, 12: 629–633.
- Karnkowski P., 1989 — Utwory deltowe przedgórza Karpat. *Prz. Geol.*, 37, 1: 28–32.
- Karnkowski P., Głowacki E., 1961 — O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórza Karpat środkowych. *Kwart. Geol.*, 5, 2: 372–419.
- Karnkowski P., Łapaniewicz A., 1965 — Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu Przedgórza Karpat Północnych. 1:200 000. Warszawa.
- Karnkowski P., Ołtuszyk S., 1968 — Atlas geologiczny przedgórza Karpat polskich. 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Karnkowski P., Pożaryski W., Tomczyk H., 1974 — Masyw małopolski. Bajkański kompleks strukturalny. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Klimaszewski M., 1972 — Podział geomorfologiczny Polski południowej. W: Geomorfologia Polski. 1. Polska południowa. Góry i wyżyny (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.
- Klimmek K., Łanczont M., Bałaga K., 1997 — Późnowistuliańskie i holocenne wypełnienie paleomeandru w dolinie Sanu koło Stubna. W: Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórza Karpat w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.
- Konarski E., Kuk S., Świerż B., 1985 — Projekt badań geologicznych utworów miocenu w rejonie Wysoka Głogowska–Jeżowe–Leżajsk–Przeworsk. PGNiG BG Geonafra, Ośrodek Gorlice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1991 — Paleogeografia Polski w vistulianie. W: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (L. Starkeł, red.). PWN, Warszawa.
- Krach W., 1962 — Zarys stratygrafii miocenu Polski południowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 32, 4: 529–557.
- Krzywiec P., 1998 — Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części Zapadliska Przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) — wyniki interpretacji danych sejsmicznych. W: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów). 69 Zjazd Naukowy PTG. PIG PTG, Lublin.

- Krzywiec P., 1999 — Miocenska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemysł–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**, 249–276.
- Krzywiec P., Jochym P. T., 1997 — Charakterystyka miocenskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Prz. Geol.*, **45**, 8: 785–792.
- Kubica B., 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części Zapadliska Przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **133**: ss. 64.
- Kuciński T. M., 1982 — Propozycja ramowego schematu stratygraficznego miocenu morskiego Polski południowej. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 471–472.
- Kuk S., 1993 — Projekt wierceń rozpoznawczych w rejonie złoża gazu ziemnego „Żołyńia–Leżajsk”. PGNiG BG Geonafsta Warszawa, Ośrodek Gorlice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kurek H., 1991 — Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Krzeszów–Lubaczów, w roku 1988–1990. PGGN Kraków. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kurkowski S., Popielski W., 1994 — Projekt badań geologicznych dla opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusze: Leżajsk (956), Sieniawa (957), Dzików (958), Laszki (985). Arch. Przeds. Geol., Kielce.
- Kurkowski S., Popielski W., Rączkowski W., Wójcik A., 1998 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sokołów Małopolski (955). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kusiał J., 1998a — Wyniki oznaczeń wieku osadów wykonanych metodą termoluminescencyjną (TL), arkusz Leżajsk (956) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 (profil: Leżajsk). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kusiał J., 1998b — Wyniki oznaczeń wieku osadów wykonanych metodą termoluminescencyjną (TL), arkusz Leżajsk (956) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 (profile: Żołyńia Górna, Biedaczów). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dzików (958) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Laskowska-Wysoczńska W., 1967 — Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 495–507.
- Laskowska-Wysoczńska W., 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego. *Stud. Geol. Pol.*, **34**.
- Laskowska-Wysoczńska W., 1975 — Zagadnienia paleohydrografii Kotliny Sandomierskiej. W: Sesja naukowo-sprawozdawcza Pracowni Geologii Czwartorzędu ZNG PAN. Streszczenie referatów: 17–31. PAN ZNG Warszawa.
- Laskowska-Wysoczńska W., 1983 — Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **4**. III Krajowe Sympozjum. Wrzesień 1981: 207–221. Ossolineum, Wrocław.
- Laskowska-Wysoczńska W., 1984 — Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. W: Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji: 70–72. KBCzw. PAN, WNoZ UŚ Katowice, Sosnowiec.
- Laskowska-Wysoczńska W., 1987a — Pozycja stratygraficzna osadów interglacjalnych w Adamówce koło Tarnogrodu (Kotlina Sandomierska). *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 441–452.

