



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**RAFAŁ ŻUK**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

**OBJAŚNIENIA**  
**DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**  
**POLSKI**

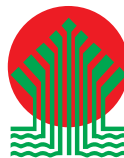
**1:50 000**

**Arkusz Szczytno (215)**

(z 2 tab. i 4 tabl.)



MINISTERSTWO  
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2012

Autor: Rafał ŻUK  
SANDR Firma Geologiczna  
ul. Borowiecka 53C, 04-871 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego  
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-900-5

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2012

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu. . . . .	8
III. Budowa geologiczna . . . . .	14
A. Stratygrafia. . . . .	14
1. Paleogen . . . . .	15
a. Oligocen. . . . .	15
2. Neogen . . . . .	15
a. Miocen . . . . .	15
3. Czwartorzęd . . . . .	16
a. Plejstocen . . . . .	17
Zlodowacenia najstarsze . . . . .	17
Zlodowacenie Narwi . . . . .	17
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	18
Zlodowacenie Nidy . . . . .	18
Zlodowacenie Sanu 1 . . . . .	19
Stadiał dolny . . . . .	19
Stadiał górny . . . . .	19
Zlodowacenie Sanu 2 . . . . .	20
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	21
Zlodowacenie Odry . . . . .	21
Stadiał dolny . . . . .	21
Stadiał górny . . . . .	22
Zlodowacenie Warty . . . . .	23
Stadiał dolny . . . . .	23

Stadiał środkowy . . . . .	24
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	25
Zlodowacenie Wisły . . . . .	25
Stadiał górny . . . . .	28
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	34
c. Holocen . . . . .	35
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	36
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	38
IV. Podsumowanie . . . . .	45
L i t e r a t u r a . . . . .	46

## **SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Przekrój geologiczny C–D

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

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

## I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Szczytno znajduje się w województwie warmińsko-mazurskim, w północno-zachodniej części powiatu szczytyńskiego i obejmuje swym zasięgiem zachodnią część miasta Szczytno, miasto Pasym oraz fragmenty gmin: Szczytno, Dźwierzuty, Pasym i Jedwabno. Granice terenu wyznaczają współrzędne geograficzne:  $20^{\circ}45'$ – $21^{\circ}00'$  długości geograficznej wschodniej i  $53^{\circ}30'$ – $53^{\circ}40'$  szerokości geograficznej północnej.

Według podziału na regiony fizycznogeograficzne Polski (Kondracki, 2002) omawiany teren znajduje się w zachodniej części makroregionu Pojezierze Mazurskie, na styku trzech mezoregionów: Pojezierza Olsztyńskiego, Pojezierza Mrągowskiego i Równiny Mazurskiej. Granica pomiędzy Pojezierzami wyznaczona została pomiędzy Jeziorem Leleskim i Gromskim wzdłuż działu wodnego I rzędu. Pojezierze Olsztyńskie zajmuje północno-zachodnią część obszaru badań, Pojezierze Mrągowskie północno-wschodnią a Równina Mazurska centralną i południową.

Opracowanie mapy geologicznej wykonano na podstawie projektu prac geologicznych zatwierdzonego przez Ministra Środowiska decyzją DG/KOK/AO/489-NY-35-/2003 z dnia 15.04.2003 roku.

Zdjęcie geologiczne obejmujące całość badanego obszaru wykonano w latach 2006–2008 na podkładzie mapy topograficznej w skali 1:25 000 w układzie „1965”. W ramach prac dokumentacyjnych opisano 1558 punktów: 971 sond ręcznych o łącznym metrażu 2248,1 m (śr. gł. 2,3 m), 334 odsłonięć i wkopów oraz 253 sondy mechaniczne o głębokości 4,0–20,0 m o łącznym metrażu 1702,0 m. Analizę tego materiału uzupełniono 495 archiwalnymi profilami sond pochodzących z dokumentacji surowcowych i inżynierskich, wykorzystano również 114 archiwalnych profili otworów studziennych o głębokości od 15,0 do 210,0 m oraz profil otworu badawczego (otw. 81) o głębokości 319,5 m. Uwzględniając rzeczywistą powierzchnię obszaru arkusza (po odjęciu powierzchni jaką zajmują jeziora) średnia liczba punktów dokumentacyjnych przypadających na  $1 \text{ km}^2$  wynosi około 7,8 (tab. 1).

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych zamieszczonych na mapie geologicznej (sond mechanicznych)

Numer punktu		Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym				
1	1	Michałki	138,5	12,0	Przekrój geologiczny A-B
2	7	Pasym Ostrów	141,5	14,0	Przekrój geologiczny A-B
3	39	Pasym	152,8	14,0	Przekrój geologiczny A-B
4	215	Trelkowo	186,5	12,0	Przekrój geologiczny C-D
5	214	Trelkowo	191,5	7,0	Przekrój geologiczny C-D
6	41	Pasym Słonecznik	141,0	14,0	Przekrój geologiczny A-B
7	42	Kolonia Słonecznik	140,3	18,0	Przekrój geologiczny A-B
8	43	Kolonia Leleszki	141,3	14,0	Przekrój geologiczny A-B
9	48	Kolonia Leleszki	142,0	18,0	Przekrój geologiczny A-B
10	62	Kolonia Leleszki	146,2	18,0	Przekrój geologiczny A-B
11	64	Kolonia Leleszki	147,2	18,0	Przekrój geologiczny A-B
12	210	Trelkowo	161,0	16,0	Przekrój geologiczny C-D
13	211	Trelkowo	166,5	8,0	Przekrój geologiczny C-D
14	212	Trelkowo	182,2	16,0	Przekrój geologiczny C-D
15	213	Trelkowo	167,8	16,0	Przekrój geologiczny C-D
16	38	Grom	146,3	12,0	Przekrój geologiczny A-B
17	66	Grom	143,8	18,0	Przekrój geologiczny A-B
18	67	Grom	141,0	10,0	Przekrój geologiczny A-B
19	68	Grom	151,5	14,0	Przekrój geologiczny A-B
20	123	Jęcznik	149,9	14,0	Przekrój geologiczny A-B
21	122	Jęcznik	145,2	17,0	Przekrój geologiczny A-B
22	125	Piece	145,5	12,0	Przekrój geologiczny A-B
23	124	Piece	161,5	13,0	Przekrój geologiczny A-B
24	192	Piece	144,5	12,0	Przekrój geologiczny A-B
25	202	Szczycionek	147,0	4,0	Przekrój geologiczny C-D
26	203	Szczycionek	153,2	12,0	Przekrój geologiczny C-D
27	200	Dębówko	160,5	16,0	Przekrój geologiczny C-D
28	207	Dębówko	150,8	10,0	Przekrój geologiczny C-D
29	204	Dębówko	164,0	12,0	Przekrój geologiczny C-D
30	188	Dzierzki	145,2	16,0	Przekrój geologiczny C-D
31	189	Sawica	140,5	16,0	Przekrój geologiczny C-D
32	190	Janowo	145,5	20,0	Przekrój geologiczny C-D
33	178	Janowo	144,0	16,0	Przekrój geologiczny C-D
34	194	Szczycionek	148,4	16,0	Przekrój geologiczny A-B
35	196	Szczycionek	154,0	16,0	Przekrój geologiczny A-B
36	177	Warchały	145,3	20,0	Przekrój geologiczny C-D
37	186	Dzierzki	141,5	16,0	Przekrój geologiczny C-D
38	187	Dzierzki	131,5	16,0	Przekrój geologiczny C-D
39	181	Piduń	146,0	20,0	Przekrój geologiczny C-D
40	178	Piduń	149,0	18,0	Przekrój geologiczny C-D

W ramach prac geologicznych prowadzonych na terenie arkusza zostały wykonane trzy otwory badawcze (kartograficzne) o łącznym metrażu 496,7 m: Słonecznik SŁO-1 (otw. 17) o głębokości 187,6 m, Szczycionek SZC-2 (otw. 35) — 137,1 m oraz Piduń PID-3 (otw. 82) — 172,0 m. Wszystkie zostały zakończone w osadach miocenu środkowego. Z tych w pełni rdzeniowanych otworów oraz z trzech odsłoneń pobrano próbki do badań laboratoryjnych. Do badań petrograficzno-litologicznych osadów czwartorzędowych (Fert, Makarewicz, 2008) wytypowano 79 próbek. Dodatkowo zostały wykonane oznaczenia palinologiczne 12 próbek osadów neogenu (po 4 z każdego otworu kartograficznego) (Słodkowska, 2007) oraz 10 próbek utworów czwartorzędowych (Winter, 2007). Przed odwierceniem otworów kartograficznych, wzdłuż linii przekroju geologicznego A–B i C–D wykonano ciągi sondowań elektrooporowych (140 SGE) o łącznej długości około 38 km (Okrasa, 2006). Po ich odwierceniu przeprowadzono reinterpretację przekrojów geofizycznych (Okrasa, 2008). Wyniki tych prac wykorzystano do konstrukcji przekrojów geologicznych. Jednak do tych wyników trzeba mieć krytyczny stosunek ze względu na bardzo dużą różnicę pomiędzy opracowaniem pierwotnym a reinterpretacją. Dla obszaru arkusza została wykonana również Mapa anomalii lokalnych (Wójcicki, 2008) na podstawie półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, dała ona jednak tylko bardzo ogólną wiedzę na temat budowy geologicznej utworów czwartorzędowych oraz struktur występujących w ich podłożu. Wykorzystano ją między innymi przy opracowaniu szkicu geologicznego odkrytego. Mapę geologiczną wynikową wykonano w układzie „1942”.

Pierwsze szczegółowe opracowanie kartograficzne w skali 1:25 000 wykonali geolodzy niemieccy pod koniec XIX w. w ramach opracowania map geologiczno-glebowych (Gagel, Müller, 1897). Wydano wtedy cztery arkusze map obejmujące cały omawiany teren: Szczytno (Klebs, 1904), Pasym (Gagel, 1902a), Jedwabno (Gagel, 1902b) i Trelkowo (Kaunhowen i in., 1904). Po II wojnie światowej wykonano Przeglądową mapę geologiczną Polski 1:300 000 (Zwierz, 1950, 1953). Pierwszym kompleksowym opracowaniem geologiczno-kartograficznym jest Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Olsztyn (Mańkowska, Słowański, 1978, 1980; Słowański, 1978). Z opracowań kartograficznych obejmujących obszar arkusza wymienić należy: mapy hydrogeologiczne (Sokołowski, 2002; Witkowska, 1985), mapę surowcową (Nowak, 1966) i mapę fotolineamentów (Graniczny i in., 1995). Dotychczas opracowano wszystkie arkusze Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 sąsiadujące z badanym terenem (Barczewo — Rumiński, 2003a, b; Dźwierzuty — Morawski, 2009b, c; Kobyły — Kacprzak, Lisicki, 2007a, b; Świętajno — Żuk, 1999, 2000; Lipowiec — Kozłowska, Kozłowski, 1999a, b i Wielbark — Lichwa, 2002, 2003).

Szczegółowych prac geologicznych na omawianym terenie do tej pory nie prowadzono, wykonano jedynie szereg dokumentacji surowcowych i geotechnicznych. Obejmują go publikacje o charakterze regionalnym, głównie dotyczące zagadnień: geomorfologicznych (Galon, 1967; Kondracki, 1972; Kondracki, Pietkiewicz, 1967; Pachucki, 1961; Roszko, 1968; Świerczyński, 1967), szeroko rozumianego podłoża osadów czwartorzędowych (Ciuk, 1972; Grabowska, 1972; Kotań-

ski, 1977; Marks, 1980, 1988; Morawski, 2006a, 2008; Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970), utworów czwartorzędowych (Lisicki, 1997, 2003; Marks, 1980, 1988; Morawski, 1988, 2005a, 2005c, 2006b; Słowański, 1970; Zieliński, 1992, 1993), surowcowych (Kozłowski, 1978; Nowak, 1966). Na szczególne wyróżnienie zasługuje problematyka maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia (Gałązka i in., 2006; Galon, Roszkówna, 1967; Krzywicki, 2002; Lisicki, 2003; Marks, 1991; Morawski, 1999) oraz procesów glacitektonicznych (Morawski, 2005b, 2006a, 2008; Ruszczyńska-Szenajch, 1973, 1991).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Badany obszar znajduje się blisko strefy maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Takie usytuowanie powoduje, że dzisiejsza rzeźba powierzchni terenu jest bardzo urozmaicona. Najwyższe wzniesienia (do 200,9 m n.p.m.) znajdują się przy wschodniej granicy obszaru na południe od miejscowości Trelkowo, w obrębie kemów, najniżej (127,9 m n.p.m.) położone jest lustro wody jeziora Burdąg. Deniwelacja bezwzględna przekracza więc 70 m. Patrząc tylko na badany teren to dużo, jednak biorąc pod uwagę sąsiadujące obszary nie należy ona do największych. Rzeźbę terenu urozmaicają liczne formy o wysokości względnej około 20–40 m. Występuje również kilka form, których wysokość względna przekracza 40 m. Należy do nich na przykład kem położony na północ od Jeziora Jedwabskiego (43,1 m) i kem na zachód od jeziora Sasek Wielki (44,8 m).

Pod względem morfologicznym badany teren można podzielić bardzo ogólnie na cztery obszary.

Pierwszy obejmuje północno-wschodnią część terenu arkusza, znajdującą się na północ od Szczytna. Jest to fragment wysoczyzny morenowej z licznymi kemami i morenami martwego lodu, leżący przeważnie powyżej 160 m n.p.m., gęsto rozcięty długimi, prostoliniowymi dolinkami denudacyjnymi.

Drugi obejmuje północno-zachodnią część badanego terenu, obszar od miejscowości Brajniki, Waplewo, Pasym, Elganowo po Grom. Jest to dość jednolicie wykształcona wysoczyzna morenowa falista z dużą liczbą niewielkich zagłębień. Jej powierzchnia znajduje się przeważnie na wysokości około 140–150 m n.p.m., a w najwyższym miejscu 169,8 m n.p.m.

Kolejny obejmuje część środkową i południową obszaru arkusza. Zajmuje go dość płaska, zalesiona równina sandrowa, jej powierzchnia znajduje się na wysokości od około 130 do 145 m n.p.m., w kierunku południowym coraz większą powierzchnię zajmują r ó w n i n y t o r f o w e .

Ostatni obszar jest najbardziej rozczłonkowany, obejmuje tereny położone generalnie pomiędzy wysoczyznami morenowymi a równiną sandrową. Tworzą go wysoczyzny wodnolodowcowe i równiny denudacyjne. Ich powierzchnie znajdują się na wysokości około 145–155 m n.p.m. Sąsiadują z nimi mniejsze kemy, formy akumulacji szczelinowej i moreny martwego lodu.

Termin wysoczyzny wodnolodowcowe zastosowano za Morawskim (2009b), który takie wydzielenie wyznaczył szerokim pasem wzdłuż granicy arkusza Dźwierzuty i Szczytno. Powołał się na odpowiadające mu określenie wysoczyzna glacyjfluwialna wprowadzone i zdefiniowane we wcześniejszych publikacjach (Ruszczyńska-Szenajch, 1991; Świerczyński, 1967).

Wysoczyzna morenowa płaska występuje jedynie na niewielkim obszarze na południe od Szczytna na wysokości około 145–152 m n.p.m. w sąsiedztwie równiny denudacyjnej.

Wysoczyzna morenowa falista znajduje się zarówno w pierwszym, jak i drugim z wyżej opisanych obszarów, ale ma w nich zupełnie odmienny charakter morfologiczny. W drugim to typowa pagórkowata, młodoglacjalna, wysoczyzna zbudowana z glin zwałowych, o deniwelacjach do kilkunastu metrów. W pierwszym jest jakby tłem dla licznych, zarówno pozytywnych (w większości to kemy), jak i negatywnych form rzeźby terenu, różnego pochodzenia i wielkości. Kulminacje powierzchni terenu są tu z reguły stosunkowo płaskie i znajdują się wyraźnie wyżej niż w obszarze drugim, zdecydowanie górując nad pozostałą częścią terenu badań.

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe) są to różnych rozmiarów obniżenia, o płaskim dnie. Największe z nich znajduje się na południe od Szczytna w sąsiedztwie równiny sandrowej, swym zasięgiem obejmuje również płytkie jezioro Sasek Mały. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono tylko jego wschodni fragment, gdyż od zachodu maskują go równiny torfowe. Drugie zagłębienie znajduje się w północno-wschodniej części badanego terenu, na wschód od miejscowości Stankowo, na wysokości około 155–160 m n.p.m. Od południa otacza go ciąg moren martwego lodu, a od północnego-wschodu wysoczyzna morenowa, której powierzchnia wznosi się łagodnie do blisko 175 m n.p.m. Kilka mniejszych wytopisk znajduje się również na wschód od jeziora Sasek Wielki.

Moreny martwego lodu są to pagórki o zróżnicowanej wielkości i wysokości względnej, od około trzech, czterech metrów do kilkunastu metrów. W większości znajdują się we wschodniej części badanego obszaru w sąsiedztwie wytopisk lub w pobliżu kemów, ale wtedy usytuowane są zdecydowanie poniżej nich. Na wschód od Stankowa, na południe od wyżej opisywanego zagłębienia końcowego, występuje ciąg asymetrycznych pagórków. Mają one bardzo strome północne zbocza skierowane ku wytopisku, o wysokości do 15 m, i łagodnie obniżające się stoki południowe i zachodnie.

Wysoczyzna wodnolodowcowa kontynuuje się z terenu arkusza Dźwierzuty. W północnej części badanego obszaru, podobnie jak opisywał Morawski (2009b), teren jest pagórkowaty położony tylko nieco niżej, na wysokości około 150–160 m n.p.m. W rejonie pomiędzy jeziorem Gromskim i Sasek Wielki w jej obrębie występują wały akumulacji szczelinowej, a w okolicach jeziora Kalwa kemy. Lecz im dalej na południe tym powierzchnia wysoczyzny staje się stopniowo coraz bardziej płaska i obniża się do wysokości około 140 m n.p.m. W części południowej, na przykład na południowy zachód od miasta Szczytno, morfologicznie zbliżona jest już do równin sandrowych. Po-

zostano jednak przy określeniu wysoczyzna zarówno ze względu na ciągłość i stopniowy charakter zmian, jak i na wyraźną różnicę w litologii osadów.

R ó w n i n y s a n d r o w e występują w trzecim z opisanych wyżej obszarów. Ich powierzchnia w rejonie jeziora Sasek Wielki znajduje się na wysokości nieco powyżej 140 m n.p.m. i obniża się łagodnie do około 130 m n.p.m. w rejonie jeziora Sasek Mały. Równiny kontynuują się dalej na południowy wschód i przechodzą w rozległą równinę sandru kurpiowskiego, odpowiadają wydzielonemu na obszarze arkusza Wielbark (Lichwa, 2002, 2003) wyższemu (oznaczonemu jako I) poziomowi sandrowemu. Niższy (oznaczony jako II) rozpoczyna się w okolicach jeziora Sasek Mały i na badanym obszarze jest zapewne zamaskowany przez równiny torfowe. Odpowiadające mu poziomy akumulacyjne obserwowano tylko w wąskiej dolinie wód roztopowych, którą obecnie płynie rzeka Saska, ale ze względu na skalę mapy ich nie wyróżniono. Nieduży fragment równin sandrowych występuje również w zachodniej części badanego obszaru, na południowy zachód od Pasymia, na wysokości około 135–142 m n.p.m. Związany jest z odpływem wód roztopowych w kierunku zachodnim.

F o r m y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j i o z y mają wydłużony kształt, ich wysokości względne dochodzą do około 17 m. Pomiedzy jeziorem Gromskim i Sasek Wielki występuje kilka wałów o długości do 800 m i szerokości do 90 m, biegną one w dwóch kierunkach NW–SE i NNE–SSW. Na południe od Jeziora Gromskiego znajduje się ciąg pagórków, o kierunku N–S, który razem z wyspami na jeziorze ma długość około 2 km. Forma ta jest wygięta w kształcie litery s, a w części południowej rozwidła się. Zakończeniem części zachodniej jest jezioro Krzywek, którego sama nazwa wskazuje na wygięty kształt, część wschodnia natomiast przechodzi w równinę denudacyjną. W większości formę tą przykrywają gliny zwałowe niedużej miąższości, co mogłoby wskazywać, że jest to oz. Najdłuższą z form szczelinowych, o długości 3,3 km, jest prostolinijski ciąg pagórków, o kierunku NNE–SSW, który znajduje się na południe od jeziora Sasek Wielki w obrębie równiny sandrowej.

K e m y są najpowszechniej występującymi na terenie badań formami polodowcowymi. Cechuje je duża różnorodność morfologiczna od pojedynczych owalnych pagórków, ciągów połączonych ze sobą wzniesień do wałów. Zróżnicowana jest również wysokość tych form, może przekraczać nawet 40 m. Do największych należy kem, który znajduje się na północny wschód od Jeziora Gromskiego. Wyraźnie dominuje on nad otaczającą wysoczyzną wodnolodowcową, jego kulminacja znajduje się na wysokości 182,3 m n.p.m. Jeszcze wyżej, bo do 200,9 m n.p.m. wznoszą się płaskie kulminacje kemów znajdujących się na południe od Trelkowa. Na osobną uwagę zasługuje nagromadzenie wzniesień i pagórków o wysokości do 179,4 m n.p.m. znajdujące się na północny i południowy zachód od dość głębokiego jeziora Świętajno. Jest to południowy fragment rozwidlającego się ciągu wzniesień, który kontynuuje się w kierunku północno-zachodnim na teren arkusza Jedwabno.