- Laskowska-Wysoczańska W., 1987b — Przedplejstocieńskie serie żwirowe w środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. W: Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej (J. Rutkowski, red.). Materiały sympozjum. 22–24 czerwca 1987 r. Wyd. AGH, Kraków.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1992 — Typy i wiek zbiorników wodnych wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **99**: 93–104.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1993 — Wpływ zjawisk neotektonicznych i glacialnych na ewolucję morfostrukturalną brzeżnej strefy Karpat i zapadliska przedkarpackiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **63**, 1–3: 119–151.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1995 — Neotectonic and glacial control on geomorphic development of middle and eastern parts of the Sandomierz Basin and the Carpathian margin. *Folia Quatern.*, **66**: 105–122.
- Laskowska-Wysoczańska W., Oszaś J., 1990 — Pozycja stratygraficzna plejstocieńskich osadów organogenicznych z Nowego Sioła (Płaskowyż Tarnogrodzki, Kotlina Sandomierska). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **60**, 1–4: 169–193.
- Laskowska-Wysoczańska W., Wysoczański-Minkowicz T., 1992 — Uwagi do dyskusji dotyczącej dat TL na przykładzie Kotliny Sandomierskiej i obszarów przyległych. *Prz. Geol.*, **40**, 9: 542–545.
- Lindner L., 1992 — Główne jednostki podziału czwartorzędu Polski oraz ich korelacja na obszarze środkowej i zachodniej Europy. *Biul. Geol.*, **32**: 51–91.
- Lindner L., Wojtanowicz J., 1997 — Korelacja schematów stratygraficznych plejstocenu wyżyn południowopolskich (zarys problematyki). *Prz. Geol.*, **45**, 1: 76–80.
- Lindner L., Wojtanowicz J., Bogutskij A., 1998 — Main stratigraphical units of the Pleistocene in southeastern Poland and the northwestern Ukraine, and their correlation in Western and mid-eastern Europe. *Geol. Quart.*, **42**, 1: 73–86.
- Lipka K., 1978 — Zanikanie torfowisk dawno zmeliorowanych w okolicach Rudnika nad Sanem, Leżajska i Przeworska. *Rocz. Nauk Roln. Ser. F*, **79**, 4.
- Łomnicki A. M., 1900 — Atlas geologiczny Galicyi. 12. Arkusze Jarosław i Leżajsk, w skali 1:75 000. AU, Kraków.
- Malata T., Nescieruk P., Wójcik A., 1999 — Deformacje tektoniczne utworów miocenijskich zapadliska przedkarpackiego w odsłonięciu w Wylewie i ich związek z budową podłoża. W: Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. VI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Kraków.
- Malata T., Wójcik A., 1998 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jarosław (984) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Maruszczak H., 1976 — Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **18**. *Biul. Inst. Geol.*, **297**: 135–167.
- Maruszczak H., 1985 — W sprawie stosowania wyników datowania termoluminescencyjnego przy ustalaniu stratygrafii utworów czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, **33**, 11: 628–630.
- Maruszczak H., 2000 — Definicja i klasyfikacja lessów oraz utworów lessopodobnych. *Prz. Geol.*, **48**, 7: 580–586.
- Maruszczak H., Dolecki L., Lanczont M., 1992 — Możliwości zastosowania metody termoluminescencyjnej do datowania utworów czwartorzędowych starszych od 0,3–0,5 Ma. *Prz. Geol.*, **40**, 9: 538–541.
- Micznyński K., 1907 — Gleby pogórza oleszycko-lubaczowskiego. Materiały do fizjografii krajowej. 4. *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, **40**, 4: 1–63.

- Moj ski J. E., 1991 — Czwartorzędowy rytm zmian środowiska. W: Geografia Polski (L. Starkel, red.). Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- Moj ski J. E., 1993 — Europa w plejstocenie — ewolucja środowiska przyrodniczego. Wyd. PAE, Warszawa.
- Moj ski J. E., Rühle E., 1954 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Zamość, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Moryc W., 1961 — Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 1.
- Moryc W., 1987 — Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3.
- Moryc W., Waśniowska J., 1965 — Utwory neokomskie z Baszni koło Lubaczowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 1.
- Mucha J., 1982 — Dokumentacja badań geoelektryczno-elektrooporowych w rejonie wsi Żołyńia, woj. rzeszowskie. BPWM Rzeszów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ney R., 1963 — O poziomie gipsowym na przedpolu Karpat wzdłuż strefy Przemyśl–Lubaczów–Horyniec. *Prz. Geol.*, **11**, 6: 264–268.
- Ney R., 1969 — Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 53.
- Ney R., Burzewski W., Bachle da T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. PAN*, 82.
- Obuchowicz Z., 1963 — Budowa geologiczna przedgórza Karpat Środkowych. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 321–354.
- Olszewska B., 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 9–28.
- Oszczypko N., 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1007–1018.
- Oszczypko N., 1999 — Przebieg mioceńskiej subdukcji w Polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 209–230.
- Oszczypko N., Tomasz A., 1976 — Przedortońska rzeźba przedgórza Karpat między Krakowem a Dębicą oraz jej wpływ na sedymentację miocenu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 4.
- Pawłowski S., 1938 — Uwagi o utworach dyluwialnych nad środkowym i dolnym Sanem. *Spraw. Pozn. TPN*, 12 (32): 118–128.
- Peryt T. M., Peryt D., Szaran J., Hałas S., Jasionowski M., 1998 — O poziomie anhydrytowym badenu w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7k. Jarosławia (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 379: 61–77.
- Pidek I. A., 1998 — Opracowanie palinologiczne próbek z profili Leżajsk i Żołyńia Górna (arkusz Leżajsk Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Połowicz S., Starczewska-Popow A., 1973 — Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 4.
- Popielski W., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sieniawa (957) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1963 — Jednostki geologiczne Polski. *Prz. Geol.*, **11**, 1: 4–10.
- Pożaryski W., 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, 2.

- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994 — Rozwój plejstoceńskiej doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Prz. Geol.*, **42**, 7: 523–531.
- Pożaryski W., Mojski J. E., 1987 — Plejstocen przełomu Wisły środkowej w świetle nowej stratygrafii czwartorzędu. *Prz. Geol.*, **35**, 3: 117–123.
- Pożaryski W., Tomczyk H., 1968 — Assyntian Orogen in South-East Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 237.
- Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W., 1981 — Nowe dane o dolnym kambrze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53 Zjazdu PTG, Kielce 6–8 września 1981 r.: 27–34.
- Radwan J., 1990 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych rozpoznanych w kat. C zapadliska przedkarpackiego — obszar dolnego Sanu. Obiekt G-1122. PG Kraków. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rączkowski W., Wójcik A., 1997 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sokołów Małopolski (955). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rehman A., 1891 — Dolne dorzecze Sanu badane pod względem postaci, budowy i rozwoju gleby. *Spraw. Kom. Fizjogr. AU w Krakowie*, **26**, 2: 152–237.
- Różycki S. Z., 1978 — Od „Mocht” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 3–4: 445–478.
- Rühle E., 1952 — Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **2**. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **66**: 285–307.
- Starkel L., 1972 — Kotlina Sandomierska. W: Geomorfologia Polski. **1**. Polska południowa. Góry i wyżyny (M. Klimaszewski, red.): 138–166. PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1984a — Eoplejstocen — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J.E. Mojski, red.): 73–81. Wyd. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1984b — Holocen — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J.E. Mojski, red.): 331–333. Wyd. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1984c — Mezoplejstocen — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J. E. Mojski, red.): 146–152. Wyd. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1984d — Neoplejstocen — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J.E. Mojski, red.): 292–308. Wyd. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1984e — Ogólna charakterystyka geologiczna i podstawy stratygrafii — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J.E. Mojski, red.): 40–49. Wyd. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1991 — Rola holocenu w ewolucji środowiska i jego stratygrafia. W: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (L. Starkel, red.). PWN, Warszawa.
- Stupnicka E., 1989 — Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1992 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ulanów (924). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1993 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ulanów (924). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szumanski A., 1986 — Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Kwart. Geol.*, **12**, 1: 5–95.
- Śrdoń A., 1984 — Uwagi o florze interglacjalnej z Hamerni nad Lubaczówką. *Acta Paleobot.*, **24**, 1, 2: 53–66.