Na południe od rynny zachodniej części jeziora Kalwa, jakby na jej przedłużeniu, znajduje się wał o długości 2,5 km, szerokości 150–250 m i maksymalnej wysokości około 26 m. Zakończenie rynny jest zagięte i skierowane na ten wał. Morfologicznie wygląda on jak typowa forma szczelinowa lub oz bezpośrednio związany z tą rynną. Jednak jest zbudowany z osadów drobnoziarnistych, co wskazuje, że jest to kem typu limnoglacialnego. Utwory te można obserwować w dużej piaskowni znajdującej się w jego obrębie. Dodatkowo gdyby była to forma szczelinowa lub oz kierunek osi wału i rynny powinien być zgodny a tak nie jest. Oś wału ma kierunek N–S, a rynna NNE–SSW. Ponadto wał nie zaczyna się u wylotu rynny tylko 700 m dalej na północ.

**P l a t e a u k e m o w e** zajmuje obszar o dużej (ok. 0,4–0,6 km<sup>2</sup>), płaskiej powierzchni. Wyróżniono je w dwóch miejscach, w okolicach jeziora Kruninek (ok. 155 m n.p.m.) i Fręcki (ok. 150 m n.p.m.).

**T a r a s y k e m o w e** występują jedynie w północno-wschodniej części badanego obszaru wzdłuż krawędzi wysoczyzny przy wytopiskach wypełnionych torfami lub jeziorami (Linowskim i Romanek). Wysokość tych tarasów z reguły wynosi powyżej 10 m, a w najwyższym miejscu, na północ od jeziora Fręcki nawet 20,4 m.

**R y n n y s u b g l a c j a l n e i d o l i n y w ó d r o z t o p o w y c h** występujące na omawianym obszarze mają dwa kierunki. Rynna zachodniej części jeziora Kalwa i rynna jeziora Sasek Wielki mają kierunek NNE–SSW. Druga ze wspomnianych rynien w północnej części ma szerokość około 500 m i rozszerza się w kierunku południowym do 2,0 km. Na wysokości wsi Kobyłocha wyraźnie załamuje się, jest jakby przesunięta na zachód. Drugi kierunek NNW–SSE ma rynna jeziora Sawica i rynna rzeki Saski, która jest częściowo przekształcona przez wody roztopowe. W jej dnie miejscami widoczne są nawet trzy poziomy tarasów związanych z ostatnimi etapami odpływu wód roztopowych. Są one jednak zbyt małe by móc przedstawić je w skali mapy. Na południe od jeziora Świętajno i Burdąg również występuje kilka mniejszych rynien.

**K r a w ę d z i e w y s o c z y z n y** zaznaczono w kilku miejscach, tam gdzie są najbardziej wyraźne i mają największe wysokości, na przykład na wschód od Elganowa ich wysokość wynosi około 20 m. Występują również miejsca, jak na przykład na południe od Gromu, gdzie wysoczyzna morenowa łagodnymi stokami obniża się w kierunku równiny sandrowej.

**Z a g ł ę b i e n i a p o w s t a ł e p o m a r t w y m l o d z i e** powszechnie występują na terenie wysoczyzny, jak również na obszarze równin sandrowych. W większości wypełnione są jednak torfami, dlatego na szkicu zwykle zaznaczone są jako równiny torfowe.

**W y d m y** występują tylko w jednym miejscu, na równinie sandrowej na wschód od Jeziora Leleskiego, zachowały się dwa ramiona rozerwanej wydmy parabolicznej o wysokości do 12,5 m. Powstała ona w bardzo sprzyjających warunkach, na zachód była duża otwarta przestrzeń jeziora od północy i południa ograniczona przez krawędzie wysoczyzny i plateau kemowego.

Dna dolin rzecznych związane są ze współcześnie płynącymi ciekami. Ich szerokość jest niewielka, dochodzi do około 150 m. Na południe od Szczytna znajduje się dolina o kierunku NE–SW. Druga, mniejsza, położona jest na wschód od miejscowości Nowy Dwór, ma kierunek NW–SE. Obydwie w części południowej zamaskowane są przez równiny torfowe.

Równiny denudacyjne to w miarę płaskie fragmenty wysoczyzny morenowej wyrównane przez erozję wód roztopowych i późniejsze procesy denudacyjne. Ich duży fragment znajduje się na południe od Jeziora Domowego Dużego w Szczytnie, na wysokości powyżej 150 m n.p.m., ma on długość około 3 km. Drugi fragment występuje na południe od Jeziora Gromskiego, znajdują się tu trzy wąskie i długie zagłębienia, w których występują jeziora. Zrównanie powierzchni musiało nastąpić, gdy bryły martwego lodu były jeszcze zagrzebane.

Ostanie występują tylko w południowo-wschodniej części obszaru badań w obrębie równin sandrowych. Są to fragmenty starszych wysoczyzn i kemów rozcięte przez wody roztopowe. Najczęściej ich powierzchnia jest zrównana, dlatego na szkicu geomorfologicznym zostały oznaczone jako równiny denudacyjne. Ich powierzchnia znajduje się w przypadku równin denudacyjnych około 6–8 m powyżej równiny sandrowej, a kulminacji kemów do około 15 m.

Niewielkie stożki napływowe występują w wielu miejscach u wylotu małych dolinek. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono największe. Jeden z nich występuje na południe od miejscowości Jęcznik, u wylotu dolinki denudacyjnej do doliny wód roztopowych Saski. Inny stożek, usypany na torfowisku (częściowo się z nim zazębia), znajduje się u wylotu dolinki denudacyjnej na południowo-zachodnim brzegu jeziora Świątajno.

Dolinki denudacyjne powszechnie występują na terenie badań, lecz szczególnie dużo jest ich w północno-wschodniej części obszaru arkusza w obrębie wysoczyzny morenowej. Długość wielu z nich dochodzi do 2,5 km. Ich przebieg jest prostoliniowy. Mają płaskie, przeważnie suche dna i lokalnie dość strome krawędzie o wysokości, nawet do kilkunastu metrów. Ta gęsta sieć dolinek zdecydowanie odróżnia ten obszar od wysoczyzny morenowej położonej w rejonie zachodnim. Tam dolinki w większości łączą liczne niewielkie zagłębienia, tworząc sieć o nieregularnym zarysie. Ich dna z reguły są podmokłe, często wypełniają je torfy. Zupełnie inaczej wygląda zespół dolinek występujący na równinie sandrowej w południowo-zachodniej części badanego terenu. Składa się on z szeregu długich (do 3,5 km) dolinek, lekko wygiętych w kierunku ESE, wąskich, o szerokości 50–100 m i stosunkowo głębokich. Najczęściej ich głębokość wynosi 5–8 m, a miejscami dochodzi nawet do 12 m. W dnach tych dolinek znajduje się wiele mniejszych i większych suchych zagłębień. Kształtem swym zespół ten przypomina zespół szczelin w spękany czole lodowca. Trudność w określeniu genezy tych dolinek wiąże się z tym, że formy związane z lodowcami cechuje inwersja morfologiczna, a w tym przypadku mamy jakby kopie morfologii. Ich powstania nie można wytłumaczyć zwykłą erozją wód

roztopowych, gdyż są zbyt wąskie i głębokie aby mogły powstać w osadach piaszczystych, a dodatkowo mają nierówne dna. Utworzyły się zapewne gdy osady były jeszcze przemarznięte a później nie były już uaktywniane.

Długie stoki ograniczają od południowego-zachodu i północnego-wschodu najniżej położone wytopisko na terenie badań, znajdujące się na południe od jeziora Burdag. W tym rejonie występują największe deniwelacje względne przekraczające 40 m.

Taras jeziorne występują wzdłuż brzegów jezior. Z reguły mają szerokość od kilku do kilkunastu metrów i znajdują się od około kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów nad poziomem wody. Miejscami ich szerokość może być większa i dochodzić do około 185 m, jak na przykład przy północno-wschodnim brzegu Jeziora Gromskiego.

Równiny torfowe występują na całym obszarze badań, ale szczególnie dużą powierzchnię zajmują w południowej części równin sandrowych. Największe torfowisko znajduje się na północny wschód od jeziora Sasek Mały. Obejmuje ono rozległy obszar o powierzchni 6,2 km<sup>2</sup>, znajdujący się na wysokości 130–132 m n.p.m. Jako jedyne na terenie arkusza zostało ono zmeliorowane. W obrębie dwóch innych dużych torfowisk zostały utworzone rezerваты przyrody, na południe od Gromu rezerwat „Sołtysek”, a na zachód i południowy zachód od jeziora Sasek Mały rezerwat „Galwica”.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) przedstawiono szereg form antropogenicznych: wysypiska odpadów komunalnych, nasypy, głównie na terenie Szczytna, wybrane większe piaskownie i piaskownie-żwirownie oraz dna stawów i dwa grodziska. Jedno z nich znajduje się przy północno-wschodnim brzegu północnej zatoki Jeziora Leleskiego, a drugie przy zakolu Saski w dolinie wód roztopowych na południe od miejscowości Jęcznik.

Na omawianym terenie jeziora zajmują około 10% powierzchni, tzn. około 30 km<sup>2</sup>. Najwyżej położone jest jezioro Kroninek (140,7 m n.p.m.), natomiast najniżej jezioro Burdag (127,7 m n.p.m.), lecz tylko niewielkie fragmenty tych jezior znajdują się na obszarze arkusza Szczytno. Jeziora mają bardzo różną głębokość. Jezioro Sasek Mały, którego lustro wody znajduje się na wysokości 128,9 m n.p.m., ma średnią głębokość około 2,5 m a w najgłębszym miejscu około 4 m. Jezioro Leleskie natomiast należy do najgłębszych jezior w Polsce, jego maksymalna głębokość wynosi 49,5 m. Wydaje się, że taka głębokość jednoznacznie wskazuje na rynnową genezę. Jednak zarówno kształt jeziora, jak i izobaty w najgłębszych strefach wskazują na kierunek WNW–ESE, prawie prostopadły do rynn subglacjalnej jeziora Sasek Wielki, może to świadczyć o bardziej złożonym procesie jego powstawania.

W obrębie omawianego obszaru znajduje się dział wodny I rzędu pomiędzy zlewniami rzeki Narwi (Wisły) i Łyny (Pregołapy). Do zlewni Narwi należą między innymi dwa największe jeziora — Sasek Wielki i Gromskie. Są one odwadniane przez rzekę Saszkę, która poniżej jeziora Natać uchodzi do Sawicy. Sawica przepływa przez jezioro Sędańskie i Sasek Mały. Dalej, już na terenie arkusza Wielbark, płynie na południe i w okolicach miejscowości Wielbark wpływa do rzeki Omulew, będącej

odpływem Narwi. Jezioro Leleskie i Kalwa, znajdujące się w północno-zachodniej części badanego terenu, należy już do zlewni Łyny. Obecnie dział wodny przechodzi przez najwyższe kulminacje kemu znajdującego się na zachód od jeziora Sasek Wielki, pomiędzy Jeziorem Leleskim i Gromskim, poprzez wysoczyznę morenową, aż do najwyższych pagórków kemów na zachód od jeziora Świętajno. Analiza morfologiczna odcinka działu wodnego pomiędzy Jeziorem Leleskim i Gromskim może świadczyć o tym, że Jezioro Gromskie wcześniej mogło należeć do zlewni Łyny. Pomiędzy jeziorami przepływa mały ciek, który bierze początek w odległości około 50 m od plaży Jeziora Gromskiego, rozcina mały kem, odwadnia małe torfowisko i uchodzi do Jeziora Leleskiego, którego lustro wody znajduje się obecnie o 30 cm wyżej niż Jeziora Gromskiego. Taki ciek mógłby powstać tylko wtedy gdyby poziom wody był wyższy niż w Jeziorze Leleskim. Potwierdzać to by mogło występowanie dziś wyjątkowo szerokiego tarasu jeziornego wzdłuż brzegu Jeziora Gromskiego. Zmiana kierunku odpływu wód mogła nastąpić w wyniku działalności człowieka. W wyniku tej działalności została też spiętrzona woda w jeziorach: Młyński Staw, Sawica i Brajnickskie. W obrębie dzisiejszego Jeziora Brajnickskiego, jak wynika z map z XIX w. (Gagel, 1902b), woda występowała tylko w niewielkim południowo-wschodnim rejonie, resztę powierzchni zajmowały osady organiczne. Dwa brzegi łączyła grobla obecnie znajdująca się całkowicie pod wodą (przekrój geologiczny C–D — [tabl. II](#)).

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA

Przedmiotem opracowania są przede wszystkim utwory czwartorzędowe, a w mniejszym stopniu osady znajdujące się w ich podłożu. Podstawą stratygrafii osadów neogenu i paleogenu były wyniki badań palinologicznych (Słodkowska, 2007; Grabowska, 1972). Ponieważ na terenie badań nie zostały udokumentowane żadne osady interglacjalne, stratygrafię utworów czwartorzędu oparto na wynikach badań petrograficzno-litologicznych (Fert i in., 1995; Fert i Makarewicz, 2008) i geofizycznych (Okrasa, 2006, 2008), jak również na wynikach badań z terenów sąsiednich (Lichwa, 2002; Morawski, 2009b; Żuk, 1999). Ze względu na małą ilość poziomów glin zwałowych i stosunkowo małe ich miąższości, korelacja poszczególnych wydzieleń, zwłaszcza głębiej położonych, była mocno utrudniona, a przedstawiony w niniejszej pracy schemat budowy geologicznej trzeba traktować jako przybliżony. Najważniejszych informacji dostarczyły profile trzech otworów kartograficznych: Słoneczniki (otw. 17), Szczycionek (otw. 35) i Piduń (otw. 82) oraz profil otworu rozpoznawczego za węglem brunatnym — Szczytno 36/00 (otw. 81) i profil studni wykonanej w 1956 roku dla mleczarni w Szczytnie (otw. 57).

## **1. Paleogen**

### **a. Oligocen**

Piaski, piaski i mułki glaukonitowe oraz iły. W Szczytnie (otw. 81) w stropie osadów z odcieniem zielonym występują mułki z pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Poniżej znajdują się piaski od bardzo drobnoziarnistych szarozielonych, kwarcowo-glaukonitowych, drobnoziarnistych szarych z gniazdami glaukonitu, do średnioziarnistych jasnoszarych, kwarcowych. W tych piaszczystych osadach występują wkładki, miąższości do 2,2 m, mułków szaro-brunatnych z gniazdami i smugami mułków węglistych oraz z pojedynczą warstwą, miąższości 0,2 m, węgla brunatnego z ksylitem. Wiek tych osadów Grabowska (1972) określiła na oligocen środkowy. W jednym miejscu na wysokości około 100 m p.p.m. występują również iły pyłowate zielone, szaro-zielone o miąższości 78 m. Łączna miąższość tych osadów wynosi 106,4 m (165,0–58,6 m p.p.m.). W otworze 57 na wysokości 59,1 m p.p.m. zostały nawiercone piaski pyłowate szaro-zielone, które ze względu na podobieństwo litologiczne z wyżej opisanymi utworami zaliczono do oligocenu.

## **2. Neogen**

Pod utworami czwartorzędu na całym badanym obszarze występują zaburzone glacitektonicznie iły. Do badań określających wiek dostępne były tylko niewielkie odcinki profili zawierające szczątki flory roślinnej. W przypadku, gdy nie udało się wyznaczyć wieku bywają zaliczane do mio-pliocenu (Morawski, 2009b). W tym opracowaniu w 10 z 12 próbek, które pobrano z różnych miejsc profili otworów wiertniczych (wybierano tylko te miejsca, które mogły zawierać odpowiednią ilość ziarn pyłku roślin), ustalono wiek na miocen środkowy, dlatego przyjęto, że całość tych osadów należy do miocenu.

### **a. Miocen**

Iły, piaski i mułki, miejscami węgiel brunatny, występują we wszystkich otworach przebijających utwory czwartorzędu. W otworze Słonecznik (otw. 17) znajdują się na wysokości 40,6 m p.p.m.–11,5 m n.p.m.; Szczycionek (otw. 35) — 10,9–24,6 m n.p.m.; w Szczytnie — 59,1–25,2 m p.p.m. (otw. 57) i 58,6–27,0 m p.p.m. (otw. 81). Najwyżej znajdują się w okolicy miejscowości Piduń (otw. 82) na wysokości 26,0 m p.p.m.–82,5 m n.p.m. W górnej części profili wiertniczych występują iły, iły pyłowate szare, jasnoszare, żółte, jasnobrązowe, niebieskie, z wkładkami ciemnobrunatnych i czarnych ilów węglistych. W ilach występują również sporadycznie wkładki mułków, mułków ilastych i mułków piaszczystych, jasnoszarych, żółto-brązowych. Osady ilaste przecinane są licznymi uskokami i powierzchniami ścięć, a upady warstw w wielu miejscach wynoszą 20–40°, warstwy bywają nawet ułożone pionowo. Stwierdzono też występowanie fałdu asymetrycznego o promieniu 0,7 m. Miąższość tych osadów ze względu na zaburzenia glacitektoniczne może być

bardzo różna i tak jak w okolicach Pidunia (otw. 82), gdzie prawdopodobnie nałożonych jest na siebie kilka łusek tektonicznych, może być większa niż 100 m. Poniżej tych osadów znajdują się piaski drobnoziarniste jasnoszare, szare, ciemnobrunatne i mułki, mułki piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego, o miąższości do 2,4 m. Zaburzenia glacitektoniczne w osadach piaszczystych są zdecydowanie mniej wyraźne, ale miejscami powierzchnie ścięć ławic węgla mają upad do 50°, co może świadczyć, o tym że również i te osady były wciągnięte w strefę oddziaływania glacitektonicznego lądolodu. W osadach piaszczystych wśród minerałów ciężkich dominują minerały odporne na wietrzenie, takie jak: dysten, turmaliny i staurolit (Fert, Makarewicz, 2008). W badaniach palinologicznych (Słodkowska, 2007) wszystkie przebadane próbki (miejsce ich pobrania przedstawiono w Zestawieniu otworów badawczych (kartograficznych) dla SMGP — tabl. III) zostały zaliczone do miocenu środkowego. Skład spektrów pyłkowych większości z nich wskazuje na IX poziom pyłkowy *Tricolporpollenites pseudocingulum* charakterystyczny dla IA pokładu oczkowickiego, jedynie skład najniższej próbki, pobranej z otworu 82 z głębokości 187,5 m, odpowiada V poziomowi pyłkowemu *Quercoidites henrici*, charakterystycznemu dla II łużyckiego pokładu węgla brunatnego.

### 3. Czwartorzęd

Miąższość utworów czwartorzędowych na badanym terenie jest zróżnicowana. W otworach wiertniczych wynosi ona od 63,5 m w okolicach Pidunia (otw. 82) do 173,0 m w Szczytnie (otw. 57). W południowo-wschodniej części obszaru arkusza, tam gdzie występuje głębokie, prawdopodobnie wąskie obniżenie powierzchni podczwartorzędowej, sięgające poniżej 100 m p.p.m. (tabl. IV), miąższość tych osadów może być dużo większa i wynosić nawet około 230 m. Obniżenie to kontynuuje się na południe na obszar arkusza Wielbark. W odległości około 4 km na południe od granicy obu arkuszy w otworze 16 w miejscowości Szymanki do głębokości 252,5 m nie przewiercono osadów czwartorzędowych (Lichwa, 2002, 2003).

Piaski i mułki paleogenu oraz iły neogenu jako kry w utworach plejstocenijskich występują głównie w obrębie glin zwałowych starszego plejstocenu. W okolicach miejscowości Słonecznik (otw. 17) na głębokości 128,5 m wśród żwirów i piasków zlodowacenia Narwi znajduje się kra (a może porwak) zaburzonych iłów neogeńskich o miąższości 4,0 m.

Gliny zwałowe i mułki plejstocenijskie (starsze) jako kry w glinach zwałowych plejstocenijskich (młodszych — zlodowacenia Sanu 1 i Wisły) zostały wydzielone w trzech otworach. Zaliczono do nich mułki piaszczyste o miąższości 3 m, występujące w spągu glin zwałowych w Szczytnie (otw. 57), leżą one powyżej kry ciemnobrunatnych iłów neogeńskich. W dwóch pozostałych otworach (otw. 35, 82), kry glin zostały wydzielone na podstawie badań petrograficznych żwirów (Fert, Makarewicz, 2008), w miejscach gdzie powyżej i poniżej kry był taki sam litotyp glin (Lisicki, 2003), a w środku litotyp starszych glin (tabl. III).