- Świętnicka G., Zychowicz K., 1989 — Dokumentacja geologiczna złoża gazu ziemnego „Brzoza Królewska”. PGNiG, PNiG Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Tomaszewski M., 1962 — Dokumentacja geologiczna złoża gazu ziemnego w miocenie, rejon Leżajsk–Żołyńia, woj. rzeszowskie. PPN Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Tomaszewski M., 1963 — Aneks I do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego w miocenie, rejon Leżajsk–Żołyńia, woj. rzeszowskie. PPN Jasło. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Tomczyk H., 1963 — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 3.
- Tomczyk H., 1968 — Sylur. Przedgórze Karpat. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 1. Prekambr i paleozoik (S. Sokołowski, red.): 255–257. Wyd. Geol., Warszawa.
- Tomczyk E., Tomczyk H., 1968 — Ordowik. Przedgórze Karpat. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 1. Prekambr i paleozoik (S. Sokołowski, red.): 200–210. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wągrowski A., 1991 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rudnik (923). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wągrowski A., 1992 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rudnik (923). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Witek S., 1969 — Kilka uwag o uziarnieniu i wysortowaniu piasków wydmych w Kotlinie Sandomierskiej. *Prz. Geol.*, **17**, 10: 515–517.
- Woźniński J., 1994a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Rzeszów, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Woźniński J., 1994b — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Rzeszów, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wojtanowicz J., 1971 — Struktura wydmy okolic Leżajska (Nizina Sandomierska). *Folia Societatis Scientiarum Lublinensis.*, *sec. D*, **12**: 69–75.
- Wojtanowicz J., 1978 — Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej. Rozprawa habilitacyjna. Wyd. UMCS, Lublin.
- Wojtanowicz J., 1985 — Datowany (TL) profil czwartorzędu w Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej i jego znaczenie paleogeograficzne. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **19**: 37–44.
- Wojtanowicz J., 1997a — Geneza i wiek jeziorok grodziskich. W: Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat, w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.
- Wojtanowicz J., 1997b — Geneza i wiek utworów pylastych Kotliny Sandomierskiej. W: Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat, w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.
- Wojtanowicz J., 1997c — Mezoplejstocen w datowanym TL profilu Giedlarowa. W: Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat, w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.
- Wojtanowicz J., 1997d — Nowy profil mezoplejstocenu Kotliny Sandomierskiej — cegielnia Hucisko. W: Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat, w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.
- Wojtanowicz J., 1997e — Późnovistuliańskie osady pylaste Płaskowyżu Kolbuszowskiego okolic Leżajska w profilu Grodzisko Dolne. W: Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat, w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.

- Wojtanowicz J., Jóźwiakowska E., 1997 — Jeziorka okolic Grodziska — występowanie, charakterystyka. W: Glacjal i peryglacjal Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat, w okolicy Przemyśla — seminarium terenowe, Krasiczyn 22–24 września 1997 r. (M. Łanczont, red.). Lublin.
- Wójcik A., 1999a — Budowa geologiczna na obszarze występowania jezior w okolicach Grodziska na przykładzie otworu Zmysłówka. W: Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. VI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Kraków.
- Wójcik A., 1999b — Lessy Płaskowyżu Kolbuszowskiego w profilu Grodzisko Dolne. W: Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. VI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Kraków.
- Wójcik A., 1999c — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przeworsk (983) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wójcik A., 1999d — Zasięg łądolu skandynawskiego na terenie Dołów Jasielsko-Sanockich (Karpaty). W: Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. VI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Kraków.
- Wójcik A., Jugowiec M., 1998 — The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region (southern Poland). *Prz. Geol.*, **46**, 8/2: 763–770.
- Wójcik A., Malata T., Szczepanek K., 1999 — Problem wieku plejstocenijskich taras piaszczystych w dolinie Sanu przy ujściu Wisłoka. W: Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. VI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Kraków.
- Żak C., 1968a — Eokambr. Góry Świętokrzyskie i przedgórze Karpat. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 1. Prekambr i paleozoik (S. Sokołowski, red.): 118–123. Wyd. Geol., Warszawa.
- Żak C., 1968b — Kambr. Góry Świętokrzyskie i przedgórze Karpat. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 1. Prekambr i paleozoik (S. Sokołowski, red.): 143–159. Wyd. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Leżajsk (956)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa w ogólności, nierozdzielona

Formy wodnolodowcowe

Równiny wodnolodowcowe w ogólności

Formy akumulacji szczelinowej

Tarasy kemowe

Formy eoliczne

Wydmy

Równiny piasków przewianych

Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe 1,0–3,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 1,0–4,0 m n.p. mniejszych rzek

Tarasy akumulacyjne i erozyjno-akumulacyjne w dolinach rzecznych:
— zalewowe: 1 — 5,0–8,0 m n.p. rzeki (Sanu), 2 — 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Złotej)
— nadzalewowe: I — 17,0–25,0 m n.p. rzek (Sanu i Wisłoka),
II — 12,0–17,0 m n.p. rzeki (Sanu) oraz 4,0–7,0 m n.p. mniejszych rzek,
III — 8,0–13,0 m n.p. rzek (Sanu i Wisłoka) oraz 4,0–7,0 m n.p. mniejszych rzek,
IV — 5,0–9,0 m n.p. rzeki (Sanu);

Przebieg koryta Sanu w 1853 r. (według Szumańskiego, 1986)

Starorzecza owiewane (zawodnione)