## a. Plejstocen

### Zlodowacenia najstarsze

#### Zlodowacenie Narwi

Gliny zwałowe są najstarszymi osadami lodowcowymi występującymi na terenie arkusza Szczytno. W okolicach miejscowości Szczycionek (otw. 35) są to gliny piaszczyste, ze żwirami i głazami, szaro-brązowe. Ich miąższość wynosi 5,3 m a występują na wysokości 31,7–37,0 m n.p.m. Zostały one zaliczone do zlodowacenia Narwi na podstawie składu petrograficznego żwirów (Fert, Makarewicz, 2008), a ponieważ zbadane zostały tylko w tym jednym miejscu za mało było materiału do analiz, aby określić do którego stadiału należą. Zarówno skład petrograficzny żwirów, jak i odpowiednie współczynniki petrograficzne zostały przedstawione na [tablicy III](#). Spąg tych glin jest nierówny, znajdują się w nim liczne fragmenty zielonych piasków paleogeńskich występujących pod tymi glinami. Piaski te mają miąższość 7,1 m, zostały przemieszczone przez lądolód, zapewne jako kra przymarznięta pod jego stopą. W Szczytnie (otw. 57) w glinach zwałowych ciemnoszarych, ciemnobrunatnych, znajdujących się na wysokości 25,2–15,2 m p.p.m. występuje 4-metrowej miąższości kra niebiesko-szarych ilów neogeńskich. W tym okresie zostały akumulowane również gliny zwałowe szare, silnie piaszczyste, o miąższości 2,0 m (27,0–25,0 m p.p.m.) rozpoznane w Szczytnie w otworze 81 (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe zostały akumulowane w czasie recesji lądolodu. W części zachodniej badanego obszaru występują bezpośrednio na zaburzonych glaciektogenicznie ilach miocenu, a we wschodniej również na glinach zwałowych. W okolicach Słonecznika (otw. 17) piaski i żwiry cechuje wyraźne frakcjonalne ułożenie ziaren. W spągu występują żwiry drobno- i średniookruchowe, ostrokrawędziste, z dużą ilością różowych skaleni, wyżej piaski różnoziarniste, z wkładkami żwirów piaszczystych wśród których liczne są okruchy lignitu o średnicy do 6 cm, a w stropie piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste szare i jasnoszare. Ich łączną miąższość określoną na 17,0 m (11,5–28,5 m n.p.m.) należy traktować jako orientacyjną, ponieważ powyżej tych osadów również występują piaski wodnolodowcowe. Stopień obtoczenia ziaren kwarcu ku spągowi jest coraz lepszy. Współczynnik obtoczenia R zmienia się od 0,86 do 0,70, przy zwiększającym się udziale ziaren obtoczonych z 19,0 do 31,1% (Fert, Makarewicz, 2008). W Szczytnie (otw. 81) jasnoszare piaski drobnoziarniste mają 13,0 m miąższości (25,0–12,0 m p.p.m.). Prawdopodobnie piaszczyste osady wodnolodowcowe wypełniają również głębokie obniżenie powierzchni podczwartorzędowej w południowo-wschodniej części obszaru badań ([tabl. IV](#)). Na terenie arkusza Wielbark w Szymankach (otw. 16) osady zlodowacenia Narwi mają ponad 66,3 m, ich strop znajduje się na wysokości 53,7 m p.p.m., a spąg nie został przewiercony do rzędnej 120,0 m p.p.m. (Lichwa, 2002).

Mułki i piaski zastoiszkowe leżą bezpośrednio na glinach zwałowych. W okolicach Szczycionka (otw. 35) mają 2,5 m miąższości (37,0–39,5 m n.p.m.), a w Szczytnie (otw. 57) 2,0 m

(15,2–13,2 m p.p.m.). Są to mułki, mułki piaszczyste szare, jasnoszare, z drobnymi laminami piasków drobnoziarnistych. Różnica wysokości położenia ich spągu przekracza 50 m, co może być wynikiem występowania zaburzeń glacitektonicznych i strefy uskokuwej. Osady zastoiskowe występują również w głębokich obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej, które zostały stwierdzone na obszarach sąsiednich arkuszy (otw. 16 — Szymanki, ark. Wielbark — Lichwa, 2002, 2003 i otw. Košno, ark. Jedwabno — Lichwa, 2009) i mogą kontynuować się na omawianym obszarze (przekrój geologiczny A–B, syntetyczny profil geologiczny — część wschodnia oraz zachodnia i środkowa).

### Zlodowacenia południowopolskie

#### Zlodowacenie Nidy

Gliny zwałowe występują jedynie we wschodniej części omawianego obszaru (ich skład petrograficzny nie był badany). Do tego zlodowacenia zostały zaliczone gliny piaszczyste szare z wkładką piasków drobnoziarnistych, zailonych (gliniastych) o łącznej miąższości 5,0 m (12,0–7,0 m p.p.m.) stwierdzone w profilu otworu 81. Większą miąższość mogą mieć szare gliny z otoczkami występujące w Szczytnie (otw. 57) powyżej 12,2 m p.p.m. Precyzyjne określenie ich miąższości jest trudne, gdyż w stropie jednolitej, 30-metrowej serii glin zwałowych, znajdują się również gliny ale ze zlodowacenia Sanu 1 (przekrój geologiczny A–B). Skład petrograficzny żwirów odpowiadający litotypowi glin ze zlodowacenia Nidy uzyskano jedynie w dwóch próbkach pobranych z wkładki glin o miąższości 2,1 m (44,3–46,4 m n.p.m.) występującej w obrębie glin ze stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 (otw. 35 — [tabl. III](#)), dlatego określono ją jako krę.

Piaski z wkładkami żwirów wodnolodowcowe we wschodniej części obszaru występują na glinach zwałowych, a na pozostałym prawdopodobnie razem z osadami wodnolodowcowymi ze zlodowacenia Narwi bezpośrednio na osadach miocénskich. W okolicach Słonecznika (otw. 17) piaski drobno- i średnioziarniste, z wkładkami żwirów piaszczystych (ku spągowi wzrasta ilość ziaren grubszych) mają miąższość 18,1 m (28,5–46,6 m n.p.m.), trzeba tę wielkość traktować jednak jako przybliżoną, ponieważ w stropie i spągu również występują osady wodnolodowcowe. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu  $R$  ma wartość 0,87, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (68,5%) nad obtoczonymi (19,2%) i kanciastymi (12,3%). W składzie minerałów ciężkich najwięcej jest granatów (35,1%), amfiboli (26,6%) i epidotu (17,7%) (Fert, Makarewicz, 2008). W Szczytnie (otw. 81) piaski drobnoziarniste szare mają miąższość 22,0 m (7 m p.p.m.–15 m n.p.m.), a w rejonie głębokiego obniżenia powierzchni podczwartorzędowej w południowo-wschodniej części obszaru może nawet więcej. Obniżenie to kontynuuje się na teren arkusza Wielbark, w Szymankach (otw. 16) osady wodnolodowcowe mają miąższość 29,9 m (Lichwa, 2002).

## Zlodowacenie Sanu 1

### Stadiał dolny

Gliny zwałowe występują we wschodniej części badanego obszaru. W okolicach Szczycionka (otw. 35) cienka wkładka glin piaszczystych, ze żwirami, żółto-szarych, ma jedynie 0,5 m miąższości (39,5–40,0 m n.p.m.), nad nimi występują mułki piaszczyste szare, które mają 0,6 m miąższości. W składzie petrograficznym żwirów wyraźnie dominują skały krystaliczne (51,3%) nad wapieniami (28,5%) i dolomitami (4,1%) (Fert, Makarewicz, 2008), tak duża przewaga skał krystalicznych jest charakterystyczna dla litotypu glin stadiału dolnego zlodowacenia Sanu (Lisicki, 2003). Ze względu na tę charakterystyczną odrębność, mimo bardzo małej miąższości utwory te zostały wyróżnione jako osobne wydzielenie. W Szczytnie (otw. 81) ciemnoszare gliny piaszczyste mają 5,7 m miąższości (15,0–20,7 m n.p.m.) i zostały akumulowane prawdopodobnie w czasie tego stadiału.

Mułki piaszczyste zastoiskowe szare w Szczytnie (otw. 57) mają 3,0 m miąższości (17,8–20,8 m n.p.m.) i jest to jedyne miejsce na obszarze badań gdzie zostały stwierdzone. Na terenie arkusza Jedwabno w Kośnie, odległym o 2,5 km od zachodniej granicy arkusza Szczytno, osady zastoiskowe mają łącznie 92,0 m miąższości (31,0 m p.p.m.–61,0 m n.p.m.) (Lichwa, 2009). Zostały akumulowane podczas kilku zlodowaceń w miejscu głębokiego obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, które obejmuje swym zasięgiem również północno-zachodnią część obszaru arkusza Szczytno. Część z tych osadów, o miąższości trudnej do określenia, mogło być akumulowane w czasie recesji lądolodu stadiału dolnego.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe na badanym obszarze nie zostały stwierdzone w profilach otworów wiertniczych, w odróżnieniu od terenów sąsiednich arkuszy, na przykład w Wielbarku (otw. 38) piaski i żwiry mają 14,0 m miąższości (11,5–25,5 m n.p.m.) (Lichwa, 2002).

### Stadiał górny

Gliny zwałowe występują w środkowej i wschodniej części omawianego terenu i mają zdecydowanie największe miąższości ze wszystkich osadów lodowcowych. W okolicach Szczycionka (otw. 35) szare gliny piaszczyste ze żwirami, z licznymi wkładkami piasków różnoziarnistych, zailonych (gliniastych), o miąższości do 2,8 m, mają łącznie 17,7 m miąższości (39,5–58,3 m n.p.m.). W Szczytnie szare gliny piaszczyste ze żwirami mają miąższość od 14,9 (25,7–40,6 m n.p.m. — otw. 81) do 26,5 m (26,7–53,3 m n.p.m. — otw. 57). W obydwu tych otworach w spągu glin występują kry glaci-tektoniczne osadów neogeńskich i czwartorzędowych (przekrój geologiczny A–B) o miąższości do 5,0 m, w otworze 81 znajduje się na wysokości 20,7–25,7 m n.p.m.

Piaski i mułki zastoiskowe były akumulowane w lokalnych zbiornikach występujących w środkowej części terenu badań. W okolicach Szczycionka (otw. 35) piaski drobnoziarniste,

pyłowate, w stropie z mułkami piaszczystymi i ilastymi, poziomo warstwowanymi, mają miąższość 3,2 m (58,3– 61,5 m n.p.m.). Być może w okresie tym były akumulowane osady zastoiskowe występujące w północno-zachodnim rejonie badań, znane z Kośna (ark. Jedwabno — Lichwa, 2009).

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 powszechnie występują na omawianym obszarze. W okolicach Słonecznika (otw. 17) są to piaski drobnoziarniste, pyłowate szare, jasnoszare, w stropie z pojedynczymi laminami mułków piaszczystych, o łącznej miąższości 15,4 m (46,6–62,0 m n.p.m.). W okolicach Szczycionka (otw. 35) w osadach dominują grubsze ziarna, głównie są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, w stropie i spągu z wkładkami żwirów piaszczystych, które łącznie mają 13,5 m miąższości (61,5–75,0 m n.p.m.). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R wynosi od 0,63 do 1,02, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (57,3–60,2%) i kanciastych (9,9–20,4%) nad obtoczonymi (19,4–32,8%). W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole (28,8–34,6%), granaty (26,9–35,6%) i epidot (15,4–17,8%) (Fert, Makarewicz, 2008). W Szczytnie (otw. 81) piaski drobno- i średnioziarniste szare mają miąższość 12,9 m (40,4–53,5 m n.p.m.).

## Zlodowacenie Sanu 2

Mułki i piaski zastoiskowe występują w północno-zachodniej części badanego obszaru bezpośrednio na osadach wodnolodowcowych akumulowanych w czasie recesji lądolodu poprzedniego zlodowacenia. W okolicach Słonecznika (otw. 17) w spągu znajdują się piaski bardzo drobno- i drobnoziarniste, z wkładkami mułków piaszczystych jasnoszarych, nad nimi występują mułki, mułki piaszczyste, a w stropie mułki i mułki ilaste szare, drobno warstwowane z mułkami piaszczystymi jasnoszarymi, które łącznie mają miąższość 11,2 m (62,0–73,2 m n.p.m.).

G l i n y z w a ł o w e występują jedynie we wschodniej części omawianego obszaru, ich miąższość jest niewielka. W okolicach Szczycionka (otw. 35) gliny piaszczyste szare, ze żwirami mają miąższość 1,6 m (75,0–76,6 m n.p.m.), a w Szczytnie (otw. 81) 1,0 m (53,5–54,5 m n.p.m.). W składzie petrograficznym żwirów wapieni północnych jest niewiele więcej (śr. 35,0%) niż skał krystalicznych (śr. 33,8%), przy znacznym udziale mułowców lokalnych (śr. 10,6%) (Fert, Makarewicz, 2008) (tabl. III). W okolicach Słonecznika (otw. 17) wśród osadów zastoiskowych zlodowacenia Sanu 2 występuje kilka wkładek mułków piaszczystych, zailonych, z pojedynczymi żwirami o miąższości do 30 cm. Być może są to gliny spływowe związane z lądolodem tego zlodowacenia, prawdopodobna jest również interpretacja, że są to wkładki osadów deluwialnych.

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 podobnie jak osady lodowcowe tego zlodowacenia występują jedynie we wschodniej części obszaru badań. W okolicach Szczycionka (otw. 35) mają 4,4 m miąższości (76,6–81,0 m n.p.m.). W spągu są to piaski różnoziarniste ze żwirami, powyżej piaski drobnoziarniste warstwowane przekątnie jasnoszare, szare, w stropie z wkładką mułków piaszczystych szarych i piasków bardzo drobnoziarnistych jasnoszarych. Współczynnik obtoczenia ziaren

kwarcu R ma wartość 0,81, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (69,8%) nad obtoczonymi (20,3%) i kanciastymi (10,0%). W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (35,2%), amfibole (27,7%) i epidot (11,6%), przy znacznej ilości biotyty (14,1%) (Fert, Makarewicz, 2008).

### Zlodowacenia środkowopolskie

W obrębie utworów tego wieku wyróżniono cztery poziomy lodowcowe. Dwa dolne zaliczono do zlodowacenia Odry (stadiał dolny i górny), a dwa górne do zlodowacenia Warty (stadiał dolny i środkowy).

#### Zlodowacenie Odry

Osady lodowcowe tego zlodowacenia zachowały się na obszarze badanego arkusza tylko w pojedynczych otworach, głównie w jego wschodniej części i podobnie jak na terenach sąsiednich (ark. Wielbark — Lichwa, 2002; ark. Świętajno — Żuk, 2000; ark. Dźwierzuty — Morawski, 2009b) zostały zaliczone do dwóch stadiów. W profilach otworów kartograficznych nie udało się ich stwierdzić.

#### Stadiał dolny

Mułki i piaski zastoiskowe były akumulowane w czasie transgresji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Odry w rozległym zbiorniku, obejmującym wschodnią część omawianego terenu i znaczne obszary arkuszy: Świętajno, Wielbark i Kobyły oraz prawdopodobnie wschodnią część terenu arkusza Jedwabno. W wielu otworach osady te mają bardzo duże miąższości. W Szczytnie (otw. 81) mułki piaszczyste i piaski bardzo drobnoziarniste, pyłowate szare mają miąższość 22,5 m (54,5–77,0 m n.p.m.). Na terenie arkusza Świętajno w Kiejkutach (otw. 11) szare mułki piaszczyste i ilaste z wkładkami ilów pyłowatych oraz piasków drobnoziarnistych, pyłowatych mają miąższość 32,3 m (43,7–76,0 m n.p.m.) (Żuk, 1999), a w okolicy miejscowości Rekownica (otw. 11) na obszarze arkusza Wielbark miąższość osadów pyłowatych wynosi 11,9 m (66,3–78,2 m n.p.m.) (Lichwa, 2002). W Szczytnie (otw. 57) wśród mułków i mułków piaszczystych, szarych i ciemnoszarych o miąższości 7,3 m (57,5–64,8 m n.p.m.) znajduje się wkładka piasków średnioziarnistych, pyłowatych ciemnoszarych o miąższości 1,0 m.

Ponieważ nie ma możliwości precyzyjnego korelowania warstw nie można wykluczyć, że osady zastoiskowe w okolicach Słonecznika (otw. 17) znajdujące się na wysokości 62,0–73,2 m n.p.m. zaliczone do zlodowacenia Sanu 2 były akumulowane również w tym rozległym zastoisku.

Piaski wodnolodowcowe zostały stwierdzone tylko w jednym profilu otworu, gdzie występują na osadach zastoiskowych akumulowanych w czasie transgresji a pod glinami zwałowymi. W Szczytnie (otw. 57) piaski od różnoziarnistych, pyłowatych w spągu przez średnioziarniste do gruboziarnistych, zailonych w stropie, mają miąższość 7,5 m (64,8–72,3 m n.p.m.).

Gliny zwałowe zostały rozpoznane również w profilu tylko jednego otworu w Szczytnie (otw. 57). Są to gliny piaszczyste szare, ich miąższość wynosi 3,5 m (72,3–75,8 m n.p.m.) (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują na prawie całym badanym obszarze. Wody roztopowe w czasie recesji lądolodu zapewne zniszczyły osady lodowcowe i wypełniły wszelkie zagłębienia osadami piaszczystymi doprowadzając do powstania w miarę płaskiej powierzchni terenu. W okolicach Szczycionka (otw. 35) w stropie piaski są drobnoziarniste szare, jednak ku spągowi średnica ziaren zwiększa się. W samym spągu występuje bruk morenowy składający się ze żwirów i głazików o średnicy do 12 cm, ze śladami rozmycia glin zwałowych szarych. Łącznie mają one 6,5 m miąższości (81,0–87,5 m n.p.m.). W składzie minerałów ciężkich w próbce pobranej ze stropu tej serii (tabl. III) granaty (38,9%) dominują nad amfibolami i epidotem (po 19,8%) przy znacznej ilości andaluzytu (6,2%), piroksenów (4,6%) i turmalinów (4,3%) (Fert, Makarewicz, 2008). Znaczna przewaga granatów nad amfibolami i epidotem może wskazywać na daleki transport materiału, a domieszki andaluzytu i turmalinów na rozmywanie wysoko położonych osadów neogeńskich. W okolicach Słonecznika (otw. 17) piaski drobno- i różnoziarniste ze żwirami szare mają 11,3 m miąższości (73,2–84,5 m n.p.m.). W ich spągu występują żwiry piaszczyste z pojedynczymi głazikami, szare. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R ma wartość 0,86, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (65,2%) nad obtoczonymi (21,3%) i kanciastymi (13,5%) (Fert, Makarewicz, 2008). W Szczytnie (otw. 57) w stropie piasków drobno- i średnioziarnistych o miąższości 9,0 m (75,8–84,8 m n.p.m.) występuje 2-metrowa wkładka mułków szarych.

#### Stadiał górny

Gliny zwałowe, podobnie jak osady lodowcowe stadiału dolnego, zostały rozpoznane tylko w okolicach miejscowości Dębówko (otw. 37 i 38). Są to gliny piaszczyste z głazami, zwarte, szare i ciemnoszare. Ich miąższość wynosi od 2,0 do 4,0 m, a występują na wysokości od 86,5 do 93,1 m n.p.m. Wyniki badań elektrooporowych (Okrasa, 2006, 2008) wskazują, że gliny te mogą występować również w środkowej części omawianego obszaru (tabl. II).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe przykrywają starsze osady na obszarze całego badanego terenu i są najmłodszymi utworami, które leżą bezpośrednio na osadach neogeńskich. Są to piaski drobno- i różnoziarniste z wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych, z pojedynczymi warstewkami mułków piaszczystych. W spągu w wielu miejscach występuje bruk składający się ze żwirów i głazików o średnicy do 17 cm. W okolicach Słonecznika (otw. 17) osady te mają 15,5 m miąższości (84,5–100,0 m n.p.m.), w okolicach Pidunia (otw. 82) 18,5 m (82,5–101,0 m n.p.m.), a w okolicach Szczycionka (otw. 35) — 9,4 m (87,5–96,9 m n.p.m.). W składzie minerałów ciężkich najwięcej jest granatów (33,8–37,6%), amfiboli (28,2–31,5%) i epidotu (19,1–25,7%). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R wynosi 0,80–0,85, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (65,6–79,1%) nad obtoczonymi (14,4–22,8%) i kanciastymi (6,5–11,6%) (Fert, Makarewicz, 2008). W okolicach Pidunia (otw. 82) na wysokości 91,5–92,0 m n.p.m. występują wkładki mułków

piaszczystych ciemnobrunatnych, czarnych o miąższości do 5 cm. Z analizy palinologicznej trzech próbek, którą wykonała Winter (2007) wynika, że w spektrach pyłkowych bardzo licznie występował pyłek mioceński, ich okazy miały zniszczoną rzeźbę, były porozrywane i skorodowane. Stąd wniosek, że utwory te powstały w wyniku rozmycia wysoko położonych osadów miocenu, przemieszczone przez wody roztopowe i złożone w lokalnych małych zbiornikach na wtórnym złożu. W Szczytnie (otw. 57) piaski drobnoziarniste jasnoszare mają 8,0 m miąższości (84,8–92,8 m n.p.m.). Nad nimi również występują osady wodnolodowcowe, ale zdecydowanie grubszych frakcji, dlatego zaliczone zostały do następnego zlodowacenia.