Starorzecza suche

Krawędzie, zbocza i podcięcia erozyjne

Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne, częściowo denudacyjne

Pagóry meandrowe

Formy denudacyjne i różnej genezy

Równiny denudacyjne

Ostańce

Dolinki denudacyjne

Niecki zsuwu ziemnego

Stożki napływowe

Długie stoki

Stoki podłoża podczwartorzędowego

Stoki i spłaszczenia przystokowe z pokrywami deluwialnymi i peryglacjalnymi

Drobne zagłębienia o różnej genezie

Wł wozy

Równiny piaszczyste o złożonej genezie

Pokrywy pyłowe o złożonej genezie oraz pokrywy lessowe

Formy utworzone przez roślinność

Równiny torfowe i akumulacji mineralno-organicznej

Formy antropogeniczne

Groble i nasypy

Kanały

Wirownie (w), piaskownie (P) i glinianki (G)

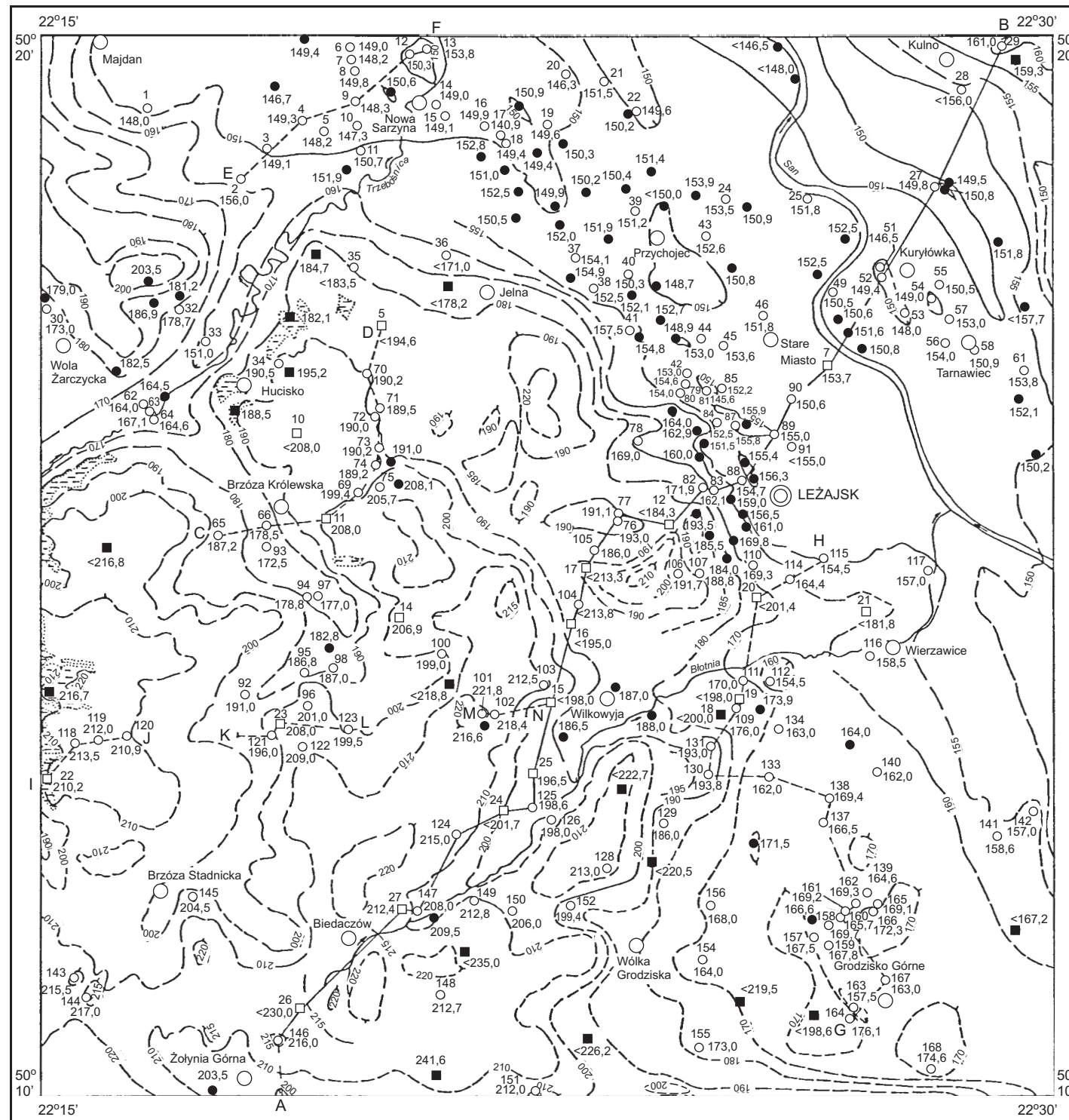
Hałdy (h), wysypiska odpadów komunalnych (w)