### Zlodowacenie Warty

#### Stadiał dolny

Gliny zwałowe występują w północnej i środkowej części omawianego obszaru. W okolicach Słonecznika (otw. 17) gliny piaszczyste z licznymi żwirami, szare, szaro-brązowe mają miąższość 9,1 m (100,0–109,1 m n.p.m.). Na podobnej wysokości w okolicach Szczycionka (otw. 35) występują gliny ilaste, ciemnoszare, zwarte, z wkładkami glin piaszczystych, szarych, luźniejszych i piasków drobnoziarnistych, o łącznej miąższości 3,8 m (96,9–100,7 m n.p.m.). Współczynniki petrograficzne glin z obydwu miejsc mają zbliżone wartości, natomiast różni je zdecydowanie zawartość mułowców lokalnych (tabl. III). W okolicach Szczycionka (otw. 35) jest ich dużo więcej (6,2–15,0%) niż w okolicach Słonecznika (otw. 17) (1,5–2,4%). Głównie na tej podstawie gliny z okolic Szczycionka (otw. 35) Fert i Makarewicz (2008) zaliczyły do zlodowacenia Wilgi, gdyż skład petrograficzny żwirów jest bardziej nawet podobny do glin znajdujących się w tym samym miejscu tylko 20,3 m niżej (75,0–76,6 m n.p.m.), a rozdzielonych seriami piaszczystych osadów wodnolodowcowych. Aby przyjąć tę interpretację trzeba by założyć albo bardzo dużej skali zaburzenia glacitektoniczne, które doprowadziły do powtórzenia się sekwencji glin, albo że gliny te należą do dwóch stadiałów zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), ale takiej dwudzielności zarówno na terenie arkusza Szczytno, jak i na obszarach sąsiednich nie stwierdzono. Oczywiście nie można ich wykluczyć, ale ze względu na małą miąższość tych glin (tylko trzy próbki zostały przebadane) i ich niejednorodność (zawierają liczne wkładki), ilość mułowców lokalnych w składzie petrograficznym żwirów wydaje się być przesłanką niewystarczającą do przyjęcia jednej z tych interpretacji. Dlatego w tym opracowaniu omawiane gliny zostały zaliczone do zlodowacenia Warty. W Szczytnie (otw. 81) występują gliny piaszczyste ze żwirami szare, ich miąższość wynosi 1,2 m (109,8–111,0 m n.p.m.) również i one zostały zaliczone do tego zlodowacenia.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują na prawie całym badanym obszarze, w wielu miejscach są zarówno podścielone, jak i przykryte innymi osadami wodnolodowcowymi (przekrój geologiczny A–B, tabl. II), dlatego określenie ich miąższości bywa trudne. Miejscami, jak na przykład w okolicach Szczycionka (otw. 35), piaski i żwiry leżą na glinach zwałowych a poniżej

osadów zastoiskowych. Ich miąższość wynosi 6,3 m (100,7–107,0 m n.p.m.), w spagu znajduje się bruk składający się z drobnych otoczków. W okolicach Pidunia (otw. 82) w spagu piasków drobnoziarnistych jasnoszarych z wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych i mułków piaszczystych szarych występują żwiry piaszczyste (3,0 m) z licznymi gładzikami, które mogły by świadczyć o rozmyciu osadów lodowcowych tego stadiału. Łącznie ich miąższość wynosi 12,0 m (101,0–113,0 m n.p.m.). W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (30,8–39,8%), amfibole (30,7–36,7%) i epidot (13,1–14,7%). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R wynosi 0,79–0,88, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (63,9–67,9%) nad obtoczonymi (19,2–24,0%) i kanciastymi (12,1–12,9%) (Fert, Makarewicz, 2008). W Szczytnie (otw. 57) w spagu osadów piaszczystych o miąższości 11,0 m (92,8–103,8 m n.p.m.) występują żwiry i piaski gruboziarniste z otoczkami, o miąższości 5,8 m, które również powstały z rozmycia utworów lodowcowych tego stadiału. W tych gruboziarnistych osadach występuje główny poziom wodonośny ujęty w licznych studniach na terenie Szczytna (przekrój geologiczny A–B).

Mułki piaszczyste i piaski pyłowate zastoiskowe występują w kilku odizolowanych od siebie obszarach położonych w północnej i środkowej części omawianego terenu. W okolicach Szczycionka (otw. 35) osady zastoiskowe mają miąższość 8,5 m (107,0–115,5 m n.p.m.). Ku stropowi zmniejsza się średnica ziaren, w spagu profilu występują piaski drobnoziarniste z domieszką bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych, z wkładkami mułków piaszczystych jasnoszarych i szarych, wyżej mułki piaszczyste szare, a w stropie mułki szare z laminami ciemnoszarymi (typu warwowego). W Szczytnie (otw. 57) wśród osadów wodnolodowcowych znajduje się wkładka mułków piaszczystych, ciemnoszarych, jej miąższość wynosi 2,0 m (103,8–105,8 m n.p.m.), była ona akumulowana zapewne w czasie recesji lądolodu tego stadiału.

#### Stadiał środkowy

Piaski i żwiry wodnolodowcowe akumulowane w czasie transgresji lądolodu w środkowej części badanego obszaru występują na osadach zastoiskowych stadiału dolnego zlodowacenia Warty, a przykryte są utworami wodnolodowcowymi akumulowanymi w czasie recesji lądolodu. Opisywane osady wchodzi w skład dużego kompleksu utworów wodnolodowcowych stadiału środkowego (przekrój geologiczny A–B). W okolicach Szczycionka (otw. 35) miąższość piasków drobnoziarnistych, zawodnionych stadiału dolnego i środkowego wynosi 13,9 m (115,5–129,4 m n.p.m.). W okolicach Słonecznika (otw. 17) miąższość tych osadów wynosi 4,0 m (110,2–114,2 m n.p.m.), przykryte są glinami zwałowymi stadiału środkowego. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi gładzikami, szaro-brązowe, nad nimi występują piaski drobnoziarniste szare z wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych. W składzie minerałów ciężkich w próbce pobranej ze spagu tej serii (tabl. III) dominują granaty (50,8%) nad amfibolami (24,7%) i epidotem (16,0%). Taki skład minerałów może wskazywać na daleki transport materiału. Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R ma jednak wy-

soką wartość (0,81), przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (68,9%) nad obtoczonymi (20,9%) i kanciastymi (10,3%) (Fert, Makarewicz, 2008). W Szczytnie (otw. 57) występują piaski drobnoziarniste jasnoszare i różnoziarniste, ich miąższość wynosi 16,3 m (105,8–121,1 m n.p.m.), znajdują się one również pod glinami zwałowymi stadiału środkowego.

Gliny zwałowe stadiału środkowego w centralnej i zachodniej części badanego obszaru budują odizolowane od siebie fragmenty starej wysoczyzny, rozcięte przez wody roztopowe. We wschodniej części natomiast tworzą razem z glinami ze zlodowacenia Wisły dość zwarty kompleks, tylko w nielicznych miejscach rozdzielony osadami wodnolodowcowymi. W okolicach Słonecznika (otw. 17) gliny piaszczyste, brązowo-szare z wkładką żwirów i otoczków mają miąższość 1,2 m (114,2–115,4 m n.p.m.). Tylko z tych glin zostały pobrane próbki do badań petrograficznych żwirów (Fert, Makarewicz, 2008) (tabl. III). W Pasymiu (otw. 1) miąższość tych glin wynosi 9,5 m (110,5–120,0 m n.p.m.), w miejscowości Nowiny (otw. 89) — 2,5 m (121,0–123,5 m n.p.m.), a w miejscowości Sasek Wielki (otw. 85) — 2,0 m (117,5–119,5 m n.p.m.).

Mułki i piaski pyłowate zastoiskowe zostały stwierdzone jedynie w dwóch profilach otworów. W okolicach Słonecznika (otw. 17) mułki, mułki ilaste szare i jasnoszare oraz leżące nad nimi piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, pyłowate jasnoszare mają miąższość 3,6 m (115,4–119,0 m n.p.m.). Wypełniają one lokalne zagłębienie w glinach zwałowych. W miejscowości Warchały (otw. 66) mułki szare o miąższości 4,0 m (117,7–121,7 m n.p.m.) występują w obrębie drobnoziarnistych osadów wodnolodowcowych (tabl. II).

Piaski, piaski żwirowate i żwiry wodnolodowcowe akumulowane w czasie recesji lądolodu stadiału środkowego na przeważającej części badanego obszaru występują powyżej osadów wodnolodowcowych akumulowanych w czasie transgresji lądolodu tego stadiału i wchodzi w skład miąższej serii wodnolodowcowej (przekrój geologiczny A–B), łącznie z osadami ze zlodowacenia Wisły. Miejsc, gdzie rozdzielają je osady lodowcowe lub zastoiskowe jest niewiele. W okolicach Słonecznika (otw. 17) piaski różnoziarniste ze żwirami, szaro-brązowe, w spagu ze żwirami ostrokrawędzistymi, mają miąższość 8,0 m (119,0–127,0 m n.p.m.). W okolicach Pidunia (otw. 82) w spagu podobnych piasków różnoziarnistych i żwirów drobnookruchowych, piaszczystych występuje bruk składający się z otoczków. Łącznie osady te mają miąższość 19,8 m (113,0–132,8 m n.p.m.).

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

Na obszarze arkusza Szczytno wyróżniono dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Z najnowszych prac wykonanych na północ i zachód od terenu badań (Gałązka i in., 2006; Marks, 1980; Morawski, 2002, 2005a, 2009b, c) wynika, że w stadiale głównym występuje jeden poziom lodowcowy, choć są opisywane lokalnie transgresywne oscylacje do kilkunastu kilometrów o trudnej do

sprecyzowania randze. Dlatego w tym opracowaniu przyjęto, że poziom dolny związany jest z maksymalnym zasięgiem lądolodu stadiału głównego zlodowacenia Wisły, który wyznaczany jest (Gałązka i in., 2006; Morawski, 1999) do kilku kilometrów na południe od terenu arkusza Szczytno. Poziom górny występuje na przeważającym obszarze arkusza, powstał on w czasie recesji lądolodu po zapewne lokalnym, transgresywnym epizodzie glacialnym. Konieczność dostosowania się do już wydanego arkusza Wielbark (Lichwa, 2003), na którym poziom dolny związany był ze stadiem środkowym (Świecia) zlodowacenia Wisły, oraz fakt, że nie udało się określić rangi osadów rozdzielających te poziomy spowodowały, że przyjęto takie samo rozwiązanie jak na terenie arkusza Świętajno (Żuk, 2000), tzn. zakwalifikowano poziom dolny tylko do zlodowacenia Wisły bez określania konkretnego stadiału.

Piaski i piaszki humusowe rzeczno-peryglacialne, miejscami piaszki i namuły jeziorne, występują dość powszechnie na obszarze równin sandrowych w środkowej części terenu badań, rozdzielają osady wodnolodowcowe zlodowacenia Wisły i Warty. Zostały stwierdzone w kilkunastu profilach sond (przekrój geologiczny A–B, tabl. II) przeważnie na wysokości 127–133 m n.p.m., ich miąższość wynosi 0,8–3,2 m. Są to piaszki drobno- i średnioziarniste, pyłowate, z dużą zawartością rozproszonego humusu, ciemnoszare i brunatne, z wkładkami namułów pyłowatych szarych, sporadycznie namułów torfiastych ciemnobrunatnych i czarnych o miąższości do 20 cm. W okolicach Szczycionka (otw. 35) miąższość tych osadów wynosi 3,7 m (129,4–133,1 m n.p.m.), występują w nich okruchy częściowo zbutwiałego drewna. Z analizy palinologicznej (Winter, 2007) wynika, że części organiczne w większości pochodzą z rozmywania mioceńskich pokładów węgla brunatnego, a redepozycja materiału nastąpiła w osadach fluwioglacjalnych o krótkim transporcie, o czym ma świadczyć dobry stan zachowania sporomorf. Tak duże nagromadzenie części organicznych w osadach piaszczystych na podobnej wysokości i dość rozległym obszarze może sugerować, że były one akumulowane w początkowym etapie transgresji, gdy rzeki wystąpiły ze swoich koryt i rozmywały organiczne osady interglacialne.

Gliny zwalowe występują na powierzchni terenu jedynie w obrębie ostańców erozyjnych w południowo-wschodniej części badanego obszaru lub w ich pobliżu pod niewielkim nadkładem osadów wodnolodowcowych i wodnomorenowych, na wysokości około 142–150 m n.p.m. W rejonie tych ostańców były one silnie rozmywane. Są to brązowe i szaro-brązowe gliny piaszczyste ze żwirami i gładzikami. We wspomnianej części terenu arkusza znajduje się wiele odsłonień o wysokości do 3,5 m, w których widoczne są te gliny. Z odsłonień pobrano cztery próbki do badań petrograficznych żwirów. Okazało się, że frakcja żwirowa jest wzbogacona w odporne na wietrzenie składniki — skały krystaliczne (do 72,9%) i kwarc „północny” (do 7,0%) przy wyraźnej redukcji wapieni północnych i dolomitów (Fert, Makarewicz, 2008), świadczy to o zwietrzeniu tych glin. W okolicach Pidunia (otw. 82) gliny piaszczyste z gładzikami, szaro-brązowe, o miąższości 6,9 m (132,8–139,7 m n.p.m.), występują pod osadami sandrowymi, na głębokości 6,3 m. W składzie petrograficznym żwirów wy-

stępuje wyraźna dwudzielność. W trzech próbkach pobranych ze środkowej części glin współczynniki petrograficzne są niemal identyczne jak glin ze zlodowacenia Warty (tabl. III) a ze stropu i spągu jak glin ze zlodowacenia Wisły (Fert, Makarewicz, 2008). Dlatego przyjęto, że środkowa część tych glin jest krą starszych osadów. W Nowinach (otw. 89) w południowo-wschodnim rejonie badań występują gliny brązowe, w spągu szare, ich miąższość wynosi 6,5 m (127,3–133,8 m n.p.m.).

Mułki i piaski zastoiskowe występują jedynie w dwóch miejscach. W profilu otworu w Szczytnie (otw. 81) zostały stwierdzone mułki piaszczyste szaro-niebieskie, w spągu z piaskami zailonymi szarymi. Ich miąższość wynosi 2,5 m (132,0–134,5 m n.p.m.). Rozdzielają one dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia Wisły (przekrój geologiczny A–B). W okolicach Szczycionka (punkt dok. 34) poniżej osadów wodnolodowcowych występują mułki i mułki ilaste szare, o miąższości 3,6 m (133,0–137,6 m n.p.m.).

Piaski i żwiry moren czołowych zostały wyróżnione tylko przy południowej granicy badanego terenu. Wprowadzono je ze względu na styk z arkuszem Wielbark, gdzie za morenę czołową uznano niewielki pagórek występujący na styku obydwu arkuszy (Lichwa, 2003). Trudno jednak zgodzić się z tą interpretacją, ponieważ jest to płaskie wzniesienie otoczone dolinkami denudacyjnymi. Znajduje się ono na porównywalnej wysokości co otaczająca równina sandrowa. W stropie osadów występuje wprawdzie nagromadzenie żwirów i głazików, ale już na głębokości około 1 m zostały stwierdzone piaski drobno- i średnioziarniste. Dlatego bardziej prawdopodobne, że jest to fragment rozmytej moreny martwego lodu lub wysoczyzny wodnolodowcowej.

Piaski, mułki, żwiry i głazy kemów występują jedynie w południowo-wschodniej części omawianego obszaru. Tworzą ostańce erozyjne występujące w postaci bądź odizolowanych wzniesień, bądź jak na południe i południowy zachód od Szczytna ciągi wzgórz o kulminacjach na wysokości około 160–165 m n.p.m. W stropie tych kemów znajduje się materiał ablacyjny złożony z piasków różnoziarnistych, pyłowatych, z domieszką żwirów i głazików, miejscami zailonych, z wkładkami glin mułkowatych brązowych i jasnoszarych, o miąższości 0,8–1,2 m. Lokalnie na ich powierzchni występują skupiska głazów o średnicy do 1,8 m. Poniżej opisanych osadów znajdują się piaski drobnoziarniste, pyłowate, piaski różnoziarniste z wkładkami żwirów piaszczystych, jasnoszare i jasnobrązowe oraz mułki i mułki piaszczyste żółto-brązowe. W profilu sondy wykonanej na wzniesieniu (165,7 m n.p.m.) miąższość mułków wynosiła 4,7 m. Oś ciągu tych wzniesień ma kierunek NW–SE.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe na obszarze równin sandrowych w środkowej i południowej części terenu arkusza występują razem z innymi osadami wodnolodowcowymi (przekrój geologiczny A–B, tabl. II) i wtedy trudno jest określić ich zasięg, natomiast gdy rozdzielają dwie gliny zlodowacenia Wisły ich miąższość jest niewielka. W Szczytnie (otw. 57) miąższość piasków drobnoziarnistych wynosi tylko 0,6 m (137,2–137,8 m n.p.m.), a żwirów piaszczystych szarych od 1,0 (otw. 58) (135,0–136,0 m n.p.m.) do 1,5 m (otw. 52) (144,0–145,5 m n.p.m.). W miejscowości Leleszki

(otw. 19) miąższość piasków drobnoziarnistych wynosi 2,0 m (133,0–135,0 m n.p.m.). W okolicach Gromu (punkt dok. 11) piaski różnoziarniste, pyłowate jasnoszare mają miąższość 2,4 m (135,4–137,8 m n.p.m.). Przy jeziorze Machiniacz (punkt dok. 16), gdzie występują one na piaskach humusowych zlodowacenia Wisły ich miąższość wzrasta do 4,7 m (136,6–141,3 m n.p.m.). W okolicach Słonecznika (otw. 17) pod piaskami różnoziarnistymi, pyłowatymi znajdują się żwiry drobnookruchowe z pojedynczymi głazikami. Przyjmując, że żwiry te leżą w spągu opisywanych osadów, ich łączna miąższość wynosi 5,0 m (127,0–132,0 m n.p.m.). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R ma wartość 0,98, przy znacznej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (60,1%) nad obtoczonymi (20,6%) i kanciastymi (19,3%). W składzie minerałów ciężkich amfibole (47,8%) dominują nad granatami (26,6%) i epidotem (13,6%) (Fert, Makarewicz, 2008). Na powierzchni terenu osady te być może odsłaniają się w skarpie znajdującej się na wschód od Elganowa, na wysokości około 142–149 m n.p.m.

#### Stadiał górny

Gliny zwalowe powszechnie występują na powierzchni terenu na wysoczyźnie w północno-zachodniej części obszaru badań, gdzie tworzą zwarty, jednolity poziom znajdujący się na wysokości około 140–150 m n.p.m. z kulminacją — 169,3 m n.p.m. Są to gliny piaszczyste i ilaste, ze żwirami i głazikami, brązowe, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. W miejscowości Witowo (otw. 41) gliny te mają 10,0 m miąższości (140,3–150,3 m n.p.m.), w Leleszkach (otw. 19) — 12,0 m (135,0–147,0 m n.p.m.), w Gromie (otw. 21) — 10,0 m (140,5–150,5 m n.p.m.) a na północy w Elganowie (otw. 7 i 8) tylko 4,0 m (154,0–158,0 m n.p.m.). W części wschodniej badanego obszaru w miejscowości Kamionek (otw. 52) miąższość tych glin wynosi 2,5 m (144,0–146,5 m n.p.m.), a w Szczytnie od 4,9 (137,9–142,8 m n.p.m. — otw. 57) do 10,0 m (136,0–146,0 m n.p.m. — otw. 58). Ich miąższość zdecydowanie wzrasta na wschód od Trelkowa (tabl. II) w miejscach, gdzie powierzchnia wysoczyzny morenowej znajduje się na wysokości powyżej 190 m n.p.m. W miejscowości Nowe Kiejkuty (otw. 3) na terenie arkusza Świątajno (Żuk, 2000) ich miąższość wynosi nawet 37,0 m (148,4–185,4 m n.p.m.). Możliwe, że spowodowane jest to glacitektonicznym spiętrzeniem osadów.

W okolicach Słonecznika (otw. 17) gliny są wyraźnie dwudzielne. Do głębokości 7,0 m występują brązowe i jasnobrązowe, a niżej, do głębokości 11,9 m szaro-brązowe i szare. W spągu do głębokości 15,0 m znajduje się duże nagromadzenie głazów, które w czasie wiercenia spowodowały wytarcie glin w rdzeniu wiertniczym. W składzie petrograficznym żwirów w dolnej części pakietu glinowego (z głębokości 6,0–11,9 m) wapienie północne (śr. 48,5%) zdecydowanie dominują nad skałami krystalicznymi (śr. 29,3%) przy dość dużym udziale dolomitu (śr. 11,5%). Natomiast w górnej części przewaga wapieni północnych (śr. 44,0%) nad skałami krystalicznymi (śr. 36,5%) jest znacznie mniejsza i wyraźnie niższy jest również udział dolomitu (śr. 8,2%) (tabl. III). Fert i Makarewicz (2008) określili górną część tych glin jako zwietrzałą, dlatego w tym opracowaniu przyjęto właśnie to rozwiązanie.

Ponieważ gliny były dość zwarte, w rdzeniu wiertniczym nie było widocznych oznak zwietrzenia a pobrane do badań zostały tylko próbki z głębokości poniżej 3 m, możliwe są również i inne interpretacje. Otwór został wykonany w pobliżu Jeziora Leleskiego, w miejscu gdzie przez dłuższy czas utrzymywała się duża bryła martwego lodu, z której mogły wytapiać się gliny wodnomorenowe (na co mogłaby wskazywać wkładka piasków z głębokości około 3 m), które tak licznie występują we wschodniej części obszaru badań. Nie można też wykluczyć, że dwudzielność tych glin jest odzwierciedleniem dwóch poziomów lodowcowych zlodowacenia Wisły.

Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe występują na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły, w wielu miejscach poniżej glin i mułków wodnomorenowych, głównie we wschodniej części badanego obszaru. W Kamionku (otw. 52) piaski różnoziarniste z wkładkami piasków różnoziarnistych, zailonych, ze żwirami, żółto-brązowe mają 6,0 m miąższości (146,5–152,5 m n.p.m.), a w Szczytnie (otw. 81) piaski różnoziarniste w stropie z drobnoziarnistymi, zailone (gliniaste) ciemnoszare — 4,0 m (135,5–139,5 m n.p.m.). W profilach wielu innych otworów wiertniczych w Szczytnie, głównie geologiczno-inżynierskich, pod glinami mułkowatymi i piaszczystymi występują piaski drobnoziarniste i różnoziarniste z pojedynczymi żwirami, jasnoszare o miąższości od 1,0 do 5,5 m.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej, miejscami ozów, występują w kilku wyraźnie wydłużonych formach, głównie w środkowej części omawianego obszaru. Na południe od jeziora Gromskiego występuje rozwidlający się oz. W odsłonięciach widoczne są tam piaski drobno- i różnoziarniste, warstwowane przekątnie i rynnowo z cienkimi warstewkami żwirów piaszczystych, jasnoszare z pojedynczymi wkładkami, do 30 cm miąższości, piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych szarych. Ich łączna miąższość może wynosić do kilkunastu metrów. W wielu miejscach nad nimi występują gliny piaszczyste, ze żwirami, brązowe o miąższości do 1,5 m. Na mapie geologicznej, aby uzyskać zgodność litologiczną, nie tracąc opisu genetycznego, gliny te zostały wyróżnione jako osobne wydzielenie (gliny i mułki wodnomorenowe). Najdłuższa z wydłużonych form znajduje się na południe od jeziora Sasek Wielki, ma długość 3,2 km, dłuższa oś wyznacza kierunek NNE–SSW. W kulminacji (161,5 m n.p.m.) (punkt dok. 23 — przekrój geologiczny A–B) do głębokości 1,4 m występują piaski różnoziarniste ze żwirami, pyłowate brązowe, niżej do 3,6 m piaski drobno- i średnioziarniste, z pojedynczymi żwirami, jasnobrązowe, do 9,7 m piaski drobnoziarniste z pojedynczymi większymi ziarnami, jasnoszare, a w spągu do głębokości 13,0 m piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, pyłowate jasnoszare. Miąższość tych osadów jest większa niż wysokość względna formy (przekrój geologiczny A–B) i może wynosić do dwudziestu kilku metrów. Wyraźnie widoczny jest wzrost średnicy ziaren ku stropowi. Inne osady występują w kilku wachlarzowato ułożonych wałach znajdujących się pomiędzy jeziorem Gromskim i Sasek Wielki. Są one głównie zbudowane z piasków różnoziarnistych, gruboziarnistych ze żwirami, z wkładkami żwirów piaszczystych, z głazi-

kami, jasnobrązowych i szarych o miąższości do 2–3 m. Na powierzchni terenu spotykane są głązy o średnicy do 60 cm. Poniżej występują piaski drobnoziarniste z wkładkami piasków różnoziarnistych z pojedynczymi żwirami, jasnoszare. Im dalej na północ tym więcej jest materiału drobniejszego i pojawiają się wkładki piasków drobno- i bardzo drobnoziarnistych, jasnoszarych. Na wysoczyźnie morenowej na północ od miejscowości Dźwiersztyny i na zachód od Elganowa występują również ozy, w których seria piaszczysto-żwirowa o miąższości do kilku metrów znajduje się na glinach zwalowych, a miejscami również bywa nimi przykryta.

Piaski, mułki i piaski żwirowate kemów. Kemy są najpowszechniej występującymi formami na wysoczyźnie i mają największy wpływ na ukształtowanie powierzchni terenu. Reprezentują one zarówno typy kemów limnoglacialnych, jak i fluwioglacialnych, o zmiennej dynamice przepływu wód. Najlepiej udokumentowany jest kem typu szczelinowego występujący na południe od stacji PKP w Pasymiu. W jego północnej części znajduje się duża piaskownia, w której zlokalizowany jest zakład produkcyjny cegły silikatowej. W ścianach wyrobiska o wysokości do 10,5 m odsłaniają się poziomo warstwowane piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, pyłowate jasnoszare, z wkładkami mułków piaszczystych o miąższości 0,2–1,0 m i warstwami piasków różnoziarnistych ze żwirami. Łączna miąższość tych osadów miejscami przekracza 30,0 m, w spągu występują żwiry piaszczyste wodnolodowcowe zlodowaceń środkowopolskich. Zarówno w stropie, jak i w brzeźnych partiach tego kemu występują piaski różnoziarniste, pyłowate ze żwirami i pojedynczymi gładzikami, brązowe, o miąższości 0,5–1,5 m, zapewne jest to materiał ablacyjny, który został w wyrobisku zhałdowany. W zdecydowanie większych szczelinach o szerokości 0,8–1,2 km powstały kemy występujące pomiędzy jeziorami Burdąg, Świętajno i Jedwabskie. Wśród osadów dominują piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo i przekątnie z piaskami różnoziarnistymi ze żwirami, miejscami z wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych i mułków piaszczystych. Maksymalna miąższość tych osadów może być większa niż dwadzieścia kilka metrów. Z takich utworów zbudowane są również liczne kemy występujące w sąsiedztwie jezior, w tym duży kem przetańowy znajdujący się w obrębie wysoczyzny wodnolodowcowej na zachód od jeziora Sasek Wielki, oraz ciąg pagórków rozgraniczających wysoczyznę morenową i sandr, na południe od dużego torfowiska „Sołtysek”.

Zupełnie inaczej sytuacja wygląda w północno-wschodnim rejonie badań na północ od Szczytna, gdzie występuje skupisko kemów o bardzo dużym zróżnicowaniu litologicznym, z licznymi zaburzeniami osadów. Kemy zbudowane są przeważnie z piasków drobnoziarnistych, pyłowatych z pojedynczymi żwirami, z warstwami piasków różnoziarnistych oraz z mułków, mułków ilastych i piaszczystych. Sporadycznie występują w nich soczewy lub gniazda żwirów piaszczystych, pyłowatych, z gładzikami. Miąższość tych osadów może wynosić kilkanaście metrów, na przykład na południe od Trelkowa w profilu sondy wykonanej na wzniesieniu (punkt dok. 14) wynosi 12,5 m. W wielu miejscach utwory te przykryte są glinami mułkowatymi, glinami piaszczystymi ze żwirami, o miąższości do 3,2 m

(punkt dok. 13 — tabl. II), na powierzchni terenu występują liczne głazy o średnicy do 1,2 m. W pojedynczych odsłonięciach obserwowano w glinach cechy osadów wodnomorenowych, spływowych, a w pozostałych utworach zaburzenia warstwowania z pionowym ich ustawieniem włącznie. Każdorazowo można to interpretować jako zaburzenia typu kontaktu lodowego, jednak powszechność występowania tych zaburzeń może wskazywać na glacitektoniczną genezę związaną na przykład z nasunięciem lądolodu. W tym rejonie w kierunku wschodnim kulminacje kemów występują na coraz to wyższych wysokościach, do 200,9 m n.p.m.

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i , m i e j s c a m i g ł a z y , t a r a s ó w k e m o w y c h występują w północno-wschodniej części terenu badań pomiędzy torfowiskami a wysoczyzną morenową. Na południe od Trelkówka po wschodniej stronie torfowiska znajduje się ciąg płaskich wzniesień o szerokości do 250 m zbudowanych z piasków drobnoziarnistych, pyłowatych z pojedynczymi żwirami, w stropie z wkładkami piasków różnoziarnistych ze żwirami i gładzikami. Na powierzchni terenu liczne są duże głazy o średnicy do 1,5 m. Miąższość tych osadów jest większa niż wysokość względna pagórków, która wynosi około 20 m. Podobne utwory występują w podwójnym ciągu wzniesień pomiędzy wysoczyzną a torfowiskiem na południowy zachód od Stankowa oraz w strefie o długości do kilkudziesięciu metrów biegnącej wzdłuż torfowiska znajdującego się na południe od Jeziora Linowskiego.

P i a s k i i ż w i r y m o r e n m a r t w e g o l o d u tworzą w większości niewielkie formy o wysokości kilku metrów. Osady są z reguły słabo wysortowane. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi gładzikami, z wkładkami, soczewami lub gniazdami żwirów piaszczystych z gładzikami, pyłowatych. Miąższość tych osadów nie przekracza 7 m. W północno-wschodniej części badanego obszaru w okolicach miejscowości Romany, w sąsiedztwie dużej liczby kemów występuje kilka większych form. W dużym nieczynnym już wyrobisku odsłaniają się warstwowane przekątnie piaski różnoziarniste ze żwirami razem z piaskami drobnoziarnistymi, z pojedynczymi żwirami, jasnoszarymi. Grubsze frakcje osadów zostały już zapewne wybrane. Maksymalna miąższość tych utworów wynosiła około 14 m. Zarówno w dnie wyrobiska, jak i na okolicznych pagórkach znajdują się liczne duże głazy.

G l i n y z w a ł o w e , m i e j s c a m i p i a s k i i ż w i r y , m o r e n m a r t w e g o l o d u zostały wyróżnione dla paleogeograficznego i geomorfologicznego wzbogacenia mapy. W północno-wschodnim rejonie badań, na wschód i południowy wschód od miejscowości Linowo na brzegu zagłębienia wytopiskowego występuje kilka asymetrycznych pagórków o wysokości do 14,0 m. W ich stropie do głębokości 2,5–4,5 m znajdują się gliny piaszczyste, ze żwirami i gładzikami, brązowe nie różniące się litologicznie od glin zwałowych. Poniżej występowały wkładki piasków różnoziarnistych, pyłowatych, ze żwirami. Łączna maksymalna miąższość tych osadów jest większa niż wysokość pagórków i może wynosić kilkanaście metrów. W kilku miejscach, między innymi na wschód od Dębówka w pobliżu jeziora Fręcki i na wschód od Linowa, obok siebie występują pagórki zbudowane z glin zwałowych i z osadów piaszczysto-żwirowych (tabl. II).

Gliny, mułki i gliny mułkowate wodnomorenowe, miejscami gliny zwałowe występują głównie we wschodniej części obszaru badań, ale również w okolicach Jeziora Leleskiego i na południe od Gromu. Osady te charakteryzują się dużą zmiennością litologiczną. Dominują różnego rodzaju gliny od piaszczystych, mułkowatych, słabo zwięzłych, do ilastych zwięzłych, z wkładkami piasków różno- i drobnoziarnistych, pyłowatych. W glinach tych miejscami występują mułki, mułki piaszczyste, z pojedynczymi żwirami i głazikami. W pojedynczych dostępnych odsłonięciach widoczne były cechy strukturalne charakterystyczne dla osadów spływowych. Miąższość tych utworów zwykle jest mniejsza od 2,5 m, na przykład w Kamionku (otw. 52) wynosi 1,0 m a w Szczytnie (otw. 51) 2,5 m, ale maksymalnie może wynosić 9,0 m (165,0–174,0 m n.p.m.) (Lipowa Góra Zachodnia — otw. 54). W niektórych miejscach występują gliny piaszczyste ze żwirami, brązowe, szaro-brązowe, ich litologia nie różni się od typowych glin zwałowych. Utwory gliniaste nie tworzą zwartej pokrywy i w wielu miejscach sąsiadują bądź zazębiają się z piaszczystymi osadami lodowcowymi, wodnolodowcowymi lub wodnomorenowymi. Zarówno ukształtowanie powierzchni terenu, jak i litologia tych osadów wskazują, że powstawały one zapewne wieloetapowo i przy współdziałaniu różnych procesów. Znaczna ich część to gliny spływowe utworzone w strefie deglacjacji arealnej, ale zapewne występują również wśród nich typowe gliny wytopnieniowe. Ze względu na podobieństwo litologiczne wyżej opisanych osadów do glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły w pojedynczych profilach otworów wiertniczych trudno było stwierdzić do jakiego wydzielenia należy przypisać poszczególne gliny. Na mapie geologicznej osady wodnomorenowe zostały wyróżnione na dużym obszarze, by podkreślić dużą zmienność litologiczną utworów występujących w tej strefie.

Piaski, żwiry i piaski pyłowato-żwirowate wodnomorenowe, miejscami wodnolodowcowe lub akumulacji szczelinowej. Na terenie arkusza Szczytno są to przede wszystkim osady wodnolodowcowe. Jednak konieczność dostosowania się do już wydanego arkusza Dźwierzuty (Morawski, 2009b) spowodowała, że przyjęto właśnie takie określenie dla tego wydzielenia. Osady łączy niewątpliwie fakt, że powstały w tym samym początkowym etapie recesji lądolodu, gdy transport materiału był krótki, a wysortowanie osadów słabe. Takie charakterystyczne utwory występują na płaskiej powierzchni znajdującej się na wysokości od około 150 w okolicach Dębówka do 145 m n.p.m. na południowy zachód od Szczytna. Występują tam piaski różno-, gruboziarniste, pyłowate, miejscami zailone, ze żwirami i licznymi głazikami, masywne z wkładkami żwirów pyłowatych. Leżą na drobnoziarnistych starszych osadach wodnolodowcowych i mają do kilku metrów miąższości. Podobne źle wysortowane osady, w stropie z licznymi głazami o średnicy do 0,8 m, znajdują się na wysokości około 149–152 m n.p.m. w przewężeniu pomiędzy jeziorem Gromskim i Sasek Wielki. Na północ od tego miejsca występuje wysoczyzna wodnomorenowa (patrz rozdział Ukształtowanie powierzchni terenu), która kontynuuje się na terenie arkusza Dźwierzuty. Wśród osadów dominują tam piaski drobno- i różnoziarniste z pojedynczymi żwirami, jasnoszare i jas-

nobrazowe o miąższości powyżej dwudziestu kilku metrów. Tego typu osady z większą ilością piasków różnoziarnistych ze żwirami występują w pasie o szerokości około 1,0 km od jeziora Kroninek na północy, wzdłuż zachodniej części Jeziora Leleskiego do obniżenia w którym utworzyło się torfowisko „Sołtysek”, na południowy zachód od Gromu. W okolicach Leleszek i jeziora Kroninek utwory te w wielu miejscach przykrywają gliny piaszczyste o miąższości do 1,5 m. Osady te były akumulowane w szczelinie tworzącej się pomiędzy nie wytopionymi jeszcze bryłami lodu. Kolejna taka szczelina istniała na zachód od Pasymia pomiędzy dwoma odnogami jeziora Kalwa. Utwory które tam powstały nie mają przykrycia glacialnego. W kierunku południowym wyraźnie zmniejsza się średnica ziaren, od piasków różnoziarnistych z wkładkami żwirów piaszczystych z pojedynczymi głazami do piasków drobnoziarnistych z pojedynczymi żwirami i wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych pyłowatych oraz piasków różnoziarnistych ze żwirami. W Pasymiu Ostrowiu (otw. 1) mają 8,0 m miąższości (133,5–141,5 m n.p.m.), maksymalnie może ona dochodzić do kilkunastu metrów. W obrębie równin sandrowych, miejscami znajdują się płaskie wyżej położone fragmenty, gdzie występuje dużo osadów wyraźnie gorzej wysortowanych — piasków różnoziarnistych, pyłowatych z domieszką żwirów i pojedynczymi głazami na powierzchni terenu. Prawdopodobnie są to osady, które zostały akumulowane w początkowych fazach recesji lądolodu, a później zostały zniszczone w wyniku erozji (tabl. II). Granice ich zasięgu zostały w dużej mierze zatarte, dlatego na mapie geologicznej zaznaczono je jako granice przypuszczalne. Trudno też określić ich miąższość, ponieważ z reguły leżą na starszych osadach wodnolodowcowych, ale zapewne nie jest większa niż kilka, kilkanaście metrów. W okolicach jeziora Natać (punkt dok. 32) łącznie ze starszymi osadami wodnolodowcowymi mają 14,5 m miąższości (130,0–145,5 m n.p.m.).

Piaski, mułki i piaski pyłowate plateau kemowych występują jedynie w dwóch miejscach, w sąsiedztwie jeziora Kruninek na wschód od Elganowa i jeziora Fręcki na północ od Dębówka, gdzie znajdują się dość duże wzniesienia o bardzo płaskich powierzchniach położonych od 11,1 do 17,5 m powyżej lustra wody. Zbudowane są one z warstwowanych piasków drobno- i bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych oraz mułków piaszczystych jasnobrązowych, mułków i mułków ilastych brązowych. W okolicach Dębówka (punkt dok. 28) mułki występują do głębokości poniżej 10,0 m i mają powyżej 8,4 m miąższości (tabl. II). Nieco dalej na północ (otw. 36) w spągu piasków drobnoziarnistych o miąższości 9,7 m do głębokości 14,0 m (136,0–150,0 m n.p.m.) występują żwiry szare, leżą one na glinach zwałowych stadiału górnego (głównego).

Gliny, mułki i piaski pyłowate wytopiskowe występują w dnach zagłębień położonych na obszarze wysoczyzny w północno-wschodniej części omawianego obszaru. Są to gliny piaszczyste i mułkowate ze żwirami i głazikami, mało zwięzłe, szare, z wkładkami piasków różnoziarnistych, pyłowatych, ze żwirami oraz mułki i mułki piaszczyste ciemnoszare o miąższości do kilku metrów. Na południe od Szczytna w obniżeniu pomiędzy równiną sandrową a rozległym torfowis-

kiem, na wschód od jeziora Sasek Mały, występują gliny mułkowate i mułki z pojedynczymi żwirami, brązowe, szaro-brązowe o miąższości do kilku metrów.

Piaski, miejscami piaski żwirowate, wodnolodowcowe (sandrowe) występują w środkowej i południowej części terenu arkusza Szczytno oraz w pobliżu jezior: Sasek Wielki, Gromskie i Okrągłe, aż do północnej granicy badanego obszaru. Przeważają piaski drobnoziarniste z pojedynczymi żwirami oraz piaski różnoziarniste o zmiennej zawartości frakcji grubszych do żwirów piaszczystych z gładzikami włącznie. Charakterystyczny jest wzrost zawartości frakcji drobniejszych w kierunku południowym, choć w pobliżu jezior lub wytopisk zwiększa się również ilość piasków różnoziarnistych ze żwirami. Maksymalna miąższość osadów sandrowych jest trudna do oszacowania, gdyż na większości obszaru występują na starszych utworach wodnolodowcowych. Można przyjąć, że nie przekracza 15 m. Nie wiadomo czy w profilu sondy (punkt dok. 33) nie występują osady starsze, ale piaski humusowe zlodowacenia Wisły (rozdzielające osady wodnolodowcowe zlodowacenia Warty i Wisły) znajdują się na głębokości 13,0 m (tabl. II), poniżej występują utwory wodnolodowcowe zlodowacenia Warty. W okolicach Pidunia (otw. 82) piaski drobnoziarniste, pyłowate żółte i jasnobrązowe, w spągu z piaskami różnoziarnistymi ze żwirami, szarymi, szaro-brązowymi, leżą na glinach zwałowych i mają 6,3 m miąższości (139,7–146,0 m n.p.m.). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R ma wartość 0,69, przy niewielkiej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (48,8%) nad obtoczonymi (34,8%) i znacznej nad kanciastymi (16,4%). W składzie minerałów ciężkich granaty (40,8%) dominują nad amfibolami (27,3%) i epidotem (19,5%) (Fert, Makarewicz, 2008). Stosunkowa duża ilość ziaren kwarcu obtoczonego oraz przewaga granatów nad amfibolami świadczą o długim transporcie materiału.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Do czwartorzędu nierozdzielonego zaliczono piaski eoliczne, rezydium glin zwałowych oraz piaski i gliny deluwialne, które były akumulowane pod koniec zlodowacenia Wisły i w czasie holocenu.

Piaski eoliczne w wydmacach. Na terenie arkusza Szczytno znajdują się jedynie dwie wydmy, które powstały w bardzo sprzyjającym miejscu, pomiędzy Jeziorem Leleskim na zachodzie, Gromskim na południu i tarasem kemowym na północy. Występują tam piaski drobnoziarniste, miejscami z pojedynczymi żwirkami, żółte, jasnoszare. Maksymalna miąższość tych utworów jest nieco mniejsza niż wysokość względna form i wynosi około 10 m.

Piaski, żwiry i głązy rezydualne zachowały się na płaskich fragmentach wysoczyzny w północno-wschodnim rejonie badań. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, pyłowate, z wkładkami żwirów pyłowatych z gładzikami, o łącznej miąższości 0,6–1,8 m. Na powierzchni terenu licznie występują głązy o średnicy do 1,5 m.