Opracował: D. WIECZOREK

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Leżajsk (956)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



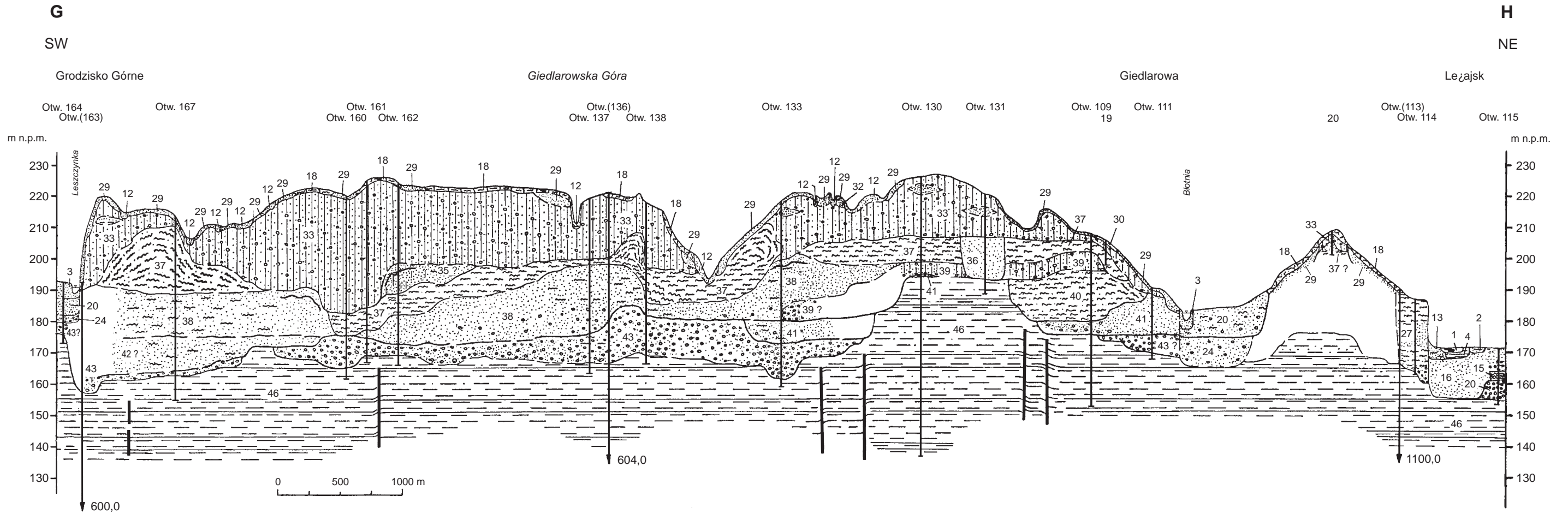
- | | | | | | |
|--------|--------|---------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|--------------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M₂ | Iły i łupki ilaste z wkładkami piaskowców, piasków i mułowców
— warstwy przeworskie (iły krakowieckie) | SARMAT | MIOCEN
ŚRODKOWY |
| | | 155 — a
220 — b | Izohipsy stropu iłów krakowieckich w m n.p.m.
a. pewne, b. przypuszczalne | | |
| | | | Wychodnie iłów krakowieckich na powierzchni terenu
lub zaleganie stropu iłów krakowieckich na głębokości do 1,5 m | | |
| | | 24
153,5 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
(liczba oznacza wysokość stropu iłów krakowieckich lub rzędną
zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.) | | |
| | | ●
208,1
□
10
<208,0 | Wybrane otwory wiertnicze z mapy dokumentacyjnej

Wybrane punkty dokumentacyjne z numeracją według mapy geologicznej | | |
| | | ■
<241,6 | Wybrane punkty dokumentacyjne z mapy dokumentacyjnej | | |
| | | A — B | Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej | | |
| | | C — D | Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście | | |

Opracowali: D. WIECZOREK, P. CIEPLIŃSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Leżajsk (956)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY G-H
REJON GRODZISKA GÓRNEGO, GIEDLAROWEJ I LEŻAJSKA



- | | | | |
|---------------------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------|
| 1 — t _{Qh} | 16 — f _{pQp4} ^(IV) | 32 — gb _{mQp2} ^{S3} | 40 — b _{mQp2} ^{S1} |
| 2 — f _{phQh} | 18 — m _{lQp4} | 33 — gzw _{gQp2} ^{S3} | 41 — fg _{pQp2} ^{S1} |
| 3 — f _{pQh} ^(III) | 20 — f _{pQp4} ^(II) | 34 — b _{miQp2} ^{S3} | 42 — f _{pQp2} ^{N+K} |
| 4 — li _{nQh} | 21 — mm _{pQp3-4} | 35 — fg _{pQp2} ^{S3} | 43 — f _{zQp0+1} |
| 11 — e _{pQ} | 24 — f _{pQp3} | 36 — f _{pQp2} ^{S1-3} | 44 — z _{mQp} |
| 12 — pm _{dQ} | 27 — pm _{Qp2} ^{(tk)S3} | 37 — lif _{mQp2} ^{S1-3} | 46 — i _z ^{M2} |
| 14 — pg _{pQp4} | 29 — fg _{pQp2} ^{S3} | 38 — fg _{pQp2} ^{S1} | |
| 15 — li _{nQp4} | 30 — fg _{pQp2} ^{S3} | 39 — gzw _{gQp2} ^{S1} | |

ZNAKI PETROGRAFICZNE:

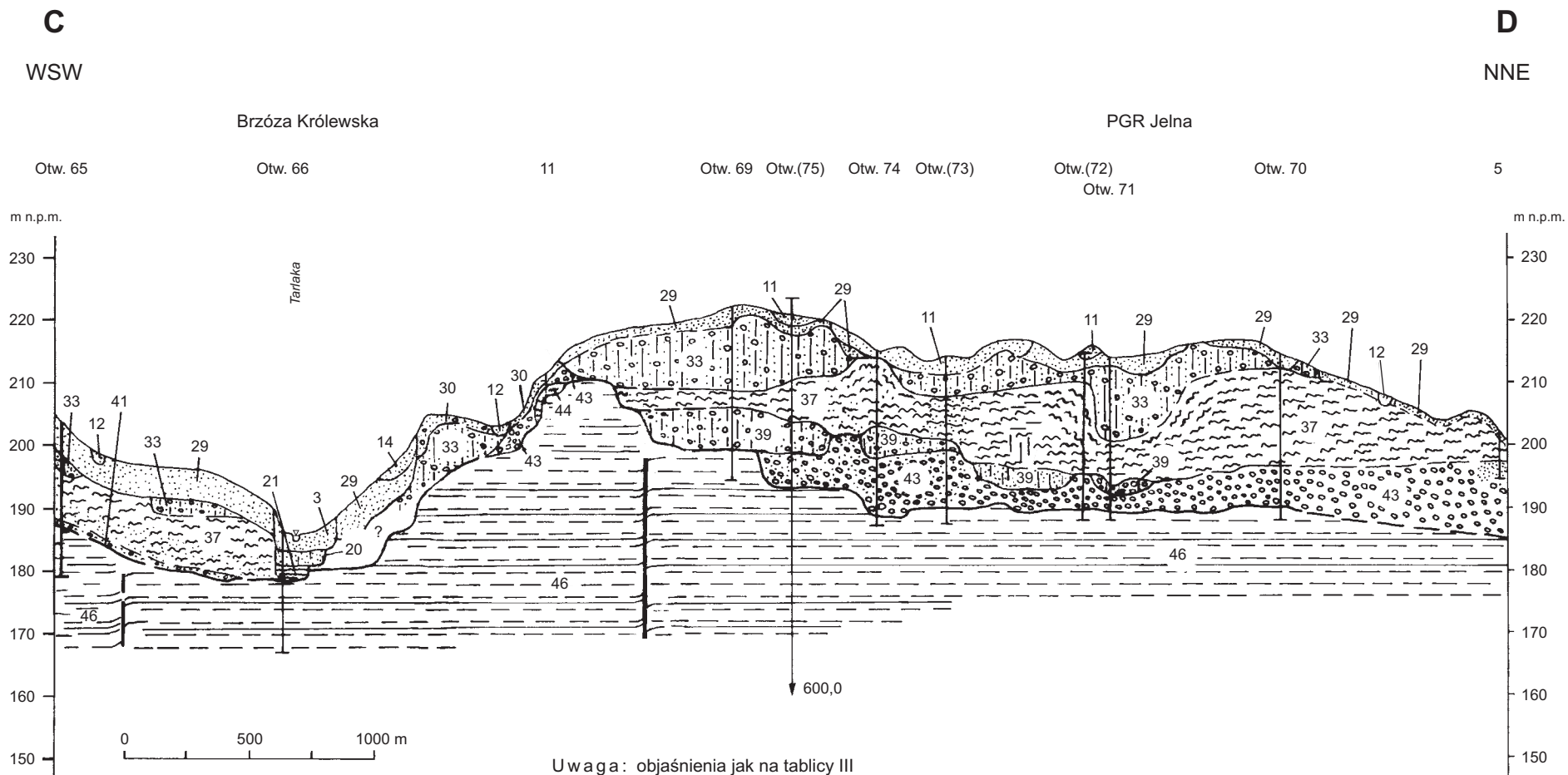
- | | | | |
|--|--------------------|--|---------------|
| | wiry | | Gliny |
| | Piaski | | Gliny zważowe |
| | Mułki | | Torfy |
| | Mułki lessopodobne | | Namuły |
| | Iły | | |