Gliny i piaski deluwialne występują w licznych obniżeniach znajdujących się na obszarze wysoczyzny morenowej. Są to gliny piaszczyste, silnie piaszczyste, ze żwirami i głazikami, z wkładkami piasków różnoziarnistych, pyłowatych. Mimo podobieństwa litologicznego do otaczających je glin wykazują znacznie mniejszą spoistość. Ich miąższość wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do 1,5 m, miejscami do kilku metrów. W północno-wschodnim rejonie badań, gdy występują w długich wąskich dolinkach wkładki piasków różnoziarnistych ze żwirami mają większą miąższość i miejscami wykazują cechy przemywania przez wody cieków okresowych.

Piaski deluwialne występują w obniżeniach terenu znajdujących się na obszarze wysoczyzn wodnolodowcowych i równin sandrowych. Są to piaski różnoziarniste, drobnoziarniste, pyłowate z pojedynczymi żwirami, z cienkimi wkładkami piasków ze żwirami, przeważnie ich miąższość nie przekracza 1,8 m. W miejscach, gdzie różnica wysokości jest większa, na przykład na zachód od jeziora Sasek Wielki w obniżeniu pod piaskami drobnoziarnistymi na głębokości 4,1 m znajdowała się wkładka namułów piaszczystych z domieszką humusu, ciemnoszara. W osadzie Kobyłocha (otw. 27) piaski drobnoziarniste żółte mają 5,0 m miąższości (135,0–140,0 m n.p.m.) i leżą na namułach torfianych. Po zachodniej stronie jeziora Sasek Wielki u wylotu dolinki denudacyjnej piaski różnoziarniste, jasnoszare, o miąższości 1,2 m, występują powyżej torfów.

### c. Holocen

Kreda jeziorna i gytie występują jedynie pod torfami, w miejscach starych zarośniętych jezior. Są to najczęściej gytie detrytusowe i wapienne o zawartości węgla wapnia 50–75%. Ich maksymalna miąższość wynosi około 7 m. Złoże kredy jeziornej o maksymalnej miąższości do 4,5 m zostało udokumentowane pod torfami na północny zachód od Jeziora Sędańskiego.

Piaski humusowe, piaski i namuły denudacyjnych cieków okresowo przepływowych występują głównie w dolinie Saski odwadniającej jezioro Gromskie i Sasek Wielki, w dolinie Strugi wypływającej z jeziora Kalwa oraz kilku mniejszych ciekach, między innymi na południe od Szczytna. Są to piaski różnoziarniste, drobnoziarniste z pojedynczymi żwirami, z różną zawartością rozproszonej substancji humusowej, szare, ciemnoszare, miejscami z wkładkami namułów szarych. Miąższość tych osadów wynosi co najmniej 1,4–1,8 m, ponieważ właśnie na tej głębokości niejednokrotnie występowały okruchy zbutwiałego drewna.

Piaski i mułki jeziorne występują wokół większości jezior, w strefie o szerokości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Są to przemyte piaski różnoziarniste, przeważnie średnio- i gruboziarniste, z domieszką żwirów. Miejscami w piaskach tych występują wkładki mułków piaszczystych szarych. W związku z obniżeniem poziomu wody w Jeziorze Gromskim odsłoniła się płaska powierzchnia o szerokości do 180 m, zbudowana z piasków drobno- i średnioziarnistych, a w pobliżu krawędzi wysoczyzny nawet z piasków różnoziarnistych ze żwirami i głazikami, szarych i jasnosza-

rych. Miąższość tych utworów może dochodzić do kilku metrów. Ponieważ nie były badane osady denne jezior na przekrojach geologicznych wydzielenie to zostało wrysowane schematycznie.

Namuly piaszczyste i namuly torfiaste wypełniają szereg zagłębień znajdujących się na powierzchni zarówno sandru i wysoczyzny, jak i w dnach dolin. Ich miąższość z reguły jest niewielka i wynosi 0,5–1,6 m, ale miejscami, tak jak na przykład w okolicach miejscowości Dzierzki (punkt dok. 38), gdzie namuly torfiaste razem gytiami występują poniżej torfów — 7,2 m (120,5–127,7 m n.p.m.) (tabl. II). W osadzie Kobyłocha nad jeziorem Sasek Wielki (otw. 27) namuly z torfami występują pod piaskami deluwialnymi, ich miąższość wynosi 10,0 m (125,5–135,5 m n.p.m.).

Torfy dość powszechnie występują na terenie arkusza Szczytno. Misy pojezierne wypełniają ciemnobrunatne i czarne torfy turzycowe i trzcinowo-turzycowe, miejscami podścielone brązowymi słabo zdiagenezowanymi torfami mszystymi, o miąższości do kilku metrów. Gdy występują na gytiach ich miąższość jest znacznie mniejsza i wynosi od 0,7 do 1,8 m. Na równinie sandrowej, w zagłębieniach występujących wzdłuż lokalnych cieków pokrywy torfów są cieńsze, ich miąższość wynosi 0,5–1,6 m i przeważają torfy drzewne, drewno-sfagnowe i mszyste.

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Szczytno znajduje się na zachodnim skraju anteklizy mazursko-suwańskiej (Kotański, 1977), w pobliżu wąskiej strefy głębokich zaburzeń tektonicznych związanych z obniżaniem się podłoża. Strefa tych zaburzeń ma kierunek NNE–SSW. Jest ona określana jako strefa międzyłobowa (Morawski, 2006b, 2008). Została wyznaczona w północno-zachodniej części terenu badań, w okolicach jeziora Kalwa, rozdziela prowincję paleogeograficzną mazurską i warmińską (Morawski, 2005c).

Na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. IV) przedstawiono ukształtowanie powierzchni stropu osadów podczwartorzędowych. Został on wykonany w oparciu o profile pięciu otworów wiertniczych z terenu arkusza oraz czterech z bezpośredniego sąsiedztwa. Trzeba go jednak traktować jako bardzo ogólny, ponieważ we wszystkich otworach znajdujących się na badanym obszarze pod utworami czwartorzędu występują zaburzone glacitektonicznie ily, a o wielkości tych zaburzeń możemy wnioskować tylko pośrednio. Mało przydatne okazały się wyniki badań geoelektrycznych (Okrasa, 2006, 2008), bo mimo że granica pomiędzy osadami czwartorzędu i neogenu powinna być dobrze rozpoznawalna, otrzymano bardzo dużą różnicę pomiędzy badaniami pierwotnymi, a reinterpretacją. Dodatkowa trudność wynika z interpretacji mapy anomalii grawimetrycznych (Wójcicki, 2008), ponieważ spiętrzone ily neogenu, których miąższość może dochodzić do około 100 m (otw. 82 — Piduń), dają podobną anomalię dodatnią jak nagromadzenie glin zwałowych, na przykład w zagłębieniu egzarcyjnym.

Podobne wątpliwości co do ogólności szkicu w południowo-wschodniej części terenu arkusza Dźwierzuty zgłaszał Morawski (2009b), dlatego szkice w tej części nie są zgrane ze sobą. Nie ma pod-

staw do sugerowania, że podłoże w tym rejonie znajduje się powyżej 80 lub nawet 100 m n.p.m. Przyjęto, że w północno-zachodniej części badanego obszaru, pod rynną zachodniej części jeziora Kalwa, może istnieć uskok o kierunku NNE–SSW, który może być kontynuacją zaburzeń tektonicznych „strefy międzylobowej” z rejonu Jeziora Giławskiego (ark. Dźwierzuty). W tym rejonie występuje duża deniwelacja podłoża czwartorzędowego (powyżej 125 m). Na południe od Pasymia łąki neogeńskie są spiętrzone do wysokości około 55 m n.p.m., a w otworze kartograficznym Kośno (ark. Jedwabno), odległym o 2,5 km od zachodniej granicy terenu arkusza Szczytno, spąg osadów czwartorzędowych występuje na wysokości do 79,5 m p.p.m. (Lichwa, 2009). Otwór ten znajduje się w głębokim obniżeniu podłoża. Jeszcze w głębszym obniżeniu (sięgającym poniżej 120 m p.p.m.) znajduje się otwór 16 — Szymanki (ark. Wielbark) odległy o 4,3 km od południowej granicy badanego obszaru (Lichwa, 2002). Do głębokości 252,5 m nie udało się w nim przewiercić utworów czwartorzędowych. Można przypuszczać, że obniżenie to powstało w wyniku erozji wód subglacjalnych nad strefą nieciągłości pionowych (Morawski, 2009a). Lichwa (2002) sugeruje takie rozwiązanie, ale nie przedstawia żadnych uskoków. To głębokie obniżenie musi znajdować się również na obszarze arkusza Szczytno, dlatego na szkicu (tabl. IV) zaprezentowano jedną z możliwych interpretacji zakładającą, że kontynuuje się ono pod rynnami jeziora Sawica i rzeki Saski. Z obniżeniem tym być może związany jest również zespół uskoków o generalnym kierunku N–S, który kontynuuje się w kierunku północnym, jego przedłużeniem jest stwierdzony badaniami sejsmicznymi (Morawski, 2008) asymetryczny fałd zbudowany z osadów plejstocenu i neogenu. Jego szerokość wynosi około 500 m a amplituda powyżej 50 m. Strefa zaburzeń osadów związana z tym fałdem sięga do głębokości około 250 m (ok. 120 m p.p.m.). Poszczególne uskoki ułożone „kulisowo” o kierunku NNE–SSW nawiązują do współczesnej rzeźby terenu (np. przebiegu rynien subglacjalnych lub tarasów kemowych) oraz ciągów grawimetrycznych anomalii dodatnich (Wójcik, 2008). Strefa tych nieciągłości wyraźnie oddziela zarówno obszary o odrębnej budowie geologicznej (przekrój geologiczny A–B, tabl. II), jak i występowania odmiennych form geomorfologicznych (tabl. I). Uskoki te mogły być w starszym plejstocenie wielokrotnie odnawiane w wyniku ruchów neotektonicznych i glaciostatycznych. Należy jednak przyjąć, tak jak Morawski (2009b), że uskoki te, to raczej strome fleksury czy strefy ugięć, które na przekrojach geologicznych, uwzględniając przewyższenia, przedstawione zostały jako linie pionowe.

We wszystkich otworach kartograficznych występują zaburzone glacitektonicznie łąki. W skład tych zaburzeń wchodzi bardzo liczne uskoki, powierzchnie ścięć, lustra tektoniczne o upadach od około 20 do prawie 90°, miejscami systemy uskoków towarzyszących i pojedyncze asymetryczne fałdy przyuskokowe, o promieniu do 70 cm. Taki układ zaburzeń oraz fakt, że w okolicach Pidunia (otw. 82) miąższość tych łąk przekracza 100 m, wskazuje na spiętrzenie osadów. Przyjęto, że są to ponasuwane na siebie łuski tektoniczne tworzące dupleks kontrakcyjny, podobnie jak to wynika z badań sejsmicznych okolic Orłowa na północ od Nidzicy, gdzie zaburzenia glacitektoniczne sięgają do głębokości 250–300 m (Morawski, 2005b, 2006a). Nasunięcia te powstały prawdopodobnie w wyniku

pionowego nacisku lądolodu na podłoże, dlatego trudno jest określić ich kierunki na podstawie punktowych danych z wierceń. Na przekroju geologicznym C–D (tabl. II) przyjęto wergencję nasunięć ku północy tak, jak to zaprezentowano w reinterpretacji przekrojów geoelektrycznych (Okrasa, 2008). Pamiętać trzeba o podanych wyżej zastrzeżeniach dotyczących wyników badań geoelektrycznych oraz o tym, że linia przekroju prawdopodobnie nie przecina prostopadle tych struktur tak, jak to przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym w części południowo-zachodniej badanego obszaru (tabl. IV). Generalnie przyjęto, że osady zostały nasunięte z obszarów obniżonego podłoża czwartorzędu, gdzie lądolód mógł wkraczać najpierw i miał większą miąższość, do miejsc gdzie podłoże znajdowało się znacznie wyżej. Bardzo trudno jest również określić wiek tych zaburzeń, ponieważ praktycznie nie ma osadów pozwalających jednoznacznie usytuować je stratygraficznie. Zapewne najbardziej do ich powstania przyczyniły się lądolody zlodowaceń najstarszych i południowopolskich. W czasie zlodowacenia Sanu 1 lądolód ścinał już prawdopodobnie spiętrzone osady ilaste neogenu, o czym świadczyć może duża liczba kier iłów w glinach zwałowych tego okresu.

Na obszarze wysoczyzny w północno-wschodnim rejonie badań w kilku odsłonięciach widoczne są zaburzenia glacitektoniczne, takie jak fałdy ciągnione czy uskoki odwrócone. Wskazują one na znaczny udział nacisków poziomych, związanych z ruchem lądolodu. W każdym przypadku można je uznać za zaburzenia sedymentacyjne strefy kontaktu lodowego o lokalnym znaczeniu. Jednakże znajdują się one w strefie, w której miąższość glin zwałowych jest bardzo duża, a osady drobnoziarniste leżą najwyżej, do 200 m n.p.m., ponadto kulminacje form zbudowanych z tych osadów stopniowo w kierunku wschodnim położone są coraz wyżej. Trudno przyjąć wyjaśnienie, że jest to spowodowane tylko inwersją morfologiczną. Przesłanki te nie są wystarczające do jednoznacznych ustaleń, ale prawdopodobnie przy ich powstaniu duży wpływ miały glacitektoniczne przesunięcia i spiętrzenia osadów w rejonie najwyższych wzniesień, związane z nasunięciem ostatniego lądolodu ze zlodowacenia Wisły. Na możliwość istnienia spiętrzeń glacitektonicznych w obrębie Gór Jabłońskich, znajdujących się na terenie sąsiedniego arkusza Świętajno (Żuk, 2000), wskazują również bardzo duże gradienty pola grawimetrycznego. Osobnym zagadnieniem jest, czy takimi przesunięciami osadów z zagrzebanymi bryłami martwego lodu w rynnach subglacjalnych można wyjaśnić kształt Jeziora Leleskiego i położenie izobat o największych wartościach.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na obszarze arkusza Szczytno w oligocenie akumulacja początkowo odbywała się w zbiorniku morskim, w czasie krótkotrwałej recesji były akumulowane osady wód brakicznych a następnie śródlądowych (tab. 2). Z ponowną (i ostatnią na tym terenie) transgresją morską następuje sedymentacja facji glaukonitowych. W miocenie w związku z wynurzeniem się obszaru, zatoka morska przekształciła się w zbiornik śródlądowy, w którym powstały osady z węglem brunatnym, a później,

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 2

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro			
d	H o l o c e n			Torfy — $t Q_h$	Akumulacja organiczna
				Namuly torfiaste — $nr Q_h$	Akumulacja organiczna i mineralna w zagłębieniach terenu
ę				Namuly piaszczyste — $np Q_h$	Akumulacja mineralna w zagłębieniach terenu
				Piaski i mułki jeziorne — $li pm Q_h$	Erozja brzegów jezior i akumulacja w zbiornikach
z				Piaski humusowe, piaski i namuly den dolinnych i cieków okresowo przepływowych — $ph Q_h$	Erozja i akumulacja mineralna i organiczna rzeczna oraz w zagłębieniach terenu
				Gytie — $gy Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna na dnie jezior
r				Kreda jeziorna — $kj Q_h$	
				Piaski deluwialne — $d Q_p$	Rozmywanie materiału na stokach i akumulacja w obniżeniach, lokalnie przemieszczanie materiału przez wody płynące w obniżeniach
o				Gliny i piaski deluwialne — $d Q_g$	Rozmywanie glin zwałowych na płaskich wzniesieniach
				Piaski, żwiry i głązy rezydualne — $r pżgl Q_p$	Rozmywanie glin zwałowych na płaskich wzniesieniach
t				Piaski eoliczne w wydmach — $e Q_p^{\text{w}}$	Akumulacja eoliczna
				Piaski, miejscami piaski żwirowate, wodnolodowcowe (sandrowe) — $fg Q_p^{B3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
e	n	p ó ł n o c n o p o ł s k i e	S t a d i a ł g ó r n y	Gliny, mułki i piaski pyłowate wytopiskowe — $b Q_p^{B3}$	Akumulacja zbiornikowa, miejscami akumulacja lodowcowa, grawitacyjna
				Piaski, mułki i piaski pyłowate plateau kemowych — $pk Q_p^{B3}$	Spokojna akumulacja zbiornikowa w sąsiedztwie brył martwego lodu
r	c			Piaski, żwiry i piaski pyłowato-żwirowate wodnomorenowe, miejscami wodnolodowcowe lub akumulacji szczelinowej — $fgg Q_p^{B3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe w początkowych etapach deglacji
				Gliny, mułki i gliny mułkowate wodnomorenowe, miejscami gliny zwałowe — $fgg Q_p^{B3}$	Akumulacja lodowcowa — wytopianie łądolodu, akumulacja grawitacyjna i spływowa
a	o			Gliny zwałowe, miejscami piaski i żwiry, moren martwego lodu — $gm Q_p^{B3}$	Akumulacja grawitacyjna, spływowa i przez wody lodowcowe przy bryłach martwego lodu
				Piaski i żwiry moren martwego lodu — $gm Q_p^{B3}$	
w	s			Piaski i piaski ze żwirami, miejscami głązy, tarasów kemowych — $tk Q_p^{B3}$	Akumulacja w przetainach pomiędzy bryłami martwego lodu a wysoczyzną
				Piaski, mułki i piaski żwirowate kemów — $k pm Q_p^{B3}$	Akumulacja w bardzo różnych zagłębieniach łądolodu
z	j			Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej, miejscami ozów — $gs Q_p^{B3}$	Akumulacja w poszerzających się szczelinach lodowcowych, miejscami w tunelach lodowcowych
				Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — $g pż Q_p^{B3}$	Akumulacja lodowcowa i przez wody krążące w łądolodzie
C	P	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o ł s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	Gliny zwałowe — $g gw Q_p^{B3}$	Akumulacja lodowcowa
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^B$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
P	i			Piaski, mułki, żwiry i głązy kemów — $k pm Q_p^B$	Akumulacja w zagłębieniach i przetainach łądolodu
				Piaski i żwiry moren czołowych — $gc Q_p^B$	Akumulacja w strefie czoła łądolodu
l	e			Mułki i piaski zastoiskowe — $b mp Q_p^B$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
				Gliny zwałowe — $g gw Q_p^B$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa
o				Piaski i piaski humusowe rzeczno-peryglacialne, miejscami piaski i namuly jeziorne — $f-pg Q_p^B$	Erozja i akumulacja rzeczna, wód roztopowych, miejscami w zbiornikach jeziornych

C z P l e j s t o c e n e n d	z a r z e n d	P o ł n o w o p o l s k i e	Złodowacenia środkowopolskie	Złodowacenie Warty	Stadiał środkowy	Piaski, piaski żwirowate i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{W2}$ Mulki i piaski pyłowate zastoiskowe — $mp_{py}^b Q_p^{W2}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{W2}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{W2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym Egzaracja i akumulacja lodowcowa Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
				Złodowacenie Odry	Stadiał dolny	Mulki piaszczyste i piaski pyłowate zastoiskowe — $mp^b Q_p^{W1}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{W1}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{W1}$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja i akumulacja lodowcowa
				Złodowacenie dolny	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{O3}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{O3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja i akumulacja lodowcowa
				Złodowacenie Sanu 2	Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{O1}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{O1}$ Piaski wodnolodowcowe — $fg Q_p^{O1}$ Mulki i piaski zastoiskowe — $mp^b Q_p^{O1}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja i akumulacja lodowcowa Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
				Złodowacenie Sanu 1	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^G$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^G$ Mulki i piaski zastoiskowe — $mp^b Q_p^G$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja i akumulacja lodowcowa Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
				Złodowacenie Nidy	Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{S3}$ Piaski i mulki zastoiskowe — $pm^b Q_p^{S3}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{S3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym Egzaracja i procesy glacictektoniczne w czasie transgresji, akumulacja lodowcowa
				Złodowacenie Narwi	Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^{S1}$ Mulki piaszczyste zastoiskowe — $mp^b Q_p^{S1}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{S1}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym Egzaracja i akumulacja lodowcowa
				Złodowacenie najstarsze	Złodowacenie Narwi	Piaski z wkładkami żwirów wodnolodowcowe — $fg Q_p^N$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^N$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja i procesy glacictektoniczne w czasie transgresji, akumulacja lodowcowa
				Złodowacenie najstarsze	Złodowacenie Narwi	Mulki i piaski zastoiskowe — $mp^b Q_p^A$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_p^A$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^A$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja i procesy glacictektoniczne w czasie transgresji lądolodu, akumulacja lodowcowa
						Gliny zwałowe i mulki plejstoceny (starsze) jako kry w glinach zwałowych plejstoceny (młodszych — złodowacenia Sanu 1 i Wisły) — $Q_p$ Iły neogenu jako kry w utworach plejstoceny — $Ng Q_p$ Piaski i mulki paleogenu jako kry w utworach plejstoceny — $Pg Q_p$	Oderwanie i przemieszczenie osadów

Neogen	Miocen		Iły, piaski i mułki, miejscami węgiel brunatny — <sub>ip</sub> M	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych, później erozja i denudacja
Paleogen	Oligocen		Piaski, piaski i mułki glaukonitowe oraz iły — <sub>p</sub> Ol	Akumulacja morska i śródlądowa

w coraz to spokojniejszych warunkach, były akumulowane iły, często o charakterystycznych „pstrych” barwach. Pod koniec neogenu nastąpiło wydzwignięcie terenu i rozpoczęła się erozja i denudacja, jednak na obszarze badań nie stwierdzono osadów z okresu preglacjalnego.