U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: D. WIECZOREK

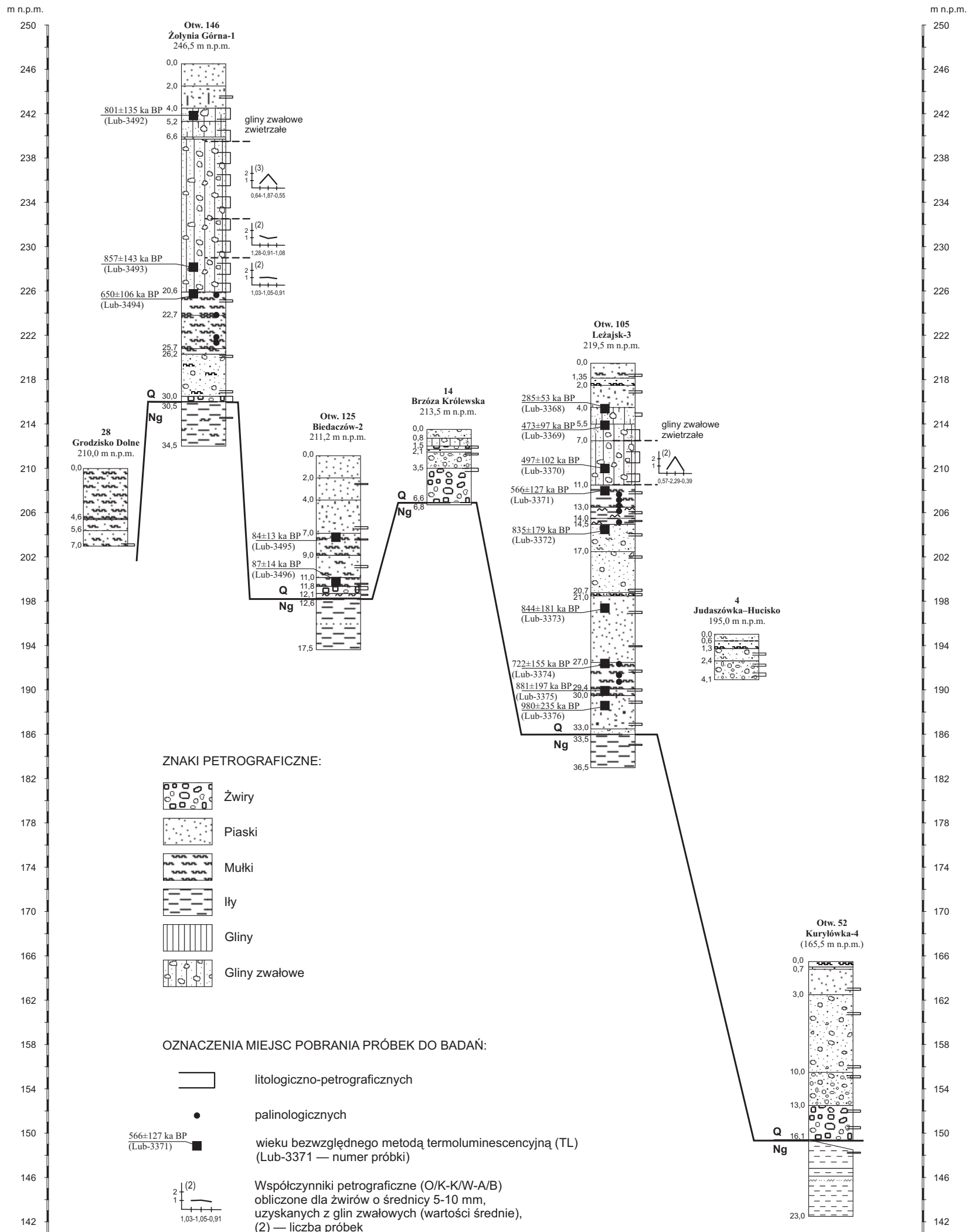
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Leżajsk (956)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D REJON BRZÓZY KRÓLEWSKIEJ I PGR JELNA



Opracował: D. WIECZOREK

**ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)
ORAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH**



Opracował: D. WIECZOREK