Łądolód zlodowacenia Narwi w czasie transgresji pogłębił i poszerzył napotkane zagłębienia w podłożu. W spągu utworów lodowcowych, które powstały po jego wytopieniu, występują kry osadów paleogenu, które przywarte do stopy łądolodu mogły być transportowane na znaczne odległości. Natomiast ilaste osady neogenu zostały ścięte (odkute) od podłoża i ponasuwane na siebie w postaci łusek tektonicznych. Wielokrotnie mniejsze łuski (kry) zostały wciągnięte w obręb masy łądolodu i tam dodatkowo zaburzone glacitektonicznie. Być może erozja i akumulacja wód subglacjalnych, która miała miejsce już w czasie tego zlodowacenia doprowadziła do powstania głębokiej rynny w miejscu istniejącej strefy uskokowej w południowej części omawianego terenu. W czasie deglacjacji na obszarach wyniesionych utwory lodowcowe zostały silnie zniszczone, co spowodowało ich prawie całkowite usunięcie. Rozcięte zostały również osady neogenu, czego dowodem może być obecność wkładek ilów „pstrych” w żwirach wodnolodowcowych z tego okresu. Niewielkie zagłębienia wypełnione zostały utworami zastoiskowymi.

Podobne procesy zaszły w czasie zlodowacenia Nidy. Nasuwający się łądolód zniszczył osady podłoża. Być może uaktywniły się strefy uskokowe w wyniku glaciizostazji. Wody subglacjalne ponownie mogły rozcinać starsze osady, a rynna powstała w wyniku ich erozji była zasypywana materiałem niesionym przez wody roztopowe. Na wschód od tej strefy w miejscu obniżonego podłoża łądolód mógł pozostawać dłużej i mogły wytopić się dużej miąższości osady lodowcowe. Natomiast na zachód od tej strefy, powstał szlak odpływu wód roztopowych, które całkowicie rozmyły osady lodowcowe. Prawdopodobnie również w tym okresie nastąpiło glacitektoniczne złuszkowanie i spiętrzenie ilastych osadów neogenu.

Łądolód zlodowacenia Sanu 1 nasunął się dwukrotnie. W czasie pierwszej transgresji łądolód egzarował podłożę, później były akumulowane niedużej miąższości osady lodowcowe a w zagłębieniach powstały małe zastoiska. Wody roztopowe zaznaczyły swą działalność jedynie w środkowej części obszaru. Drugi łądolód zdecydowanie silniej niszczył podłożę, doprowadził do spłaszczenia i wyrównania znacznej części powierzchni terenu. W kilku miejscach zaznaczyły się procesy glacitektoniczne. W czasie jego recesji w zagłębieniach terenu były akumulowane osady zastoiskowe, a w środkowej i zachodniej

części badanego obszaru odtworzony stary szlak wód roztopowych, które całkowicie rozmyły utwory lodowcowe. W tym miejscu w początkowym etapie transgresji następnego lądolodu — zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), w rozległym zastoisku były akumulowane osady zastoiskowe. Lądolód egzarował podłoże a po jego wytopieniu pozostały jedynie cienkie płyty utworów lodowcowych, które były później niszczone przez wody roztopowe, działające we wschodniej i centralnej części omawianego obszaru. Osady interglacjału wielkiego na terenie arkusza Szczytno nie zostały stwierdzone.

Na początku transgresji lądolodu zlodowaceń środkowopolskich zarówno w części wschodniej obszaru arkusza Szczytno, jak i na terenach sąsiednich arkuszy, na wschodzie, południu i zachodzie, w rejonie obniżen podłoża czwartorzędowego powstało rozległe zastoisko, w którym były akumulowane mułki i ropy znacznych miąższości. Lokalnie, w okolicach Szczytna, w miarę zbliżania się lądolodu były akumulowane osady wodnolodowcowe. W czasie zlodowacenia Odry lądolód wkroczył na teren arkusza Szczytno prawdopodobnie dwukrotnie, ale utwory lodowcowe po jego wytopieniu były na tyle intensywnie niszczone przez wody roztopowe, że zachowały się jedynie bardzo niewielkie ich fragmenty. Ponownie odtworzony został stary szlak odpływu wód i były akumulowane piaszczyste osady wodnolodowcowe z dość wyraźnymi dwoma poziomami bruku. W czasie zlodowacenia Warty lądolód również nasunął się dwa razy i pozostawił dwa poziomy glin zwałowych. Po recesji pierwszego lądolodu miała miejsce erozja wód roztopowych, była ona na tyle intensywna, że po starej wysokości pozostały jedynie niewielkie odizolowane fragmenty. W końcowym etapie recesji, w części centralnej badanego obszaru, w miejscu starego szlaku odpływu wód oraz w niewielkich zagłębieniach istniejących w obrębie osadów lodowcowych były akumulowane utwory zastoiskowe. W miarę postępującej transgresji drugiego lądolodu były akumulowane piaski wodnolodowcowe, ich cechy wskazują na coraz krótszy transport. W czasie recesji tego lądolodu, początkowo w spokojnych warunkach były akumulowane osady zastoiskowe, a następnie wody roztopowe rozcięły starsze utwory i ponownie odtworzyły stary szlak odpływu, doprowadzając do powstania rozległych pokryw sandrowych.

Utwory interglacjału eemskiego na badanym obszarze nie zostały stwierdzone, lecz na początku transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły nastąpiło prawdopodobnie gwałtowne wezbranie wód, które niszcząc osady organiczne, transportowały je na niewielkie odległości na dość dużym obszarze. Powstały lokalne zbiorniki, w których były akumulowane namuły z przemieszanymi osadami organicznymi, pochodzącymi również z rozmywania węgla brunatnego będącego jednym ze składników kier osadów mioceńskich. Te kry musiały znajdować się na niezbyt dużej głębokości, ponieważ transport redeponowanych części organicznych był krótki, o czym świadczy dobry stan zachowanych sporomorf. W czasie zlodowacenia Wisły lądolód nasunął się dwukrotnie, najprawdopodobniej w stadiale górnym (głównym). Drugie nasunięcie miało zapewne charakter lokalnej oscylacji, obejmującej również tereny położone na wschód — obszar arkusza Świętajno (Żuk, 1999, 2000), ponieważ na północ od badanego terenu na obszarze arkusza Dźwierzuty stwierdzono występowanie tylko jednego poziomu

lodowcowego (Morawski, 2009b, c). Na zachód od Olsztyńka również były opisywane lokalnie transgresywne (do 20 km) epizody glacialne o trudnej do sprecyzowania randze (Gałązka i in., 2006). Starszy lądolód, związany zapewne z maksymalnym zasięgiem tego zlodowacenia, przekroczył nieznacznie południową granicę badanego obszaru. Prawdopodobnie oparł się o Zielone Góry znajdujące się około 1 km na południe od jeziora Sasek Mały. Jezioro wraz z rozległym torfowiskiem położonym na wschód od niego to zapewne zagłębienie wytopiskowe (końcowe) związane z postojem lądolodu w jego maksymalnym zasięgu. Trudność w określeniu tego zasięgu wiąże się z całkowitym zniszczeniem osadów marginalnych przez wody roztopowe, które w części centralnej (w miejscu starego szlaku odpływu) rozmyły również utwory lodowcowe. Jedyna niewielka morena czołowa została wyróżniona tylko po to, by nie było niezgodności na styku arkusza Szczytno i Wielbark (Lichwa, 2003). Przyjęto, że maksymalny zasięg wyznaczają rynny subglacialne, a rynna jeziora Rękowe znajduje się w północnej części terenu arkusza Wielbark, w odległości 3,3 km od granicy. Brak form marginalnych może być spowodowany również i tym, że początkowo deglacjacja była arealna i miała spokojny przebieg. We wschodniej części badanego terenu, na południe i północ od Szczytna, zachował się obszar, w którym występują ślady wskazujące na to, że lądolód rozpadł się na szereg brył, pomiędzy którymi w zagłębieniach były akumulowane dużej miąższości osady drobnoziarniste. Po wytopieniu się tych brył powstały liczne pagórki kemów i małych moren martwego lodu. Dopiero później wody roztopowe intensywnie niszczyły osady lodowcowe.

Oscylacja lądolodu prawdopodobnie nie objęła południowo-wschodniego fragmentu badanego obszaru, gdzie występują jedynie ostańce erozyjne starszej wysoczyzny, w obrębie których zachowały się pagórki kemów. Ponieważ formy marginalne, tak jak poprzednio zostały rozmyte, trudno jest precyzyjnie określić jej zasięg. Ze względu na odmienne ukształtowanie powierzchni terenu w części wschodniej oraz środkowej i zachodniej badanego terenu można sądzić, że nasunięcie nie było frontalne od północy, lecz lądolód posuwał się dwoma małymi lobami, jeden od północy i północnego-zachodu od opisywanej przez Morawskiego (2009b) strefy międzylobowej, a drugi od północnego-wschodu, rozgraniczaniem (rozłamaniem lądolodu) była rynna Jeziora Sasek Wielki.

W części zachodniej lądolód dotarł do okolic Jedwabnego, gdzie już geolodzy niemieccy (Gagel, Müller, 1897) wyznaczyli półkolistą strefę marginalną. Objął on swym zasięgiem jezioro Świętajno i Brajnickie, wytopisko z torfowiskiem „Sołtysek” i rejon na południowy wschód od wioski Grom. W tym ostatnim rejonie wkroczył na zasypane osadami wodnolodowcowymi nie wytopione bryły martwego lodu zagrzebane w starszej rynn timer subglacialnej. Po wytopieniu się lodu powstała specyficzna forma, z trzema jeziorami o zakrzywionych kształtach i stromych brzegach, w której gliny zwałowe mają stałą miąższość, około 4 m i występują na osadach wodnolodowcowych zarówno na wysoczyźnie, w krawędzi, jak i w obniżeniach tuż przy jeziorach (przekrój geologiczny A–B). Wskazuje to jednoznacznie, że najpierw wytopił się lądolód z oscylacji i były akumulowane osady lodow-

cowe, które utworzyły ciągłą pokrywę na całym omawianym terenie, a dopiero później wytopiły się bryły zagrzebanego lodu, co doprowadziło do zakrzywienia morfologii i powstania mis jeziornych. Na południe od tych jezior występują dwa duże pagórki moren martwego lodu, które być może były częścią większego ciągu form marginalnych. Być może z tym nasunięciem trzeba wiązać przemieszczenie brył lodu zagrzebanych w starszej rynnie subglacjalnej Jeziora Leleskiego, które doprowadziło do zakrzywienia kształtu misy jeziornej powstałej po wytopieniu przesuniętych brył lodu. Spiętrzone zostały również osady występujące pod lądolodem w strefie od miejscowości Burdąg do Witowa, gdzie powierzchnia wysoczyzny morenowej znajduje się na wysokości do 170 m n.p.m. Lądolód w północno-zachodniej części obszaru wytapiał się przez dłuższy czas w spokojnych warunkach, co spowodowało że po jego ustąpieniu powstała typowa, pagórkowata wysoczyzna morenowa. W czasie wytapiania powstały dwa małe ozy. Zupełnie inaczej procesy przebiegały w części wschodniej, gdzie lądolód zapewne spiętrzył osady drobnoziarniste i na taki nierówny obszar nasunął się już tylko cienkimi jezorami. Mogły one dotrzeć do kilku dużych, starszych kemów znajdujących się na południe od Szczytna, gdzie występuje szereg niewielkich pagórków moren martwego lodu u podnóża większych kemów. W tym rejonie dominowały spływy osadów wodnomorenowych z brył stagnującego lądolodu, którym towarzyszyły przepływy wód roztopowych. Pomiedzy tymi bryłami w lokalnych zbiornikach były akumulowane osady drobnoziarniste kemów, w przetainach — plateau kemowego, pomiędzy bryłami a wysoczyzną — tarasów kemowych, a na skraju tych brył — moren martwego lodu. O tym, że deglacjacja na obu obszarach przebiegała inaczej może świadczyć fakt, że w części zachodniej na powierzchni terenu jedynie sporadycznie występują duże głazy, natomiast w części wschodniej liczne są ich duże skupiska.

Na zachód od jeziora Sasek Wielki w rozległej przetainie, w innych miejscach w szczelinach różnych rozmiarów, w spokojnych warunkach były akumulowane osady drobnoziarniste kemów. W miarę wytapiania się lądolodu poszerzały się szczeliny i gromadziło się coraz więcej materiału grubszego, gorzej wysortowanego. W wyniku ich akumulacji powstały wysoczyzny wodnolodowcowe zbudowane z osadów określanych jako wodnomorenowe. Również osady źle wysortowane były wynoszone przez wody roztopowe na niewielką odległość, na przedpole lądolodu. Po okresie spokojnej deglacjacji i akumulacji osadów nastąpił okres intensywnej erozji wód roztopowych, które zniszczyły wszystkie formy marginalne, a w części środkowej badanego obszaru, w miejscu starego szlaku wodnolodowcowego, również większość utworów lodowcowych. Gdy czoło lądolodu ustabilizowało się na północy (faza pomorska stadiału górnego zlodowacenia Wisły) usypany został dość jednorodny sandr. Jedynie w południowo-zachodnim fragmencie obszaru, na zachód od jeziora Średniego i Koniecznego, panowały lokalnie dość specyficzne warunki, które doprowadziły do powstania zespołu długich dolinek (do 3,5 km), lekko wygiętych w kierunku ESE, wąskich i stosunkowo głębokich. Jedną z prób wyjaśnienia tego zagadnienia, mogłoby być przyjęcie, że sandr powstał na powierzchni

ładolodu. W późniejszym etapie nastąpiło oziębienie, przemarznięcie osadów i być może uaktywnienie się ładolodu, które doprowadziło do otwarcia szczelin i zasypania ich wyżej leżącym materiałem. Następnie, w czasie deglacjacji wody krążące w tych szczelinach wyniosły ten materiał, gdy osady powyżej były jeszcze przemarznięte, a po całkowitym rozmarznięciu woda już w tych dolinkach nie płynęła. Po odstąpieniu ładolodu akumulacja na obszarze sandru została przerwana a wody roztopowe dość szybko skanalizowane do wąskich stref rynien subglacjalnych lub lokalnych cieków. W rynnice Saski występują miejscami dwa lub nawet trzy poziomy tarasów. Są one jednak zbyt małe aby wyróżnić je w skali mapy. Natomiast na południe od Jeziora Sędańskiego i na wschód od jeziora Sasek Mały osady powstałe w tym okresie zamaskowane są pokrywami torfów.

Po wytopieniu się brył martwego lodu, nastąpiło nasilenie procesów denudacyjnych, które doprowadziły do akumulacji osadów deluwialnych w zagłębieniach terenu (na stokach i poniżej krawędzi nie wydzielano ich ze względu na czytelność mapy), a na płaskich wzniesieniach pokryw rezydualnych. Na wschód od Jeziora Leleskiego powstał obszar ograniczony od północy i południa krawędziami wysoczyzny, idealny dla procesów eolicznych, dlatego utworzyły się tu dwie wydmy paraboliczne.

W holocenie powstały pokłady gytii i kredy jeziornej, później agradacja roślinna (głównie torfowa) doprowadziła do całkowitego zarośnięcia wielu jezior. W wyniku rozmywania brzegów jezior w wąskim pasie nagromadziły się osady jeziorne. W niewielkich zagłębieniach były akumulowane namuły piaszczyste i torfiaste, a wzdłuż cieków piaski humusowe i namuły den dolinnych. W wielu podmokłych terenach powstały torfy. Z działalnością człowieka związane jest znaczne przekształcenie powierzchni terenu, głównie obszarów miejskich Szczytna i Pasymia, gdzie powstały liczne nasypy o miąższości powyżej 2,0 m. Dotyczy to również terenów przemysłowych, starych obszarów PGR, wysypisk odpadów komunalnych, nasypów komunikacyjnych i dużych stawów hodowlanych.

#### **IV. PODSUMOWANIE**

Szczegółowe prace geologiczno-zdjęciowe, otwory kartograficzne oraz wyniki badań geofizycznych i laboratoryjnych dostarczyły bogatego materiału do rozpoznania przypowierzchniowej budowy geologicznej terenu arkusza Szczytno. W oparciu o te materiały przedstawiono budowę podłoża czwartorzędu i rzeźbę terenu oraz opracowano stratygrafię osadów plejstocenijskich. Na badanym obszarze wyróżniono 11 poziomów lodowcowych, po jednym zaliczono do zlodowacenia Narwi, Nidy i Sanu 2, po dwa do Sanu 1, Odry, Warty i Wisły. Większość z nich wydzielono na podstawie wyników badań petrograficzno-litologicznych. Maksymalna miąższość utworów czwartorzędowych wynosi 173,0 m. Nie stwierdzono występowania osadów interglacjalnych. Podjęto próbę interpretacji bardzo intensywnych zaburzeń glacitektonicznych zarówno ilastych osadów mioceńskich, jak i utworów plejstocenijskich. Przedstawiono również pogląd o lokalnej oscylacji w stadiach górnym zlodowacenia Wisły.

Ze względu na małą ilość danych uzyskanych z głębokich otworów (tylko w pięciu z nich przewiercono utwory czwartorzędu), dalszych badań i wyjaśnień wymagają między innymi następujące zagadnienia:

1. Z jakiego kierunku nasunęły się łuski osadów neogeńskich i jaką w związku z tym miały wergencję?

2. Jak daleko kontynuuje się głębokie obniżenie podłoża czwartorzędu występujące w rejonie otworu 16 (ark. Wielbark) oraz w jakim kierunku biegną i jak związane są z nim uskoki tektoniczne?

3. Czy niektóre z kemów znajdujących się na południe od jeziora Świętajno nie są to formy moren spiętrzonych?

4. Jaka jest ranga lokalnej oscylacji lądolodu w stadiale górnym zlodowacenia Wisły. Czy może odpowiadać ona fazie poznańskiej lobu Wisły z terenów Kujaw i Wielkopolski?

5. Jakim procesom zawdzięcza swój kształt głębokie Jezioro Leleskie? Czy możliwe jest, że powstało w wyniku przemieszczenia się zagrzebanych w rynnie subglacialnej brył martwego lodu, spowodowanego zaburzeniami glacitektonicznymi?

6. Czy kemy występujące na północ od Szczytna, których kulminacje znajdują się na wysokości do 200 m n.p.m., powstały tylko w wyniku inwersji morfologicznej, czy też niektóre z osadów zostały spiętrzone przez nasuwający się lądolód?

Opracowano  
w Firmie Geologicznej „Sandr”  
w Warszawie

Zakład Kartografii Geologicznej  
Struktur Płytkich  
Państwowego Instytutu Geologicznego–  
Państwowego Instytutu Badawczego

Warszawa, 2009 r.

## LITERATURA

- C i u k C . , 1972 — Syntetyczny profil stratygraficzny utworów trzeciorzędowych rejonu Olsztyńskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- G a g e l C . , 1902a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundestaaten 1:25 000, Blatt Passenheim (arkusz Pasym). Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- G a g e l C . , 1902b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundestaaten 1:25 000, Blatt Jedwabno (arkusz Jedwabno). Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- G a g e l C . , M ü l l e r G . , 1897 — Die Entwicklung der ostpreussischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg. Separatabdruck Ib. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- G a ł a z k a D . , M a r k s L . , M o r a w s k i W . , 2006 — Maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Wisły w południowo-zachodniej części Mazur. *W: Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. Mat. 13. Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”*. Maróz, 4–6 września 2006 r.
- G a l o n R . , 1967 — Czwartorzęd Polski północnej. *W: Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.

- Galon R., Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. *W: Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.
- Grabowska I., 1972 — Palinologiczne opracowanie profili trzeciorzędowych z obszaru województwa olsztyńskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Fert Z., Makarewicz B., Zaczekiewicz B., 1995 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świątajno. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Fert Z., Makarewicz B., 2008 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczytno. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kacprzak L., Lisicki S., 2007a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kobyłty (178). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kacprzak L., Lisicki S., 2007b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kobyłty (178). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kaunhowen F., Klebs R., Schulte L., 1904 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundestaaten 1:25 000, Blatt Gross Schöndamerau (arkusz Trelkowo). Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- Klebs R., 1904 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundestaaten 1:25 000, Blatt Ortelsburg (arkusz Szczytno). Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- Kondracki J., 1972 — Pojezierze Mazurskie. *W: Geomorfologia Polski*. **2**. Niż Polski. PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967 — Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. *W: Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.
- Kotański Z., 1977 — Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w wałdaju i w kambrze. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 303: 15–40.
- Kozłowski S. (red.), 1978 — Surowce mineralne województwa olsztyńskiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1999a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lipowiec (254). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1999b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lipowiec (254). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Krzywicki T., 2002 — The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in north-eastern Poland and neighbouring areas. *Geol. Quart.*, **46**, 2.
- Lichwa M., 2002 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wielbark (253). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lichwa M., 2003 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wielbark (253). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lichwa M., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jedwabno (214) (wraz z Objasnieniami). Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lisicki S., 1997 — Plejstocene of the Mrągowo Lakeland. *Geol. Quart.*, **41**, 3.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.

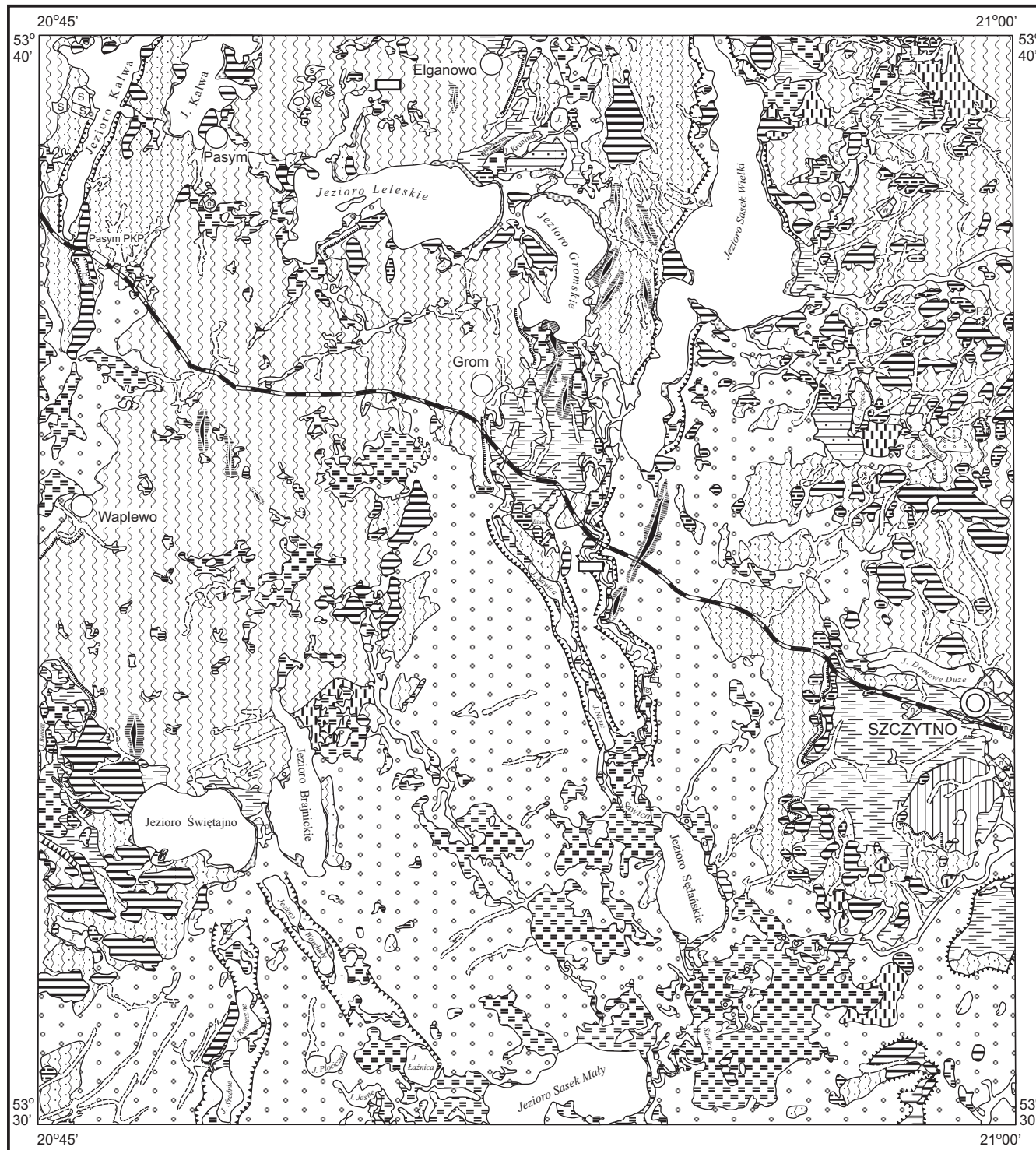
- Mańkowska A., Słowański W., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Olsztyn, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mańkowska A., Słowański W., 1980 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Olsztyn. Inst. Geol., Warszawa.
- Marks L., 1980 — Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowo-zachodniej części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 2.
- Marks L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Geol. AGH*, **14**, 1.
- Marks L., 1991 — Zasięgi lądolodów zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. *Ser. Geogr. UAM*, 50.
- Morawski W., 1988 — Osady wodnomorenowe. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **108**.
- Morawski W., 1999 — Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica, southwestern Mazury Lakeland. *Geol. Quart.*, **43**, 1.
- Morawski W., 2001 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Muszaki (252). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Morawski W., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Muszaki (252). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Morawski W., 2005a — Stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**: 81–108.
- Morawski W., 2005b — Struktury glacitektoniczne południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**: 109–142.
- Morawski W., 2005c — Warmińska prowincja paleogeograficzna plejstocenu (północno-wschodnia Polska). *Prz. Geol.*, **53**, 6.
- Morawski W., 2006a — Glacitektoniczne diapiry i głębokie nasunięcia neogenu w strefie marginalnej stadiału głównego zlodowacenia Wisły. *W: Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża*. Mat. 13 Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 2006b — Sedymentacja w strefie międzylobowej pomiędzy lobami warmińskim i mazurskim lądolodu stadiału głównego zlodowacenia Wisły. *W: Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża*. Mat. 13 Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 2008 — Struktury tektoniczne i glacitektoniczne w strefie zachodniej krawędzi antekliny mazursko-suwalskiej. *W: Plejstocen Tatr i Podhala — zlodowacenia tatrzańskie*. Mat. 15 Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 2009a — Neotectonics induced by ice-sheet advances in NE Poland. *Geologos*, **15**, 3–4: 199–217.
- Morawski W., 2009b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dźwierzuty (177). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Morawski W., 2009c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dźwierzuty (177). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Motyl-Rakowska J., Schoeneich K., 1970 — Budowa geologiczna południowo-zachodniego skłonu antekliny mazurskiej. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 4.
- Nowak J., 1966 — Przeglądowa Mapa Surowców Skalnych Polski 1:300 000, ark. Olsztyn. Inst. Geol., Warszawa.
- Okrasa T., 2006 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla arkusza Szczytno Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.

- Okrasa T., 2008 — Reinterpretacja przekrojów geoelektrycznych dla arkusza Szczytno Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pachucki C., 1961 — Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze Peribalticum. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4.
- Roszkó L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Rumiński M. J., 2003a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Barczewo (176). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rumiński M. J., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Barczewo (176). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Ruszczynska-Szenajch H., 1973 — Kry lodowcowe wyciśnięte glacitektonicznie na terenie SE Mazowsza i S Podlasia. *Kwart. Geol.*, **17**, 3.
- Ruszczynska-Szenajch H., 1991 — Sedimentary environments of glaciofluvial uplands and glaciofluvial crevasse fillings against the general background of other glacioaqueous environments. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**: 3–35.
- Słodkowska B., 2007 — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów neogeńskich z ark. Szczytno Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, profile: Piduń-3, Szczycionek-2 i Słonecznik-1. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Słowański W., 1970 — Czwartorzęd i jego podłoże w południowej części obszaru jezior mazurskich i terenów przyległych. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Słowański W., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Olsztyn, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Sokołowski A., 2002 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczytno (215) (wraz z Objasnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Świerczyński K., 1967 — Geomorfologia rynnny mragowskiej i obszarów przyległych. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW Kat. Geogr. Fiz.*, 1.
- Winter H., 2007 — Opracowanie dotyczące analizy pyłkowej 5 próbek z profilu Szczycionek i Piduń — ark. Szczytno Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Witkowska B., 1985 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:200 000, ark. Olsztyn. Inst. Geol., Warszawa.
- Wójcicki A., 2008 — Interpretacja półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego dla tematu Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczytno. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Zieliński T., 1992 — Moreny czołowe Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚl.*, 1325.
- Zieliński T., 1993 — Sandry Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚl.*, 1398.
- Zwierz S., 1950 — Materiały Archiwum Wierceń, ark. Olsztyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zwierz S., 1953 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Olsztyn, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żuk R., 1999 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świątajno (216). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żuk R., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świątajno (216). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Szczytno (215)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista; wysoczyzna wodnolodowcowa
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

#### Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe
- Formy akumulacji szczelinowej i ozy
- Kemy; plateau kemowe
- Tarasy kemowe
- Rynny subglacjalne, doliny wód roztopowych
- Krawędzie i stoki wysoczyzny
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

#### Formy eoliczne

- Wydmy

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych

#### Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Ostańce
- Stożki napływowe
- Dolinki denudacyjne
- Długie stoki

#### Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

#### Formy utworzone przez roślinność

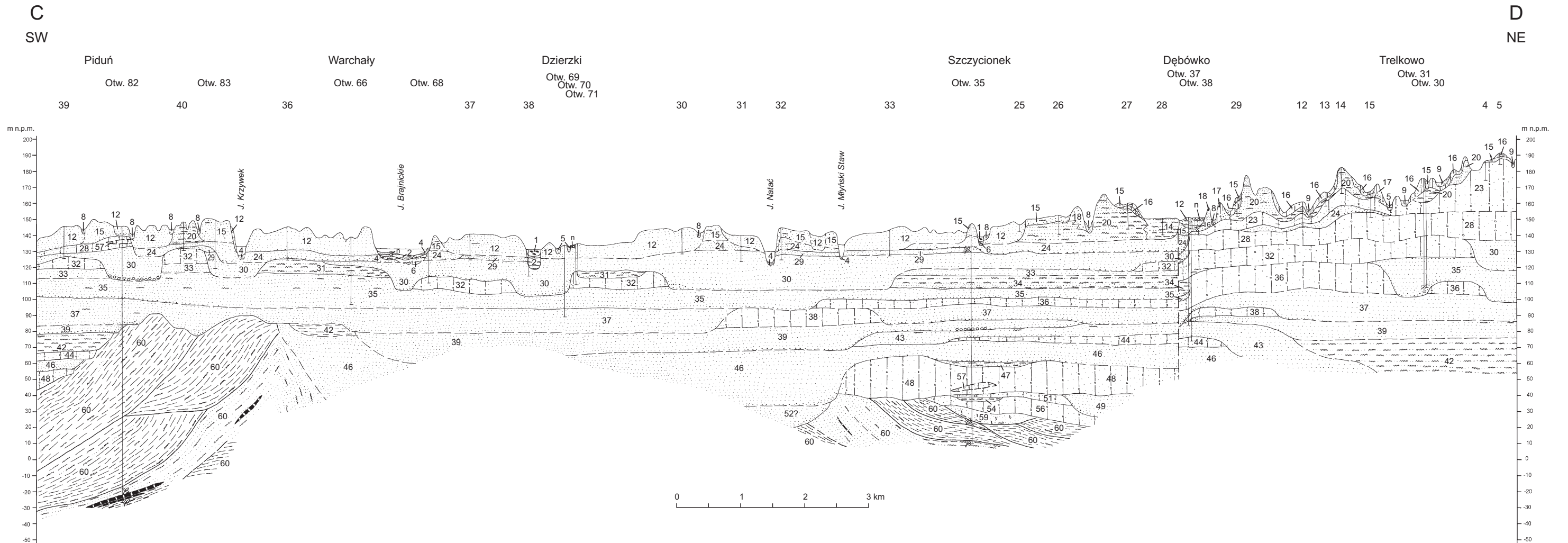
- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Wysypiska komunalne (w), nasypy (n)
- Piaskownie-żwirownie (PZ), piaskownie (P)
- Dna stawów
- Grodziska

Opracował: R. ŻUK

**PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D**



- |  |   |   |   |  |
|--|---|---|---|--|
| 1 — t <sub>Qh</sub>                        | 15 — fgg <sub>B3</sub><br>pż <sub>Qp4</sub> | 30 — fg <sub>W2</sub><br>ppż <sub>Qp3</sub> | 39 — fg <sub>O1</sub><br>pż <sub>Qp3</sub>  | 52 — fg <sub>N</sub><br>p <sub>Qp2</sub>   |
| 2 — nr <sub>Qh</sub>                       | 16 — fgg <sub>B3</sub><br>gm <sub>Qp4</sub> | 31 — b <sub>W2</sub><br>mp <sub>Qp3</sub>   | 42 — b <sub>O1</sub><br>pm <sub>Qp3</sub>   | 54 — b <sub>A</sub><br>pm <sub>Qp1</sub>   |
| 4 — li <sub>Qh</sub>                       | 17 — gm <sub>B3</sub><br>gżw <sub>Qp4</sub> | 32 — g <sub>W2</sub><br>gżw <sub>Qp3</sub>  | 43 — fg <sub>G</sub><br>pż <sub>Qp2</sub>   | 56 — g <sub>A1</sub><br>gżw <sub>Qp1</sub> |
| 5 — ph <sub>Qh</sub>                       | 18 — gm <sub>B3</sub><br>pż <sub>Qp4</sub>  | 33 — fg <sub>W2</sub><br>pż <sub>Qp3</sub>  | 44 — g <sub>Qp2</sub><br>gżw <sub>Qp2</sub> | 57 — Q <sub>Qp</sub>                       |
| 6 — gy <sub>Qh</sub>                       | 20 — k <sub>B3</sub><br>pm <sub>Qp4</sub>   | 34 — b <sub>W1</sub><br>mp <sub>Qp3</sub>   | 46 — fg <sub>S3</sub><br>pż <sub>Qp2</sub>  | 59 — P <sub>gQp</sub>                      |
| 8 — d <sub>pQ</sub>                        | 23 — g <sub>B3</sub><br>gżw <sub>Qp4</sub>  | 35 — fg <sub>W1</sub><br>pż <sub>Qp3</sub>  | 47 — b <sub>S3</sub><br>pm <sub>Qp2</sub>   | 60 — ip <sub>M</sub>                       |
| 9 — d <sub>gQ</sub>                        | 24 — fg <sub>B</sub><br>pż <sub>Qp4</sub>   | 36 — g <sub>W1</sub><br>gżw <sub>Qp3</sub>  | 48 — g <sub>S3</sub><br>gżw <sub>Qp2</sub>  |  |
| 12 — fg <sub>B3</sub><br>p <sub>Qp4</sub>  | 28 — g <sub>B</sub><br>gżw <sub>Qp4</sub>   | 37 — fg <sub>O3</sub><br>pż <sub>Qp3</sub>  | 49 — fg <sub>S1</sub><br>pż <sub>Qp2</sub>  |  |
| 14 — pk <sub>B3</sub><br>pm <sub>Qp4</sub> | 29 — f-pg <sub>B</sub><br>p <sub>Qp4</sub>  | 38 — g <sub>O3</sub><br>gżw <sub>Qp3</sub>  | 51 — g <sub>S1</sub><br>gżw <sub>Qp2</sub>  |  |

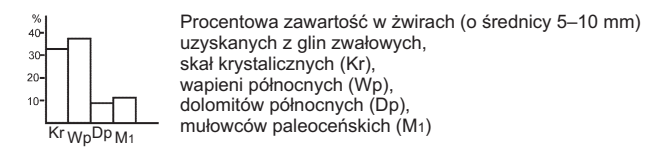
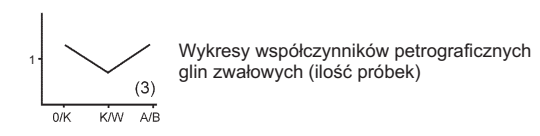
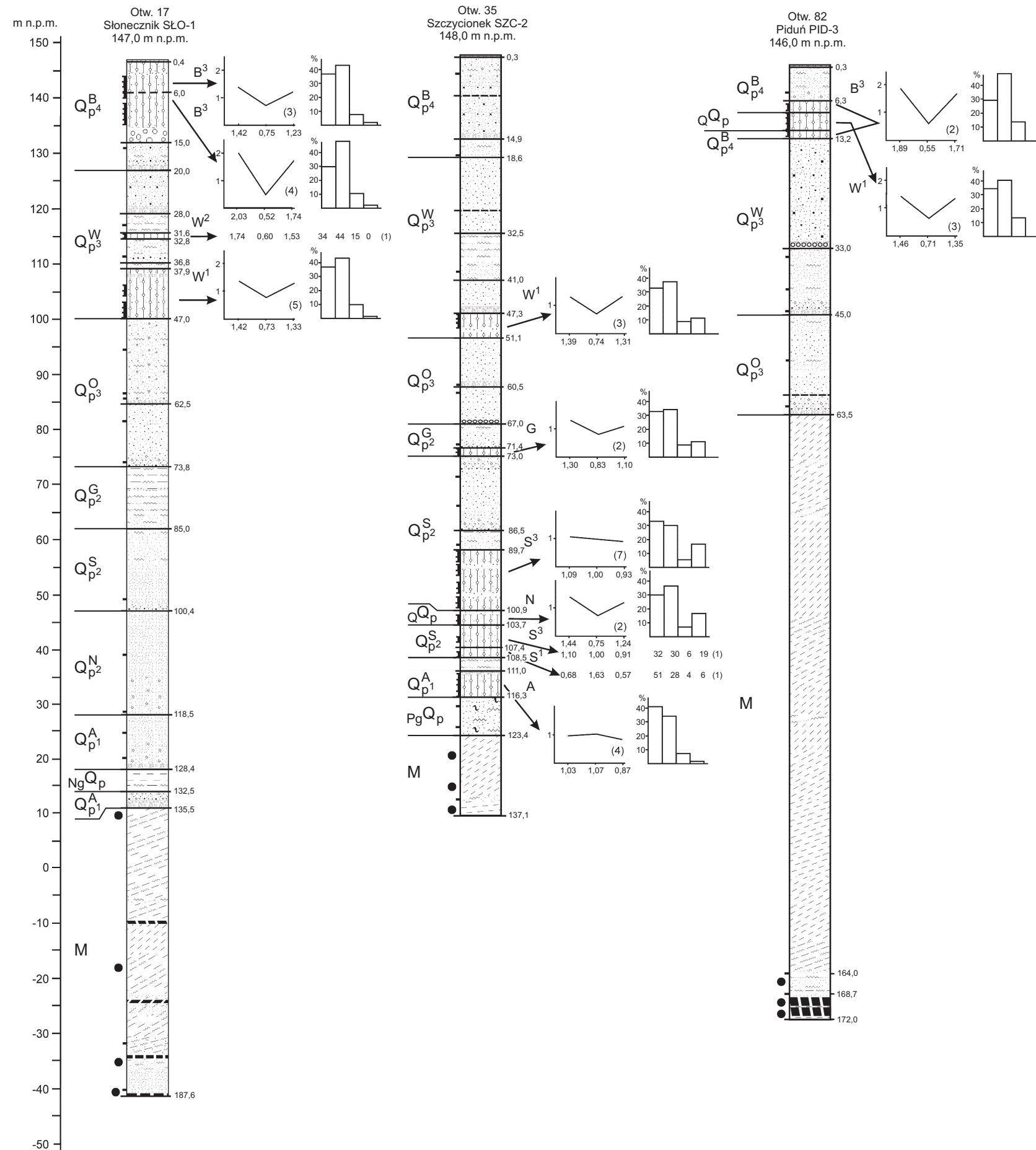
**ZNAKI PETROGRAFICZNE:**

- |  |                |  |                  |
|--|----------------|--|------------------|
|  | Bruk           |  | Gliny i mułki    |
|  | Żwiry          |  | Gliny zwalowe    |
|  | Piaski         |  | Torfy            |
|  | Mułki          |  | Gytie            |
|  | Mułki i piaski |  | Iły węgliste     |
|  | Iły            |  | Węgiel brunatny  |
|  | Gliny i piaski |  | Namuły torfiaste |

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

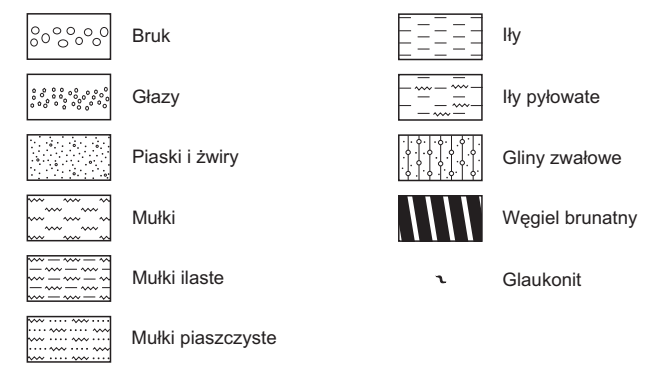
Opracował: R. ŻUK

**ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP  
(KARTOGRAFICZNYCH)**



- Oznaczenie miejsc pobrania próbek do badań palinologicznych
- a Oznaczenie miejsc pobrania próbek do badań litologicznych:  
- b a — próbki żwirowe; b — próbki punktowe

**ZNAKI PETROGRAFICZNE:**



- B<sup>3</sup> stadiał górny } zlodowacenie Wisły
- W<sup>2</sup> stadiał środkowy } zlodowacenie Warty
- W<sup>1</sup> stadiał dolny }
- G zlodowacenie Sanu 2
- S<sup>3</sup> stadiał górny } zlodowacenie Sanu 1
- S<sup>1</sup> stadiał dolny }
- N zlodowacenie Nidy
- A zlodowacenie Narwi

U w a g a: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach

Opracował: R. ŻUK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Szczytno (215)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000

- NEOGEN MIOCEN M Iły, piaski i mułki, miejscami węgiel brunatny
- 40 Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Uskoki przypuszczalne (strefy nieciągłości)
- Zaburzenia glacitektoniczne
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M — miocen, Ol — oligocen, Pc — paleocen; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C—D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracował: R. ŻUK

